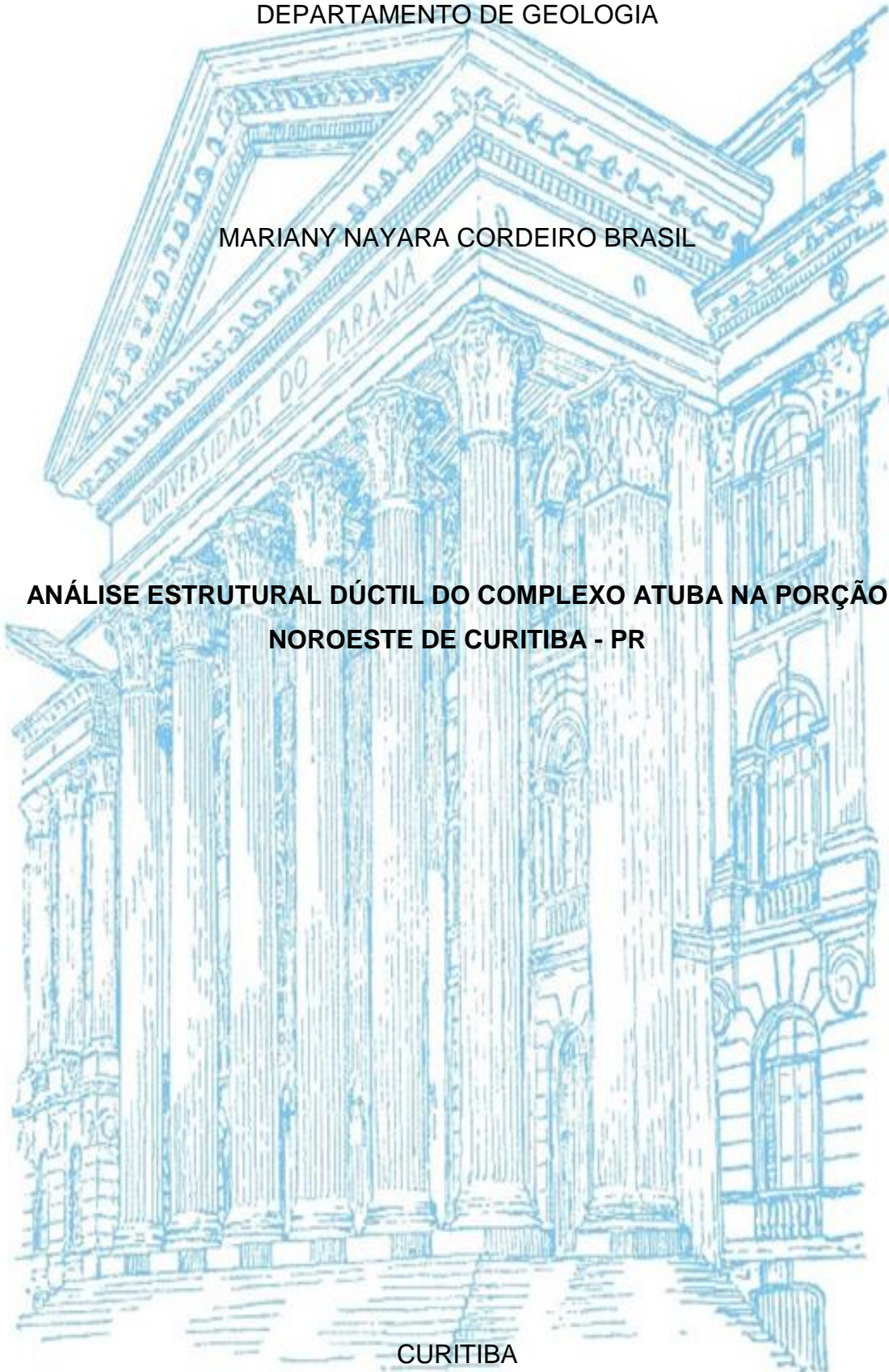


UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
SETOR DE CIÊNCIAS DA TERRA
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

MARIANY NAYARA CORDEIRO BRASIL

**ANÁLISE ESTRUTURAL DÚCTIL DO COMPLEXO ATUBA NA PORÇÃO
NOROESTE DE CURITIBA - PR**



CURITIBA

2016

MARIANY NAYARA CORDEIRO BRASIL

**ANÁLISE ESTRUTURAL DÚCTIL DO COMPLEXO ATUBA NA PORÇÃO
NOROESTE DE CURITIBA - PR**

Trabalho de Conclusão de Curso como requisito parcial à obtenção do grau Geólogo, do Departamento de Geologia, do Setor de Ciências da Terra, da Universidade Federal do Paraná.

Orientador: Prof. Dr. Eduardo Salamuni

CURITIBA

2016

AGRADECIMENTOS

Ao Prof. Dr. Eduardo Salamuni, pela orientação, dedicação, confiança em mim depositada e por oferecer condições para que o trabalho fosse concluído.

Ao Departamento de Geologia da UFPR por disponibilizar infraestrutura e materiais para a realização de todas as atividades da graduação, principalmente para as etapas deste trabalho.

Aos colegas do grupo de pesquisa em Neotectônica, principalmente Ana Cecília e Michelangelo pelas discussões e pelo enorme apoio.

À minha família, Cleci, Mário e Mayara pelo incentivo, compreensão e por compartilharem comigo tantos momentos da vida. Obrigada por serem a minha referência de dedicação e perseverança.

Ao meu namorado, Eduardo, pelo amor, companheirismo e atenção aos assuntos geológicos. Muito obrigada por me dar a direção.

Aos meus colegas Mateus (Roni) e Honn pela amizade e respeito compartilhados durante dois anos de mapeamento. Obrigada por ser a melhor equipe.

Aos meus colegas de curso e também família do coração: Danielle, Carolina (Klock), Aurora, Gabriel (Fischer), Mateus (Tropeço), Luiz Guilherme (Pri), Rodrigo (Maionese), Eduardo (Borbo), Gilberto (Beto), Thomas e Leandro (Carioca) por todo o apoio, risadas e momentos que fizeram a graduação ser inesquecível.

RESUMO

A porção noroeste do município de Curitiba – PR encontra-se inserida no contexto geotectônico da Microplaca Curitiba e do Complexo Atuba. A análise estrutural foi realizada especificamente nas Pedreiras Central e Inacol em que foram identificados ortognaisses, com composição monzogranítica. Em macroescala as rochas apresentam bandamento gnáissico e intercalação de leucossoma e melanossoma, que através da sua orientação, formam a foliação S_n , com orientação preferencial de N60E. Em microescala são identificadas duas paragêneses e texturas distintas, uma tipicamente ígnea, de granitoides e outra típica de metamorfismo de baixo grau, da fácies xisto verde, com cristais de quartzo em níveis orientados e com presença de extinção ondulante e subgrãos. A evolução tectônica da região iniciou no Arqueano com a intrusão de granitoides derivados do manto, no Neoproterozoico ocorreu a deformação contemporaneamente ao metamorfismo, com a intrusão de granitoides sin orogênicos e o aumento das isothermas. Ocorrem dobras assimétricas intrafoliares, associadas à um cisalhamento dúctil-rúptil, da ZCC (Zona de Cisalhamento Curitiba) do Proterozoico Superior.

Palavras-chave: Complexo Atuba, deformação, metamorfismo, paragênese.

ABSTRACT

The northwestern portion of Curitiba - PR is located in the geotectonic context of the Curitiba Microplate and the Atuba Complex. Structural analysis was performed specifically in the Central and Inecol quarries where orthogneisses were identified, with monzogranitic composition. In the macroscale the rocks present gneissic banding and intercalation of leucossoma and melanossoma, that through its orientation, form the foliation S_n , with preferential orientation of N60E. In the microscale two distinct paragenesis and textures are identified, one typically igneous, of granitoids and the other typical of low grade metamorphism, of the greenschist facies, with quartz crystals at oriented levels and with undulating extinction and subgrades. The tectonic evolution of the region began in the Archean with the intrusion of granite derived from the mantle, in the Neoproterozoic the deformation occurred contemporaneously with the metamorphism, with the intrusion of orogenic granitoids and the increase of the isotherms. There are asymmetrical intrafoliar folds, associated with a ductile-shear shear, ZCC (Curitiba Shear Zone) of the Proterozoic.

Keywords: Atuba Complex, deformation, metamorfismo, paragenesis.

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	7
1.1 Localização	7
1.2 Abordagem do problema e justificativas	8
1.3 Objetivos	9
1.3.1 Geral.....	9
1.3.1.1 Específicos	9
2 MATERIAIS E MÉTODOS.....	10
2.1 Compilações bibliográficas.....	10
2.2 Levantamento de campo.....	10
2.3 Análise petrográfica.....	10
2.4 Análise estrutural.....	10
3 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	12
3.1 Migmatito.....	15
3.2 Fases de deformação.....	17
4 PETROGRAFIA E METAMORFISMO.....	19
4.1 Feições Macroscópicas	20
4.2 Feições Microscópicas	21
5 ANÁLISE ESTRUTURAL	29
6 DISCUSSÃO	33
7 CONSIDERAÇÕES FINAIS	37
REFERÊNCIAS.....	38

1 INTRODUÇÃO

1.1 Localização

De acordo com Siga Junior (1995) o Complexo Atuba é um bloco tectônico pertencente às unidades geotectônicas da Província Mantiqueira e da Microplaca Curitiba, que apresenta limites a noroeste com as sequências proterozoicas metassedimentares do Grupo Açungui e Complexo Setuva e à sudeste com os gnaisses granulíticos do Domínio Luis Alves.

O Complexo Atuba aflora no município de Curitiba e na respectiva região metropolitana, onde foi definida a área de estudo deste projeto (figura 01), especificamente a Pedreira Central e a Pedreira Inecol. Ambas produzem brita e saibro para a construção civil (DNPM,2016) e estão localizadas entre os municípios de Curitiba e Campo Largo, com acessos pela BR-277 e pela PR-418.

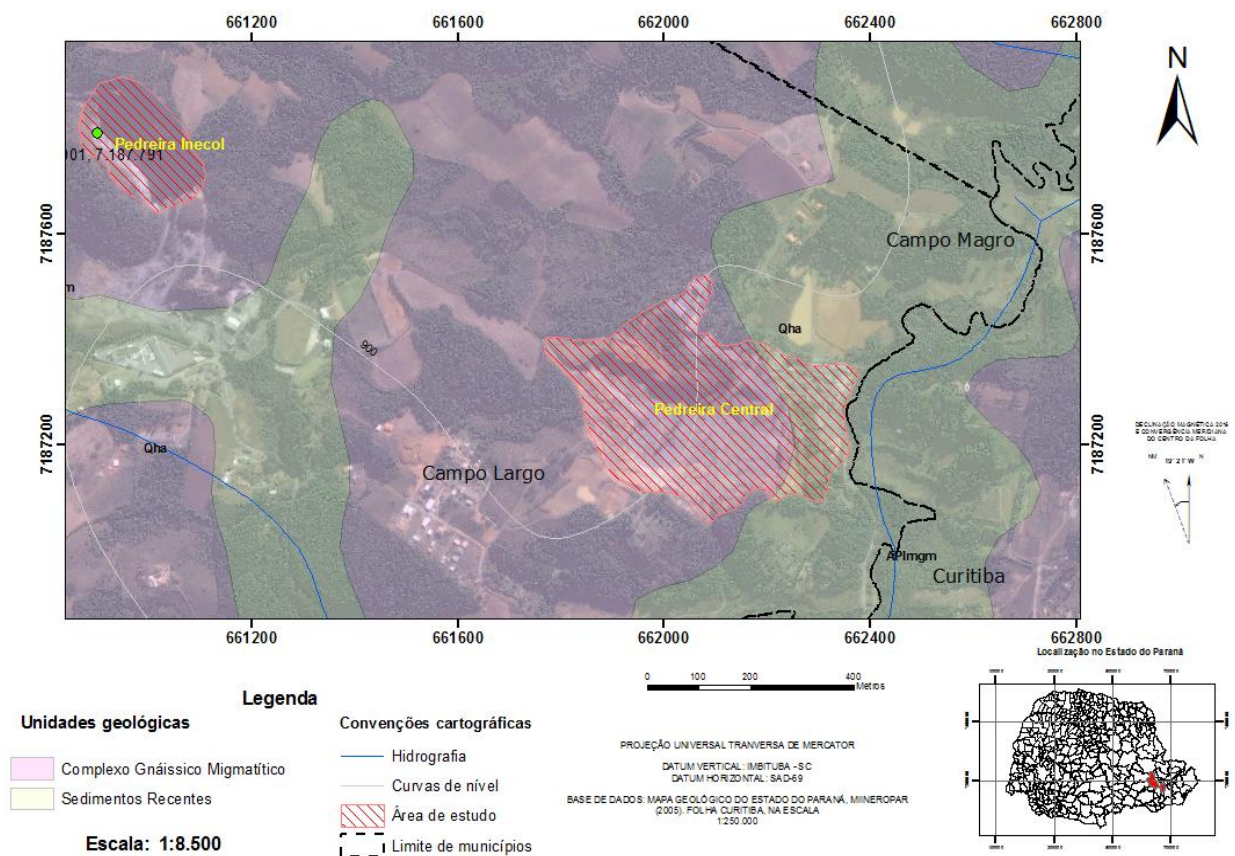


FIGURA 01: Mapa de localização da área de estudo, Pedreira Central e Pedreira Inecol, na escala 1:8.500. No limite entre os municípios de Curitiba e Campo Largo – PR, com acesso pela BR-277 e pela PR-418. Base de Dados: Mapa Geológico do Estado do Paraná, 2006.

