

EVOLUÇÃO MICROESTRUTURAL DO GRANITO ÁGUA COMPRIDA E FORMAÇÃO DE FILONITOS, ANTIFORME SETUVA, PARANÁ.

Maria José de MESQUITA¹; Maria de Fátima BITENCOURT²; Jefferson PICANÇO¹;
Eleonora Maria Gouvea VASCONCELLOS³, Ana Lúcia Rodolfo MORETO³

(1) Instituto de Geociências (IG), CP 6152 - Universidade Estadual de Campinas - UNICAMP
3083-970, Campinas, SP, Brasil, mariamesquita@ige.unicamp.br e jeffpicanco@ige.unicamp.br

(2) Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências – Universidade Federal do Rio Grande do Sul – Av. Bento Gonçalves, 9500, 91501-970, Porto Alegre, RS, fatimab@ufrgs.br

(3) Universidade Federal do Paraná - Setor de Ciências da Terra, Departamento de Geologia
Caixa Postal 19.001 - Cep 81531-990, Centro Politécnico - Jardim das Américas, Curitiba - Paraná – Brasil, eleonora@ufpr.br.

Introdução
Geologia Regional
Geologia da Área
Domínios Estruturais do GAC
Milonitos
Filonitos e Quartzo Milonitos
Discussão
Mecanismos de Deformação e Estimativas de Temperatura
Dissolução por pressão, reações de hidratação e decomposição dos feldspatos
A ductibilidade e solubilidade da sílica e formação de filonito e quartzo milonito
Referências Bibliográficas

RESUMO: O Granito Água Comprida (GAC), definido na região Santana do Bom Jardim, Paraná, faz parte da Suíte Água Comprida, que compõe o núcleo da Antiforme Setuva na porção meridional do Cinturão Ribeira. O GAC é um sienito monzogranítico com três foliações: S_n é primária-secundária irregular, geralmente paralelizada a S_{n+1} , a mais recorrente na área. A S_{n+1} é milonítica, espaçada com porfiroclastos de feldspatos e domínios de xistosidade marcados por micas. A D_{n+1} transforma protomilonitos em filonitos e quartzo milonitos por processos de abrandamento hidráulico e dissolução por pressão em quartzo e abrandamento por reações nos feldspatos. A S_{n+2} é uma clivagem de crenulação, espaçada, zonal com micrólitos que preservam S_{n+1} . É bem desenvolvida nos filonitos, mas ocorre em todos os litotipos. São definidos quatro domínios deformacionais: protomilonito, milonito, filonito e quartzo milonito. Os protomilonitos têm matriz composta granítica/recristalizada de biotita, titanita e epidoto, feldspatos com perthita em chama e quartzo fitado descontínuo. Nos milonitos, ocorre a redução da granulação da matriz e porfiroclastos, quartzo fitado e veios de quartzo regulares e contínuos. A paragénesis mica branca, epidoto e quartzo desenvolve-se a partir de plagioclásio com possível aporte de potássio da transformação perthítica e formação de albita. Nos filonitos a principal transformação é a decomposição química dos feldspatos em mica branca, biotita e opacos. Microestruturas no quartzo evidenciam dissolução e formação do quartzo milonito, rocha com quase 100% de quartzo. As feições estudadas permitem caracterizar as zonas de cisalhamento como hidratadas, controladas por forte ação de fluidos, com metamorfismo hidrotermal equivalente a fácies xistos verdes, zona da biotita.

Palavras-chave: zonas de cisalhamento hidratadas, microestruturas de deformação, filonitos, quartzo milonitos, Antiforme Setuva, Escudo Paranaense.

ABSTRACT: The Água Comprida Granite (ACG), described in the Santana do Bom Jardim region, Paraná, is part of the Água Comprida Suite, which forms the core of the Setuva Antiform in the southern portion of the Ribeira Belt. The ACG is a syenite monzogranite with three foliations: S_n is primary-secondary irregular, generally brought into parallelism with S_{n+1} , the most recurrent in the area. S_{n+1} is a mylonitic, spaced foliation with porphyroclasts of feldspar and schistosity domains marked by micas. The D_{n+1} deformation transforms protomylonite into phyllonite and quartz mylonite by pressure-solution and hydrolytic weakening mechanisms of quartz and softening reactions following the breakdown of feldspar. The S_{n+2} is a crenulation cleavage, spaced, zonal with S_{n+1} preserved microlithons. It is well developed in phyllonite, though it occurs in all rock types. Four deformational domains are defined: protomylonite, mylonite, phyllonite and quartz mylonite. The protomylonites have a composite granite/ recrystallized matrix of biotite, titanite and epidote, flame perthite feldspar, and discontinuous quartz ribbons. In mylonitic rocks grain size reduction of matrix and porphyroclasts occur, and quartz forms continuous ribbons and veins. The paragenesis white mica, epidote and quartz grows from plagioclase with a possible contribution of potassium from perthitic transformation and albite formation. The main change to phyllonite is the breakdown of feldspars into white mica, biotite and opaque minerals. Microstructures in quartz provide evidence of dissolution and formation of quartz mylonite, a rock composed of nearly 100% quartz. The features described permit to characterize the shear zones as hydrated, controlled by the action of fluids with hydrothermal metamorphism under condition equivalent to greenschist facies, biotite zone.

