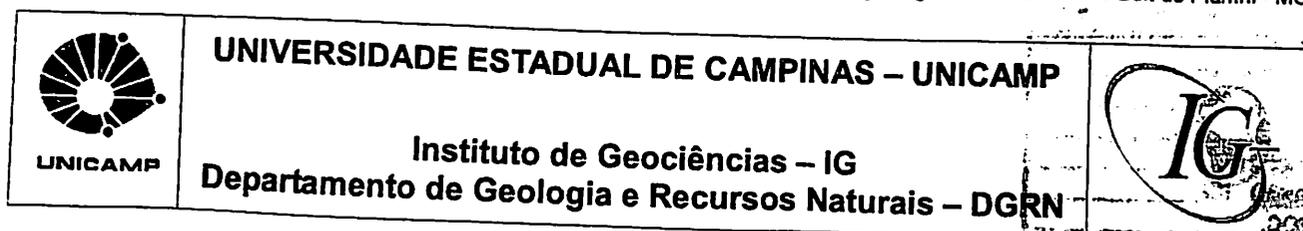


# **Tratamento espacial e integração de dados geológicos do *Greenstone Belt* de Piumhi - MG**

Monografia apresentada à disciplina de Trabalho de Conclusão de Curso, do Instituto de Geociências da Universidade Estadual de Campinas, como exigência para a obtenção do título de Bacharel em Geologia.

Campinas  
Junho de 2009

Biblioteca  
Instituto de Geociências  
UNICAMP



Henrique Antunes Padoves

## **Tratamento espacial e integração de dados geológicos do *Greenstone Belt* de Piumhi - MG**

Orientador: Prof. Dr. Alfonso Schrank

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Celso Dal Ré Carneiro  
Profa. Dra. Lena Virgínia Soares Monteiro

2009 31048

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS	
N.º CHAMADA Tcc/Vnicamp	
P1364	
V.	EX.
TOMBO DCI	
TOMBO IG	1290004257
PROC.	16.148.2009
C	D
PREÇO	R\$11,00
DATA	25/11/2009
N.º CPD	

Henrique A. Padoves

Tratamento espacial e integração de dados geológicos do Greenstone Belt de Piumhi - MG



*Este trabalho é dedicado aos meus pais*

**"Existe em toda coisa má uma essência de bem, para os homens que sabem destilá-las."**  
 W. Shakespeare

DEPOSITAÇÃO DA PUBLICAÇÃO POR YARA CRISHNA DE CARVALHO NOVO, EM ABRIL 2012

## AGRADECIMENTOS

Agradeço em primeiro lugar, à minha família pelo suporte nessa longa caminhada que foi a graduação em Geologia, muitas das vezes com cobrança, mas a maioria com incentivo.

Agradeço também ao Prof. Dr. Alfonso Schrank pela orientação e pela convivência nesse tempo, entre campos, monitoria e agora nessa fase final de graduação.

À turma de 2002 pelo convívio nesse período, uns mais próximos, mas todos queridos. E a todas as amizades feitas nessa etapa da vida. Em especial a Bugrão, Pedro (Maculento), Róger, Sushi, Gustavo, Dani Beck, Érico e Michelly. Rogério e Michelly, aliás, merecem um agradecimento especial pela ajuda fundamental nesse trabalho.

Às turmas de Campo II de 2006 e 2007, que são parte fundamental desse trabalho. Ao Gian, cuja monografia também foi de muita ajuda.

E a todos que direta ou indiretamente me ajudaram, apoiaram e incentivaram por todo esse tempo.

## RESUMO

O presente trabalho constitui a monografia apresentada à disciplina Trabalho de Conclusão de Curso, do curso de graduação em Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Estadual de Campinas. Em escala regional a área estudada localiza-se na porção sul da Faixa Brasília, sendo parte do cinturão de dobras e cisalhamento neoproterozóico (790-600 Ma) que compreende três domínios tectônicos, o Domínio Autóctone, Domínio Alóctone Interno e Domínio Alóctone Externo.

O escopo deste trabalho é uma área situada no Domínio Alóctone Externo, a leste da cidade de Piumhi. Dados obtidos por meio de estudo tectono-estruturais, petrográficos e metamórficos permitiram a identificação e individualização de quatro grupamentos de rochas. Os Grupos Ribeirão Araras, Paiência e Lavapés, que constituem o *Greenstone belt* de Piumhi e o Grupo Bambuí.

Os estudos estruturais realizados a partir de dados coletados em campo, como lineações e foliações, juntamente com os estudos dos indicadores cinemáticos observados, aliados aos dados petrográficos permitiram concluir que houve um empilhamento tectônico na área, com cinemática de topo para norte, responsável pelas relações de contato das litologias na forma de lascas tectônicas.

## ABSTRACT

This report represents the final result from the subject of Conclusion of Graduation , of the undergraduate course of geology, at the Institute of Geosciences in the University of Campinas. In regional scale the studied area is located on the south portion of the Brasilia Shear Belt, alongside with the folds and shear zones dated from the Neoproterozoic (790-600 Ma), which includes three tectonic domains, the Autoctonous Domain, the External Aloctonous Domain and the Internal Alctonous Domain.

This report focuses on the External Aloctonous Domain, east of Piumhi city. Tectonic-structural, petrographic and metamorphic issues exploring during the studies, allowed the identification and recognition of four rock groups. The Group Ribeirão Araras, Paciência and Lavapés, wich constitute the *Greenstone Belt* of Piumhi and Group Bambuí

The structural studies realized with data collexted in the fieldtrip, such as lineation and foliation, in addition with kinematic studies and petrographic analysis allow to conclude there was a tectonic stacking in the area, with north related movement, wich is responsible for the lithology contacts in tectonic chips.

**LISTA DE FIGURAS**

- Figura 1. Localização e acessos rodoviários
- Figura 2. Representação dos Crátons e Faixas Móveis Adjacentes
- Figura 3. Unidades Tectônicas da Faixa Brasília
- Figura 4. Mapa Tectônico Simplificado da Porção Meridional da Faixa Brasília
- Figura 5. Meta-Cumulato de piroxênio (centro da área)
- Figura 6. *Microspinifex* em Meta-Komatiito em Massa Microgranular de Actinolita.
- Figura 7. Meta-Basalto Maciço
- Figura 8. *Pillow-lava* em Meta-Basalto
- Figura 9. Meta-Basalto Variolíticos
- Figura 10. Meta-Tufo
- Figura 11. Clastos Angulosos em Meta-Brecha
- Figura 12. Talco Xisto
- Figura 13. Sericita Xisto Dobrado
- Figura 14. Matriz de Clorita em Clorita Xisto
- Figura 15. Gabro Dolerítico
- Figura 16. Dique de Diabásio em Contato Brusco com Granodiorito
- Figura 17. Quartzo-Feldspato Pórfiro (QFP)
- Figura 18. Fotomicrografia de Quartzo Bipiramidal
- Figura 19. Xistos do Grupo Paciência Intercalados com Metassiltitos
- Figura 20. Metapelitos com *Boudins* de Quartzo
- Figura 21. Metagrauvas da Região Sul
- Figura 22. Alinhamento de BIFS na Serra da Guabiroba.
- Figura 23. Afloramento de Quartzitos da Serra da Pimenta
- Figura 24. Quartzito com Granulação Granodecrescente
- Figura 25. Clivagem de Crenulação em Quartzo-Sericita Xisto do Grupo Lavapés
- Figura 26. (A - LN e B - LP) Granodiorito.(C - LN e D - LP) Meta-Riolito
- Figura 27. Granito Protomilonítico
- Figura 28. Ultramilonito a Partir de Granitos
- Figura 29. Metassitito do Grupo Bambuí
- Figura 30. Rampas de cisalhamento representando a relação entre a lineação de estiramento (Lx) e os planos frontais, laterais e oblíquos de cisalhamento
- Figura 31. Indicadores Cinemáticos Presentes na Área de Estudo

## Sumário

AGRADECIMENTOS.....	4
RESUMO.....	5
ABSTRACT.....	6
LISTA DE FIGURAS.....	7
PARTE I – INTRODUÇÃO.....	9
APRESENTAÇÃO E OBJETIVOS.....	9
CAPÍTULO 1 – LOCALIZAÇÃO, ACESSO E ASPECTOS FISIOGRAFICOS.....	9
1.1. Localização e Acesso.....	9
1.2 - Aspectos Fisiográficos.....	10
CAPÍTULO 2 - GEOMORFOLOGIA.....	11
CAPÍTULO 3 – TRABALHOS ANTERIORES.....	13
CAPÍTULO 4 – MATERIAIS E MÉTODOS.....	16
4.1 – Trabalhos Preliminares.....	16
4.2 - Tratamento dos dados.....	16
PARTE II – ASPECTOS GEOLÓGICOS DA REGIÃO DE PIUMHI – M.G.....	17
CAPÍTULO 5 – SÍNTESE GEOLÓGICA REGIONAL.....	17
5.1 - Comentários Gerais.....	17
5.2 – O Cráton do São Francisco e a Faixa de Dobramentos Brasília.....	18
5.3 – Quadro Geocronológico.....	21
5.3 – O <i>Greenstone Belt</i> de Piumhi.....	23
5.5 – Evolução Geológica.....	25
CAPÍTULO 6 – DESCRIÇÃO DOS LITOTIPOS.....	27
6.1 - Introdução.....	27
6.2 – Meta-Cumulatos.....	28
6.3 – Meta-Komatilitos.....	29
6.4 – Meta-Basaltos.....	30
6.5 - Meta-Brechas e Meta-Tufos.....	32
6.6 – Xistos.....	32
6.7 - Ribeirão Araras Indiviso.....	34
6.8 - Gabros Doleríticos.....	34
6.9 – Diabásio.....	35
6.10 - Quartzo-Feldspato Pórfiros (QFP).....	36
6.11 - Rochas Metassedimentares do Grupo Paciência.....	37
6.12 - Meta-Pelitos (Filitos).....	37
6.21 – Metagrauvas.....	38
6.22 – Meta-Conglomerados.....	39
6.23 - Rochas carbonatadas.....	39
6.24 – BIFs.....	40
6.25 – Quartzitos.....	41
6.26 – Quartzo-Sericita Xisto (Grupo Lavapés).....	41
6.27 – Granitos.....	42
6.28 – Meta-Riolitos.....	43
6.29 – Milonitos.....	44
6.30 - Conglomerado Samburá (Formação Paraopebas - Grupo Bambuí).....	45
6.31 - Meta-Siltitos (Grupo Bambuí).....	45
CAPÍTULO 7 – GEOLOGIA ESTRUTURAL.....	46
CAPÍTULO 8 – EVOLUÇÃO GEOLÓGICA.....	51
CONCLUSÕES.....	52
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	54
ANEXOS.....	<b>Erro! Indicador não definido.</b>
Anexo 1. Mapa Geológico de Piumhi – MG.....	<b>Erro! Indicador não definido.</b>
Anexo 2. Perfil Geológico.....	<b>Erro! Indicador não definido.</b>

## PARTE I – INTRODUÇÃO

### APRESENTAÇÃO E OBJETIVOS

A presente monografia refere-se à pesquisa desenvolvida para a disciplina de Trabalho de Conclusão de Curso (GE – 001), no primeiro semestre de 2009, sob a orientação do Prof. Dr. Alfonso Schrank, do Departamento de Geologia e Recursos Naturais do Instituto de Geociências da Universidade Estadual de Campinas (DGRN-UNICAMP).

A pesquisa foi direcionada à integração e interpretação de dados levantados na disciplina de Geologia de Campo II, na porção norte do Maciço de Piumhi, em Minas Gerais e na apresentação dos resultados obtidos na forma de um mapa geológico, em escala 1:50.000 e desta monografia.

O Maciço de Piumhi, de idade arqueana, está inserido na porção sul da Faixa Brasília, sendo parte do cinturão de dobras e cisalhamento neoproterozóico (790-600 Ma) que compreende três domínios tectônicos, segundo Valeriano *et al.* (1995): Domínio Autóctone, Domínio Alóctone Interno (DAI) e Domínio Alóctone Externo (DAE). Neste último compartimento está situado o *greenstone belt* de Piumhi (GBP), unidade geológica que será abordada neste estudo. As rochas que a compõem estão deformadas e metamorfasadas em fácies xisto verde.

### CAPÍTULO 1 – LOCALIZAÇÃO, ACESSO E ASPECTOS FÍSIOGRÁFICOS

#### 1.1. Localização e Acesso

O município de Piumhi (coordenadas 20,22 S e 45,25 W) está localizado no centro sul do Estado de Minas Gerais e compreende uma área de aproximadamente 905 km<sup>2</sup>.

Limita-se ao norte com os municípios de Bambuí e São Roque de Minas, a sul com Capitólio, a leste com Pimenta, Doresópolis e Pains e a oeste com Vargem Bonita.

A sede dista cerca de 266 Km da capital do Estado, Belo Horizonte (MG) e a

257Km de Ribeirão Preto (SP). A cidade encontra-se 80 Km a sul do Parque Nacional da Serra da Canastra e 20 Km a oeste do lago da represa de Furnas.

O acesso é feito pela rodovia MG-050 que liga Passos a Belo Horizonte. Outras rodovias que servem o município são: MG-439 e a MG-354.

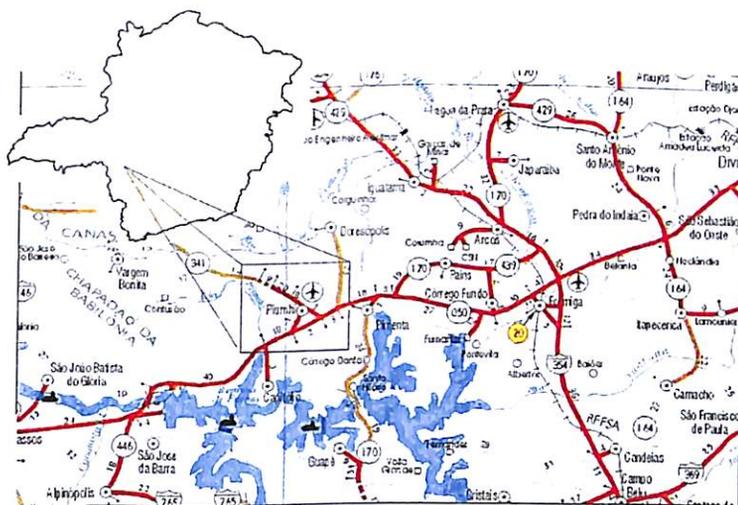


Fig 1. Localização e acessos rodoviários. (Fonte: DER-MG)

## 1.2 - Aspectos Fisiográficos

Piunhi localiza-se no sudoeste mineiro próximo à Serra da Canastra, local onde nasce o Rio São Francisco. Seguindo para norte observa-se que a região define uma transformação em termos de relevo (de montanhas para planaltos) e de vegetação (de campos para cerrado).

Estão ali presentes dois maciços de montanhas: a Serra da Canastra e a Serra das Sete Voltas, com o Vale dos Cândidos situado entre as suas serras. Cortam a área os seguintes rios: Rio São Francisco e Rio Piunhi, pertencentes à Bacia do Rio São Francisco/ Rio Grande. As altitudes variam entre 900 – 1496 metros e a vegetação predominante é a de campos rupestres, com manchas de cerrado e matas ciliares.

O clima é ameno o ano todo. Onde a altitude supera os 1000 m temos um clima subtropical moderado úmido, com temperatura variando entre 18 e 20° C, com mínimo de 0° C no inverno e máxima de 34° C no verão. Os índices pluviométricos variam entre 1.400 mm e 1.800 mm ao ano. Apesar da prolongada estiagem – abril a setembro – o subsolo mantém um reservatório de água capaz de suprir as raízes da vegetação, podendo-se dizer que a seca não atinge o solo além de 2 m de profundidade.