A delimitação e a descrição dos terrenos gnáissico-migmatíticos do Estado do Paraná tiveram seu início marcados por trabalhos pioneiros, datados dos séculos 19 e 20, principalmente pelos trabalhos de Derby (1878), Oliveira (1927), Oliveira e Leonardos (1943) e Maack (1947, 1953) *apud* Fuck *et al.*(1967). As rochas eram genericamente denominadas de gnaisses e inclusas na até então conhecida unidade Arqueana do Complexo Cristalino Brasileiro.

Na década de 60, com o início do mapeamento de detalhe da Comissão da Carta Geológica do Paraná e com a contribuição dos trabalhos de Bigarella & Salamuni (1959), Almeida (1967) e Fuck *et al.* (1967) se iniciou a descrição detalhada dos migmatitos, sua composição mineralógica, paragêneses, grau metamórfico e rochas associadas.

A busca pelo detalhamento das rochas do Complexo Atuba, suas principais características, discussão a respeito da correta denominação e influência de eventos tectônicos resultou em diversos trabalhos publicados, sendo que nos últimos anos a maioria teve como objetivo a descrição de detalhamentos das fases rúpteis.

1.2 Abordagem do problema e justificativas

Trabalhos realizados em escala regional do Complexo Atuba descrevem algumas estruturas de deformação dúctil, com estiramento e orientação mineral, lineações e foliações e as utilizam para determinar os eventos tectônicos e mecanismos de deformação atuantes durante o processo de metamorfismo e retrometamorfismo dessa unidade.

Uma avaliação em multiescala para esta unidade e atualização dos dados estruturais e mecanismos de deformação se faz necessária uma vez que a gênese das estruturas dúcteis é relacionada a diversas interpretações. Um exemplo são as lineações de orientação mineral sem estiramento, relacionada ao metamorfismo de baixo grau e, por outro lado, as lineações de estiramento que, por sua vez, envolve minerais deformados e alongados em uma direção preferencial, relacionada com ao grau metamórfico médio a alto (Passchier & Trouw, 2005).

A avaliação dessas estruturas dúcteis é necessária quando se objetiva definir e individualizar fases de deformação. Para a determinação de cada fase envolve a descrição e análise de diversos dados, tanto de campo, quanto de descrição em macro e micro escala. Esta análise estrutural da fase dúctil possui grande importância devido à sua influência em determinação de processos tectônicos, além

de contribuir significativamente para os estudos das rochas do planalto de Curitiba e da Serra do Mar, que são utilizados, por exemplo, como base para trabalhos que envolvem diversas áreas da geologia, tais como: geologia de engenharia, geotecnia, hidrogeologia e geologia ambiental.

1.3 Objetivos

1.3.1 Geral

Este trabalho tem como objetivo definir e individualizar fases de deformação dúctil do Complexo Atuba, por meio da análise estrutural em micro e macroscopia..

1.3.1.1 Específicos

Para isso, são definidos os seguintes objetivos específicos:

- Levantar dados estruturais e amostras em campo;
- Realizar a análise estrutural em macro e microescala petrográfica;
- Discutir os resultados conforme a bibliografia existente.

2 MATERIAIS E MÉTODOS

2.1 Compilações bibliográficas

Foram consultados trabalhos relacionados ao contexto geotectônico e geológico local, assim como tipos de metamorfismo, fácies metamórficas, paragêneses minerais; mecanismos de deformação; geocronologia com enfoque no Pré-Cambriano Paranaense; processamento de dados estruturais; modelos de análise estrutural.

2.2 Levantamento de campo

O levantamento de dados de campo foi realizado nas pedreiras Central e Inecol, em duas visitas, nos dias 27 de julho de 2016 e 18 de outubro de 2016, respectivamente. A obtenção de dados ocorreu por meio do reconhecimento e da descrição dos litotipos estudados (tectonitos e granitoides); da descrição e coleta de medidas de atitudes de estruturas dúcteis (foliações, bandamentos e lineações); e coleta de amostras orientadas. Para a obtenção das coordenadas de cada ponto foi utilizado um GPS de navegação e para as medidas de atitudes bússolas do tipo Clar e Brunton.

2.3 Análise petrográfica

Foram confeccionadas 08 lâminas petrográficas. As lâminas foram analisadas por meio de microscópio petrográfico binocular de luz transmitida, disponibilizado pelo LAPEM (Laboratório e Pesquisas em Microscopia). As fotomicrografias foram obtidas através da câmera Dino-Eye, disponibilizada no LAPEM.

As descrições petrográficas tiveram como objetivo a caracterização mineralógica e microestrutural dos litotipos presentes na área de estudo, com enfoque em paragênese mineral e padrões microestruturais, utilizando como base o trabalho de Passchier & Trouw (2005).

2.4 Análise estrutural

Para a realização da análise estrutural foi realizada a descrição detalhada das estruturas identificadas, principalmente tamanho e relações de geometria entre estruturas. Os dados estruturais obtidos em campo, foram organizados em um banco de dados e os estereogramas gerados no *software OpenStereo*.

As descrições tiveram como enfoque estruturas, tais como: foliações, lineações, dobras e indicadores cinemáticos do ponto de vista dúctil. Para Ramsay (1980) a análise da cinemática é pautada na descrição da posição relativa da deformação, em conformidade com os processos de translação, rotação, distorção e dilatação.

3 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A região que envolve a área de estudo encontra-se no contexto geotectônico da Província Mantiqueira, especificamente da porção meridional e do Cinturão Ribeira (figura 02). Almeida *et al.* (1973) e Hasui *et al.* (1975) definem o Cinturão Ribeira como Faixa de Dobramentos Apiaí, que compreende a região costeira entre o estado da Bahia e Uruguai, sendo composto por faixas dobradas e metamorfisadas em diferentes épocas. Para Passarelli *et al.* (2011) o cinturão foi formado durante o Neoproterozoico Brasileiro ou Ciclo Orogênico Pan Africano, resultado da convergência de crátors, microplacas e terrenos durante o fechamento do Oceano Adamastor.

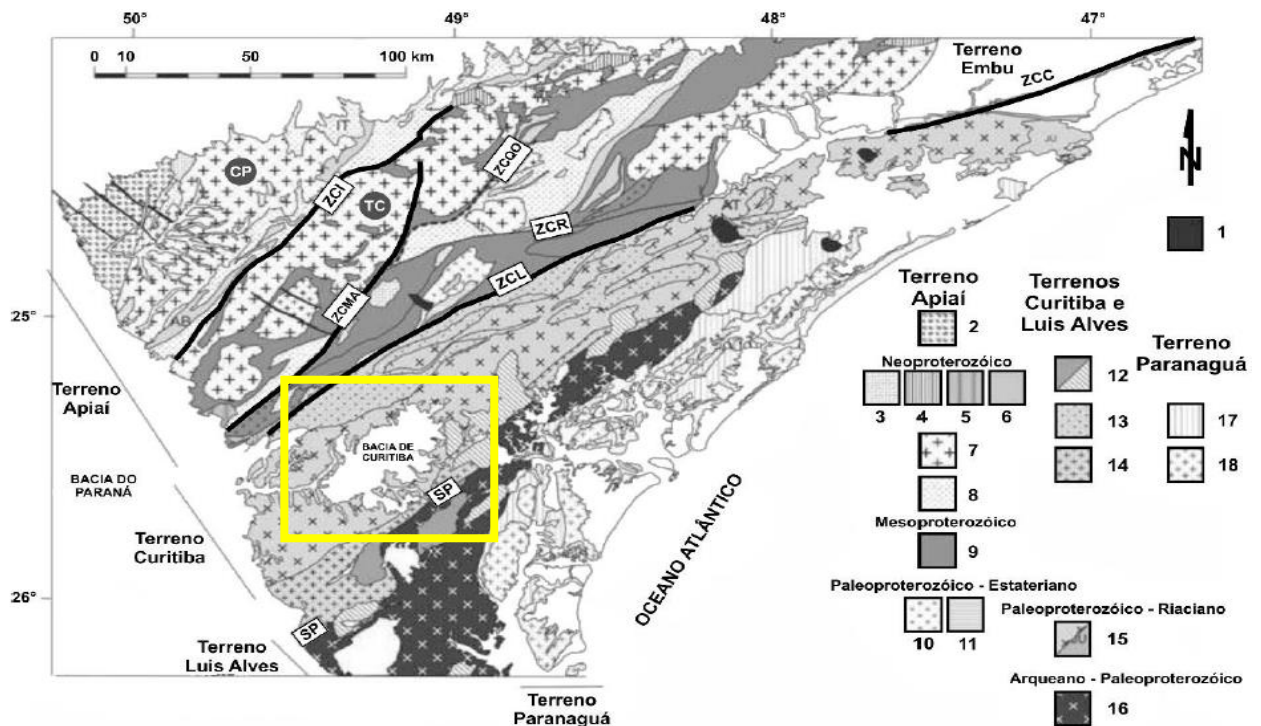


FIGURA 02: Mapa geológico da região sul da Faixa Ribeira. (1) Cobertura Fanerozoica; (2-11) Terreno Apiaí; (12-16) terrenos Curitiba e Luis Alves; (17-18) Terreno Paranaguá. Principais zonas de cisalhamento: ZCI – Itaipapuã; ZCMA - Morro Agudo; ZCQO - Quarenta Oitava; ZCR – Ribeira; ZCL – Lancinha; ZCC – Cubatão; SP - Sutura Piên. Destaque para a área de estudo do projeto, em amarelo. Adaptado de Heilbron *et al.*, 2008.

O Cinturão Ribeira é uma ampla província regionalmente deformada e metamorfisada que abrange porções do estado do Paraná, São Paulo e Rio de Janeiro (Campanha & Sadowski, 1999) e também apresenta muitas zonas de cisalhamento transpressivas, com cinemática predominantemente destrais, com destaque para a Zona de Cisalhamento Lancinha. Basei *et al.* (1992) e Siga Junior

(1995) dividem o Cinturão Ribeira em quatro compartimentos geotectônicos, através de dados litológicos, estruturais e geocronológicos, são eles: Domínio Luis Alves, Microplaca Curitiba, Microplaca Luis Alves e Terreno Paranaguá, sendo que cada uma dessas unidades apresenta diferentes idades de formação e desenvolvimento, compreendidas entre o Arqueano e o Eopaleozoico.

A unidade geotectônica da Microplaca Curitiba é delimitada pelo Domínio Apiaí e pela Microplaca Luis Alves (figura 03), sendo que os limites entre essas unidades são representados por zonas de cisalhamento, orientadas na direção NE-SW e com transporte de NW para SE (Fiori, 1992).