Key-words: deformational microstructures, phyllonites, Água Comprida Granite, Setuva Antiform, Paranaense Shield.

INTRODUÇÃO

O estudo da deformação e metamorfismo em rochas graníticas é complexo, pois a assembléia mineral (quartzo, feldspatos, biotita) não favorece a formação de paragêneses que caracterizem o ambiente de pressão e temperatura do metamorfismo. Neste sentido, busca-se a identificação de microestruturas de deformação em minerais, que sejam restritas a ambientes metamórficos específicos, como é o caso da recristalização dos feldspatos, que define temperaturas acima de 500°C (Vernon, 1975; White, 1975; Tullis, 1983; Kruhl, 2000, Kruse *et al.* 2001; Rosenberg & Stünitz 2003). Ou a presença de subgrãos em padrão tabuleiro de xadrez (*chessboard pattern subgrains*) em quartzo, definido por Kruhl (1996) como um geotermobarômetro. A transição de deslizamento basal <a> para prismático [c] em quartzo é estimado entre 550–600°C e 3 kbar (Okudaira *et al.*, 1995). O padrão tabuleiro de xadrez em quartzo tem igualmente sido utilizado para definir deformação *subsolidus* em granitos (Blumenfeld *et al.* 1986, entre outros).

A análise das microestruturas permite o reconhecimento dos processos deformacionais que atuaram na rocha, possibilitando estimar temperatura, pressão, pressão de fluidos e relações entre a deformação e os processos químicos atuantes. O termo metamorfismo

hidrotermal é aqui empregado para as modificações metamórficas ocorridas nos granitóides em zonas de cisalhamento, onde o papel dos fluidos é fundamental (Shelley, 1993). O termo filonito é empregado no sentido de Sibson (1977), Passchier & Trouw (2005) para milonitos muito ricos em filossilicatos, formados em consequência de altas pressões de fluidos em zonas de cisalhamento. As foliações são descritas conforme classificação de Passchier & Trouw (2005).

O Granito Água Comprida (GAC), objeto deste estudo, preserva muitos elementos estruturais e texturais que se desenvolveram durante e após seu resfriamento. Estas características permitem examinar a evolução da cristalização do corpo granítico e da deformação subsequente. Para a caracterização de cada domínio deformacional no GAC empregaram-se critérios como: a proporção clasto x matriz ou grau de milonitização (cf. Sibson *et al.* 1977 e Wise *et al.* 1984); característica da foliação milonítica; assembléia mineral predominante; e as microestruturas características destes minerais.

O objetivo do presente trabalho é caracterizar as diferentes rochas de cisalhamento, formadas pelo cisalhamento dúctil imposto ao GAC e discutir o contexto de formação dos filonitos e quartzo milonitos neste ambiente.

GEOLOGIA REGIONAL

A área estudada está situada entre os terrenos Apiaí e Curitiba, na porção meridional do Cinturão Ribeira, na Província Tectônica Mantiqueira (Cordani *et al.* 2000) e contém litotipos dos grupos “Pré-Setuva” (Ebert 1971), Setuva e Açungui.

O primeiro trabalho relevante à área de estudo é de Bigarella & Salamuni (1956) e introduz o termo “Setuva” para caracterizar o núcleo de uma grande antifórme, composta por quartzitos e filitos envelopando granito pórfiro intrusivo. Ebert (1971) foi o primeiro a restringir a Formação Setuva aos xistos e quartzitos da borda e propor informalmente o termo “Pré Setuva” para designar os para e ortognaisses da região norte da Antifórme

Setuva. Althoff (1989), Althoff & Fiori (1991 e 1992) dividiram os três domínios na porção ocidental em domínios litoestruturais, Domínio I o Pré-Setuva, II o Setuva e III a Formação Capiru, do Grupo Açungui, separados por falhas de cavalgamento. Althoff (1989) é o primeiro a observar que o domínio I, composto por granito-gnaisses, não atinge grau metamórfico suficiente para gerar migmatitos; e que o domínio II, composto por xistos e quartzitos, pode ser uma tectonofácies dos granito-gnaisses do domínio I e não rochas de origem sedimentares.