A população do município, segundo dados do IBGE de 2007, é de aproximadamente 31.000 pessoas, atuando em setores agropecuários, extração vegetal, pesca, industrial, comércio e serviços. A extração de cromita também foi uma das atividades desenvolvidas na região, mas atualmente acha-se paralisada.

## **CAPÍTULO 2 - GEOMORFOLOGIA**

A cidade está localizada na região denominada Planalto Cristalino, cujo nome refere-se às formações de rochas cristalinas, que ao serem erodidas deram origem ao manto vermelho-amarelo de terras argilosas presentes. A leste a Serra do Espinhaço ergue-se cerca de 300 m sobre a superfície do planalto. A serra é constituída de uma série de cristas montanhosas esculpidas em terrenos proterozóicos, sobretudo em quartzitos.

A discordância do relevo com a Serra da Pimenta deve-se principalmente ao fator litológico controlador da preservação da mesma. Composta essencialmente por quartzitos e arenitos, a rocha de maior competência manteve o alto relevo funcionando como uma "capa" protegendo a rocha de menor competência da ação intempérica. O restante da litologia local que era composta por rochas menos resistentes passaram pelo processo de pediplanação de encostas. Tal relevo residual recebe a classificação geomorfológica de superfície de aplainamento ou de idade neógena, ou ainda de cimeira.

Na região de Piumhi ocorrem as seguintes unidades geomorfológicas:

### **Domínio da Bacia e Coberturas Sedimentares do Cráton do São Francisco**

Esse domínio integra o quadro morfoestrutural componente do extenso Cráton São Francisco, caracterizado por um relevo que não sofreu significantes deformações tectônicas, mas que foi afetado pelos diferentes ciclos erosivos e deposicionais (Almeida 1971). A porção do cráton onde está localizado o referido domínio individualiza-se por se apresentar coberto por formações sedimentares cujas feições refletem uma dominância morfoclimática.

Os dobramentos antigos do Grupo Bambuí formam uma sequência de sinclinais e anticlinais paralelos; são associados a falhas inversas (Carraro, Chiang & Yamagata, 1975), refletindo-se no comportamento espacial das colinas aplanadas e convexo-côncavas do quadro morfológico. Este domínio acha-se representado por formas de

relevo colinoso com topos aplanados e abaulados, indicando um conjunto topográfico afetado por sucessivos ciclos erosivos e deposicionais e tendo como substrato estruturas antigas do Cráton do São Francisco.

### **Serra da Canastra**

Esta área é formada por blocos falhados e alteados em relação ao relevo regional, associados à Faixa de Dobramentos Brasília sendo esculpida sobre quartzitos e xistos do Grupo Canastra. Compreende uma superfície delimitada por escarpas com mais de 300 metros de desnível, sendo alinhada aproximadamente a NW/SE. Na base destas escarpas, tálus detríticos marcam o contato com a superfície elaborada sobre rochas da Faixa de Dobramento. As altitudes da Serra da Canastra variam desde 1.496 metros do ponto mais alto até aproximadamente 900 metros de elevação mínima e a inclinação geral do relevo é no sentido oeste. Esta unidade é recoberta por uma fina camada de colúvios e nos topos dos morros e colinas ocorrem campos de matacões.

O solo é de pequena profundidade com características areno-cascalhentas. As condições topográficas propiciam baixas temperaturas, que associadas à baixa permanência da água em superfície, não permitem um intenso intemperismo químico das rochas. Este fato, explica a grande ocorrência de afloramentos rochosos, lajedos e matacões visíveis nas vertentes. Colúvios pouco profundos e compostos por seixos, cascalhos e areias associados à matéria orgânica são as principais formações superficiais.

### CAPÍTULO 3 – TRABALHOS ANTERIORES

Os trabalhos geológicos na região de Piumhi, sudoeste de Minas Gerais, datam desde o fim da década de 30 do século passado, quando **Guimarães & Oliveira (1938)**, **Barbosa & Lacourt (1940)**, **Souza (1943)** e **Araújo (1943)** dedicaram especial atenção aos registros de ocorrência de depósitos de cromita, ao sul de Piumhi, e às potencialidades minerais das rochas associadas.

**Sidrim (1976)**, reconheceu a presença dos Grupos Canastra e Bambuí na região, e que uma importante falha reversa colocou o Grupo Canastra sobre o Grupo Bambuí, com contato localizado na escarpa leste da Serra da Pimenta.

**Schrank (1979)** subdividiu o *Greenstone Belt* de Piumhi em dois grupos principais, separados por uma superfície de discordância angular e erosiva: Grupo Inferior e Grupo Superior.

**Fritzsons et al. (1980)**, definiram três associações litotectônicas que da base para o topo compreendiam: uma unidade basal, caracterizada como uma associação *granito-greenstone*, incluindo um Grupamento das Rochas Vulcânicas (ultramáficas a félsicas com frequentes relíquias de texturas/estruturas primárias) e um conjunto de rochas Intrusivas Ácidas. Um grupo Intermediário, representado por metapsamitos e metapelitos variados, metamorfoisado em baixo grau metamórfico, e por corpos ultramáficos cromitíferos. E, finalmente, a Sequência Bambuí, representada pelo Grupo Paraopeba, que inclui as fácies pelítica, carbonática e conglomerática (Fácies Samburá).

**Biondi & Schrank (1980)** identificaram uma sequência cálcio-alcalina na região. **Pinheiro (1980)** subdividiu essa sequência em três unidades estratigráficas, caracterizando-as petrográfica e estruturalmente de forma semelhante à proposta por **Fritzsons et al (1980)**.

**Schrank (1982)** enfoca em detalhe os aspectos petrográficos e geoquímicos das rochas metavulcânicas. Redefine a subdivisão proposta por **Fritzsons et al. (1980)** apresentando um mapa modificado a partir daquele trabalho e de mapa regional em semi-detalhe (1:25000) inédito da METAMIG. Define o Maciço de Piumhi como uma unidade independente e mais antiga que os Grupos Canastra e Bambuí dividindo-o em dois grupos separados por discordância angular e erosiva: o Grupo Inferior (correspondente ao Grupamento das Rochas Vulcânicas de **Fritzsons et al., 1980**) e um Grupo Superior.

**Machado Filho et al. (1983)** apresentam o mapeamento ao milionésimo realizado pelo Projeto RADAMBrasil, no qual demonstraram a continuidade das rochas da região de Piumhi para as áreas de Ilícinea e Carmo do Rio Claro, a sul da rampa lateral de Capitólio.

**Jahn & Schrank (1983)** apresentam um primeiro estudo geoquímico de composições elementares principais e de abundância de elementos terras raras, defendendo a classificação do Grupo Inferior do Maciço de Piumhi como um *greenstone belt* arqueano.

**Schrank (1986)** reapresenta as principais conclusões, alcançadas a partir do trabalho de doutorado, sobre quimismo e gênese dos derrames komatiíticos a clinopiroxênio-spinifex da região.

**Pinheiro (1988)** estuda os depósitos de cromita de Piumhi, reconhecendo as rochas portadoras de mineralização como um *sill* ultrabásico.

**Valeriano et al (1989)** redefinem a Sequência Carmo do Rio Claro e confirmam a extensão da mesma até a cidade de Piumhi.

**Machado & Schrank (1989)** redefinem preliminarmente a nomenclatura estratigráfica do maciço: o Grupo Inferior passa a Grupo Ribeirão Araras, e o Grupo Superior é subdividido nos Grupos Paciência e Lavapés. O Grupo Paciência é considerado tectonicamente sobreposto e discordante em relação ao Grupo Ribeirão Araras e constituído por sedimentos plataformais seguidos por uma sequência turbidídica com raras intrusivas. O Grupo Lavapés tectonicamente sobreposto aos anteriores compreende: quartzitos e conglomerados, xistos com sericita, clorita, quartzo e carbonato, contendo lentes grafitosas, formações ferríferas e manganíferas e corpos máfico-ultramáficos com cromititos.

**Schrank & Abreu (1990)** apresentaram uma proposta de formalização das unidades litoestratigráficas do DAE, denominado de "Maciço de Piumhi" redefinindo as anteriormente apresentadas por Schrank (1982).

**Simões (1995)** realizou uma revisão estratigráfica regional com base em reconhecimentos geológicos nas áreas-tipo dos Grupos Araxá e Canastra, além de mapeamentos de detalhe no extremo sudeste da Serra da Canastra, para correlações com rochas da região. Reconhece 3 grandes unidades tectônicas principais: duas alóctones e uma autóctone.

**Ferrari (1996)** tratou aspectos da tectônica e cinemática envolvida na deformação do *greenstone belt*, relacionando-as com as mineralizações de ouro e cromita e as características destas mineralizações.

**Lima (1996)** caracteriza as rochas metassedimentares intercaladas em metabasaltos komatiíticos do *greenstone belt* de Piumhi, nos seus aspectos petrográficos, geoquímicos e de proveniência. Enfoca as intercalações detríticas sob o ponto de vista de possíveis mineralizações sulfetadas.

**Schorscher et al. (1998)** apresentam um novo modelo de evolução tectônica do maciço. Neste a sequência vulcanossedimentar se subdividiria em um grupo Inferior, predominantemente vulcânico, e um grupo Superior, vulcanossedimentar, empurrados sobre o corpo granítico Norte, de tipo TTG, num contato fortemente milonitizado.

**Ferreira & Schorscher (1999)** enfocam a petrografia e geoquímica dos corpos graníticos de Piumhi. Concluíram que o corpo Norte classifica-se como tonalito trondhjemito, similar a outras ocorrências TTG arqueanas, enquanto o Granito Taquari, é classificado de granítico a granodiorítico intrusivo em rochas TTG e na sequência vulcanossedimentar.

**Cutrim & Schorscher (1999)** enfocam a petrografia e geoquímica dos diques metabásicos, e "stocks" de dioritos porfiríticos, que aparecem intrudindo os corpos graníticos e a sequência vulcanossedimentar.

**Chiarini (2001)** estuda a parte basal (sequência vulcanossedimentar) do *greenstone belt* de Piumhi. Apresenta aspectos estruturais, petrográficos, geoquímicos e metalogenéticos mostrando a necessidade de se redefinir a classificação e nomenclatura utilizada na literatura sobre a sequência vulcanossedimentar. Foi estudada também a relação dos processos de alteração hidrotermal com a metalogênese, indicando mineralizações de ouro e metais-base.

Mais recentemente, **Valeriano (2004)** apresentou estudos geocronológicos de toda a região sul da Faixa Brasília. Associando resultados obtidos a partir de zircões extraídos de um hornblenda-ortogneise com composição granodiorítica à idade obtida para o Grupo Araras por Machado & Schrank (1989), Valeriano (2004) indica que a atividade magmática arqueana no *greenstone belt* de Piumhi durou mais tempo do que se acreditava, por pelo menos 280 milhões de anos.

## **CAPÍTULO 4 – MATERIAIS E MÉTODOS**

### **4.1 – Trabalhos Preliminares**

A pesquisa bibliográfica teve início com a compilação e análise de informações contidas nas principais referências sobre a região sul da Faixa Brasília e *greenstone belt* de Piumhi. Foram utilizados também dados preexistentes adquiridos com professor orientador e seus alunos, tais como perfis e descrições de afloramentos e litotipos, lâminas delgadas e amostras de mão.

### **4.2 - Tratamento dos dados**

Os dados obtidos são de duas campanhas de mapeamento geológico da região de Piumhi, referentes à disciplina GE905 – Geologia de Campo II, realizados em 2006 e 2007.

A integração desses dados foi feita com base nos mapas geológicos e relatórios produzidos pelas duas turmas. A partir da interpretação desses resultados foi possível a confecção de um mapa geológico integrado das principais unidades metavulcânicas e metassedimentares dos Grupos Ribeirão Araras, Paciência e Lavapés, cobrindo uma área de cerca de 70 Km<sup>2</sup> a leste da cidade de Piumhi.

Foram utilizados os softwares *BrOffice* com suas ferramentas de texto e tabelas, *CorelDraw™* e *ESRI ArcMap 9.1*.

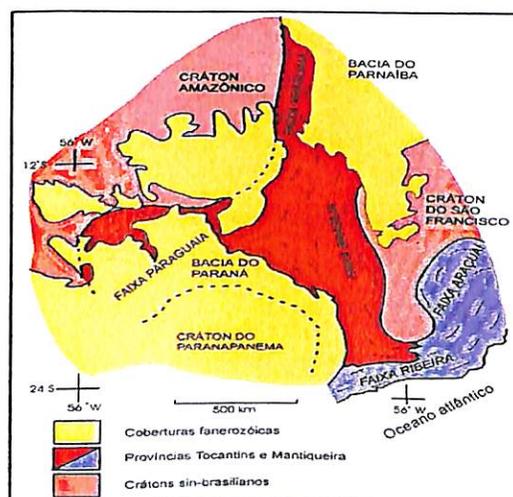
## PARTE II – ASPECTOS GEOLÓGICOS DA REGIÃO DE PIUMHI – M.G.

### CAPÍTULO 5 – SÍNTESE GEOLÓGICA REGIONAL

#### 5.1 - Comentários Gerais

Na região aqui tratada, Crátons são fragmentos continentais antigos, com tamanhos e formas variados, que foram relativamente poupados da deformação, metamorfismo e magmatismo neoproterozóicos, enquanto as faixas orogênicas são as porções que acomodaram a maior parte da convergência litosférica, seja por subdução de litosfera oceânica na fase pré-colisional, ou por empilhamento de escamas tectônicas na fase colisional. Nessas faixas a intensa deformação, metamorfismo e magmatismo são característicos, com o frequente retrabalhamento de antigos fragmentos continentais menores, genericamente referidos como maciços (Valeriano *et al.*, 2004).

É nesse contexto de colisão que se encontra a Província Tocantins, da qual o Maciço de Piumhi faz parte. Essa província constitui um sistema orogenético situado entre os Crátons Amazônico e São Francisco (Almeida *et al.*, 1981). A Província Tocantins é ramificada em três faixas móveis: as faixas Paraguai e Araguaia, que circunda o Cráton Amazônico, e a Faixa Brasília, circundando o Cráton do São Francisco. Há ainda um terceiro bloco encoberto pela Bacia do Paraná, cuja existência é postulada por diversos autores (Brito Neves *et al.*, 1999), o Cráton do Paranapanema (Figura 2).