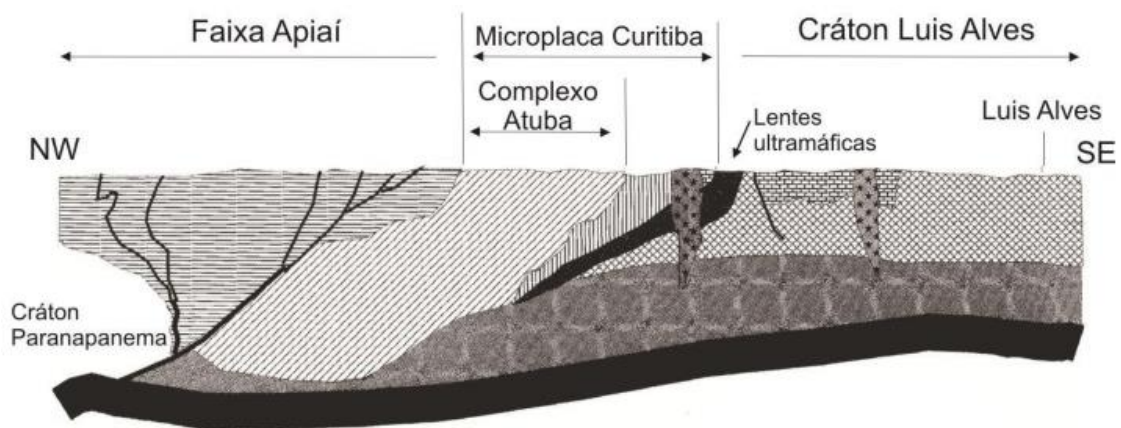


FIGURA 03: Seção transversal que mostra a relação entre a Faixa Apiaí, Microplaca Curitiba e Cráton Luis Alves e indicando o Complexo Atuba. Adaptado de Basei et al. (1992)

As rochas que constituem o Complexo Atuba são condicionadas por eventos tectônicos de natureza dúctil e caracterizadas por gnaisses bandados e migmatitos, gnaisses graníticos bandados, leucogranitos foliados, biotita-gnaisses lepidoblásticos e anfibolitos, localmente granatíferos. Os gnaisses apresentam mesossoma de biotita-anfibólio-gnaisses e leucossoma de composição tonalito-granodiorítica. Assim, pertencentes a terrenos de níveis estruturais profundos, da fácies anfibolito, migmatizados e granitizados que durante o Neoproterozoico cresceram sobre do Domínio Luiz Alves (SIGA JR *et al.*, 1995).

Fuck *et al.* (1967) diferenciam os migmatitos em heterogêneos e homogêneos, sendo que no primeiro planalto paranaense há o domínio dos migmatitos homogêneos. Os migmatitos homogêneos são caracterizados por sua granulação grossa, essencialmente feldspática, bandamento irregular e xistosidade não evidente, muitas vezes apagada, com aspectos texturais de granito. O

paleossoma e o mesossoma encontram-se misturados, de forma que em várias porções não é possível a sua diferenciação.

A fácies anfibolito dessas rochas é evidenciada pela associação mineralógica, com destaque para os seguintes minerais: quartzo, plagioclásio, microclínio, biotita, hornblenda, diopsídio e granada. O quartzo encontra-se intensamente fraturado, com extinção ondulante. O plagioclásio encontra-se como oligoclásio e andesina, sendo que a variação ocorre de forma gradacional, sendo que o oligoclásio pode formar porfiroblastos. A biotita é o mineral ferromagnésiano mais comum, com inclusões de zircão, apatita, titanita e opacos (GONÇALVES, 2012).

As deformações e estruturas dessas rochas apresentam um *trend* NE-SW, em que a foliação principal é subvertical e se apresenta em faixas miloníticas com espessura e orientação que variam de subvertical à subhorizontal (GONÇALVES, 2012).

Siga Jr *et al.* (1995) ainda ressaltam que o padrão geológico-estrutural dessas rochas indica que a foliação Sn paralela ao bandamento gnaissico tenha sido formada em regimes dúcteis associados a uma tectônica controlada em grande parte por cisalhamentos com importante componente lateral e indicadores cinemáticos que sugerem um transporte relativo para SE, em direção ao Domínio Luis Alves.

Quanto à geocronologia, Siga Jr *et al.* (1995) indicam várias idades que envolvem os métodos Sm-Nd, U-Pb, Rb-Sr e K-Ar (figura 3).

Quadro 1 - Síntese dos dados geocronológicos do Complexo Atuba.

Nº DE CAMPO	LOCALIZAÇÃO	UNIDADE LITOLÓGICA	IDADE/Ma (RI)	MÉTODO	SIGNIFICADO TECTÔNICO
MJ-25/ MM87/ MM89	Norte de Curitiba	gnaisses granulíticos (mangeríticos-noríticos)	2.822	Sm - Nd (T_{DM})	I
			2.095±5	U-Pb (zircões)	II
			1.826±96 (0.71051)	Rb-Sr (RT)	II
MJ-292/294/ 296	NE Curitiba	gnaisses granulíticos (enderbitos-charnoenderbitos)	2.116±95 (0.70160)	Rb-Sr (RT)	II
MJ-550/633/ 638	NE Curitiba (BR-116)	biotita-anfibólio gnaisses migmatíticos (tonalíticos)	2.220±26 (0.70660)	Rb-Sr (RT)	II
MJ-96	Atuba	biotita-anfibólio gnaisses migmatíticos (tonalito- granodioríticos)	2.755	Sm-Nd (TDM)	I
			598±48 (0.71650)	Rb-Sr (RT)	III
			617±14	Rb-Sr (min.)	III
MJ-137/138	Mandirituba	anfibólio gnaisses migmatíticos (tonalíticos)	2.426	Sm-Nd (TDM)	I
			2.138±6	U-Pb (zircões)	II
			2.010±60 (0.70327)	Rb-Sr (RT)	II
			585±30 (0.51190)	Sm-Nd (min.)	III
MJ-315/316	Quitandinha	biotita anfibólio gnaisses migmatíticos (1) tonalito granodioríticos (2) graníticos	2.808 (1)	Sm-Nd (TDM)	I
			1.868±89 (1) (0.70584)	Rb-Sr (RT)	II
			595±41 (2) (0.71308)	Rb-Sr (RT)	III
			577±17 (2)	Rb-Sr (min.)	III
MJ-123	Mandirituba	biotita gnaisses migmatíticos (graníticos)	2.275	Sm-Nd (TDM)	I
Padrão K-Ar	Complexo Atuba	gnaisses migmatíticos	600±20	K-Ar (anf./biot./plag.)	IV

(I): Épocas relacionadas à diferenciação manto/crosta dos precursores crustais das rochas gnáissicas.

(II): Épocas relacionadas a migmatização/metamorfismo do fácies anfibolito/granulito.

(III): Épocas relacionadas à remigmatização/metamorfismo do fácies anfibolito e desenvolvimento do bandamento gnáissico-migmatítico Sn.

(IV): Resfriamento regional das unidades litológicas pertencentes ao Complexo Atuba.

FIGURA 04: Síntese dos dados geocronológicos do Complexo Atuba. Adaptado de Siga Jr *et al.* (1995).

Destaca-se a idade de K-Ar, de $\sim 600 \pm 20$ Ma dos gnaisses migmatíticos que indicam a idade de resfriamento, ou seja, de consolidação e formação das unidades geológicas englobadas no Complexo Atuba.

3.1 Migmatito

Migmatito é o tipo de rocha mais representativo do Complexo Atuba, definida por Sawyer (2008) como rochas de grau metamórfico médio a alto, heterogêneas e compostas por quatro porções principais, sendo que cada uma dessas porções apresenta a sua própria gama de morfologias, assembleia mineral e microestruturas. As porções são as seguintes:

- 1) uma porção que não fundiu (paleossoma);
- 2) uma porção que sofreu fusão parcial e reteve o fundido ;
- 3) uma porção que sofreu fusão parcial e perdeu parte ou praticamente todo o fundido;
- 4) uma parcela que ganhou fundido ou concentrou o fundido gerado.

A foliação característica dos migmatitos é o bandamento gnáissico, evidenciada pelo alinhamento de minerais de granulometria grossa, dispostos em planos alongados em uma direção preferencial e composicionalmente diferenciados. Especificamente essas rochas apresentam o bandamento migmatítico, em planos descontínuos e irregulares, representados pela alternância de níveis máficos e félsicos gerados por processos de segregação metamórfica, associados à época de fusão do protólito.

O neossoma é a porção mais nova, resultado da fusão parcial do protólito, é subdividida em leucossoma e melanossoma. O leucossoma representa a porção mais clara, constituída, em maioria, por minerais félsicos, principalmente quartzo e feldspato, admitindo alguns minerais máficos como cordierita, biotita, granada e ortopiroxênio. O melanossoma representa a porção mais escura, constituída por minerais máficos. O peleossoma é a porção mais antiga do migmatito, aquela que resistiu ao processo de fusão parcial (Moraes, 2013).

A presença de migmatitos e suas estruturas associadas possibilitam interpretações quanto ao tipo de metamorfismo e condições de pressão e temperatura do ambiente formador, uma vez que esse tipo de rocha ocorre em terrenos em que as condições de pressão e temperatura acima da fusão parcial, atingindo a fácies anfíbolito médio à superior, granulito ou eclogito (Moraes, 2013).

Quanto ao processo de fusão parcial, Mehnert (1968) definiu que a fusão parcial para a formação do leucossoma ocorria em sistema fechado (figura 05), em que o melanossoma seria o resíduo e o paleossoma a rocha original, assim, a soma de leucossoma + melanossoma seria igual ao paleossoma.

Já Kriegsman (2001) estabeleceu que a fusão parcial afeta todos os elementos texturais dos migmatitos, sendo que a sua gênese pode ser o resultado da fusão parcial de um protólito com extração do fundido e retro-reações parciais entre fundidos e restitos.

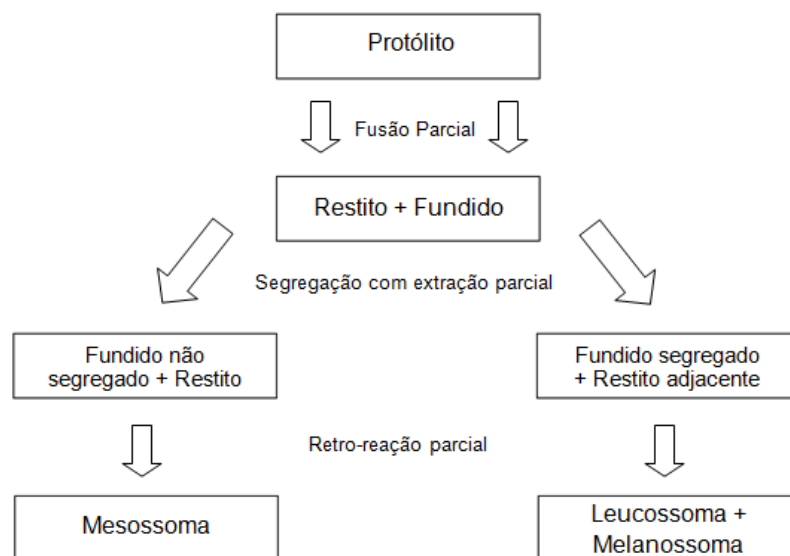


FIGURA 05: Diagrama mostrando o modelo de fusão parcial com extração parcial do fundido e retro-reações para migmatitos. Fonte: Kriegsman 2001.

Assim, Kriegsman (2001) propõe uma visão mais complexa (figura 06), em que a partir de um protólito homogêneo, ou não. A rocha é fundida, o líquido é segregado e cristaliza na forma de leucossoma. A reação entre o líquido e o resíduo gera o melanossoma tardio, através de uma reação retrometamórfica.