Mapeamentos geológicos da Folha Curitiba (Silva *et al.* 1998 e Yamato 1999) correlacionam os gnaisses do núcleo da

Antiforme Setuva ao Complexo Atuba. Contudo, há controvérsia sobre o posicionamento geotectônico das rochas da Antiforme Setuva, vinculado por alguns autores ao Grupo Setuva, Terreno Apiaí (Bigarela e Salamuni 1967, Hasui *et al.* 1984), e por outros ao Complexo Atuba, Terreno Curitiba (Schöll *et al.* 1980, Hasui 1986, Siga Junior *et al.*, 1995, Silva *et al.* 1998 Kaulfuss, 2001, Siga Jr *et al.* 2007, Sato *et al.* 2009); ou ainda não relacionado a nenhum destes terrenos (Althoff e Fiori 1992, Petersonh *et al.* 2006, Mesquita *et al.* 2010).

Kaulfuss (2001) e Siga Jr *et al.* (2007) apresentam idades para o Núcleo Setuva de 2.1 ± 8 Ga (U/Pb em zircão) para sienogranitos protomiloníticos do setor central e idades bastante imprecisas da ordem de 3.2 Ga para gnaisse-migmatitos do setor sul. Estes dados isotópicos são semelhantes aos do Complexo Atuba e por isso correlacionáveis (Siga Jr *et al.*, 2007).

O Complexo Atuba foi caracterizado pela primeira vez por Siga Jr. *et al.* (1995), definido como terrenos gnáissicos-migmatíticos

limitados a norte pela Faixa de Dobramentos Apiaí e a sul pelos gnaises granulíticos do Domínio Luiz Alves. Conforme Sato *et al.* (2009), é um terreno Arqueano, contendo rochas diferenciadas do manto e incorporadas na crosta continental entre 3.1-2.7 Ga. O terreno foi retrabalhado várias vezes e o principal metamorfismo ocorreu no Paleoproterozóico a 2.1 Ga.

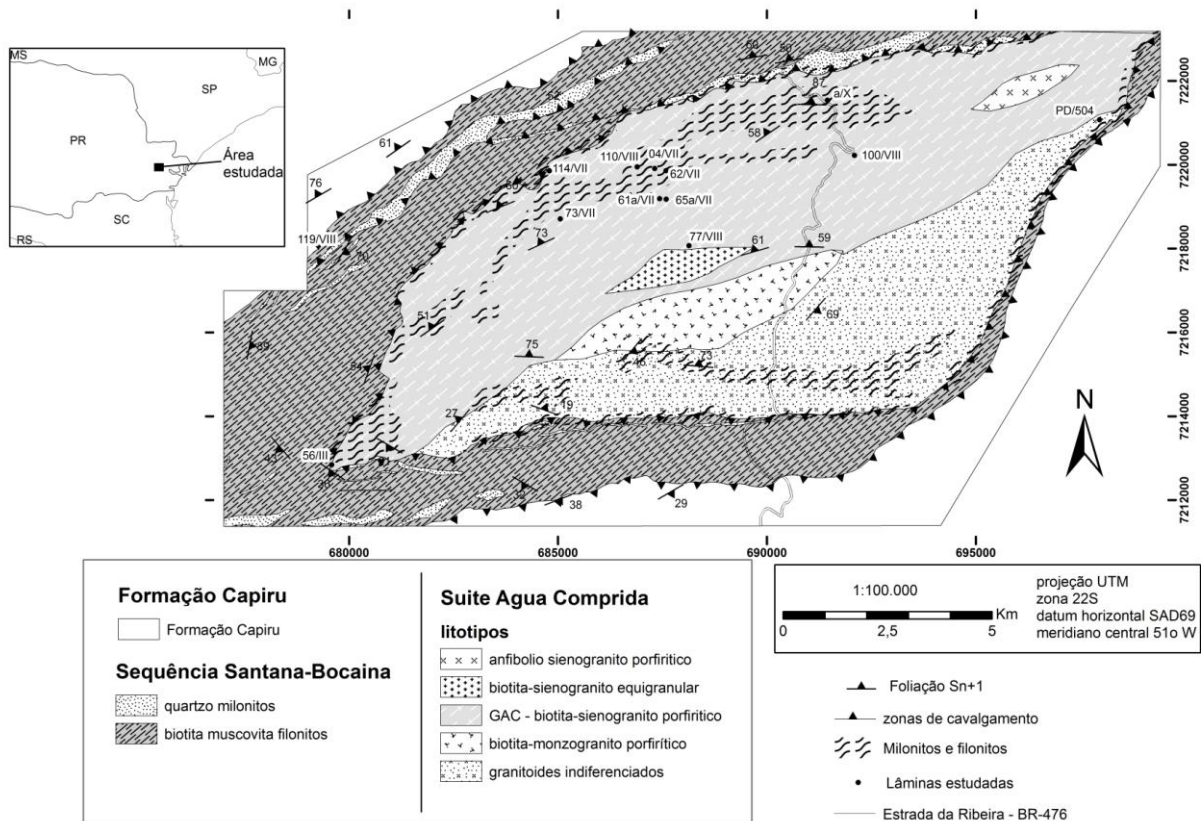
Os trabalhos de mapeamento de semi-detalle (UFPR 2003, Petersohn *et al.* 2006) demonstraram que grande parte dos litotipos considerados como “Pré-Setuva” são granitoides deformados e foram reunidos sob a denominação de Suíte Granítica Água Comprida (Petersohn *et al.* 2006). Conforme Mesquita *et al.* (2010) a SGAC é composta por granitoides meta a peraluminosos, de afinidade cálcio-alcalina alto potássio a alcalina. O sienogranito porfirítico foi nominado de Granito Água Comprida por ser o granito mais recorrente da SGAC. A idade de formação destes granitoides é de 2.165 ± 16 Ga (U/Pb em zircão).