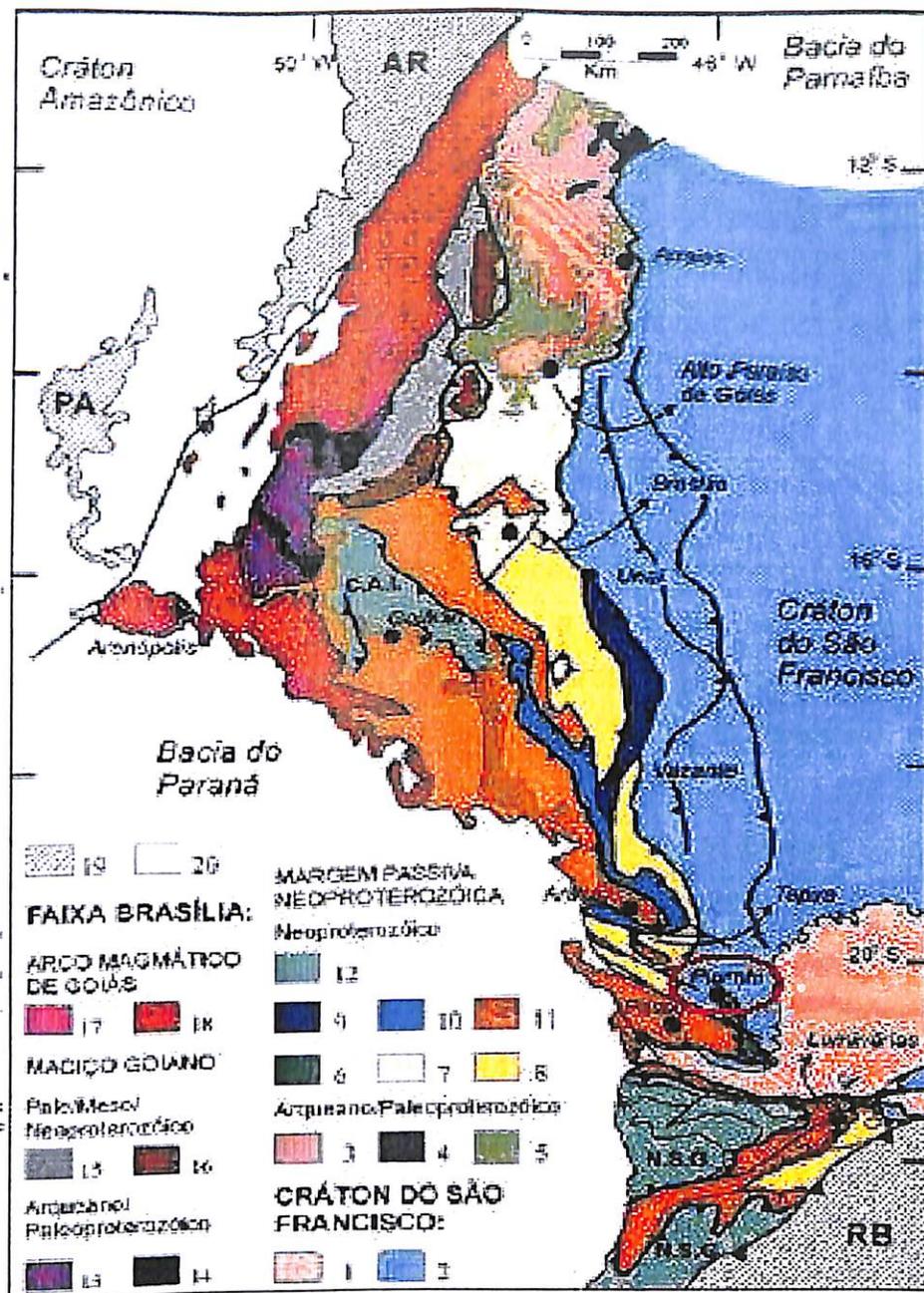
**Figura 2 :** Representação dos Crátons e faixa móveis adjacentes. Retirado da obra de Almeida, F.F. M. (2004) Geologia do Continente Sul-Americano - Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida.

## 5.2 – O Cráton do São Francisco e a Faixa de Dobramentos Brasília

O Cráton do São Francisco é delimitado pelas Faixas Brasília, a sul e a oeste; Rio Preto, a noroeste; Riacho do Pontal e Sergipana, a norte; e Araçuaí a sudeste (Almeida, 1977). A leste o cráton vai de encontro à margem continental.

A porção Meridional do Cráton São Francisco é constituída por terrenos granito - gnáissicos arqueanos, sucessões do tipo *greenstone belt* arqueanas, rochas metasedimentares paleoproterozóicas, e coberturas sedimentares plataformais neoproterozóicas.

A maior parte da porção meridional do Cráton São Francisco é ocupada pelo complexo metamórfico, constituído por gnaisses e migmatitos de composição TTG (Teixeira *et al.*, 2000), intrudido por granitóides calcioalcalinos com idades em torno de 2,78 Ga e granitóides anorogênicos formados entre 2,7 e 2,6 Ga (Noce *et al.*, 1998; Alkmim, 2004), e intrusões máficas e máfico-ultramáficas. Esses terrenos arqueanos foram divididos em vários complexos metamórficos, distribuídos na parte meridional do cráton: Belo Horizonte, Bonfim, Campo Belo, Passa-Tempo, Bação, Caeté e Florestal (Teixeira *et al.*, 2000). Entre os *greenstones belts* arqueanos registrados na área destacam-se o Rio das Velhas, Piumhi, Fortaleza de Minas, Congonhas, Rio Paraúna e Barbacena (Teixeira *et al.*, 2000). As seqüências supracrustais são representadas pelo Supergrupo Minas (Paleoproterozóico) e pelo Grupo Bambuí (Neoproterozóico).



**Figura 3 – Unidades tectônicas da Faixa Brasília. Legenda:**

1) Terrenos granito - *greenstone* e gnaiss - migmatíticos arqueano / paleoproterozóicos; 2) Coberturas metassedimentares autóctones/parautóctones (Grupos S. João del Rei, Carandaí, Andrelândia, Bambuí); 3) Terrenos granito - *greenstone*, gnaiss - migmatíticos arqueanos/paleoproterozóicos; 4) *Greenstone-belts* arqueanos/paleoproterozóicos; 5) Sucessões de rifte paleo a mesoproterozóico (Grupo Araí); 6) Sistema de Cavalcamento Ilícea - Piumhi.

Sucessões neoproterozóicas de margem passiva:

7) Grupo Paranoá; 8) Grupo Canastra; 9) Grupo Vazante, 10) Grupo Ibiá; 11) Grupos Araxá e Andrelândia e rochas metabásicas toleíticas associadas; complexos de melanges ofiolíticas; lascas de embasamento alóctone, granitos leucocráticos sincollisionais (castanho); 12) *Nappes* granulíticas (C.A.I - Complexo Anápolis- Itauçu; N.S.G - *Nappe* Socorro-Guaxupé); 13) Complexos granito - gnaiss - migmatíticos arqueanos / paleoproterozóicos;

14) *Greenstone-belts* arqueano / paleoproterozóicos;

15) Sucessões vulcanossedimentares de rifte mesoproterozóicos (Juscelândia, Palmeirópolis, Serra da Mesa); 16) Complexos básico-ultrabásicos acamadados meso/neoproterozóicos;

17) Sucessões vulcanossedimentares meso a neoproterozóicas; 18) Ortognaisses e rochas granitóides neoproterozóicas;

19) Faixas Paraguai (PA), Araguaia (AR) e Ribeira (RB);

20) Coberturas sedimentares fanerozóicas. Destaque: Piumhi.

Fonte: Modificado de Valeriano et al., 2004.

A Faixa Brasília é definida como o conjunto de terrenos e escamas de empurrão que convergiram para leste contra o Cráton do São Francisco. A faixa é marcada por dois ramos de orientação tectônica distinta e estilos metamórficos e deformacionais contrastantes: a Faixa Brasília Setentrional (FBS), de orientação NE, e a Faixa Brasília Meridional (FBM), de orientação NW (Valeriano *et al.*, 2004). Esses dois ramos se encontram na altura do paralelo de Brasília, formando a Megaflexura dos Pirineus (Costa & Angeiras, 1971), marcada por lineamentos de orientação E-W. Na área dos Pirineus, as estruturas deformacionais presentes da FBS são mais jovens e se sobrepõem às estruturas relacionadas ao empilhamento de *nappes* observado na FBM (Figura 3).

A Faixa Brasília Setentrional está limitada a leste com o Arco Magmático do Oeste de Goiás e com o Maciço Goiano, por de uma estrutura de escala regional, denominada de Sistema de Falhas Rio Maranhão (Fonseca, 1996). O limite sul se fez pela já denominada Megaflexura dos Pirineus (Valeriano *et al.*, 2004).

A Faixa Brasília Meridional, na região da Represa de Furnas, foi subdividida em três domínios tectônicos, separados por superfícies de cavalgamento de expressão regional, compreendendo o Domínio Alóctone Interno (DAI), o Domínio Alóctone Externo (DAE) e Domínio Autóctone. Esses domínios apresentam características litológicas, metamórficas e deformacionais contrastantes (Valeriano *et al.*, 1995).

O DAI é o domínio tectônico estruturalmente superior, que apresenta graus de deformação e metamorfismo mais intensos, cavalgando sobre todas as unidades subjacentes, sendo este o último episódio do empilhamento tectônico. Corresponde à *Nappe* de Passos, constituída predominantemente por metassedimentos de baixo a alto grau metamórfico pertencentes ao Grupo Araxá e, possivelmente ao Grupo Canastra (Valeriano *et al.*, 1995).

O DAE é estruturalmente sotoposto à *Nappe* de Passos, distribuindo-se ao redor desta unidade tectônica e cavalgando o Domínio Autóctone, denominado por Valeriano (1992) de Sistema de Cavalgamento Ilícinea-Piumhi. A constituição litológica deste domínio é extremamente diversificada, incluindo desde rochas arqueanas, pertencentes ao *Greenstone Belt* de Piumhi (Schrank 1982) até rochas metassedimentares de baixo grau metamórfico de idades e posição stratigráfica ainda carentes de melhor informação (Valeriano *et al.*, 1995).

O Domínio Autóctone inclui parte do Grupo Bambuí, localmente representado pelo Subgrupo Paraopeba, uma sucessão pelítico-carbonática e pelos metaconglomerados

polimíticos do membro Samburá (Branco, 1956 *apud* Valeriano *et al.*, 1995). Integra também o embasamento do Grupo Bambuí, que para leste tem continuidade com o Cráton do São Francisco, e para sul com o Complexo Campos Gerais.(Figura 4)

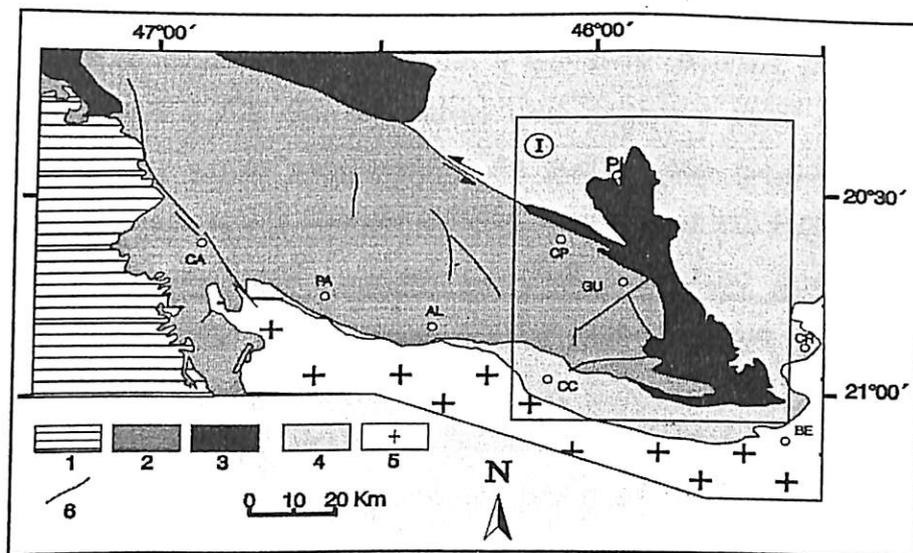


Figura 4 - Mapa tectônico simplificado da porção meridional da Faixa Brasília:1- Cobertura fanerozoica; 2 - Domínio Alóctone Interno (*Nappe* de Passos); 3 - Domínio Alóctone Externo; 4 - Cobertura Neoproterozóica (Grupo Bambuí) 5 - Embasamento Arqueano a paleoproterozóico no Domínio Autóctone e no Cráton do São Francisco; 6 - Falhas subverticais, I - Localização do Maciço de Piumhi. Abreviatura das cidades:CA - Cássia, PA - Passos, AL - Alpinópolis, CC - Carmo do Rio Claro, BE - Boa Esperança, CR - Cristais, GU - Guapé, CP - Capitólio, PI - Piumhi. Modificado de Valeriano *et al* (1995).

### 5.3 – Quadro Geocronológico

O quadro geocronológico das unidades tectônicas da Faixa Brasília será apresentado aqui de forma sucinta, com base em dados obtidos por Valeriano *et al.* 2004.

Dentro da Faixa Brasília Meridional a idade do Grupo Bambuí é ainda aproximada em função da ausência de rochas datáveis por métodos radiométricos usuais, ficando no amplo intervalo compreendido entre 950 Ma (abertura do rifte Macaúbas) e 600 Ma (fim do evento tectônico Brasileiro). Datações K/Ar e Rb/Sr realizadas sobre sedimentos pelíticos mostraram idades entre 650 e 600 Ma.

A idade do Grupo Vazante é ainda indefinida. As informações fornecidas pelos estromatólitos colunares do tipo *Conophyton* indicam um intervalo amplo (1350 a 650 Ma) com concentração entre 1350 e 950 Ma. Os dados geocronológicos ficam restritos a datações de K/Ar e Rb/Sr sobre sedimentos pelíticos, já que não há vulcanismo associado. Esses dados indicam idade do metamorfismo em  $\pm$  600 Ma, porém datações Pb/Pb nas galenas dos depósitos de Vazante e Morro Agudo fornecem idades entre 1,2 e 0,65 Ga.

O Grupo Canastra apresenta idades modelo Sm-Nd ( $T_{DM}$ ) de 2,2 Ga. Essas idades

reforçam as interpretações de que as rochas metassedimentares do Grupo Canastra originaram-se num contexto bacinal de margem passiva, com sedimentos provenientes de fontes antigas, possivelmente do Cráton do São Francisco.

Enquanto a lasca tectônica representada pelo Grupo Ibiá, tectonicamente posicionada entre os Grupos Araxá (acima) e Canastra (abaixo), possui idades modelo Sm-Nd ( $T_{DM}$ ) entre 1,1 a 1,3 Ga., indicando uma origem a partir da erosão de fontes juvenis, possivelmente arcos magmáticos. As rochas dos Grupos Ibiá e Araxá são bimodais quanto a suas idades modelo Sm-Nd, com idades em torno de 1,0 a 1,3 Ga e 1,8 e 2,1 Ga, em diferentes regiões, interpretadas como decorrente de aportes sedimentares, respectivamente, de áreas fontes juvenis, como o Arco Magmático de Goiás (AMG) e de áreas fontes cratônicas.

Na porção setentrional da Faixa Brasília, o Grupo Araí assenta-se sobre um embasamento constituído predominantemente por granitóides de composição granítica, granodiorítica e tonalítica, de idade mais antiga que 1.9 Ga., enquanto a unidade basal deste grupo, em função da ocorrência de níveis de vulcânicas ácidas a intermediárias, foi datada pelo método U-Pb em cerca de 1,771 Ma. Isso permitiu a correlação do Grupo Araí com o Supergrupo Espinhaço, tanto na Chapada Diamantina quanto no Espinhaço Meridional.

Na parte sul do Maciço Goiano aflora um embasamento granito-*greenstone* com idades entre 2,8 e 2,6 Ga., que aloja os dos *greenstone-belts* de Crixás, Pilar de Goiás e Guarinos, entre outros menores. Na parte norte do Maciço, sucessões vulcanossedimentares (Juscelândia, Palmeirópolis e Indaianópolis) de alto grau metamórfico contêm rochas metavulcânicas bimodais com características geoquímicas anorogênicas, datadas em 1,3 e 1,25 Ga. Essas rochas supracrustais recobrem tectonicamente três volumosos complexos máfico-ultramáficos diferenciados em fácies granulito (Cana Brava, Barro Alto e Niquelândia), marcados por controvérsias quanto à sua idade de cristalização. Datações U-Pb SHRIMP em zircões forneceram idades de cristalização em 797 Ma e do metamorfismo granulítico em c.a. 770 Ma.

O Arco Magmático de Goiás apresenta rochas magmáticas com idades entre 900 Ma e 630 Ma, com a deformação e o metamorfismo de suas rochas em torno de 630 Ma. Datações Sm-Nd em granada e rocha total, obtidas nas sequências vulcanossedimentares na porção norte do AMG, fornecem idades entre c.a. 765 e c.a. 604 Ma, interpretadas como indicativas de dois eventos metamórficos.

A seguir uma síntese dos dados geocronológicos na tabela 1.