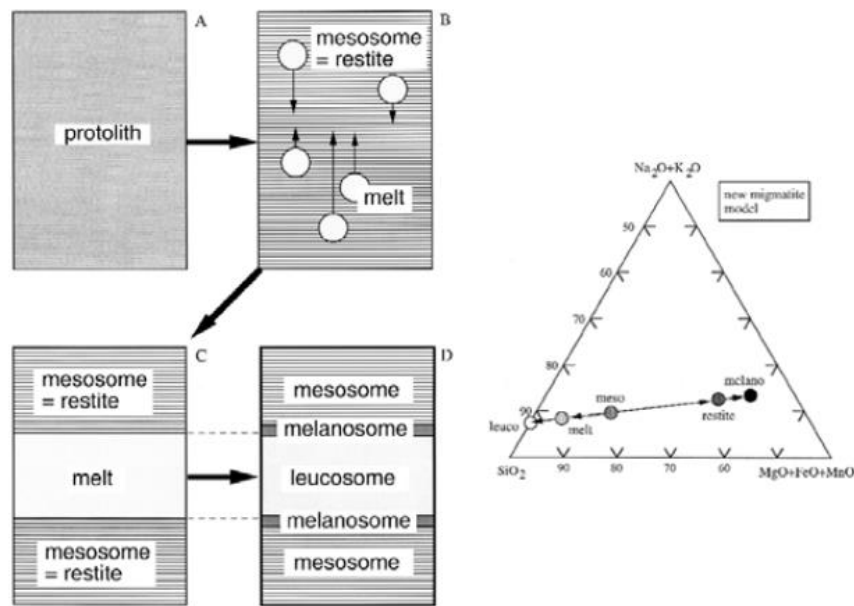


FIGURA 06: Novo modelo para a formação de migmatitos. A partir de protólito homogêneo, ou não, a rocha é fundida, o líquido é separado e cristaliza na forma de leucossoma. A reação entre o líquido e o resíduo gera o melanossoma tardio por reação metamórfica. Kriegsman (2001).

O líquido em que ocorre a reação perde MgO e FeO para a formação de minerais máficos do melanossoma e ficando mais rica em Si, Na e Ca, deixando o leucossoma mais félsico, impedindo que a soma dos dois seja equivalente a composição do protólito (Moraes, 2013).

Quanto à textura apresentada por migmatitos, Costa (2013) define que migmatitos apresentam, em parte, evidências do metamorfismo de médio a alto grau (textura metamórfica), com presença de partes resultantes da cristalização de líquidos gerados por processo de fusão parcial (textura ígnea). Sendo que as rochas metamórficas ortoderivadas podem apresentar mudança na orientação de seus minerais, e mantém a mineralogia original.

3.2 Fases de deformação

Rochas que apresentam grau metamórfico médio a alto deformam-se preferencialmente de maneira dúctil, geradas por uma deformação progressiva. Desse modo, os efeitos da deformação progressiva atuante dependem do caráter do fluxo apresentado em cada instante da história de formação (Passchier *et al.*, 1993).

Uma história de deformação pode ser visualizada como uma sequência de pequenos incrementos deformadores, durante os quais um regime de fluxo com

parâmetros constantes governa a modificação da forma da rocha (Passchier *et al.*, 1993).

A análise estrutural é constituída pelas análises descritiva, cinemática e dinâmica, através de observações cuidadosas, anotações detalhadas e tratamento dos dados (Davis, 1984; Fossen, 2012).

Uma fase de deformação pode ser definida como um intervalo de tempo da história da deformação de uma região, em que estruturas secundárias são geradas de modo contínuo, com uma expressão em comum, em resposta a um mesmo campo de tensão, de deformação ou a um padrão cinemático. As condições de pressão, temperatura, campo de esforços e cinemática podem variar durante a deformação (Basei, 1985; Fossen, 2012).

Uma proposição muito importante na reconstrução da história tectônica de uma área é a superposição, que determina as idades relativas de duas ou mais estruturas encontradas em um mesmo afloramento. O estilo estrutural e a atitude não são bons critérios para distinguir uma fase de deformação, porque o estilo é influenciado por variações reológicas, aspectos locais e por variações na magnitude da deformação.

As estruturas podem formar-se de modo contínuo e progressivo ou em fases discretas (Fossen 2012). Passchier *et al.* (1993) propuseram que as relações de superposição são maneiras diretas e simples de datar estruturas, e uma ferramenta importante para reconstruir as sequências de fases de deformação em terrenos gnáissicos.

Williams (1983) observou que as fases de deformação podem ser separadas por períodos sem deformação e que dobras, *boudins* ou foliações que se originaram durante uma fase de deformação possuem características distintas, em função do metamorfismo, strain e direção de encurtamento global. De acordo com Hobbs *et al.* (1976) e Ramsay (1967) a superposição de estruturas é fundamentada no preceito de que materiais podem se dobrar e redobrar quando submetidos a um esforço.

4 PETROGRAFIA E METAMORFISMO

De acordo com Siga Jr *et al.* (1991); Basei *et al.* (2008) e Harara (1996) as rochas que compõem o Complexo Atuba são oriundas de terrenos relativamente profundos, e apresentam idade paleoproterozoica de 2.000 +/- 200 Ma. O metamorfismo apresenta idade neoproterozoica de 600 +/- 200 Ma e atinge a fácies anfibolito e é relacionado com a acreção da Microplaca Luis Alves à Microplaca Curitiba.

Os autores também destacam a presença de assembleia mineralógica característica de retrometamorfismo, com destaque para quartzo de segunda geração, muscovita, e biotita associada à hornblenda. Esse seria um evento tardio, associado à percolação de fluidos que atingiu a fácies xisto-verde.

Neste capítulo, serão abordados os aspectos litológicos macro e microscópico do Complexo Atuba identificado nas pedreiras visitadas. Serão descritas primeiro as feições macroscópicas, seguido das feições microscópicas, onde é feita a descrição geral dos minerais encontrados em todas as lâminas e a correlação das texturas e mecanismos de deformação identificados em lâmina com os eventos deformacionais.

A Pedreira Central possui duas bancadas principais, sendo o piso inferior maior que o piso superior. O piso superior possui cerca de 100 metros de comprimento e o piso inferior cerca de 50 metros de comprimento. Os locais em que foram descritos e analisados três perfis e coletadas as amostras para laminação estão indicados na figura 07.



FIGURA 07: Visão geral da Pedreira Central, com indicação dos perfis 01, 02 e 03, descritos em campo e onde houve a coleta de amostras.

4.1 Feições Macroscópicas

As amostras coletadas na Pedreira Central e na Pedreira Incol, figura 07, apresentam feições macroscópicas de rochas gnaissicas-migmatíticas com mesossoma a anfibólio gnaisse, de cor cinza claro à esverdeados e leucossoma granodiorítico, de cor branca à róseo (figura 08a).

O leucossoma possui variação de espessura, centimétrica até métrica. Quando em espessura menores, o leucossoma granodiorítico apresenta-se paralelamente à foliação, e quando apresenta espessuras maiores, apresenta-se com geometria de bolsões. A textura do leucossoma também possui variação, em maioria, é fanerítica, com cristais equidimensionais, e localmente a textura é pegmatítica, com fenocristais de feldspato alcalino, e matriz composta principalmente por quartzo e plagioclásio.

O melanossoma é composto principalmente por anfibólio, e subordinariamente por piroxênio. Outra feição comum é a presença de veios de epidoto (figura 08b), de espessura centimétrica, com orientação que varia no afloramento, disposto paralelamente ou discordante ao bandamento.

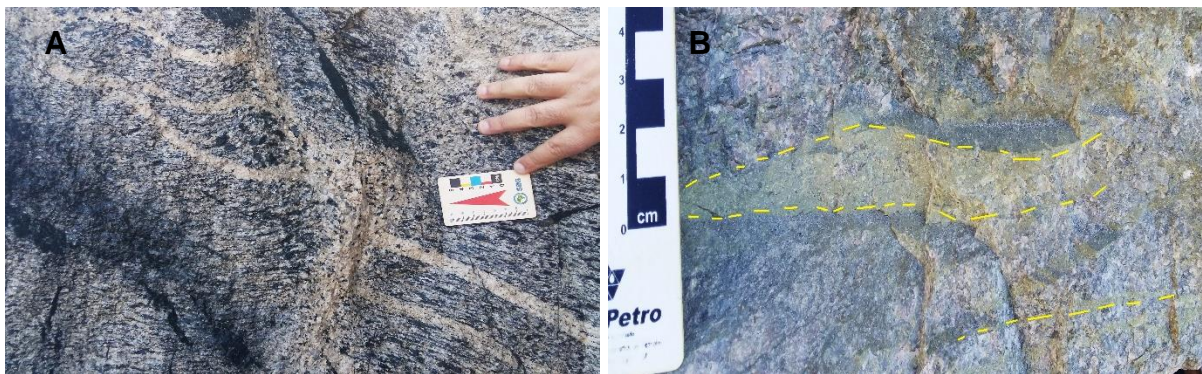


FIGURA 08: Feições Macroscópicas. A) Rocha gnaissica, com intercalação de leucossoma e melanossoma, associados à injeção granítica, com bandamento e estiramento/achatamento mineral aparente. B) Veio de epidoto, paralelo ao bandamento.

A foliação é caracterizada por um bandamento (figura 09) evidenciado pela orientação e intercalação de bandas melanocráticas (anfibólio, piroxênio, biotita) bandas leucocráticas (quartzo, feldspato alcalino e plagioclásio), de granulação média à grossa. As bandas são dispostas em planos irregulares, com espessura que varia de milimétrica a centimétrica. É comum a presença de feição de estiramento e achatamento mineral, paralelamente ao bandamento. A textura predominante é granonematoblástica, localmente granolepidoblástica.

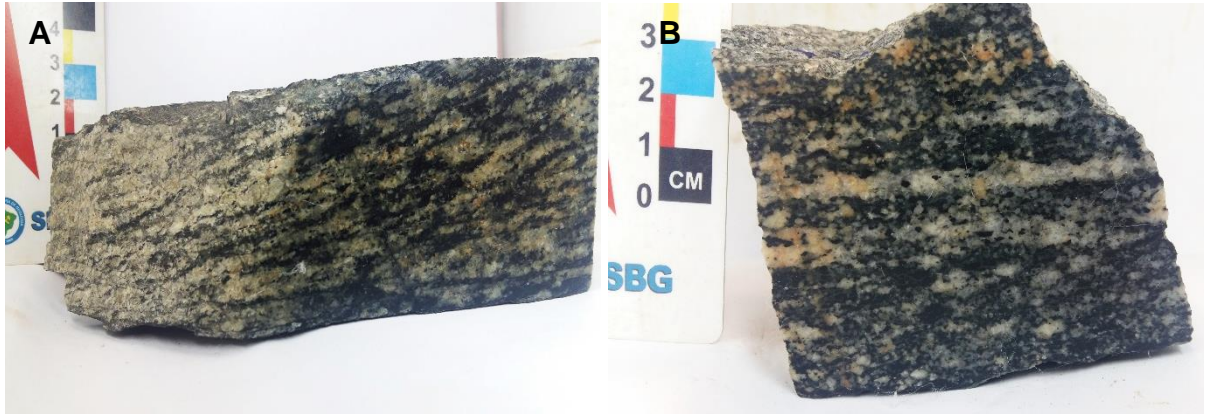


FIGURA 09: Amostras de mão. A) destaque para a orientação do bandamento e intercalação de leucossoma e mesossoma. B) destaque para as feições de estiramento e achatamento mineral.

4.2 Feições Microscópicas

Com as amostras coletadas na Pedreira Central foram confeccionadas 7 lâminas petrográficas. Os dados das descrições das lâminas encontram-se sintetizados na tabela abaixo.

Tabela 1 – Dados das lâminas delgadas descritas, agrupadas por perfil.

Perfil	Lâmina	Rocha	Quartzo	Microclínio	Plagioclásio			Hornblenda	Augita	Sericita	Clorita	Epidoto	Biotita	Titanita	Acessórios	Textura	Estrutura
					Albita	Oligoclásio	Andesina										
01	PM-01	Monzogranito	30	25		25		15	tr	5	tr				Ap; Op; Zr	granoblástica	bandamento
	PM-02	Monzogranito	35	20		20		10	5	10	tr				Ap; Op; Zr	granoblástica	bandamento
02	PM-03	Monzogranito	25	15		15		10	5	5	tr	25			Ap; Op; Zr	granoblástica	bandamento
	PM-04	Monzogranito	25	20		20		10	5	5	tr	15	tr		Ap; Op; Zr	granoblástica	bandamento
	PM-05	Monzogranito	25	20		20		15	5	5	tr	10			Ap; Op; Zr	granoblástica	bandamento
03	PM-06	Monzogranito	35	20		20		10	5	5	tr	5		tr	Ap; Op; Zr	granoblástica	bandamento
	PM-07	Monzogranito	30	20		20		10	5	5	tr	10		tr	Ap; Op; Zr; Gr	granoblástica	bandamento

As análises petrográficas indicam uma associação mineralógica e microestruturas típicas de granitos, constituída por quartzo, microclínio, oligoclásio, augita, e como minerais traço apatita, granada, opacos, zircão e titanita. Essa associação indica que os gnaisses descritos apresentam origem ígnea, ortognaisses, com composição monzogranítica, conforme diagrama QAP (figura 10). Quanto à composição dos granitoides dessa região, Siga Jr (1995) ressalta que

esses se posicionam em campo intermediário entre as séries cálcio-alcálica granodiorítica, de médio K e cálcio-alcálica monzonítica de alto K.