GEOLOGIA DA ÁREA

A área de estudo localiza-se a 30 Km de Curitiba, Paraná, no município de Bocaiúva do Sul. A Antiforme Setuva é uma estrutura elíptica de direção EW a NE-SW, dividida em núcleo, composto por granitoides heterogeneamente milonitizados pertencentes Suíte Granítica Água Comprida (SGAC) e borda constituída pela Sequência Santana-Bocaina (SSB), composta por uma combinação complexa de quartzo milonitos, biotita e/ou muscovita filonitos. Estas rochas, até então, foram normalmente referidas como quartzitos e xistos do Grupo Setuva na literatura sobre a

região. O contato entre o núcleo (SGAC) e a borda (SSB) se dá por duas zonas de cavalgamento dúctil, a Zona de Cisalhamento Rio Grande da Laura no contato norte e a Zona de Cisalhamento Massaroca no contato sul, marcadas em campo por faixas decamétricas de milonitos e filonitos. O contato entre a Antiforme Setuva e as rochas da Formação Capiru, do Grupo Açungui se dá igualmente por zonas de cisalhamento dúctil, com componentes de cavalgamento e componentes de transcorrência (Fig. 1).

Figura 1 – Mapa geológico simplificado da Antiforme Setuva. Diques mesozóicos e aluviões quaternários foram omitidos (elaborado com base nos mapas integrados de UFPR, 2003 e UFPR, 2005). 25 – número dos pontos apresentados no trabalho.



O Granito Água comprida é um biotita sieno a monzogranito porfirítico, com fenocristais de K-feldspato, raramente plagioclásio, em matriz heterogranular média. Os minerais acessórios são alanita, apatita,

titanita, ilmenita e zircão. Na porção central do núcleo, os granitos estão menos deformados e algumas relações ígneas ainda são observadas como enclaves microgranulares máficas, e contatos entre granitos diferentes (Fig. 2A).

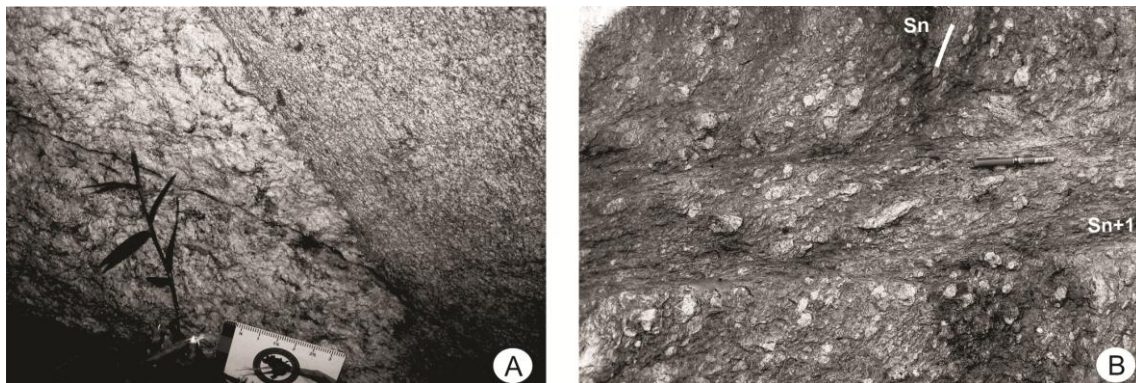


Figura 2 – Estruturas no GAC: (A) Granito porfirítico em contato ígneo com dique de biotita granito equigranular; (B) Foliação milonítica espaçada S_n marcada pela orientação preferencial dos fenocristais de feldspato e agregados máficos. S_n afetada por S_{n+1} (orientação da caneta) definida por zona de cisalhamento discreta. Foliação S_n inflete para S_{n+1} .