Unidade	Método de datação	Idade encontrada
Grupo Bambuí	K-Ar e Rb/Sr	Entre 600 e 650Ma
Grupo Vazante	Pb/Pb	Entre 0,65 e 1,2Ga
Grupo Canatra	Sm-Nd (TDM)	2,2Ga
Grupo Ibiá	Sm-Nd (TDM)	Entre 1,1 e 1,3Ga
Grupo Araí	U-Pb	1,771Ga
Maciço Goiano (norte)	U-Pb	Entre 2,8 e 2,9 Ga
Maciço Goiano (sul)	U-Pb	Entre 1,25 e 1,3 Ga
Complexos ultramáficos (Cana Brava, Barro Alto, Niquelândia)	U-Pb (SHRIMP)	797 Ma (cristalização) e 770 Ma (metamorfismo)
Arco Magmático de Goiás	Sm-Nd (TDM) <sup>1</sup>	630 Ma

Tabela 1: Quadro Geocronológico da Faixa Brasília

### 5.3 – O *Greenstone Belt* de Piumhi

O *Greenstone Belt* de Piumhi (GBP) está inserido no Maciço de Piumhi, que é uma unidade tectônica brasileira constituída por terrenos para-autóctones e alóctones (Schrank & Abreu, 1990). O maciço é delimitado a norte e a leste com os depósitos metassedimentares do Grupo Bambuí, cavalgando-os também a sul, não tendo relação de contato exposta com o Cráton do São Francisco. O Grupo Bambuí é localmente representado por metaconglomerados, metagrauvascas, metarenitos líticos e metassiltitos do Membro Samburá, cuja gênese é atribuída a leques aluviais (Ferrari & Brandalise, 1971), ou material coluvionar depositado ao longo de paleo-encostas (Schrank, 1992).

Schrank (1979) e Fritzsos *et al.* (1980) reconheceram e descreveram dois grupos principais: o Grupo Inferior e Grupo Superior como constituintes do do *Greenstone Belt* de Piumhi. Posteriormente Schrank (1982) redefiniu o Grupo Inferior como Grupo Ribeirão Araras e o Superior foi dividido em dois grupos: Paciência na base e Lavapés no topo.

O Grupo Ribeirão Araras é composto por uma sequência de rochas vulcânicas e vulcanoclásticas de composição máfica a ultramáfica, cuja área-tipo situa-se no leito do ribeirão homônimo e suas adjacências. A base da sequência é recortada pelo Granito Norte (Fritzsos *et al.*, 1990), posteriormente redefinido como Granito Matinha (Sato,

1992). Schrank (1982) interpretou os granófiros esferulíticos de sua borda como testemunho de resfriamento brusco.

A sucessão estratigráfica do Grupo Ribeirão Araras é composta por três unidades: a porção basal é denominada Unidade Tholeiítica Inferior, que está sotoposta à Unidade Komatiítica, enquanto que a porção superior é denominada Unidade Tholeiítica Superior.

A Unidade Tholeiítica Inferior é formada, da base para o topo, por rochas metassedimentares detríticas de composição básica e espessura incerta até basaltos tholeiíticos maciços ou almofadados com intercalações metassedimentares detríticas, similares às da base.

A Unidade Komatiítica tem em sua base, identificada somente em testemunhos de sondagem, rochas metassedimentares detríticas imaturas e por *sills* acamadados de piroxenitos, ortocumulatos de peridotito e gabro anortosítico. O pacote de metassedimentos dá lugar a um espesso pacote de derrames de basalto komatiítico com intercalações de filitos carbonosos, localmente ricos em sulfetos.

Esses derrames são maciços e acamadados, apresentando uma porção basal de cumulatos, seguidos de horizontes com texturas *spinifex*, que variam desde 3 cm na porção interna até 1 mm no topo (Pinheiro, 1990). A textura *spinifex* é composta por cristais reliquiais esqueléticos de olivina, em sua maioria metamorfisados para clorita.

Da base para o topo dessa unidade, os derrames são mais espessos, mais magnesianos e mais diferenciados. A porção superior é formada por derrames komatiíticos com estruturas do tipo *pillow lava*.

A porção superior do Grupo é representada pela Unidade Tholeiítica Superior, constituída por derrames de basaltos komatiíticos alternados com basaltos ankaramíticos na base (Jahn & Schrank, 1993; Schrank, 1996). Em direção ao topo da unidade apresentam-se basaltos tholeiíticos alternadamente maciços e almofadados com injeções de *sills* básicos. O topo da unidade contém derrames de basaltos com estruturas tipo *pillow-lava* e de basaltos variolíticos. Schrank (1992) define um horizonte-guia de estreitas bandas de basalto variolítico alternado com níveis de clorita actinolita xistos.

Além dessas unidades, Schrank (1992) define o Grupo Ribeirão Araras Indiviso, que corresponde a uma extensa zona de cisalhamento contendo lentes preservadas de basaltos tholeiíticos com ou sem estruturas *pillow-lava*, *lapilli* tufos básicos e injeções félsicas.

Ainda há sedimentos pelágicos e oriundos de precipitação química (*cherts* e

formações ferríferas bandadas). Esta seqüência é cortada por *sills* máficos estratificados, *sills* e diques máficos, dique e *sills* de dacito e riodacito, *sills*, diques, *necks* e *stocks* de caráter ácido (corpos de quartzo-feldspato-pórfiros, QFP). A idade do vulcanismo komatiítico é de  $3116 \pm 10/-7$  Ma (U/Pb-diluição isotópica, Machado & Schrank, 1989).

O Grupo Paciência cavalga sobre o Grupo Ribeirão Araras por meio de uma discordância tectônica produto de empilhamento tectônico. É constituído, na base, por filitos carbonosos e intercalações carbonáticas, cobertos por uma seqüência tipo *flysch* com pacotes de metassedimentos siliciclásticos plataformais variando desde fácies mais grossas (conglomerados, grauvacas e arenitos) até fácies muito finas (argilitos). No topo destes sedimentos ocorrem depósitos turbidíticos que estão algumas vezes cortados por gabros doleríticos, mugaritos e traquitos.

O Grupo Lavapés, sobreposto tectonicamente à anterior, é formado por uma associação de sedimentos siliciclásticos areníticos, que constituem conglomerados e quartzitos e sedimentos pelíticos. Também estão presentes xistos e sedimentos oriundos de precipitação química como *cherts*, formações ferríferas e manganíferas bandadas, rochas carbonáticas e lentes grafitosas. Schrank & Machado (1989) descreveram corpos ultramáficos com presença de cromititos.

O Grupo Lavapés é intrudido por um corpo granítico tabular, denominado por Fritzsos *et al.* (1980) como Granito Central e posteriormente redefinido por Sato *et al.* (1992) como Granito Taquari, que apresenta grande extensão de porções milonitizadas na área de estudo.

Não se sabe ao certo a idade de deposição dos sedimentos que constituem este grupo, entretanto sabe-se que um *sill* de traquito tem idade de  $634 \pm 0,7$  Ma conforme Machado & Schrank (1989). Os autores também obtiveram, analisando um zircão discordante, idade  $Pb^{207}/Pb^{206}$  de 726 Ma., como sendo a idade mínima de formação do granito.

## 5.5 – Evolução Geológica

As acreções de terrenos alóctones contra a borda ocidental do Cráton do São Francisco, ocorridas por volta de 630 Ma, levaram à amalgamação inicial de um protocontinente formado pelo CSF juntamente com sua margem passiva ocidental

exumada, pelo Maciço Goiano e pelo AMG (Valeriano *et al.* 2004). Posteriormente, ao redor desse protocontinente desenvolveram-se as Faixas Araçuaí e Ribeira, a sul, e as Faixas Paraguaia e Araguaia, a oeste, na borda do Cráton Amazônico.

Núcleos continentais envolvidos na história da Faixa Brasília (Cráton do São Francisco, embasamento do Grupo Araí, Maciço Goiano) têm uma história que remonta à formação da crosta continental no Arqueano, retrabalhada durante o Evento Transamazônico.

Durante o Estateriano (ca. 1,7 Ga) ocorreu a importante sucessão de eventos distensivos que originou sistemas de riftes frequentemente acompanhados de magmatismo anorogênico bimodal. Estão representados na Faixa Brasília Setentrional pelas vulcânicas félsicas do Grupo Araí, contemporâneas a granitos anorogênicos estaníferos intrusivos no seu embasamento. Também no Maciço Goiano metassedimentos do Grupo Serra da Mesa podem estar relacionados e esse evento estateriano (Valeriano *et al.*, 2004).

No intervalo entre 900-950 Ma inicia-se o desenvolvimento de bacias sedimentares de margem passiva, em função de um episódio tafrogenético de escala mundial, depositando-se os Grupos Canastra, Ibiá, Paranoá, Vazante, Bambuí, Araxá e Andrelândia. No embasamento do CSF se desenvolveram enxames de diques máficos que precederam a sedimentação do Grupo Bambuí.

Em 770 Ma é datado o metamorfismo granulítico dos complexos máfico-ultramáficos diferenciados de Niquelândia e de Barro Alto, indicativo de um primeiro episódio colisional neoproterozóico envolvendo o Maciço Goiano e as sequências vulcanossedimentares sobrejacentes (Valeriano *et al.*, 2004). O período em torno do intervalo 620-640 Ma concentra a maioria das idades relacionadas a fenômenos de colisão continental, envolvendo metamorfismo de alta pressão seguido de granitogênese de fusão crustal.

Em torno de 610 Ma ocorre a exumação das *nappes* de fácies anfíbolito e granulito e seu cavalgamento sobre os alóctones externos da faixa. Anquimetamorfismo é registrado no Grupo Bambuí e no enxame de diques máficos neoproterozóicos (ca. 900 Ma) que cortam o embasamento. O resfriamento do conjunto alóctone da FBM se dá em 580-560 Ma.

Embora ainda sem dados geocronológicos que o confirmem, é aceito que a evolução da FBM e da FBS se deu em tempos diferenciados. Os dados estruturais

tomados junto à Megaflexura dos Pirineus mostram que as estruturas da FBS são posteriores às estruturas da FBM, sendo provavelmente sincrônicas à evolução da Faixa Araçuaí e da Faixa Ribeira.

A aproximação final do Cráton Amazônico leva à orogênese cambriana que desenvolveu as faixas Paraguaia e Araguaia.

## CAPÍTULO 6 – DESCRIÇÃO DOS LITOTIPOS

### 6.1 - Introdução

Grosso modo o *greenstone belt* de Piumhi é uma pilha vulcânica composta por tholeiítos inferiores, basaltos komatiíticos em associação com raras ocorrências de komatiítos, tholeiítos superiores, vulcanoclastitos e lavas intermediárias, com intrusões de domos e aparelhos sub-vulcânicos félsicos. Na porção inferior desta pilha são comuns sedimentos *intertraps* carbonosos, sulfetados ou silicificados, contendo por vezes lavas riolíticas (Schrank & Silva, 1993).

Há diversos tipos de associações vulcânicas e intrusões no maciço, desde associações relacionadas ao vulcanismo máfico-ultramáfico, sob a forma de *sills* de clinopiroxênitos diferenciados (anortosito-gabros, gabros, clino e ortopiroxênitos, e peridotitos), até intrusões félsicas de composição predominantemente riodacítica. As ocorrências félsicas estão sob a forma de *sills*, diques, *necks* e pequenos domos, tardios em relação ao vulcanismo principal, e relacionados com a intrusão de rochas graníticas na pilha vulcânica. Há ainda registros de um conjunto com tendência alcalina (gabros doleríticos, mugearitos e traquitos) e de diques ou *sills* de gabros porfiríticos. Estes últimos restritos aos grupos Ribeirão Araras e Paciência.

Com relação ao metamorfismo, Schrank (1982) relaciona as paragêneses metamórficas das rochas dos Grupos Ribeirão Araras e Paciência como típicas da fácies xisto verde, havendo um primeiro estágio de metassomatismo, com a substituição dos minerais primários, entretanto sem haver a destruição das texturas originais. Em um segundo estágio dessa evolução metamórfica ocorre metamorfismo dínamo-termal,

responsável pela geração de foliação e lineação mineral, e consequente destruição das texturas e estruturas originais, parcial ou até completamente, em associação com um evento de alteração hidrotermal. Esse evento produz a partir de basaltos, quartzo-sericitaxistos (carbonáticos ou não), clorita-sericita xistos e clorita xistos. No Grupo Lavapés as rochas são predominantemente milonitos, com um grau de deformação e metamorfismo que permitiram o estiramento em particular dos cromititos, incongruente com a atual paragênese metamórfica de fácies xisto verde, o que denota um caminho metamórfico-deformacional distinto dos outros dois grupos do Maciço.

Para a área de estudo, foram definidos 22 litotipos, pertencentes aos Grupos Ribeirão Araras, Paciência, Lavapés e Bambuí. Estes tipos litológicos serão descritos em detalhe ao longo deste capítulo e suas relações estão expressas no mapa geológico em anexo.

## 6.2 – Meta-Cumulatos

Os meta-cumulatos distribuem-se em duas regiões da área de estudo. Ao norte da área são de composição peridotítica, compostos por três derrames com o topo apontando para S, de aproximadamente 80 a 100 metros de espessura cada um. Estendem-se por uma área arrasada onde o curso do Ribeirão Araras apresenta uma orientação retilínea N-S devido à baixa resistência mecânica à erosão.

Ao longo dos derrames foi identificada uma transformação homogênea para tremolita, enquanto que nas porções submetidas a uma deformação dúctil foi identificado metassomatismo relacionado à esteatização dos derrames, formação de serpentina, cloritização da matriz e precipitação de sulfetos. As bases desses derrames apresentam texturas mais grossas, compostas por fenocristais transformados de ortopiroxênio esqueléticos imersos em uma matriz fina de tremolita com presença de opacos, enquanto o topo é texturalmente mais fino, com cristais transformados de piroxênios milimétricos. Essa diferença de textura pode ser explicada pelo contato direto do topo com o meio sub-aquático, resultando em um rápido resfriamento, que impede assim, o crescimento dos cristais.

Há a presença de metassedimentos carbonosos intercalados com esses derrames. Apresentam colorações escuras, que tem origem na mistura de detritos de rochas máficas

e ultramáficas, somada à contribuição sulfurosa associada a exalações provenientes de fumarolas. Esses sedimentos podem ser interpretados como depósitos em períodos de pouca atividade vulcânica. É possível observar porções subordinadas de cor ocre, explicadas pela presença de *chert* carbonoso e sulfetos, estes últimos registrados pela ocorrência de *boxworks* preservados de pirita. Óxidos também são presentes, porém em menor quantidade. Cristais milimétricos de magnetita e hematita são comuns. Em consequência ao seu intemperismo a rocha apresenta porções amarronzadas de grande competência. Esses pacotes de metassedimentos aumentam de espessura em direção a sul. Os menos espessos são compostos de uma matriz vítrea cloritizada envolvendo piroxênios parcialmente serpetinizados, enquanto que ao sul há a evidência de transição gradual para Meta-Komatiitos, já que textura *spinifex* é presente.

Na região central da área, os metacumulatos apresentam coloração cinza esverdeada, granulação média, textura fels e encontram-se tectonicamente intercalados com o Granito Taquarí na forma de intercalações métricas. Ao microscópio é possível observar porfiroblastos de piroxênio e tremolita-actinolita, numa matriz interpretada como originalmente vítrea.