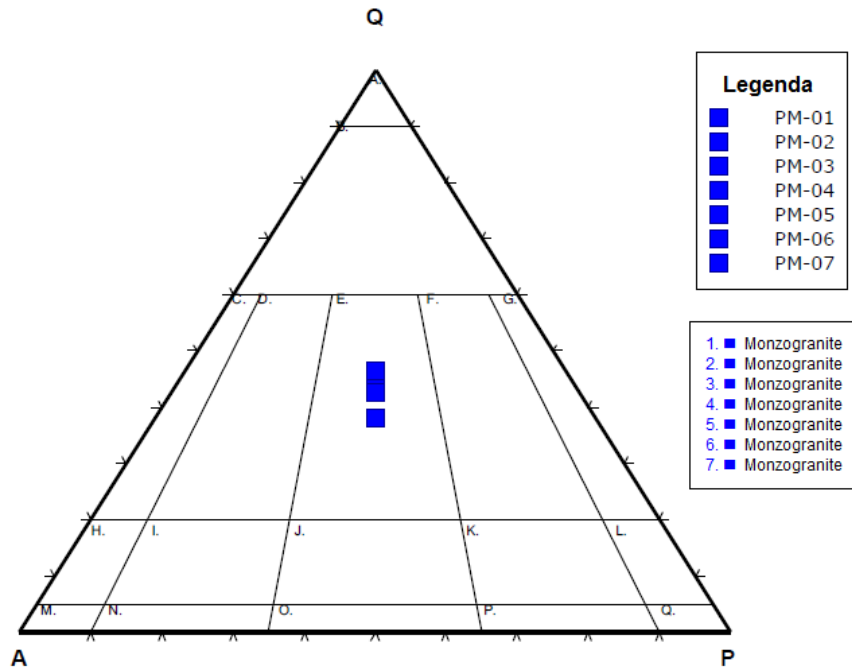


FIGURA 10: Classificação das rochas descritas em lâminas delgadas, conforme o diagrama QAP de rochas plutônicas, estabelecido por Streckeisen (1976), recomendado pela Subcomissão da Sistemática de Rochas Ígneas da IUGS (*Internacional Union of Geological Sciences*), indicando composição monzogranítica. Q=quartzo; A= feldspato alcalino; P= plagioclásio. (A= Quarzolito B=Granitoide rico em quartzo C=Álcali-feldspato granito D=Sienogranito E=Monzogranito F=Granodiorito G= Tonalito H= Quartzo Álcali Feldspato Sienito I=Quartzo Sienito J=Quartzo Monzonito K=Quartzo Monzodiorito L= Quartzo Diorito M=Álcali Feldspato Sienito N=Sienito O=Monzonito P=Monzodiorito Q=Diorito).

A textura predominante é granoblástica, granulação fina a média, com orientação dos minerais em planos preferenciais que definem uma foliação, bandamento. Esse bandamento associado com presença de uma paragênese mineralógica de: evidencia a influência do metamorfismo da fácies xisto verde.

Os cristais de quartzo são, em maioria, subédricos, com granulometria fina, contatos irregulares, e localmente interdigitados. Apresentam bandas de deformação, sendo que a maioria dos cristais apresenta extinção ondulante (figura 11a), e subgrão (figura 11b) que se concentram em faixas onde há maior orientação.

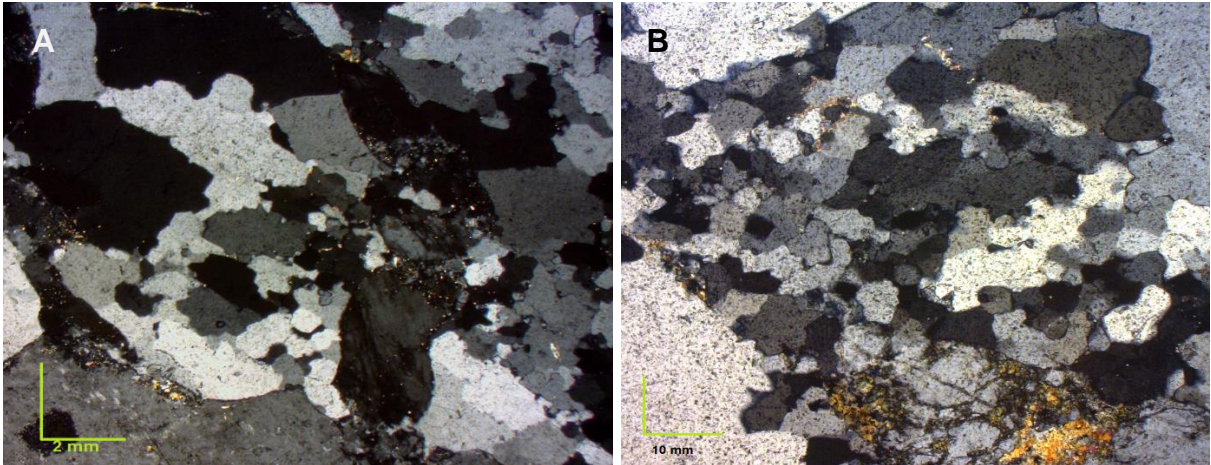


FIGURA 11: Fotomicrografia mostrando mecanismos de deformação nos cristais de quartzo. A) Extinção ondulante na maioria dos cristais (2,5x, nicóis cruzados). B) Subgrãos. Destaque para a ocorrência e subgrãos em níveis preferenciais, predomínio de textura ígnea (4x, nicóis cruzados).

Essas feições identificadas nos cristais de quartzo são indicações da atuação de um processo deformacional em que houve um aumento da energia interna do cristal, levando à recristalização. Vernon (2004); Passchier & Trouw (2005) definem que a recristalização pode ser dinâmica ou estática, dependendo da temperatura que atua no sistema.

Quando há uma tensão atuante, em altas temperaturas, e com o aumento da energia do sistema, a recristalização é dinâmica e envolve algumas feições específicas, são elas: recuperação, *bulging*, rotação de subgrão, migração de borda e recristalização estática. Quando as temperaturas diminuem e a energia remanescente do sistema também diminui, a deformação ainda ocorre, mas de baixa proporção, há predomínio de recristalização estática e a feição mais específica é a redução da borda de grão (Vernon, 2004; Passchier & Trouw, 2005).

A extinção ondulante nos cristais de quartzo identificada em todas as lâminas, e a presença de subgrãos evidenciam deformação intracristalina típicas de recristalização dinâmica. Localmente nas lâminas também ocorrem cristais de quartzo do tipo *bulge*, gerados pelo processo de recristalização do tipo *bulging* “BLG- recrystallisation” (Passchier & Trouw, 2005).

A BLG-recrystallisation ocorre em condição de temperatura entre 200° e 300°C em que ocorre uma migração lenta e local. Caracteriza-se por cristais com bordas serrilhadas, nucleações (bulge) em torno do cristal e diferença notável entre cristais mais novos e mais antigos (Vernon, 2004; Passchier & Trouw, 2005).

Os cristais de microclínio são subédricos, com granulometria média à grossa, com maclas de deformação. Há desenvolvimento de feições de migração de limite de grãos e lamelas de deformação, com intercrescimento pertítico, sendo que localmente as pertitas são tipo “em chamas” (figura 12b). Em alguns cristais ocorrem *kinks* e alteração hidrotermal, associada com a presença de sericita.

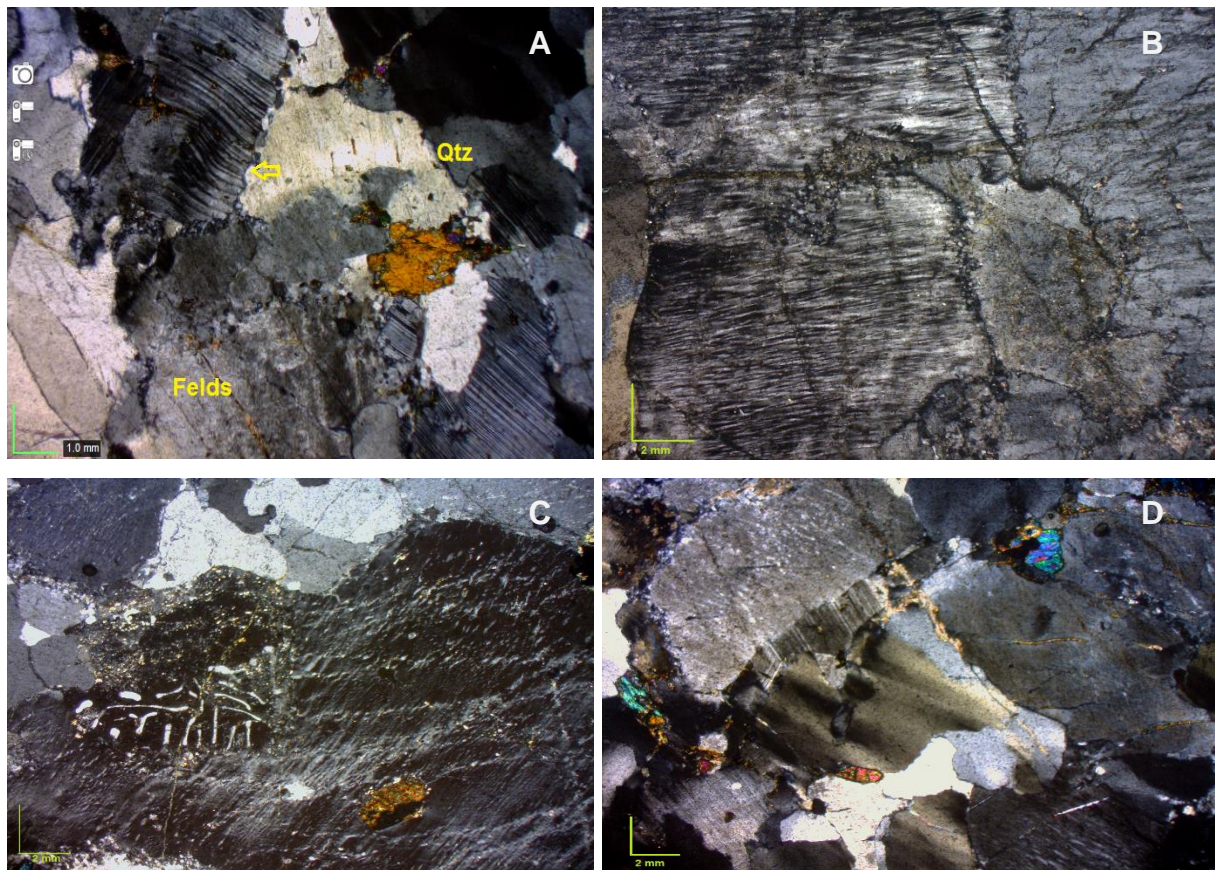


FIGURA 12: Fotomicrografia de feições e estruturas em cristais de microclínio e oligoclásio. A) *Kink band*, evidenciada nas maclas de deformação do microclínio, predomínio de contatos irregulares, localmente interdigitados (10x, nicóis cruzados). B) Intercrescimento pertítico em cristais de microclínio, indicação de exsolução entre minerais (4x nicóis cruzados). C) Simplectito, mirmequita (4x, nicóis cruzados). D) *Kink band* em cristal de microclínio, presença de zircão pistola na paragênese (4x, nicóis cruzados).