O GAC apresenta três foliações heterogeneamente distribuídas, sendo a mais proeminente a foliação (S_{n+1}). As foliações S_n e S_{n+1} são miloníticas e, na maior parte do corpo granítico, estão paralelizadas. A foliação S_n é composta primária/ secundária, espaçada, marcada pela orientação preferencial de

feldspatos estirados (*grain shape preferred orientation*, *GSPO*, conforme Paschier & Trouw 2005) e agregados alongados de biotita, titanita e epidoto (Fig. 2B). A S_n é anastomosada, com espaçamento centimétrico entre micrólitos, com direção média $N40^\circ$ a

55°E e mergulho entre 40° e 70° tanto para NW como para SE.

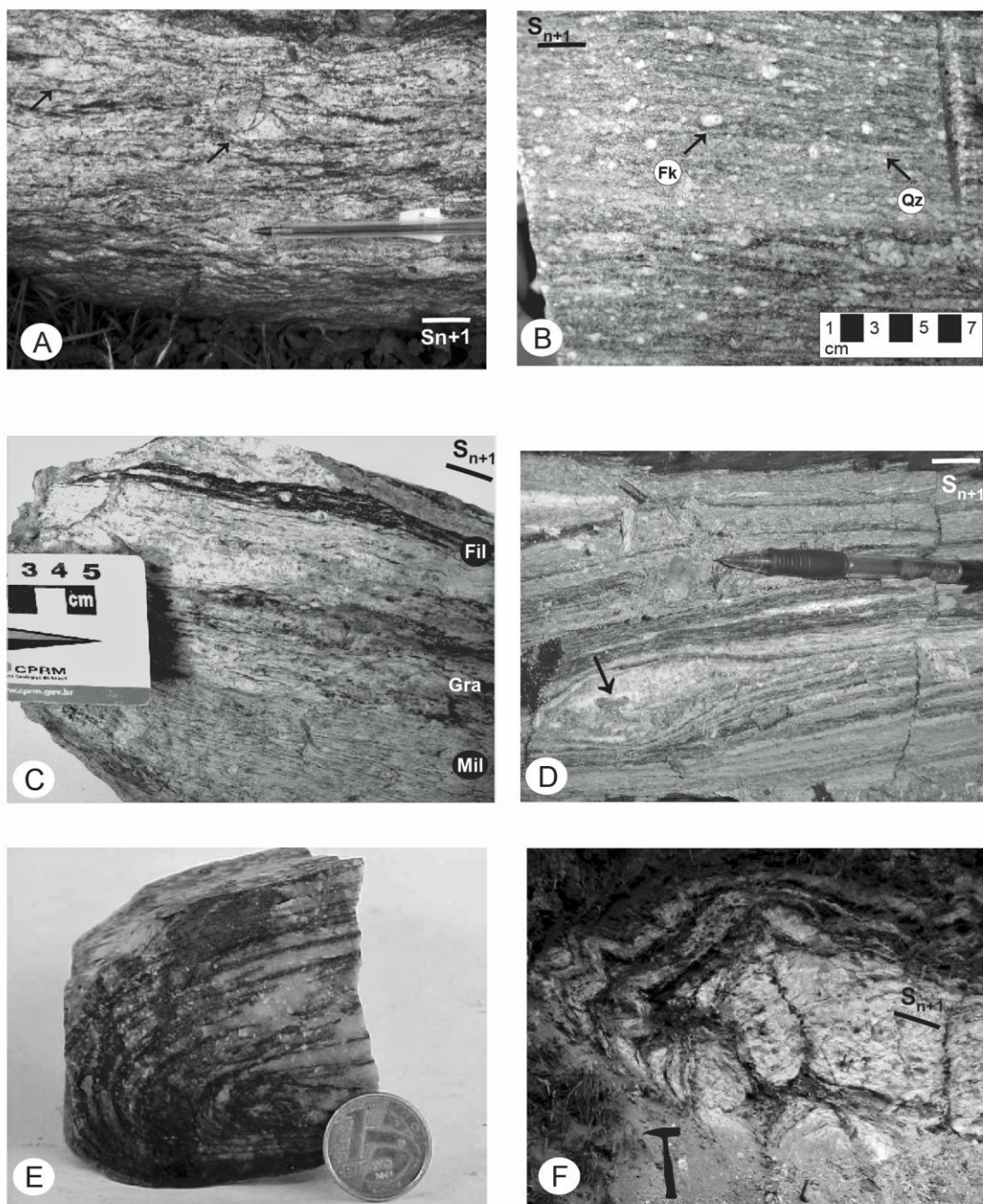


Figura 3 – Variações estruturais do Granito Água Comprida: (A) protomilonito, foliação anastomosada e espaçada S_{n+1} marcada pelo estiramento de feldspato ou litoclastos quartzo-feldspáticos (flecha) e agregados alongados de matriz (níveis pretos); (B) milonito, S_{n+1} marcada pela orientação de porfiroclasto de feldspato alcalino (Fk), agregados de micas e fitas de quartzo (Qz); (C) milonito com variação centimétrica de xistosidade contínua, nível filonítico (fil), e regiões preservadas de protomilonito (gra). A transição é discreta entre filonito e milonito e gradacional entre protomilonito e milonito; (D) filonito com xistosidade contínua marcada por níveis de filossilicatos. Pod granítico (indicado pela flecha); (E) quartzo milonito, S_{n+1} dobrada, marcada por níveis escuros de micas e hematita. Dobra falha assimétrica; (F) biotita filonito (escuro) intercalado com milonito (claro) com S_{n+1} dobrada.

A foliação S_{n+1} é secundária, espaçada, com micrólitos de feldspatos ou litoclastos e domínios de xistosidade marcados por micas. Nas porções menos deformadas, a S_{n+1} é descontínua, irregular, marcada por níveis de micas, que evoluem para zonas de cisalhamento discretas (Fig. 2B). S_{n+1} é aproximadamente E-W, com direção média N70° a 90°E e mergulhos entre 60 e 80° NW, na região norte e SE na região sul, contudo pode variar muito, pois apresenta-se dobrada. Uma grande quantidade de veios de quartzo, de espessura centimétrica a métrica e variavelmente deformados, ocorre associado às rochas miloníticas.

A deformação cisalhante heterogênea (D_{n+1}) é responsável pela variação de feições deformacionais existentes no GAC e com base no volume de porfiroclastos x matriz x micas neoformadas, foi possível individualizar quatro domínios: protomilonitos, milonitos, filonitos e quartzo milonitos.