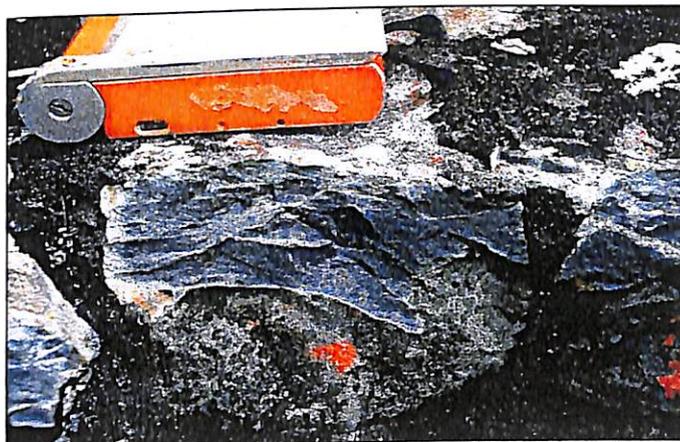


Figura 5. Exemplo de Meta-Cumulato de piroxênio (região central da área)

### 6.3 – Meta-Komatiitos

Foram observados dois locais com a presença de meta-komatiitos, um ao norte da área e outro na porção centro-oeste. Para efeito de classificação foram considerados meta-komatiitos, apesar do alto grau de intemperismo e processos de esteatização e formação de tremolita em fase avançada, os sítios em que existia a possibilidade de

identificação da sequência vulcânica ou diferenciação de derrames.

Na porção norte foram observados em contato com os cumulos peridotíticos, onde a textura torna-se mais fina, constituindo *microspinifex* (figura 6). Em direção ao centro dos derrames esta se torna mais grossa, com o aparecimento de prismas bem desenvolvidos de piroxênio compostos atualmente por talco e tremolita, além de serpentina subordinada. Na matriz foi possível identificar clorita provavelmente derivada de saussuritização, de antigo plagioclásio. Este arranjo cristalino foi classificado como textura *spinifex* acicular.

No outro local foram distinguidos dois derrames, um mais a sul com presença de *microspinifex* indicando um topo de derrame e outro, mais a norte, com presença de *pillow-lavas*, indicando outro topo. Neste último foi observada ao microscópio a presença de *microspinifex* de tremolita em grande quantidade, bem como amígdalas preenchidas por quartzo e epidoto. Também foi possível observar um núcleo interno de composição peridotítica, com serpentina e restos de cúmulos com cromita e tremolita.

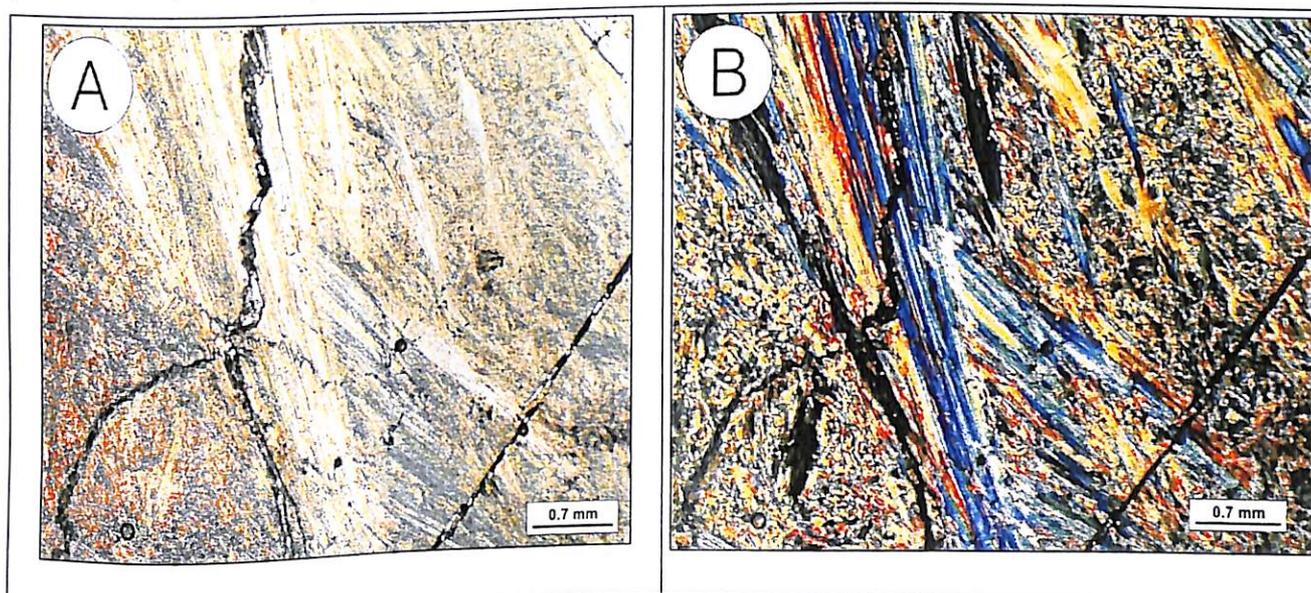


Figura 6. *Microspinifex* em Meta-Komatiito em massa microgranular de actinolita. A – Luz Natural B – Luz Polarizada

#### 6.4 – Meta-Basaltos

Para efeito de classificação, só serão consideradas as ocorrências de metabasaltos tholeiíticos. Esse grupo de rocha é observado principalmente no leito de cursos d'água a norte, centro e oeste da área.

Além de corpos maciços (figura 7), também ocorrem metabasaltos com feições

primárias bem preservadas, tais como *pillow-lavas* (figura 8) e esferulitos, que caracterizam resfriamento rápido, e também a presença de variolitos resultantes da imiscibilidade (figura 9). Schrank (1982) menciona feixes de intercrescimento de piroxênios e plagioclásios esqueléticos e texturas micro-porfíricas.

As lavas almofadadas foram observadas principalmente na parte norte e central da área, com significativa distribuição espacial. Já os meta-basaltos variolíticos, só foram encontrados no leito de um córrego a oeste da área, em meio a uma sequência vulcânica. Schrank (1992) definiu um horizonte-guia, composto por estreitas bandas de basalto variolítico alternado com níveis de clorita-actinolita xistos.

Todo o pacote está metamorfisado em fácies xisto verde, comprovado por uma assembléia mineralógica típica com clorita, talco e sericita substituindo plagioclásio e piroxênio cálcicos.



Figura 7. Meta-Basalto maciço

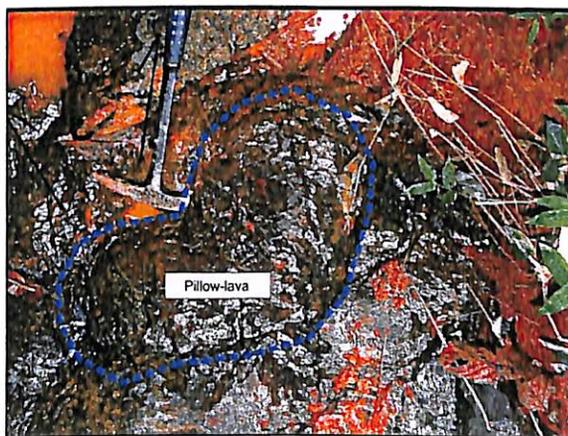


Figura 8. *Pillow-lava* em Meta-Basalto



Figura 9. Meta-Basalto Variolítico

## 6.5 - Meta-Brechas e Meta-Tufos

Na região as brechas vulcanoclásticas são constituídas por fragmentos angulares de basalto, sendo possível em alguns casos reconhecer fragmentos de *pillow-lavas*. Gradam para *lapilli* tufos, contendo também fragmentos de basalto. Esses tufos gradam então para cinzas maciças, e mais raramente para laminares. Esses pacotes podem ser identificados como provenientes de vulcanismo explosivo ou como tendo natureza epiclástica, sem muito transporte, correspondendo a *landslides* ou *laars* subaquáticos.

A distribuição espacial dessas litologias é esparsamente distribuída pela região central. Estão transformadas para sericita xistos e quartzo-sericita xistos em sua maioria. Em análise petrográfica é possível identificar uma matriz sericítica fina envolvendo quartzo, muitas vezes recristalizado, e minerais opacos, como pirita limonitizada.

Essa associação sugere uma gradação vertical na granulação dos fragmentos (*finning upward*), mas não permite determinar se estão diretamente ligadas a um evento de vulcanismo explosivo ou a *landslides* subaquáticos.



Figura 10. Meta-Tufo



Figura 11. Clastos angulosos em Meta-Brecha

## 6.6 – Xistos

Essa rocha se estende pela maior parte da área e engloba **talco xistos**, **clorita xistos** e **sericita xistos**. Estão englobados em uma única categoria por sua proximidade de gênese. A partir do metamorfismo em fácies xisto verde das sequências vulcânicas supra citadas é que ocorre a distinção.

Os clorita xistos são representados por uma rocha de cor verde, com composição variada, apresentando diferentes proporções entre o mineral predominante que é a clorita, e os minerais secundários e acessórios, como sericita, quartzo, feldspatos, carbonatos, talco, piroxênios e muscovita. Segundo Fritzens *et al*, (1980) os clorita xistos são gerados a partir do metamorfismo de tufos de composição básica.

Os sericita xistos e subordinadamente quartzo-sericita xistos encontrados são rochas de cor variegada, sendo secundariamente composta por carbonato, feldspatos, muscovita, talco, clorita e por material negro de oxidação do manganês. Seus protólitos são tufos e metassedimentos vulcânicos de tendência intermediária a ácida.

Os talco xistos são de coloração azulada a esverdeada e possuem em sua composição predominante actinolita e talco. Têm sua origem a partir do metamorfismo de baixo grau de protólitos ultrabásicos.

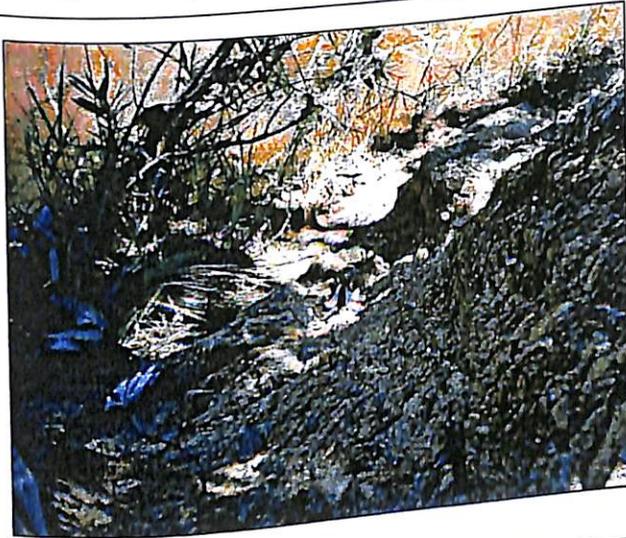


Figura 12. Talco Xisto



Figura 13. Sericita Xisto dobrado

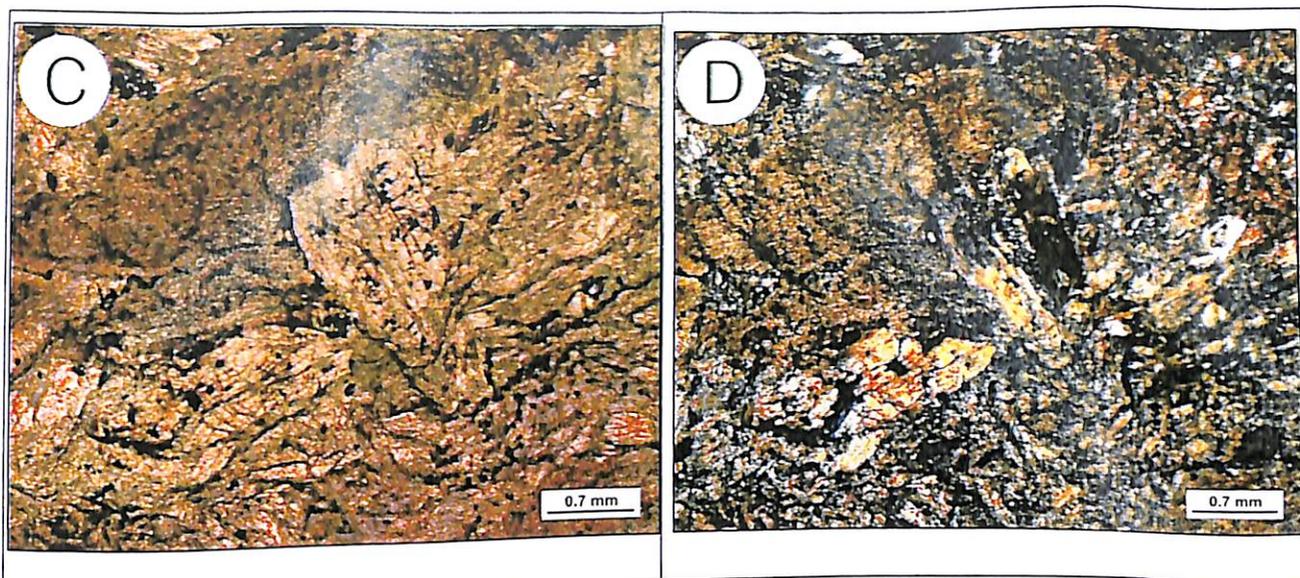


Figura 14. Matriz de clorita em Clorita Xisto C – Luz Natural e D – Luz Polarizada

### 6.7 - Ribeirão Araras Indiviso

O Grupo Ribeirão Araras Indiviso corresponde a uma extensa zona de cisalhamento contendo lentes preservadas de basaltos tholeiíticos almofadados, *lapilli* tufo básicos e injeções félsicas (Schrank 1992). Essas rochas gradativamente se transformam em milonitos, comumente hidrotermalizados contendo uma assembléia mineralógica típica de fácies xisto verde. Essa unidade se estende por uma boa porção da área mapeada, sempre em contato com os xistos descritos acima.

### 6.8 - Gabros Doleríticos

Os gabros doleríticos são rochas ígneas plutônicas, de granulação grossa a média, que têm nos basaltos seu equivalente efusivo quimicamente igual ou análogo. Consistem essencialmente de plagioclásio rico em cálcio (andesina a anortita) e piroxênio, aos quais podem se associar outros minerais, como olivina, e acessórios como magnetita ou ilmenita. Na área, apresentam-se como pequenas intrusões ao norte e ao centro, sem nenhuma relação de continuidade.

Foram observados grãos de plagioclásio dispersos em uma matriz de antigos

cristais de piroxênios, substituídos por actinolita, caracterizando uma textura sub-ofítica.



Figura 15. Gabro Dolerítico

## 6.9 – Diabásio

São rochas hipabissais básicas de composição basáltica, fanerítica fina, textura ofítica a subofítica, muitas vezes com porções porfiríticas. Foram observadas em diques ao norte da área.

Nos diques os contatos geralmente são bruscos, porém ocorrem enclaves e feições de falhamento e fraturamento na interface dique-encaixante que os obliteram. Próximo aos contatos a granulação é fina, indicando um resfriamento brusco. Em direção ao centro os corpos apresentam textura mais grossa e sub-ofítica

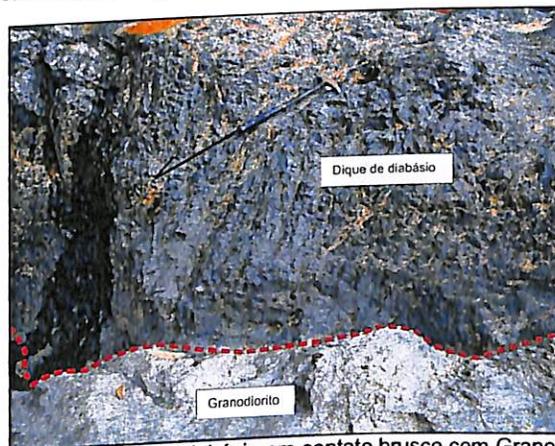


Figura 16. Dique de Diabásio em contato brusco com Granodiorito

## 6.10 - Quartzo-Feldspato Pórfiros (QFP)

Os quartzo-feldspato pórfiros (QFP) são meta-riodacitos (figura 17) (compostos de feldspatos alcalinos e plagioclásios) com fenocristais de quartzo bipiramidal (figura 18). Estão transformados em quartzo-sericita-xisto. Apresentam coloração quando alterada, branca-esverdeada, com grãos de quartzo imersos em matriz sericítica esverdeada.