Os cristais de plagioclásio foram definidos pelo seu ângulo de extinção como oligoclásio, são subédricos, granulometria média à grossa, com contatos retos e

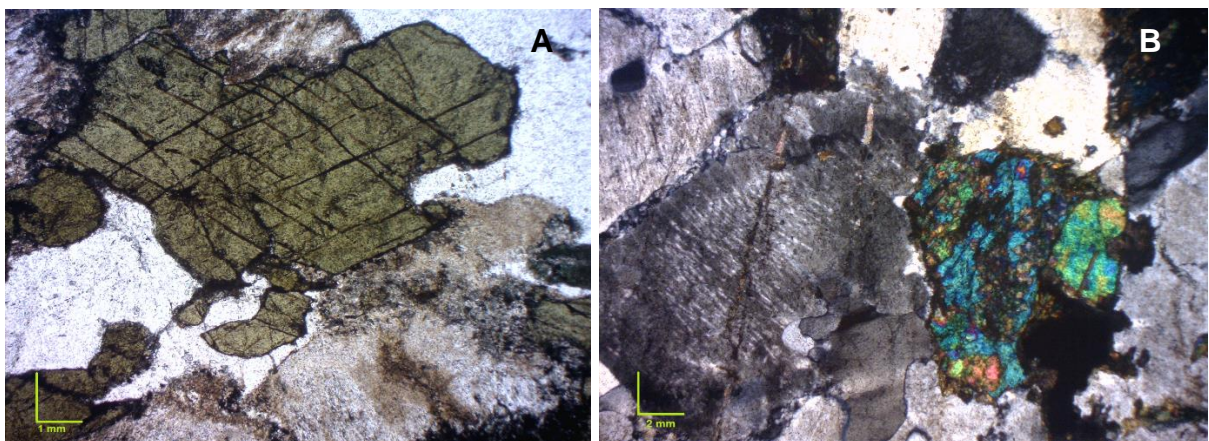
localmente interdigitados, ocorrem intercrescimentos vermiculares, mirmequita. Encontram-se alterados, saussuritizados.

Os simplectitos, como é o caso da mirmequita (figura 12c) podem se desenvolver durante um evento de deformação, formando intercrescimentos orientados em locais de menor tensão ou em colônias, como é o caso dos porfiroclastos de feldspato (Vernon, 2004).

A presença de microestruturas como *kinks* (figura 12a), geminação polissintética e extinção de ondulante em cristais de quartzo e feldspato indicam temperaturas relativamente mais baixas, originadas por mecanismos de deformação intracristalina (Vernon, 2004).

Os cristais de hornblenda (figura 13a) e augita são subédricos, com granulometria média à grossa, com contatos retos. Esses cristais formam uma foliação, localmente os cristais de hornblenda apresentam as bordas alteradas para biotita. Alguns cristais de augita apresentam as bordas alteradas para epídoto (figura 13b).

Como minerais acessórios, ocorrem zircão, apatita e titanita. O zircão apresenta cristais bem formados, associados principalmente aos cristais de hornblenda e minerais máficos. A apatita encontra-se inclusa e associada principalmente aos cristais de microclínio e plagioclásio. Os cristais de titanita ocorrem nas lâminas PM-06 e PM-07, do perfil 03.



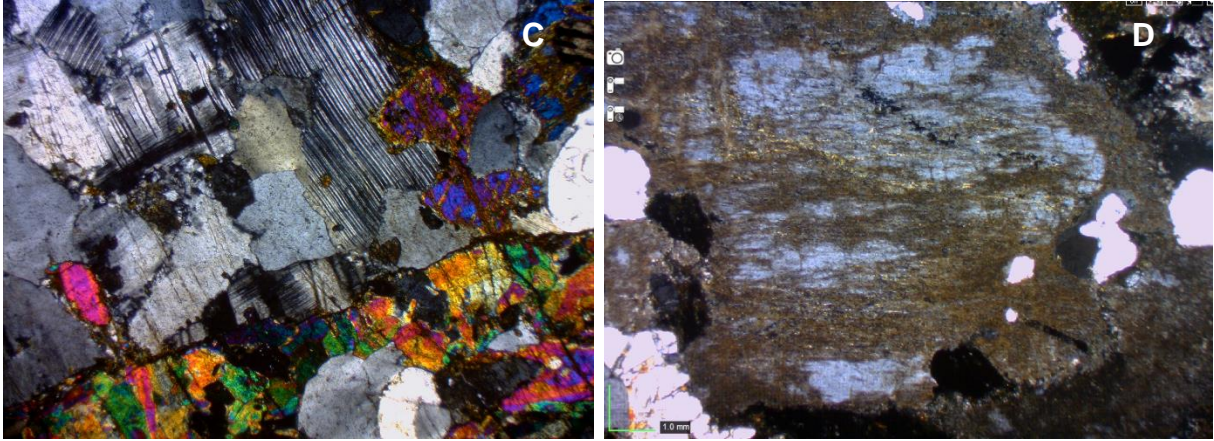


FIGURA 13: Fotomicrografia dos minerais metamórficos. A) Cristal de hornblenda, com clivagem, contatos retos (10x, nicóis paralelos). B) Cristal de augita, com borda alterando para epídoto, em contato com cristal de microclínio com intercrescimento pertítico (4x, nicóis cruzados). C) Veio de epídoto, em contato com cristais de augita alterados (4x nicóis cruzados). D) Cristal de microclínio intensamente alterada para sericita (4x, nicóis cruzados).

A paragênese formada por hornblenda + clorita + sericita + epídoto indica um metamorfismo de baixo grau, fácies xisto verde, zona da clorita. O epídoto está associado ao preenchimento de fraturas (figura 13c), com maior proporção nos pontos PM-02 e PM-03, pertencentes ao perfil 2. A clorita e a sericita ocorrem em todas as lâminas, sendo que a sericita ocorre com produto de alteração principalmente de cristais de microclínio e oligoclásio.

Com a descrição das paragêneses foi identificado apenas uma fase de deformação de regime dúctil, relacionada com a gnaissificação de monzogranitos, gerando ortognaisses, com metamorfismo de grau fraco, fácies xisto-verde, zona da clorita (figura 14) evidenciado pela presença de clorita, epídoto e sericita. Trata-se de um retrometamorfismo, condicionado por alteração hidrotermal por percolação de fluídos.

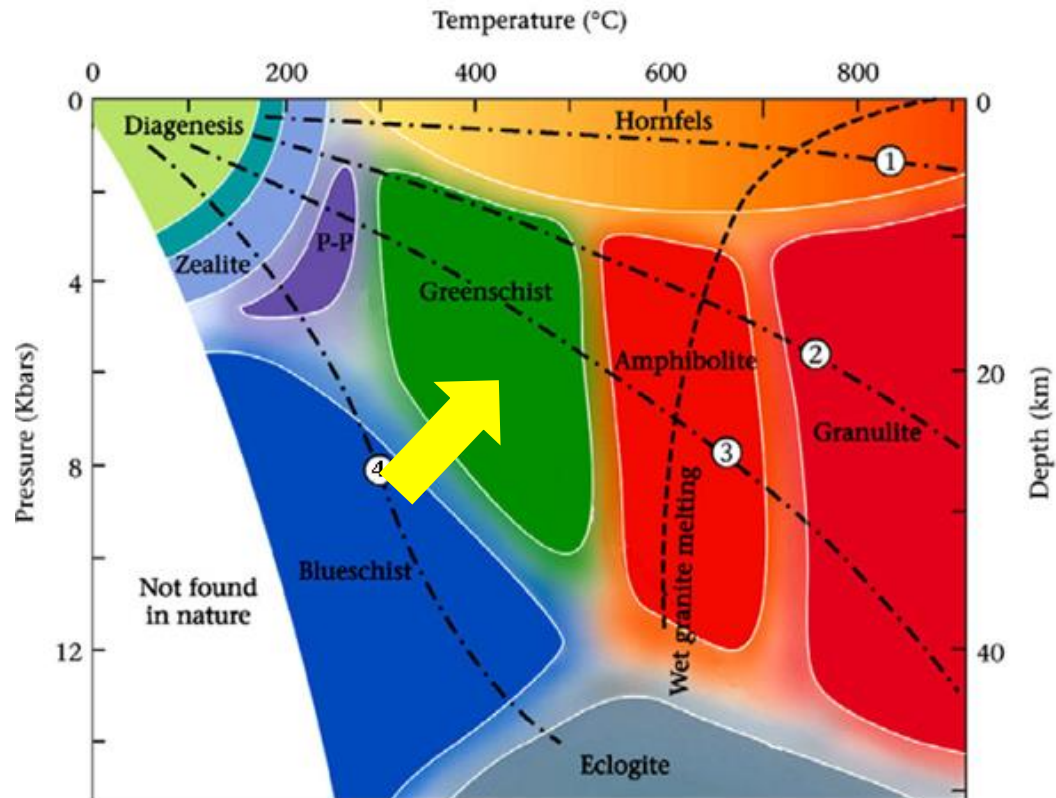


FIGURA 14: Diagrama de fácies metamórficas em função da pressão e temperatura, o campo de estabilidade apresentado pelas rochas descritas é apresentado com uma flecha. As linhas representam: 1) Gradiente geotérmico em zona de intrusão plutônica; 2) e 3) Gradiente geotérmico médio da crosta continental; 4) Gradiente geotérmico em zona de subducção. (Modificado de Winkler, 1977).

Ressalta-se que as alterações hidrotermais apresentadas não apresentam influência de intemperismo, uma vez que as pedreiras visitadas se encontram em atividade e as detonações para a exploração de saibro e brita, durante as atividades de campo, ocorrem normalmente.

Siga Jr (1995) afirma que no contexto dos gnaisses bandados, a paragénese mineral esperada é composta por plagioclásio, quartzo, hornblenda, biotita, k-feldspato e clorita, e como minerais acessórios allanita, titanita, zircão, apatita e opacos. O autor também ressalta que a gnaissificação em regime predominantemente dúctil dos granitoides do Domínio Curitiba é evidenciado pela recristalização de quartzo e biotita, e eventualmente de microclínio e plagioclásio. Esta neoformação dos cristais indica uma reestabilização dessas rochas em condições e grau fraco e a presença de clorita, zoisita e epídoto sugere um retrometamorfismo.

Silva (2005) determinou através de geotermobarômetros nos anfibólios dos mesossomas do Complexo Atuba, $T = 718 \pm 27^\circ\text{C}$ e $P = 6,89 \pm 0,46 \text{ kBar}$, sendo

essas, a temperatura e pressão para o início da fusão parcial das composições graníticas, em condições de saturação de água, correspondentes à profundidades entre 20 e 25 km.

5 ANÁLISE ESTRUTURAL

A orientação geral das rochas do Complexo Atuba corresponde à uma foliação S_n , paralela ao bandamento composicional dos leucossomas. Silva (2005) ressalta que muitos migmatitos são controlados estruturalmente, e que a orientação apresentada por esses pode ser relacionada com a deformação em escala regional ou local.

A foliação S_n identificada em campo é caracterizada por um bandamento gnaissico, penetrativo, evidenciado pela intercalação de níveis leucocráticos e melanocráticos (figura 15a). Trata-se da foliação mais evidente em todos os afloramentos das pedreiras, cujo *trend* principal ocorre na direção NE (N50-60E), e subordinariamente para NW, com mergulhos médios à altos entre 60° e 70° e direção do mergulho para SW (figura 15b).