A S_{n+1} nos protomilonitos, é uma foliação espaçada, anastomosada, irregular e marcada por micrólitons centimétricos de litoclastos quartzo-feldspáticos e feldspatos, e por domínios de xistosidade com baixa frequência, marcados por agregados alongados de matriz (Fig. 3A).

Nos milonitos, a S_{n+1} é uma foliação espaçada, anastomosada a paralela e regular. Os domínios de micrólitos mostram redução no tamanho de porfiroclastos e os domínios de xistosidade são zonais, com frequência alta, marcados por agregados de filossilicatos e fitas

de quartzo (Fig. 3B). Estes domínios tornam-se contínuos, formando zonas de filonitos no interior dos protomilonitos e milonitos (Fig. 3C).

Observa-se três tipos de filonitos: a biotita, a muscovita e bandado. No filonito, a S_{n+1} é uma xistosidade contínua, marcada no tipo bandado pela alternância de níveis de biotita; níveis de mica branca, fitas de quartzo e veios de quartzo recristalizados. Poucos relictos de feldspatos e *pods* graníticos são observados (Fig. 3D). Nos tipos biotita filonito e muscovita filonito, a xistosidade é disjuntiva, contínua e paralela marcada por agregados alongados de micas.

Os quartzo milonitos são rochas com aproximadamente 100% de quartzo, onde a S_{n+1} é uma clivagem disjuntiva, paralela, zonal, irregular a regular, marcada por níveis de quartzo estirado (domínios de micróliton) e níveis milimétricos de mica branca, biotita, hematita, magnetita, turmalina e apatita. *Pods* de granito pouco deformado ocorrem ocasionalmente. Apresentam deformação intensa, com forte lineação de estiramento de quartzo, formando tectonitos L a tectonitos L-S.

A D_{n+2} afeta granitos, filonitos e quartzo milonitos e gera dobras e crenulações assimétricas abertas a fechadas, dobras em bainha, isoclinais e dobras falha (Fig. 3E e F). Os eixos são sub-horizontais mergulhando para WSW (N220° a 260°; 02° a 10°). Uma clivagem de crenulação S_{n+2} é bem desenvolvida nos filonitos e descrita no próximo item

DOMÍNIOS ESTRUTURAIS DO GAC

Com base na descrição petrográfica de aproximadamente 60 amostras, 15 foram escolhidas ao longo da área para o estudo de trama. Considerando as feições texturais, relação modal entre os minerais e as microestruturas de deformação, é possível caracterizar os quatro estágios de deformação, descritos a seguir.

Protomilonitos

Quatro amostras foram escolhidas para caracterizar o domínio de mais baixo grau de

deformação, 04/VII e 61b/VIII, 77/VIII, 504 (Fig. 1).