A espessura desses corpos pode variar de um a dezenas de metros. A textura de suas rochas é formada por quantidades variáveis de fenocristais automorfos de quartzo e feldspato envoltos por uma matriz microgranular. Essa textura pode confirmar a origem hipoabissal das rochas. Ferrari (1996) classificou o QFP como pertencente do Grupo Ribeirão Araras, Unidade Básica a Ácida Indivisa.

Os QFP apresentam-se de maneira geral concordantes com as estratificações do Grupo Inferior, os xistos e distribuem-se espaçadamente por uma grande área compreendendo desde a borda oeste, até a borda.

Os corpos podem ser definidos como constituídos por um micro-granito com abundância de fenocristais de quartzo bipiramidal apresentando dimensões de até 2 cm. Quando esses corpos estão alterados, os cristais bipiramidais e os microfenocristais se destacam na matriz fina, caulinizada ou sericitizada. Sua composição assemelha-se à dos granitos da área. A parâgenese mineral é quartzo e sericita (originado do metamorfismo do feldspato).

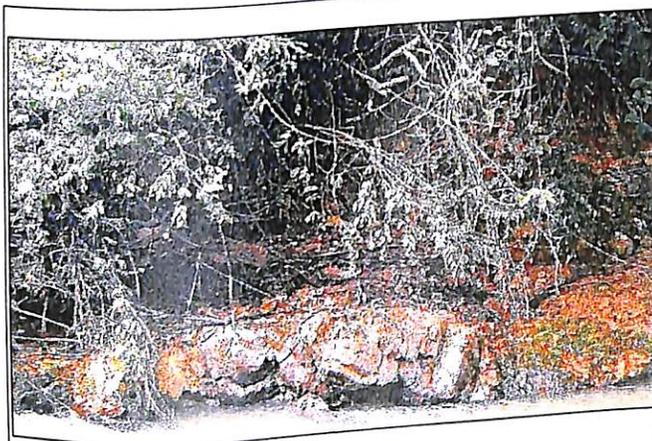


Figura 17. Quartzo-Feldspato Pórfiro (QFP)



Figura 18. Fotomicrografia de Quartzo Bipiramidal

## 6.11 - Rochas Metassedimentares do Grupo Paciência

O Grupo paciência é representado por **sericita-quartzo xistos** e **sericita-carbonato xistos** e muitas vezes ocorrem intercalações de **meta-arenitos**, **metamargas** e **metacalcários**. Apresentando em toda extensão da unidade uma foliação muito bem desenvolvida com direções variadas em torno do eixo N-S, com mergulho preferencialmente para W

Os metassedimentos possuem contato brusco com o Grupo Ribeirão Araras indicando um contato tectônico de cavalgamento deste sobre o primeiro

É uma sequência do tipo *flysch*, formado por metagrauvacas, metapsamitos, metapelitos e rochas carbonatadas (por vezes com oólitos e estromatólitos).

Os meta-arenitos são rochas de coloração acinzentada, com granulação muito fina, muito pouco foliadas, com veios milimétricos a centimétricos de quartzo.

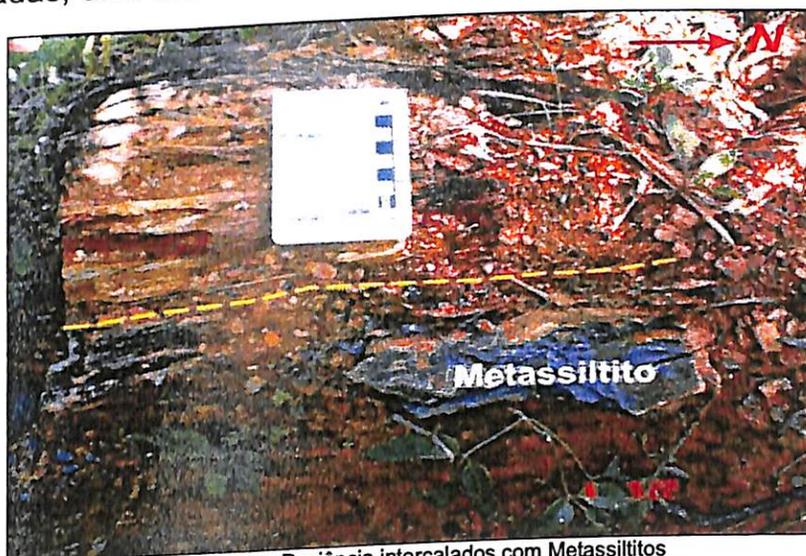


Figura 19. Xistos do Grupo Paciência intercalados com Metassiltitos

## 6.12 - Meta-Pelitos (Filitos)

Os afloramentos de filito possuem coloração marrom-avermelhada constituindo-se de grãos finos de argilo-minerais com clastos de quartzitos estirados na direção da foliação. As rochas xistosas encontradas são: sericita-quartzo-xisto e muscovita-quartzo-xisto,

compostas por grãos arredondados de quartzo, com granulometria fina a média e matriz sericitica, em alguns exemplares é constatada a presença de óxidos de ferro. O quartzito com estrutura maciça possui coloração acinzentada. Forma pequenos corpos que se concentram na parte leste da área.



Figura 20. Metapelitos com *Boudins* de Quartzito

## 6.21 – Metagrauvacas

Metagrauvaca é uma rocha metamórfica cujo protólito é uma rocha sedimentar clástica, arenosa, imatura, com > 15% de matriz, de cores cinza a esverdeadas devido aos minerais máficos e fragmentos de rocha que a compõem. Está relacionada a ambientes de erosão com intemperismo químico restrito ou ausente como, por exemplo, em áreas de clima frio, glacial, ou junto a fossas intramontanas com rápida erosão e forte subsidência da bacia. O elemento característico da grauvasca é a matriz de granulometria fina, formada pelo intercrescimento de clorita e sericita (> 15% de fração tamanho argila) e grãos do tamanho de silte de quartzo e feldspato. Na fração arenosa o quartzo geralmente domina sobre fragmentos de rocha e feldspato.

As metagrauvacas da região sudoeste e da região sul apresentam diferenças entre si. As primeiras exibem uma coloração amarelada, com porções avermelhadas. A granulometria varia de fina (matriz) a grossa, com grãos arredondados de quartzo, feldspato e fragmentos líticos.

Já as metagrauvacas da região sul (figura 21), apresentam granulometria mais fina, coloração esverdeada, com porções mais amareladas. Isso ocorre por que essa região sofreu maior milonitização, fazendo com que a clorita e a sericita, da matriz,

predominassem na rocha. Portanto, os grãos arredondados de quartzo e de fragmentos líticos só foram bem observados através do estudo petrográfico em lâminas delgadas.

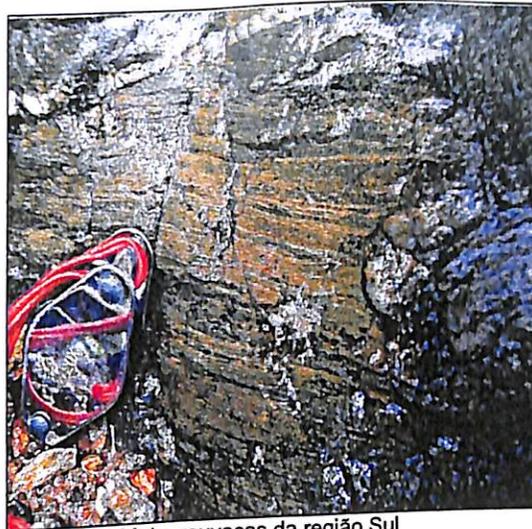


Figura 21. Metagrauvascas da região Sul

## 6.22 – Meta-Conglomerados

São representados por uma rocha de coloração esverdeada, levemente foliada, com matriz de granulação fina, com a presença de porfiroblastos. Está distribuída na forma de pequenos corpos englobados pelas metagrauvascas.

## 6.23 - Rochas carbonatadas

Estas rochas são representadas por apenas um corpo formado por rochas intensamente alteradas para agregados limoníticos. Essa rocha constitui o topo de um morrote, cuja litologia é predominantemente sericita xisto. O corpo de cerca de 200 a 300 metros, contém dois veios de quartzo discordantes a ele, portadores de minerais opacos oxidados. O centro do corpo é formado por carbonatos e quartzo e, à medida que se aproxima da borda existe uma intercalação entre sericita xistos e rochas carbonáticas, que diminuem em quantidade, até predominar os sericita xistos. Entre os veios e a encaixante, observa-se um contato brusco, secante à direção principal do corpo de rochas carbonáticas. Os carbonatos se encontram limonitizados e, por este motivo, apresentam um aspecto avermelhado. As porções com quartzo, vistas em lâmina delgada, mostram

alguns grãos monocristalinos, porém a maioria é de grãos extremamente estirados e recristalizados. A interpretação é de um corpo formado pela passagem de fluídos ricos em  $\text{CO}_2$  e  $\text{SiO}_2$ , portanto, uma zona de silicificação e de intensa carbonatação. A rocha é classificada como um milonito, extremamente foliada. Os minerais opacos dos veios de quartzo, sugerem sulfetos maciços.

## 6.24 – BIFs

Possuem espessura mínima de 15 metros. Apresenta-se em bandas centimétricas e milimétricas de coloração avermelhada/acinzentada, intercaladas com bandas esbranquiçadas. é composta por 60% de quartzo e 40% de óxidos de ferro. Podem ocorrer níveis de formação manganésifera no topo da seqüência, evidenciada por amostras de pirolusita com hábito botrioidal.

A formação ferrífera bandada (BIF) é o marco estratigráfico que separa a seqüência metaultramáfica da seqüência metassedimentar, pertencendo à base desta última (Figura 22).

A formação ferrífera bandada apresenta-se como um corpo contínuo localizado na borda SW do maciço.

Trata-se de uma rocha de origem sedimentar e representa grandes depósitos formados em um período restrito do Tempo Geológico por todo o globo. Sua origem é incerta, porém a hipótese mais aceita é aquela que credita ao intemperismo das rochas dos continentes e à lixiviação de basaltos subjacentes a origem do material depositado por fluidos hidrotermais em uma bacia rasa e calma (Lindenmayer *et al.* 2001)



Figura 22. Alinhamento de BIFs na Serra da Guabiroba. Acima os quartzitos e abaixo as metabásicas.

## 6.25 – Quartzitos

São descritos dois tipos de quartzito que estão distribuídos por quase toda a porção sul da área: quartzito maciço e quartzito feldspático.

O primeiro é caracterizado pela cor clara (variando de tons de cinza claro a branco) formado em sua maioria por grãos de quartzo subarredondados, de granulação fina a média e micas. Esta rocha mostra-se coesa, maciça, com vênulas de quartzo em algumas porções (figura 24). Em alguns locais, o conteúdo de micas é maior, correspondendo a quartzitos sericíticos, proporcionando menor resistência à rocha.

Os quartzitos feldspáticos possuem cor cinza escura, sendo uma rocha coesa, com granulação média a grossa, observando-se grãos de quartzo estirados à vista desarmada. Está pontualmente localizado na porção centro leste desta unidade. Ao microscópio, esta rocha apresenta grãos de quartzo, feldspatos (plagioclásio e microclínio), minerais opacos e epidoto, envoltos por sericita. Há o predomínio de extinção ondulante nos grãos de quartzo e, subordinadamente, ocorrem extinções por setor.



Figura 23. Afloramento de Quartzitos da Serra da Pimenta



Figura 24. Quartzito com granulação granodecrescente

## 6.26 – Quartzo-Sericita Xisto (Grupo Lavapés)

São protomilonitos cujo protólito equivale a quartzitos ou veios de quartzo (figura 25). Foi verificada a presença de pirita em veios de quartzo deformados, além de níveis de minerais opacos. Em lâmina delgada foram observados os seguintes minerais:

quartzo, muscovita/sericita, opacos, biotita, carbonatos e epidoto. Destaca-se a presença de sulfetos, turmalina, carbonatos em veio milonitizado, podendo-se interpretar esta rocha como proveniente de processos hidrotermais.

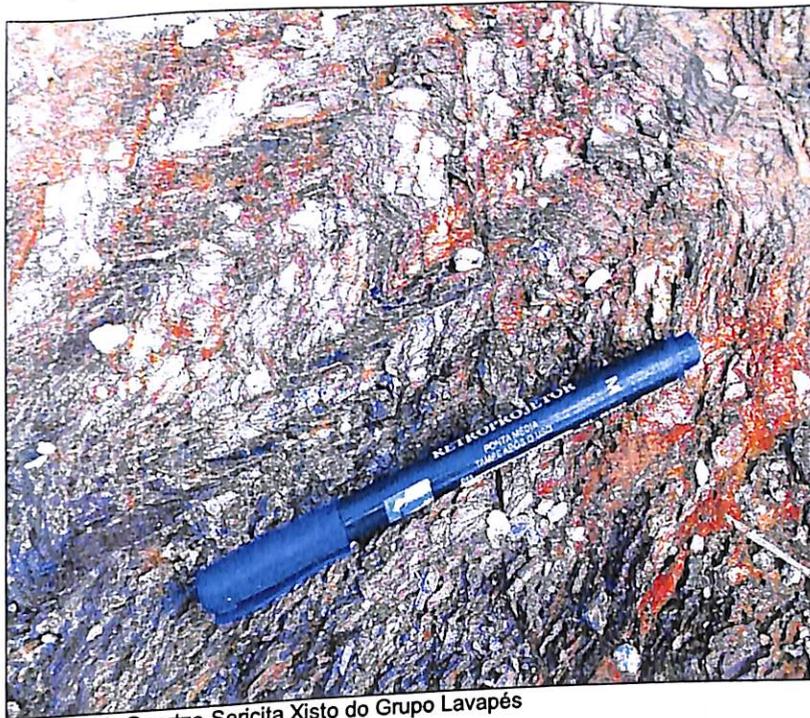


Figura 25. Quartzo-Sericita Xisto do Grupo Lavapés

## 6.27 – Granitos

Existem dois corpos graníticos na área de estudo: o Granito Matinha e o Granito Taquari. O Granito Matinha (Sato, 1992) corresponde ao Granito Norte de Fritzsos *et al.*(1980), tem composição granodiorítica (Figura 26 A e B) e é intrusivo às rochas anteriores que estão distribuídas ao longo da porção norte da área de estudo, com uma extensão aflorante de aproximadamente 300 metros. Este corpo está em contato tectônico com as rochas vulcânicas (meta-basalto tholeiítico). Este contato corresponde a uma falha transcorrente sinistral. De um modo geral estas rochas são compostas por ortoclásio, microclínio, quartzo, muscovita, biotita, e encontram-se alteradas hidrotermalmente, processo evidenciada pela presença de clorita e sericita. Nota-se também um certo grau de deformação, evidenciados por feições de recristalização dinâmica.

O Granito Taquari foi caracterizado como um monzogranito por Sato *et al.* (1992), corresponde ao Maciço Central de Fritzsos *et al.* (1980). Trata-se de um corpo granítico alongado de direção preferencial N-S, com cerca de 21 km de comprimento e 1,5 km de

largura. As melhores exposições desta unidade ocorrem em pedreiras abandonadas, em cachoeiras e ao longo da Serra da Gabiroba. As rochas deste corpo acham-se afetadas por processos tectônicos de natureza dúctil, que geraram a gnaissificação e milonitização deste granito, e ductil-rúptil gerando cataclasitos.

Estas rochas apresentam coloração cinza esbranquiçada, são leucocráticas, faneríticas equigranulares de granulação média a grossa, hipidiomórficas. A composição frequente é quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio, muscovita, biotita, clorita, sericita e acessórios como zircão e opacos (óxidos de ferro).