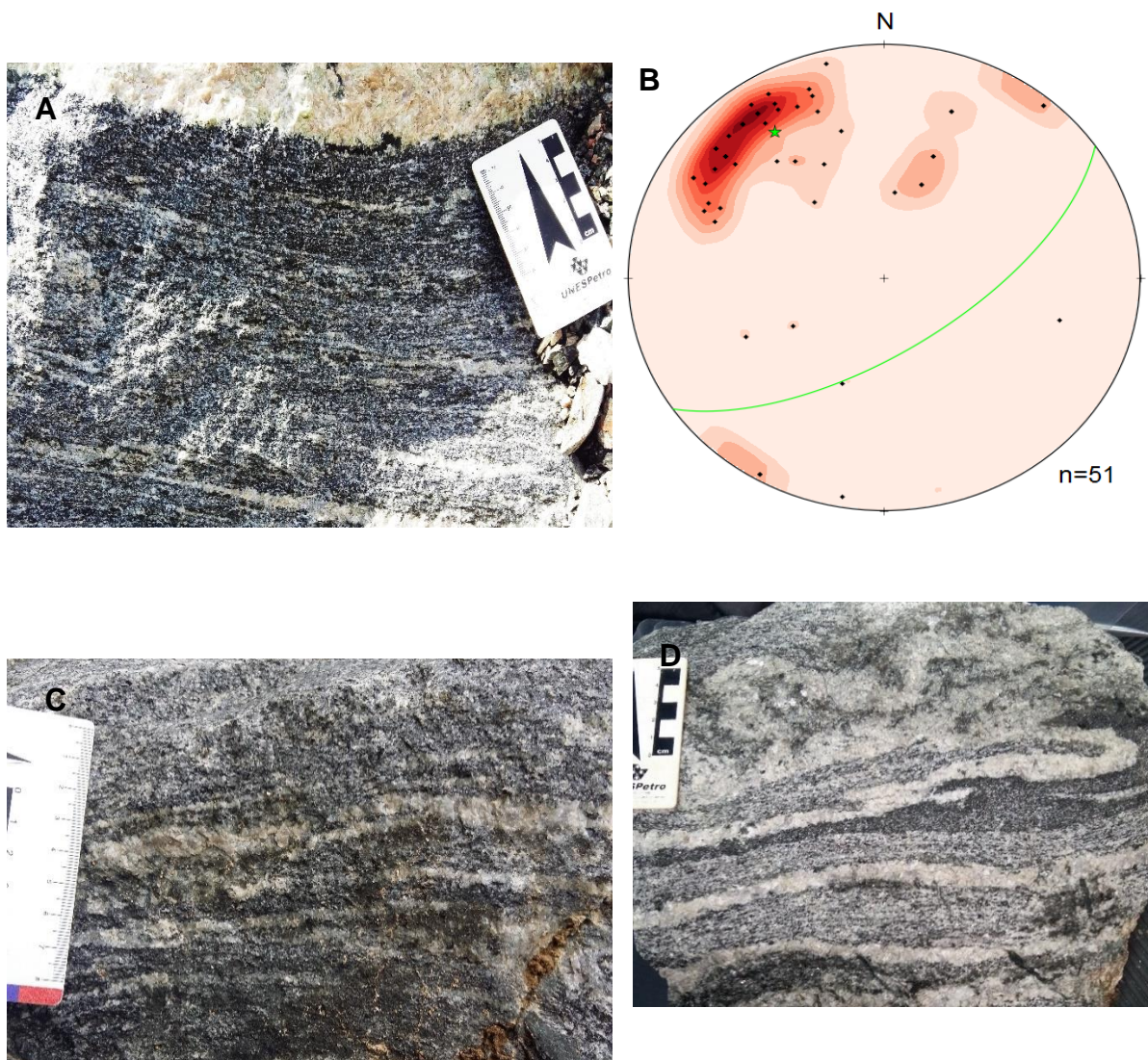


FIGURA 15: A) Foliação S_n evidenciada pelo estiramento mineral B) Projeção estereográfica dos polos da foliação S_n (n=51, polo máximo, indicado em verde), indicando maior concentração no

quadrante NE. Dados projetados em rede Schmidt, hemisfério inferior, igual área. C) Planos de foliação evidenciados pela intercalação de leucossoma e melanossoma, com espessura centimétrica. D) Dobras intrafoliares assimétricas, evidenciadas nos níveis quartzo-feldspáticos.

O estereograma de polos da foliação S_n , obtidos no levantamento de campo, (figura 15b) indica uma dispersão entre as medidas com *trend* de direção para NE. Essa dispersão e o mergulho médio à alto, variando entre 60° e 70° pode ser explicada por dois fatores, são eles: 1) influência de dobramentos em escala regional e 2) influência de zona de cisalhamento.

Entre os planos de foliação, é comum a ocorrência de dobras intrafoliares, abertas ou isoclinais, assimétricas (figura 16). De acordo com a classificação de Fleuty (1964) tratam-se de dobras assimétricas inclinadas, com eixo sub-horizontal. Essas são evidenciadas nos níveis quartzo-feldspáticos, principalmente próximos às injeções graníticas.



FIGURA 16: A) Dobras assimétricas identificadas em níveis quartzo-feldspáticos. B) Projeção estereográfica das medidas dos planos e eixo da dobra assimétrica, em que se observa eixo com mergulho alto.

As rochas do embasamento do Complexo Atuba encontram-se em contato com as rochas metassedimentares do Grupo Açungui, com limites ainda pouco discutidos devido à tectônica complexa atuante neste grupo e com idades de deformação correlatas. Fiori (1992) propôs a evolução tectônica do Grupo Açungui com base do desenvolvimento de megaestruturas de orógenos, *nappes*, e todas as estruturas dúcteis associadas. Com a influência da deformação é possível que as dobras intrafoliares sejam dobras parasitas e correlacionem com uma fase de dobramento regional, tendo o eixo mergulho médio de 65° . O valor de mergulho médio, associado com feições dúcteis e rúpteis indica possível influência por falhas de arrasto e de cavalgamento. Siga Jr (1995) ressalta que as dobras, em escala de afloramento, descritas na Microplaca Curitiba se correlacionam com uma fase de dobramento regional.

O regime de deformação das rochas do Complexo Atuba é evidenciado por estruturas dos regimes dúctil superpostas por aquelas do regime rúptil. Foram identificados planos de falha, indicadores cinemáticos e rochas associadas à ocorrência de falhas, como é o caso de pseudotaquilitos (figura 17).

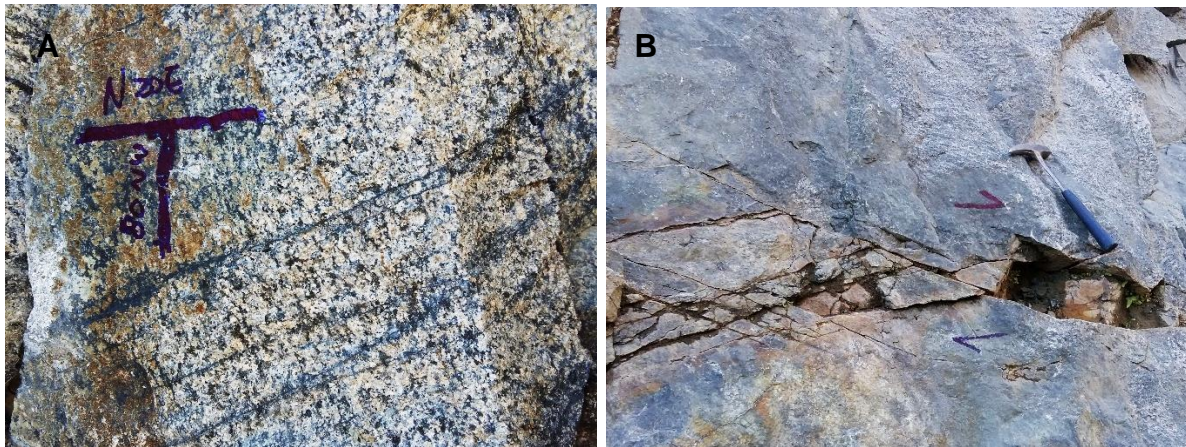


FIGURA 17: Estruturas rúpteis. A) Pseudotaquilito (rocha de falha) associado à injeção granítica. B) falha identificado, com cinemática normal.

6 DISCUSSÃO

Segundo Ramsay (1980) zonas de cisalhamento são planares ou curvilíneas com alta deformação, onde o comprimento é maior que a espessura. Encontra-se envolto por rochas que apresentam menor estado de deformação finita e pode ser subdividida em: zona de cisalhamento dúctil, zona de cisalhamento dúctil-rúptil/rúptil-dúctil ou zona de cisalhamento rúptil.

Zona de cisalhamento dúctil é caracterizada pela presença de milonitos, formados em condições de predomínio de deformação plástica e ocorrem processos de *strain* relacionados à concentração de tensão, em profundidades maiores que 10 km (Ramsay, 1980).

Siga Jr (1995) destaca que as características encontradas nas rochas do Domínio Curitiba sugerem uma deformação controlada por cisalhamento dúctil, devido às feições de feldspatos rotacionados, estiramento de anfibólio e quartzo, paralelo ao sentido de transporte.

Gonçalves (2012) ao caracterizar a região de contato entre o Complexo Atuba e o Grupo Açungui na área de influência da Zona de Cisalhamento Curitiba (ZCC), destacou a ocorrência de feições bem desenvolvidas e relacionadas com cisalhamento dúctil, mencionando a ocorrência de níveis quartzo-feldspáticos, estirados e alongados, com geração de tectonitos do tipo LS, com arranjo anastomosado e de alto ângulo.

O estudo realizado nas pedreiras Central e Inecol revelou que na porção noroeste de Curitiba aflora uma fácies mais granítica do embasamento envolvida no Complexo Atuba, de composição monzogranítica e pertencente à série cálcio-alcalina. Com uma fase de deformação bem desenvolvida que é caracterizada por um metamorfismo de grau baixo, fácies xisto-verde.

Essas rochas apresentam derivação do manto superior, determinado por Siga Jr (1995) através do modelo Sm-Nd, idades do Arqueano (2.600+/-200 Ma). O resfriamento regional foi determinado no intervalo 640-560 Ma, com maior concentração entre 620-600 Ma, com datação de K-Ar em anfibólios que caracterizou isothermas inferiores a 450-500°C durante o Neoproterozoico. Silva (2005) também aplicou métodos de datação de geotermobarômetros nos anfibólios dos mesossomas do Complexo Atuba e indicou temperatura de 718 +/- 27°C e pressão de 6,89 +/- 0,46 kBar, sendo indicadores correspondentes ao início da fusão

parcial das composições graníticas, em condições de saturação de água, correspondentes a profundidades entre 20 e 25 km.













DOMÍNIOS	PADRÃO Rb-Sr E U-Pb (Ma)	PADRÃO K-Ar (Ma)
MAGMATISMO (PÓS-OROGÊNICO)	 - 600 / 570	 - 580 / 520
PARANAGUÁ	 - 620 / 570	 - 560 / 480
CURITIBA	 - 620 / 600  - 2.200 / 1.800	 - 640 / 560
LUÍS ALVES	 - 2.200 / 1.900  - 2.800 / 2.400	 - 1.700 / 550  - 2.000 / 1.700  - 2.800 / 2.400

FIGURA 18: Padrão de distribuição de idades Rb-Sr, U-Pb e K-Ar – Porção SE do Paraná e NE de Santa Catarina. Modificado de Siga Jr (2005)

No Neoproterozoico que inicia a evolução tectônica regional, com o fechamento do Oceano Adamastor e colisão entre as Microplacas Curitiba e Luis Alves, com movimentação no sentido noroeste (Siga Jr, 1995). O padrão estrutural identificado nas pedreiras também indica um *trend* NE, com transporte de ângulo médio e controlados por cisalhamentos de regime dúctil-rúptil, destacado nas feições de dobramentos, principalmente de dobras intrafoliares assimétricas. Para Siga Jr (2005) os dobramentos identificados nos granitoides do Domínio Curitiba são abertos, tardios, com direções NE-SW e se relacionam com a forma de intrusão desses granitos.

A primeira fase tectônica dessas rochas é do Arqueano, onde uma fase tracional permitiu a colocação dos granitoides derivados do manto na região. A segunda fase tectônica ocorreu no Neoproterozoico, em que o metamorfismo foi condicionado pela intrusão de granitos sin orogênicos, em uma fase tracional, e o retrometamorfismo ocorreu num momento em que a intrusão já havia cessado, mas as isotermas continuaram elevadas, permitindo também que houvesse a percolação de fluídos e a formação de veios de epídoto.

De acordo com Fuck *et al.* (1967), Siga Jr (2005) e Faleiros (2008) era esperado para as rochas do Complexo Atuba eventos de metamorfismo regional da fácies anfíbolito até granulito. No entanto, nas lâminas descritas foi identificado o metamorfismo da fácies xisto-verde, retrometamorfismo, evidenciado pela presença,

de epidoto, clorita e sericita ocorreu contemporaneamente à deformação nessas rochas, uma vez que esses minerais ocorrem orientados, em direções preferenciais, e como produtos de alteração, principalmente da augita e do microclínio. Fraca orientação dos níveis de quartzo concentrada em pequenas faixas submilimétricas, formação de subgrãos, sem feições de estiramento mineral.