Os protomilonitos apresentam uma trama predominantemente recristalizada, contudo é possível encontrar feições primárias, como: porfiroclastos euédricos de feldspato, imbricamento destes, textura rapakivi e *schlieren* de biotita. A foliação milonítica (S_{n+1}) é marcada pelo estiramento dos grãos e agregados da matriz, e porfiroclastos lenticulares de feldspatos (Fig 4A).

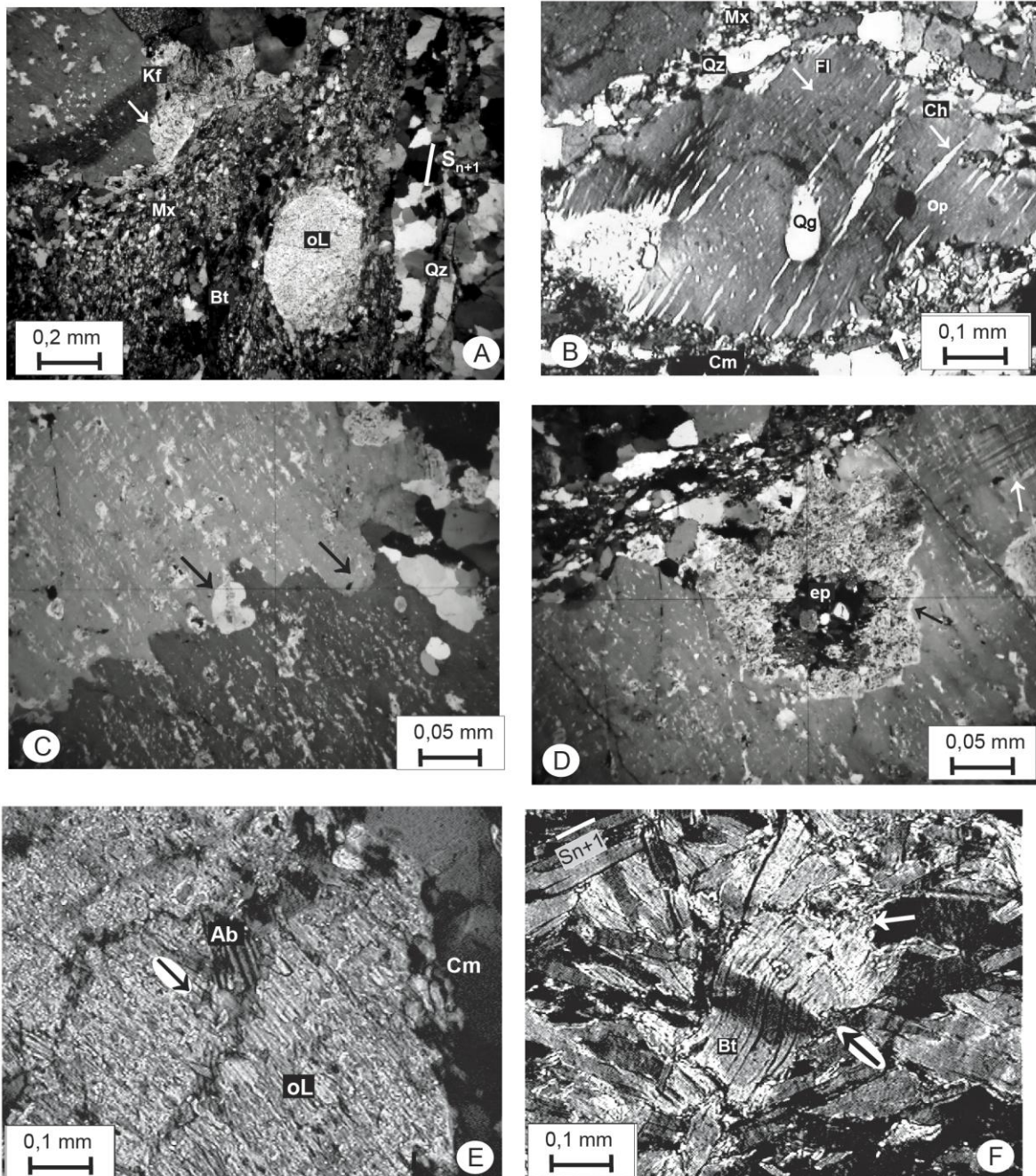


Figura 4 – Fotomicrografias (nicóis cruzados-NC) de feições dos protomilonitos: (A) Foliação milonítica (S_{n+1}) marcada por grãos estirados da matriz (Mx), quartzo fitado (Qz), níveis de biotita (Bt) e profiroclastos alongados (oligoclásio - oL, feldspato potássico - Kf). Franja de recristalização simétrica de quartzo em oL. Kf com reações mirmequíticas (seta - grão ocupa toda a porção superior esquerda da foto); (B) Porfiroclasto amendoado de K-feldspato com pertita do tipo filete (Fi) e pertita do tipo chama (Ch). Manto de recristalização (Cm) nos limites do porfiroclasto; Qg é quartzo Globular e Op mineral opaco; (C) detalhe de limite irregular de macla de carlsbad (flechas) em porfiroclasto de feldspato alcalino, evidencia migração e recristalização tipo bulge no limite de macla. As manchas brancas são pertitas; (D) detalhe do mesmo porfiroclasto em C, com inclusão de plagioclásio substituído por epidoto (ep) e mica branca (seta preta no limite irregular da inclusão). Macla do microclínio (seta branca) no limite do porfiroclasto e pertita em chama irregular (manchas brancas); (E) porfiroclasto de oligoclásio (oL) com fratura irregular (seta) preenchida por albita (Ab) e quartzo. Cm manto de recristalização; (F) agregado de biotita. Lamela de biotita I (Bt) com kink band (seta preta) e limites irregulares e recristalizados, formando lamelas muito pequenas de biotita II (seta branca).

A assembleia mineral característica é dividida em primária e secundária. A primária é composta por quartzo (30%), feldspato alcalino (39%), plagioclásio (13%), biotita I (5%) e traços de titanita I, alanita, apatita, zircão e ilmenita (numeração após o nome indica geração). Duas assembleias metamórfico-hidrotermais secundárias são observadas: a primeira composta por biotita II (3%), micas brancas (2%), albita (4%), titanita II e epidoto (1%); e a segunda, de mais baixa temperatura e associada a estruturas transcorrentes, composta por clorita (2%), mica branca II (1%) e traços de sulfetos.

O quartzo ocorre em dois domínios: (a) em agregados estirados na matriz ou franjas em porfiroclastos, e (b) em fitas (Fig. 4A). Os subgrãos e grãos recristalizados, nas fitas, são heterogranulares com limites retos a irregulares. O quartzo pode igualmente ocorrer de forma globular ou vermicular em feldspatos, biotita e na matriz (Fig. 4D).