Este corpo apresenta-se deformado heterogeneamente contendo desde porções intensamente recristalizadas e deformadas até porções indeformadas. Entretanto este tipo é representado majoritariamente por milonitos.

Ao microscópio observou-se quartzo, feldspato (feldspato potássico e plagioclásio), clorita, sericita e opacos. A rocha apresenta uma foliação penetrativa e a presença de fenoblastos (quartzo e feldspato) envoltos por uma matriz fina composta por sericita, quartzo e clorita. Os grãos de quartzo apresentam-se com lamelas de deformação, limites de subgrãos e por vezes intensa recristalização. Os feldspatos também ocorrem estirados, estes apresentam sericitização em graus variados. Foram observados também indicadores cinemáticos como: S-C, C' e sigmóides de grãos de quartzo indicando movimento para norte.

A sericita e a muscovita são representadas por finas plaquetas inclusas no interior do feldspato, ou substituindo-os nas suas bordas. São formadas a partir da transformação dos feldspatos, como também pelo aporte de fluidos aquosos, ricos em K em condições de baixa temperatura e pressão compatíveis com a fácies xisto-verde. A clorita tem cores anômalas, verde-acinzentadas e forma-se a partir da alteração das bordas da biotita, sendo um dos minerais mais típicos da fácies xisto-verde.

## **6.28 – Meta-Riolitos**

Foi possível delimitar uma faixa de aproximadamente 150 metros de espessura que constitui um capeamento de textura afanítica e composição riolítica na borda do Granito Matinha. Esta porção do corpo foi interpretada como um invólucro que resfriou rapidamente, servindo como isolante térmico para o interior do corpo plutônico. De acordo

com Schrank (1982) a borda granofírica resulta do resfriamento rápido das bordas do corpo granítico em contato com uma seqüência de rochas frias e hidratadas.(Figura 26 C e D)

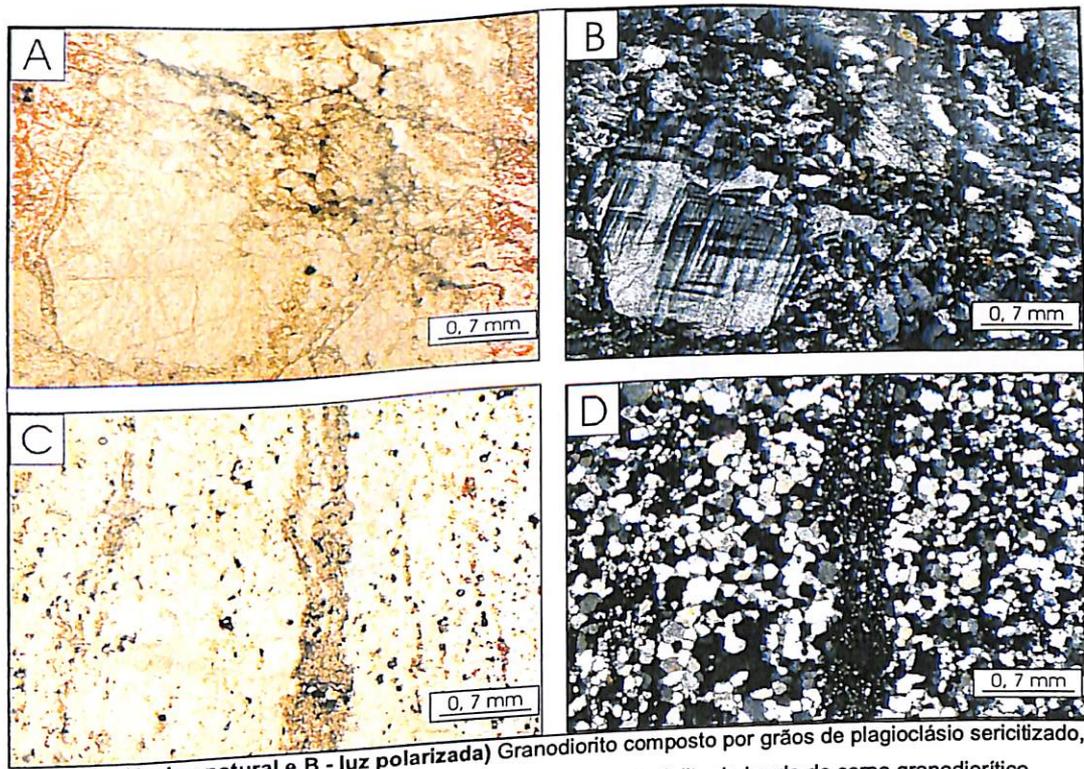


Figura 26. (A - luz natural e B - luz polarizada) Granodiorito composto por grãos de plagioclásio sericitizado, microclínio e quartzo. (C - luz natural e D - luz polarizada) Meta-riolito da borda do corpo granodiorítico.

## 6.29 – Milonitos

Os milonitos mais representativos estão em concordância tectônica com o Granito Taquari e com as rochas metassedimentares da região e se trata de um granito milonitizado. Não foram encontradas evidências de que este granito tenha sido intrusivo nos pacotes meta-sedimentares ou de que tenha sido base para a deposição dos sedimentos. Granitos milonitizados apresentam o estiramento mineral intenso, típico destas rochas. O grau de milonitização varia razoavelmente entre os afloramentos disponíveis. As rochas menos milonitizadas e alteradas por intemperismo são semelhantes aos sericita-quartzo-xistos, porém distinguem-se por não apresentar o arredondamento de grãos tipicamente sedimentar.

A análise mineralógica mostra a sericita como principal mineral, estando como uma massa orientada paralelamente à foliação e deformada a ponto de formar *kinkbands*.

Pode aparecer disposta sinteticamente preenchendo fraturas em grãos de quartzo ou da própria foliação. O quartzo é o segundo mineral mais abundante; os grãos são geralmente alotriomórficos, extremamente estirados e deformados; podem formar *ribbons* de quartzo e subgrãos. Por vezes apresentam-se rompidos pelo intenso cisalhamento. A análise de indicadores cinemáticos em grãos de quartzo e em *kinkbands* em sericita condizem com movimento de topo para norte.

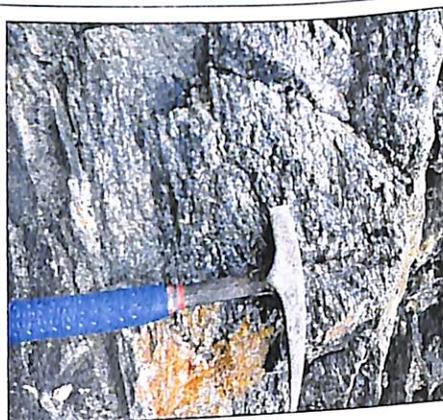


Figura 27. Granito Protomilonítico



Figura 28. Ultramilonito a partir de granitos

### 6.30 - Conglomerado Samburá (Formação Paraopebas - Grupo Bambuí)

Na parte nordeste da área o corpo granítico encontra-se em contato estrutural, encaixado em drenagem N-S, com conglomerados neoproterozóicos do Grupo Bambuí, correspondentes ao membro Samburá, Formação Paraopebas.

O conglomerado foi identificado como sendo polimítico, composto por clastos de gnaisses, micaxistos, granitos e quartzitos com dobramentos suaves, que caracterizam o Grupo Bambuí.

### 6.31 - Meta-Siltitos (Grupo Bambuí)

Essa unidade é caracterizada por sedimentos clásticos com granulometria fina, coloração ocre amarelada e baixo grau de metamorfismo.

O meta-siltito abrange a maior porção da área próximo à cidade de Piumhi, cobrindo quase todo o extremo oeste. Seus principais afloramentos estão em cortes na

rodovia MG-050 e no leito do córrego Lavapés.

Os meta-siltitos que afloram no leito do córrego exibem uma coloração ocre (Figura 29), com níveis minerais de carbonato e quartzo. Nesses afloramentos, o grau de intemperismo era mais baixo do que no dos cortes de estrada, pois era possível observar a foliação e a orientação desses níveis minerais.

Já nos afloramentos da MG-050, a rocha está muito intemperizada, sendo possível apenas ver níveis de maior ou menor alteração. As estruturas não são observáveis como nos afloramentos do córrego e a sua coloração variou para tons arroxeados.



Figura 29. Metassilito do Grupo Bambuí

## CAPÍTULO 7 – GEOLOGIA ESTRUTURAL

O maciço de Piumhi pode ser definido estruturalmente como um sistema de cavalgamentos, cuja organização estrutural é complexa e dominada por imbricação de escamas tectônicas, empilhadas durante dois episódios de empurrão. O mais antigo tem vergência para Norte, e é responsável pela foliação principal e forte lineação de estiramento associadas ao metamorfismo, e o segundo, associado à colocação da *Nappe* de Passos, ao final da orogênese Brasileira, vergente para ESE (Valeriano *et al.*, 1995). Esse último episódio produziu megadobras flexurais em *chevron*, sem formação de foliação e com empurrões de caráter rúptil.

O segmento norte da Faixa Brasília Meridional, que se estende de Santo Hilário até Piumhi, é sensivelmente menos afetado pela compressão brasileira relacionada à colocação da *Nappe* de Passos que a porção sul, preservando melhor o empilhamento por empurrões pré-brasilianos vergentes para o Norte, e mostra uma maior ocorrência de

lineações de estiramento de direção aproximada norte-sul. O segmento sul, diretamente recoberta pela *Nappe* de Passos mostra um maior número de falhas de empurrão deste evento e maior incidência de lineações de estiramento com orientação WNW-ESE, sendo este o único episódio a deformar as rochas do Grupo Bambuí (Valeriano *et al.*, 1995).

O forte *fabric* linear N-S é interpretado como pré-brasiliano, devido ao fato de na *Nappe* de Passos, o melhor registro da história metamórfico-deformacional da Faixa Brasília Meridional, não se observarem vestígios de transporte tectônico para Norte. Assim hipóteses possíveis para a idade do transporte tectônico são especulativas. Uma idade transamazônica é sugerida em analogia ao quadro tectônico do Quadrilátero Ferrífero, sendo o evento pré-brasiliano mais recente naquela área, com vestígios de transporte tectônico para Norte entre as formas de deformação mais antigas. A possibilidade de o evento ter idade mesoproterozóica tem referência a terrenos da Faixa Ribeira mais ao Sul, de onde partiu a aloctonia dirigida para Norte. Ou ainda um evento no Ciclo Brasileiro precoce, o que levaria à reinterpretação do quadro tectônico regional, com duas orogêneses neoproterozóicas superpostas (Valeriano *et al.*, 1995).

Foram encontradas feições estruturais tanto de caráter rúptil, quanto dúctil em toda a área de estudo. O acamamento original foi observado nos Meta-Komatiitos em função da disposição da estrutura *spinifex* e empilhamento de *pillow-lavas*. Nos Meta-Basaltos também aparece por conta das *pillow-lavas*. Nas rochas Metassedimentares é possível identificá-lo principalmente pela gradação granulométrica ainda preservadas em alguns pontos.

Os planos de foliação das unidades presentes distribuem-se diferentemente em cada setor. Na unidade granítica a Sul a foliação desenvolveu-se heterogeneamente resultando em porções com uma foliação milonítica bastante penetrativa e porções em que o granito encontra-se indeformado. Em alguns setores a foliação se desenvolveu como uma textura S-C, produzindo até termos de extrema deformação, onde os planos S-C se paralelizaram, originando gnaisses bandados e ultramilonitos.

O Granito Taquari mostra uma ampla variação em suas atitudes desenvolvendo orientações características de rampas de cisalhamento, nas quais há a formação de lascas tectônicas e de um padrão de cavalgamento seguindo uma rampa principal em forma de arco. Os setores nos quais a foliação ocorre com o sentido do mergulho para sul caracteriza uma rampa frontal (bem representada no setor N do Granito Taquari) e setores nos quais a foliação desenvolveu-se com direção preferencial N-S, que caracterizam

rampas de cavalgamento lateral (bem representada no setor E do corpo) (figura 30).

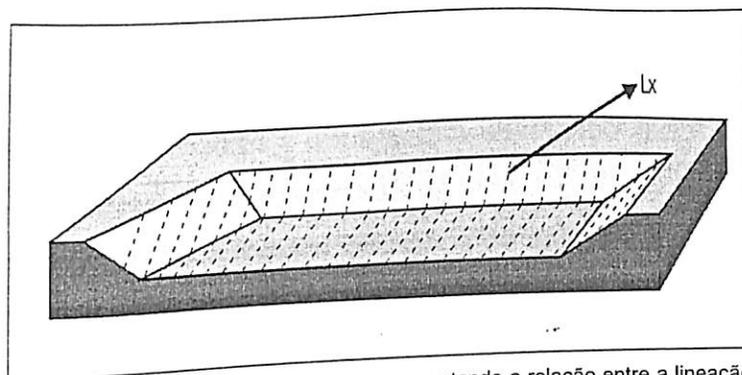


Figura 30. Rampas de cisalhamento representando a relação entre a lineação de estiramento (Lx) e os planos frontais, laterais e oblíquos de cisalhamento.

A porção central do Granito Taquari é afetada por uma zona de cisalhamento transcorrente sinistral, de escala regional e direção NW-SE. Nesta porção a foliação é penetrativa e tende a paralelizar-se com a direção da ZC sendo caracterizada pela presença de planos S-C sigmoidais, dando origem predominantemente a milonitos e ultramilonitos.

[ Na unidade metassedimentar a foliação  $S_n$  é isotrópica e bastante penetrativa nos filitos tornando-se menos desenvolvida nas rochas formadas por meta-quartzo-arenitos e quartzitos. Ela se caracteriza por uma direção preferencial N-S com mergulhos de médio a baixo ângulo e sentido para W. ]

[ Nos xistos a foliação mostra-se penetrativa sendo caracterizada por uma xistosidade caracterizada pela orientação planar de minerais como talco, clorita e sericita. Nesta unidade a foliação ocorre predominantemente orientada com a direção NNW-SSE com caimento de baixo a médio ângulo para WSW, apresentando uma similaridade no comportamento deformacional com a unidade metassedimentar. Algumas variações ocorrem em áreas mais afetadas pelos esforços e mais intensamente deformadas em que os planos podem conter direções e mergulhos diferentes do padrão presente nesta unidade principalmente no que se refere ao centro da área mapeada.

A unidade metavulcanosedimentar formada por meta-tufos e meta-brechas apresenta uma clivagem incipiente ocorrendo praticamente sem a formação de estruturas planares metamórficas.

[ Dois tipos de estruturas lineares foram observadas: a lineação mineral e a lineação de estiramento. Nas unidades em que foram observadas, as lineações associam-se à

foliação Sn, sendo caracterizadas pela orientação dos minerais sobre o plano da foliação (plano XY do elipsóide de deformação).

Em todas estas unidades as lineações mineral e de estiramento são paralelas possuindo uma direção preferencial N-S com mergulhos variando de baixo ângulo (predominante) para ângulos médios a altos (como as lineações presentes nas rampas de cavalgamento frontal situadas no corpo granítico).

Na unidade Granítica predominam lineações de estiramento indicadas por grãos de quartzo e feldspatos, as lineações minerais também ocorrem e são indicadas pela presença de muscovita, clorita e biotita. As lineações ocorrem aproximadamente paralelas às rampas de cisalhamento laterais mostrando um padrão *strike-slip*, e aproximadamente perpendiculares à direção das rampas frontais possuindo uma componente *down-dip* muito desenvolvida. As porções afetadas pela Zona de Cisalhamento Taquari estão rotacionadas na direção da ZCT.

Nos metassedimentos a lineação mineral esta representada pela formação de minerais como muscovita e a clorita, e a lineação de estiramento é marcada pela deformação e orientação de grãos de quartzo. Na unidade ultramáfica a lineação mineral é caracterizada principalmente pela orientação do talco e clorita.