Essas evidências ressaltam que a região de estudo foi pouco afetada pela deformação do Neoproterozoico, sendo que a deformação atuante foi pouco intensa e o metamorfismo de grau baixo. A natureza ígnea dos granitoides é caracterizada pela presença de fenocristais de feldspato alcalino e plagioclásio, augita, hornblenda e opacos, indicando um sistema saturado em sílica e com altos teores de K.

Para Nardi (2016) os granitoides identificados como cálcio-alcálicos médio e alto-K são correlacionados com ambientes pós-colisionais no Neoproterozoico do sul do Brasil. Trata-se de granitoides do tipo I-Caledoniano de Pitcher (1993) em que a assimilação de fusões crustais pelos magmas parentais produz aumento dos conteúdos de Al, redução dos teores de Ca, Fe e Mg, possibilitando a paragênese rica em K e Al.

Siga Jr (1995) propõe uma evolução tectônica regional em que o Domínio Curitiba representa uma zona de borda de placa, intensamente deformada, migmatizada e granitizada devido à sua tectônica colisional. Esse modelo de evolução admite a exposição de rochas da fácies anfíbolito ao lado da fácies xisto-verde, próximo a zonas de contato. Sendo que a colocação de corpos graníticos se relaciona com zonas de cisalhamento e uma tectônica de regime tracional que permite a colocação de rochas graníticas entre blocos tectônicos. Para o autor, a colocação dos granitos e o evento de deformação ocorrem sincronicamente, com idade de 615 +/- 30Ma.

Gonçalves (2012) ao caracterizar a deformação rúptil-dúctil na área de influência da ZCC, caracterizou a deformação posterior ao metamorfismo por meio de um evento de cisalhamento dúctil-rúptil na região estudada, uma vez que feições geradas no evento de deformação dúctil apresentam-se reorientados, como é o caso das dobras assimétricas intrafoliares, localmente com porfiroclastos de K-feldspatos distorcidos e fraturados. A deformação é superimposta ocorrendo, inclusive, fraturas preenchidas por pseudotaquilito. Para a autora, a presença de dobras assimétricas se associa à atuação de um cisalhamento simples, rúptil-dúctil, durante o

Neoproterozoico, que por sua vez foi causado por regime transcorrente com componente oblíqua dextral.

7 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A análise em multiescala baseada na descrição de afloramentos e caracterização microestrutural permitiu as seguintes conclusões:

- As pedreiras Atuba e Incol, na porção noroeste de Curitiba, pertencem ao domínio Curitiba e são compostas por ortognaisses, com composição monzogranítica, e pertencentes a série cálcio-alcalina.
- Em macroescala essas rochas apresentam um bandamento gnáissico, estiramento e achatamento mineral.
- Em microescala, a presença de titanita, zircão, clinopiroxênio e a preservação de texturas nas lâminas, indicam a origem ígnea dessas rochas.
- Há apenas uma fase de deformação que atua nessas rochas, destacadas pelo metamorfismo de baixo grau, da fácies xisto-verde e pela paragênese de clorita+epídoto+sericita, caracterizando um retrometamorfismo. A recristalização dinâmica nessas lâminas é evidenciada pelos mecanismos de deformação evidentes principalmente nos cristais de quartzo.
- A foliação S_n é penetrativa, caracterizada pela orientação e intercalação de leucossoma e melanossoma, bandamento gnáissico, que tem um *trend* de N60E, com mergulhos que variam entre 60° e 70° SW.
- A região estudada pertence a um contexto tectônico de borda de placa, entre as Microplacas Curitiba e Luis Alves, intensamente deformadas, controladas por tectônica de regime tracional que permitiu a colocação de granitoides, que foram deformados posteriormente, registrando apenas uma fase de deformação.
- As fases tectônicas foram condicionadas por fases tracionais. A primeira fase tectônica ocorreu no Arqueano com a intrusão de granitoides derivados do manto. A segunda fase tectônica ocorreu no Neoproterozoico, com a intrusão de granitoides sin orogênicos, que possibilitou a ocorrência do metamorfismo e da deformação.
- Há feições que indicam a influência de zonas ou bandas de cisalhamento dúctil-rúptil, como é o caso de dobras assimétricas, falhas com cinemática normal e rochas de falha, pseudotaquilito. Pode ser associado com ZCC (Zona de Cisalhamento Curitiba), que atuou no Proterozoico Superior.

REFERÊNCIAS

- ALMEIDA, F. F. de 1967. Origem e evolução da plataforma brasileira. Rio de Janeiro. *Minis. de Minas e Energia*. Boletim 241, 36 pg.
- ALMEIDA F.F.M., AMARAL G., CORDANI U.G., KAWASHITA K. 1973. The Precambrian evolution of the South America Cratonic Margin South of the Amazon River. In: NAIRM E.M., STEHLI F.G. (eds) *The Ocean basins and margins*. Plenum. Publ. Co. New York, 1:411-446.
- BASEI M.A.S. 1985. O Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 186p.
- BASEI M.A.S., SIGA JUNIOR O., MACHIAVELLI A., MANCINI F. 1992. Evolução tectônica dos terrenos entre os Cinturões Ribeira e Dom Feliciano (PR - SC). *Revista Brasileira de Geociências*. 22(2):216-221.
- BASEI M.A.S., FRIMMEL H.E., NUTTMAN A.P., PRECIOZZI F. 2008. West Gondwana amalgamation based on detrital zircon ages from Neoproterozoic Ribeira and Dom Feliciano belts of South America and comparison with coeval sequences from SW Africa. In: PANKHURST R.J., TROW R.A.J., BRITO NEVES B.B, DE WITT. (eds) *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*. London, Geological Society, Special Publication, 294:239-256.
- BIGARELLA J.J; SALAMUNI R. 1959. Notas complementares à planta geológica da cidade de Curitiba e arredores. *Bol. do Inst. De Biologia e Pesquisas Tecnológicas*, 40:1-14.
- CAMPANHA G.A.C., SADOWSKI G.R. 1999. Tectonics of the Southern Portion of the Ribeira Belt (Apiaí Domain). *Precambrian Research*, 98:31-51.
- DAVIS G.H. 1984. *Structural Geology of Rocks and Regions*. Canadá: John Wiley & Sons, 492p.
- DNPM – Departamento Nacional de Produção Mineral. 2016. SIGMINE (Sistemas de Informações Geográficas da Mineração). Processos minerários do estado do Paraná, junho de 2016. Disponível em: <<http://sigmine.dnpm.gov.br/webmap/>>. Acesso em: 10 jun. 2016.
- FALEIROS F.M. 2008. Evolução de terrenos tectono-metamórficos da serra da Ribeira e Planalto Alto Turvo (SP, PR). Tese de doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 318p.
- FIORI, A. P. 1992. Tectônica e estratigrafia do Grupo Açungui - PR. *Boletim IG-USP: Série Científica*, v. 23, p. 55-74.
- FOSSEN H. 2012. *Geologia estrutural. Oficina de Textos*, São Paulo, 584p.

FUCK, R; TREIN, E; MARINI, O.J. 1967, Geologia e petrografia dos migmatitos do Paraná. Bol. Paranaense Geoc. 23/25:5-41.

GONÇALVES, F. M. 2012. *Caracterização da Zona de Cisalhamento Curitiba – (PR)*. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação em Geologia, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, 123 pg.

HARARA O.M.M. 1996. Análise estrutural, petrológica e geocronológica dos litotipos da região de Piên (PR) e adjacências. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 243p.

HASUI Y; CARNEIRO C.D.R., COIMBRA A.M. 1975. The Ribeira Folded Belt. Revista Brasileira de Geociências, 5:257-266.

HEILBRON M., VALERIANO C.M., TASSINARI C.C.G., ALMEIDA J.C.H., TUPINAMBÁ M., SIGA JUNIOR O. TROUW R.A.J. 2008. Correlation of Neoproterozoic terranes between the Ribeira Belt, SE Brazil and its African counterpart: comparative tectonic evolution and open questions. In: PANKHURST R.J., TROUW R.A.J., BRITO NEVES B.B., DE WIT M. (eds) West Gondwana pre-Cenozoic Correlations across the South Atlantic Region. Journal Geological Society London, Special Publication, 294

HOBBS, B.E; MEANS, W.D., WILLIAMS, P.F. 1976. An Outline of Structural Geology. John Wiley and Sons, New York, 512p.

KRIEGSMAN, L.M. 2001. Partial melting, partial melt extraction and parcial back reation in anatetic migmatites. Lithos, 56(1):75-96

MEHNERT K.R. 1968. Migmatites and the origin of granitic rocks. Elsevier Publ. Co., Amsterdam, 405p.

MINEROPAR - Serviço Geológico do Paraná. 2005. Mapa Geológico do Paraná. Folha de Curitiba 1:250.000. Disponível em: <<http://www.mineropar.pr.gov.br/modules/conteudo/conteudo.php?conteudo=132>>. Acesso em: 10 jun. 2016.

MORAES. R. 2013. Estudo sobre a geração e evolução de granulitos e migmatitos, usando como exemplos as rochas da Faixa Araçuaí, BA, e do Complexo Anápolis-Itaçu, GO. Tese de livre docência. Inst. de Geociências.

NARDI, L. S. 2016. Granitóides e séries magmáticas: o estudo contextualizado dos granitoides. UFRGS. *Pesquisas em Geociências*. 43(1): 85-89.

OLIVEIRA E. P. 1927. Geologia e recursos minerais do Estado do Paraná. Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil, Rio de Janeiro, 178p.

OLIVEIRA A. I; LEONARDOS O. H. 1943. Geologia do Brasil. Min. Agricultura, Serviço de Informação Agrícola, Série Didática, n. 2, Rio de Janeiro, 813p.

PASSARELLI C.R. 2001. Caracterização estrutural e geocronológica dos domínios tectônicos da porção sul-oriental do Estado de São Paulo. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 254p.

PASSARELLI, C. R.; BASEI M. A. S; WEMMER, K; SIGA JUNIOR, O; OYHANTÇABAL, P. 2011. Major shear zones of southern Brazil and Uruguay: escape tectonics in the eastern border of Rio de La plata and Paranapanema cratons during the Western Gondwana amalgamation. *International Journal of Earth Sciences*, 100(2-3):391-414.

PASSCHIER C.W., MYERS J.S., KRONER A. 1993. Geologia de campo de terrenos gnáissicos de alto grau. São Paulo: Ed. da USP, 188p.

PASSCHIER, C. W. TROUW, R. A. J. 2005. *Microtectonics*. 2 nd. Berlin: Springer. 336 p.

RAMSAY, J.G. 1967. *Folding and fracturing of rocks*: McGraw-Hill, New York, 568p.

RAMSAY, J.G. 1980. Shear zone geometry: a review. *Journal of Structural Geology*, 2:83-99.

SAWYER, E.W. 2008. *Atlas of migmatites*. NRC Research Press, Canadá, 371p.

SIGA JUNIOR O., BASEI M.A.S., MACHIAVELLI A. 1991. Evolução geotectônica do Maciço de Joinville, PR e SC. *Boletim IG - USP - Publ. Esp.*, São Paulo, 9:67-73.

SIGA JR, O; BASEI, M. A.S; REIS NETO, J.M; MACHIAVELLI, A; HARARA, O. M. 1995. O Complexo Atuba: um cinturão Paleoproterozóico intensamente retrabalhado no Neoproterozóico. *Boletim IG-USP, Série Científica*, 26: 69-98.

SILVA J.A. 2005. *Petrologia e geoquímica dos gnaisses migmatíticos do Complexo Atuba, Curitiba PR*. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 153p.

VERNON R.H. 2004. *A practical guide to rock microstructure*. Cambridge University Press, 594p.

WILLIAMS P.F. 1983. Large Scale Transposition by Folding in Northern Norway. *Geol. Rundschau*, 72:589-604.

WINKLER H.G.F. 1977. *Petrogênese das rochas metamórficas*. Edgard Blücher Ltda, Porto Alegre, 254p.

YARDLEY B.W.D. 2004. *Introdução à petrologia metamórfica*. Universidade de Brasília, Brasília, 432p.