Falhamentos foram observados principalmente nos quartzitos da porção leste e nas zonas de cisalhamento onde milonitos aparecem gradativamente rotacionados à medida que os blocos se moveram ao longo de falhas normais.

Foram caracterizadas zonas de cisalhamentos de diferentes escalas. Duas ZC mais importantes e de maior escala serão descritas. A Zona de Cisalhamento Taquari (ZCT), tem uma orientação NW-SE e é concordante com uma rede de zonas de cisalhamento existentes nas áreas adjacentes descritas na literatura e observadas em fotografias aéreas.

Esta ZC estende-se por alguns quilômetros tendo como rochas associadas cataclasitos. Entre as estruturas associadas observou-se a presença de dobras assimétricas milimétricas com vergência para N e de estruturas tipo *kink bands*.

Na porção Oeste da área foi encontrada a outra zona de cisalhamento de maior importância, localizada ao longo do Córrego do Meio. Nessa ZC predomina a ocorrência de um ultramilonito, com corpos lenticulares de rocha preservada, que constituem de talco-actinolita xistos, clorita-tremolita fels e riodacito. Ao longo do córrego apresenta em alguns pontos aspecto maciço, enquanto que, quanto está foliado, sua foliação é de alto

ângulo, chegando a sub-vertical. Os quartzo-sericita xistos com que faz contato apresenta ângulo de foliação relativamente baixo. Neste xisto, nas proximidades do contato, observamos os indicadores cinemáticos mais bem preservados, consistindo em sigmóides de orientação destal. Estruturas S-C apresentam rotação destal e as lineações tem estiramento predominante N-S, apresentando um ângulo de mergulho baixo.

Essas características de deslocamento permitem associar os milonitos a uma zona de cisalhamento dúctil transcorrente destal. Zonas transcorrentes, por definição, tem traços lineares, formas planares verticais e movimentos horizontais, mas face à variabilidade dos fatores que influem no seu desenvolvimento, geralmente mostram traços de inflexões, formas curvilineares, atitudes até de baixo mergulho e movimentos envolvendo componentes de empurrão ou normais. Marca-se por feições de encurtamento e estiramento, desnivelamento de blocos, pouco a nenhum magmatismo, baixo grau de metamorfismo e vergências diversamente orientadas das dobras e empurrões (Hasui & Costa, 1990).

Os estudos dos indicadores cinemáticos revelaram em todos os domínios estruturais um movimento principal de sul para norte. Em análises realizadas em afloramentos as estruturas que permitiram a identificação do sentido de movimento foram estruturas S-C e C', dobras assimétricas (figura 31) e grãos sigmoidais.

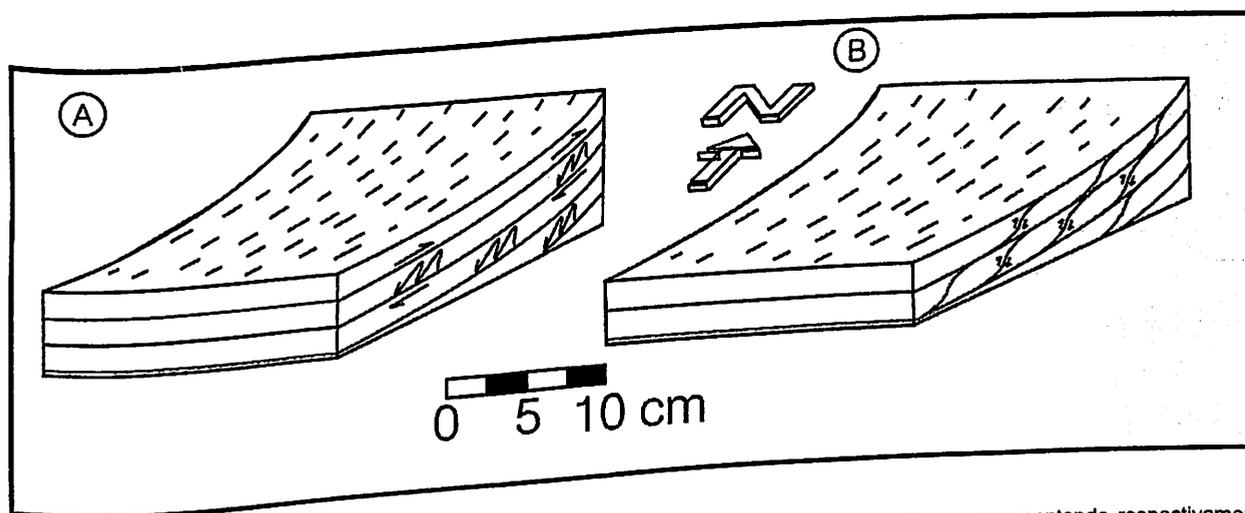


Figura 31 – Indicadores cinemáticos presentes na área de estudo; A e B esquemas de estruturas representando respectivamente dobras assimétricas e estruturas S-C que evidenciam um movimento para N.



Samburá da Formação Paraopebas, do Grupo Bambuí.

Os indicadores cinemáticos observados, aliados à caracterização da vergência das dobras e do comportamento das falhas de empurrão permitiram concluir que houve um empilhamento tectônico na área, com cinemática de topo para norte, responsável pelas relações de contato das litologias na forma de lascas tectônicas.

## CONCLUSÕES

A partir dos mapas e descrições anteriormente feitas pelas turmas do Instituto de Geociências da Unicamp, da qual o presente autor participou por duas ocasiões, foi elaborado um mapa em escala 1:50.000 individualizando os principais agrupamentos de rochas presentes no Maciço de Piumhi.

Foram individualizados, a partir das ocorrências e características das rochas observadas, os três Grupos que compõem o chamado *Greenstone Belt* de Piumhi, os Grupos Ribeirão Araras, Paciência e Lavapés.

O Grupo Ribeirão Araras é composto por uma sequência metavulcanossedimentar com intrusões félsicas, compreende a maior porção da área e é a base do *greenstone belt*. Foi nesse grupo que pôde-se observar a maior variedade de litotipos, compondo quase que completamente a sequência máfica - ultra-máfica descrita por Schrank (1992).

O Grupo Paciência é composto por sedimentos siliciclástico em uma sequência do tipo *flysch* e está sobreposto tectonicamente ao Grupo Ribeirão Araras. É o segundo mais extenso espacialmente e também apresenta a sequência quase completa, seus afloramentos mais bem preservados se encontram na porção leste da área.

O Grupo Lavapés, por sua vez, está sobreposto ao Grupo Paciência e também é constituído por uma sequência de sedimentos siliciclásticos, mas com a presença de sedimentos químicos, localmente estão cortados por corpos graníticos e não são muito extensos. Sua sequência é a mais pobre em relação à gama de litotipos presentes, que se restringem mais a sul da área.

Também foram observadas ocorrências do Grupo Bambuí, uma na parte leste, como meta-siltitos e uma na norte, como conglomerado. São sedimentos plataformais que não foram afetados pelo evento de metamorfismo em fácies xisto verde observado nos anteriores.

Algumas considerações devem ser feitas quanto aos produtos gerados: muitos dos corpos ou rochas, descritos pelos autores que serviram de base para esse trabalho, não estão representados no mapa por questão de escala, primeiramente, os mapeamentos foram feitos em escala de detalhe (1:10000) e o presente resultado não pode ser tão detalhado. Foram feitas simplificações e aproximações de contatos no mapa confeccionado, baseadas na interpretação do autor, para a representação dos grupos supra-citados seja mais clara e de fácil entendimento.

O produto final é uma representação espacial de uma porção do *Greenstone Belt* de Piumhi em semi-detalhe e o presente relatório descritivo.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Araújo, J. B., 1943. Cromita na Fazenda Caxambu, Piui. Boletim do Laboratório de Produção Mineral, DNPM, Rio de Janeiro, 23: 71 - 95.
- Barbosa, O. e Lacourt, F. 1940. Cromita em Piui, Mineração e Metalurgia, Rio de Janeiro, 5 (25): 39 - 43.
- Christofoletti, A. 2000. Geomorfologia. São Paulo. Editora Edgard Blücher.
- Cunha, S. B.; Guerra, A. J. T. 1998. Geomorfologia do Brasil. Rio de Janeiro. Bertrand Brasil.
- Deer, W. A.; Howie, R. A.; Zussman, J. 1992. Minerais constituintes das rochas - uma introdução. Lisboa. Fundação Calouste Gbenkian.
- Fritzon Jr., O; Biondi, J. C. e Chaban, N., 1980, Geologia da região de Piumhi (MG). 30º Congresso Brasileiro de Geologia, Camboriú, 5: 2906 - 2917.
- Fernandes, N. H.; Veríssimo, C. U. V.; Carvalho, S. G. de ; e Fernandes, T. M. G. 2004. Geologia e geoquímica dos elementos maiores das formações ferríferas bandadas da região de Piumhi (MG). Revista de Geologia, Vol. 17 (2): 119 - 130.
- Ferrari M.A.D. 1996. Aspectos tectôno-estruturais do Greenstone Belt de Piumhi-MG, em relação à mineralização de cromita e ouro. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências da Universidade Estadual de Campinas, 122p.
- Ferreira, E.F.; Schorscher, J.H.D. (1999) Metagranitóides do terreno granito-greenstone belt de Piumhi, Mg: geologia e petrogênese. 7º Simpósio de Iniciação Científica – USP – Resumos – Ciências da Terra.
- Heilbron, M.; Valeriano, C. M.; Zimbres, E.; Chispim, S.J.; Simões, L. S. A.; Souza, M. A. T. 1987. O contato basal do Grupo Canastra entre Itaú de Minas e Carmo do Rio Claro. In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS, Belo Horizonte 1987. Atas., Belo Horizonte, SBG, p. 179-198.
- Jahn B., Schrank A. 1983. Ree geochemistry of komatiite and associated rocks from Piumhi, Southern Brazil. Precambrian Res. 21:1-20
- Lima, C. V. 1996. Natureza composicional e perspectivas metalogenéticas de rochas sedimentares em basaltos komatiíticos do Greenstone Belt de Piumhi, Minas Gerais. Campinas, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas (Dissertação de mestrado), 121p.
- Machado Filho, L.; Ribeiro, M.; Gonzales, S. R.; Schenini, C. A.; Santos Neto, A. dos; Palmeira, R. C.; Pires, J. L.; Teixeira, W.; Castro, H. E. F. 1983, Geologia das Folhas Rio de Janeiro (SF 23/24) escala 1: 1.000.000, mapa e texto explicativo. Rio de Janeiro, RADAM Brasil. Ministério de Minas e Energia, 780 p.

Machado, N.; Schrank, A.; Abreu, F. R.; Knauer, L. G.; Abreu, P. A. A. Resultados preliminares da geocronologia U-Pb na Serra do Espinhaço Meridional. In: 5º Simpósio Geologia Núcleo Minas - 1º Simpósio Geologia Núcleo Brasília, 1989. Anais p. 171 - 174.

Machado, N. e Schrank, A., 1989, Geocronologia U-Pb no Maciço de Piumhi: Resultados preliminares. 5º Simpósio de Geologia de Minas Gerais, Belo Horizonte, 1: 45 - 79.

Pinheiro, S. O. Petrografia da Sequência de rochas ígneas metamorizadas de Piumhi (MG). In: Cong. Bras. Geol, 31, Balneário de Camburiú, 1980. Anais v. 4, p. 2206 - 14.

Sato, L.M.; Choudhuri, A.; Schrank, A. (1992) Dados Preliminares: Estudos petrográficos e geoquímicos dos corpos graníticos do maciço de Piumhi – MG. In: 37º Cong. Bras. Geol., Boletim de Resumos Expandidos, V. 1 (Simpósios): 386-387, SBG, São Paulo.

Schorscher, J.H.D.; Chiarini, A.P.; Fernandes, F.; Vilela, L.G.G.; Moteiro, L.V.S.; Silva, E.L.; Cutrim, C.A. (1998) Revisão tectono-estratigráfica do Maciço de Piumhi – MG. XL Cong. Brasil. de Geol., Anais, p68. SBG, Belo Horizonte.

Schrank, A.; Silva, M.G.; 1993. Greenstone belts do Cráton do São Francisco, Brasil. In: O Cráton do São Francisco. p. 85-118. Sociedade Brasileira de Geologia, Salvador, Bahia.

Schrank, A., 1982, Petrologie des Komatiites des roches associes de la cinture verte du Massif Precambrien de Piumhi. (Minas Gerais - Bresil). Orsay, Univ. d Paris - Sud (Tese Doctur - Ingenieur), 272 p.

Schrank, A. e Abreu, F. R. 1990, Nova proposta de evolução estratigráfica e tectônica para o Maciço de Piumhi - SW de Minas Gerais. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal, 1990. Anais... Natal, SBG, v.5, p. 2276 - 2283.

Sidrim, A. C. G. Geologia e petrografia de Piui - MG. Rio de Janeiro, UFRJ. Instituto de Geociências, 1976. 63p. Tese Mestrado.

Souza, J. C. A. A. 1943. Cromo em Piui, Estado de Minas Gerais, Avulso da Divisão de Fomento à Produção Mineral, DNPM, Rio de Janeiro. 50: 39 - 43.

Valeriano, C. M.; Almeida, J. C. H.; Simões, L. S. A.; Roig, H. L.; Duarte, B. P.; Herlbran, M. 1995. Evolução estrutural do domínio externo da Faixa Brasília no Sudeste de Minas Gerais: Registros de uma tectônica pré-brasiliana. Rev. Bras. de Geociência, 25 (4): 221 - 234.

Valeriano C.M. 1999. A Faixa Brasília Meridional com ênfase no seguimento da Represa de Furnas: modelos de evolução tectônica (Tese de Livre-docência). Rio de Janeiro, Brasil, Universidade Estadual do Rio de Janeiro, 89p.

Valeriano C. M., Machado N., Simonetti A., Valladares C. S., Seer H. J., Simões L. S. A. 2004. U-Pb geochronology of the southern Brasília belt (SE-Brazil): sedimentary provenance, Neoproterozoic orogeny and assembly of West Gondwana. *Precambrian Research*, 130:27-55.

Valeriano C. M., Dardenne M. A., Fonseca M. A. Simões L. S. A., Seer H. J. 2004. A Evolução Tectônica da Faixa Brasília. In: *Geologia do Continente Sul-Americano:*

*Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida.* NETO, V. M.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; NEVES, B.B.B. (orgs). Beca. São Paulo, p. 575-592.

Trabalhos de mapeamento anteriores realizados na área de estudo, pelas turmas do Instituto de Geociências da Unicamp.

Turma de 2006

Grupo 1: Ignácio Torresi e Alick Boden

Grupo 2: André Luis Villela Rodrigues e Victor Vanin Sewaybricker

Grupo 3: Alexandre Brandimarti Berger e Tobias Riboldi Vieira

Grupo 4: Érico Zacchi e Michelly Rocha

Grupo 5: Diego Bortholoto e Giancarlo Saraiva

Grupo 6: Glaucia Sakai e Tacilaine Real

Grupo 7: Andréia Ruy, Guilherme Borges e Régis Farina

Grupo 8: Pedro Henrique de Luca e Rogério Machado

Grupo 9: Henrique Padoves e Rafael Alves Augusto

Turma de 2007

Grupo 1: Carolina Moreto, Fernanda Lourenço e Maria Fernanda Grisólia

Grupo 2: Camila Passarella, Karina Oliveira e Maria Fernanda Grotti Clemente

Grupo 3: Felipe Garcia Costa, Magali Gurgueira e Rafael Rubo

Grupo 4: Aline Bianchini, Tatiana Sacco e Thais Carrino

Grupo 5: Caetano Constanzo, Luis Fernando dos Santos, Michelsen Wurdig e

Thiago Manzini

Grupo 6: Douglas Cabral, Fernando da Silva Neves, Renan Feijó Franchi e Renato

Zázera Francioso