O K-feldspato ocorre preferencialmente como porfiroclasto e também na matriz. São alongados a amendoados, com franjas de recristalização de quartzo (Fig. 4A) e mantos de recristalização (*core and mantle structure*) de quartzo, albita, epidoto e mica branca (Fig. 4B). Microestruturas magmáticas e de deformação dúctil podem ocorrer. A pertita do tipo filete apresenta distribuição homogênea em todo o grão e é provavelmente de origem magmática, sendo cortada pela pertita do tipo chama (dominante). A pertita chama pode ter forma de cunha ou irregular, e pode concentrar-se nas porções de maior tensão do grão, como em limites, ou próximo a inclusões (Fig. 4B). Forma ângulos de 45° com a superfície de cisalhamento e é provavelmente de origem tectônica. Os limites da macla Carlsbad são irregulares (tipo *bulge*), indicando processos de

migração dos limites de macla, que podem evoluir para recristalização (Fig. 4C). São frequentes macla xadrez do microclínio e textura mirmequitica em locais de tensão dos grãos (Fig. 4D e A).

O plagioclásio (oligoclásio) ocorre na matriz original ou como porfiroclasto (raro), e a albita ocorre na matriz recristalizada ou substituído oligoclásio. O oligoclásio apresenta subgrãos grandes e limites irregulares, com mantos de recristalização (Fig. 4D). Os porfiroclastos tem microfraturas intragranulares, irregulares, provavelmente formadas por dissolução por pressão, preenchidas por albita e quartzo estão parcial ou totalmente substituídos por mica branca, epidoto e quartzo (Fig. 4E).

Existem duas gerações de biotita neste domínio: I e II. A biotita I ocorre em agregados máficos alongados marcando a foliação principal (4A). Bandas de deformação (*Kink bands*) ocorrem perpendiculares à clivagem (001) e os limites das lamelas são irregulares e reativos (Fig. 4F). Nestes dois ambientes forma-se biotita II, como produto de recristalização, provavelmente por migração dos limites de grão. As lamelas não estão deformadas e são menores que as da biotita I (10 – 30 μ).

Milonitos

Três amostras caracterizam o estágio intermediário de deformação: 73/VII, 100/VIII e a/X (Xa/BR475, Fig. 1).

Os milonitos caracterizam-se por superfícies S e C bem desenvolvidas, *shear bands* (C') e faixas de filonitos (Fig. 5A, B, C respectivamente). São comuns porfiroclastos de feldspatos quebrados, de epidoto e titanita (Fig. 5B e F). A matriz perfaz no mínimo 50% da rocha e tem granulação de 0,1 a 0,05 mm.

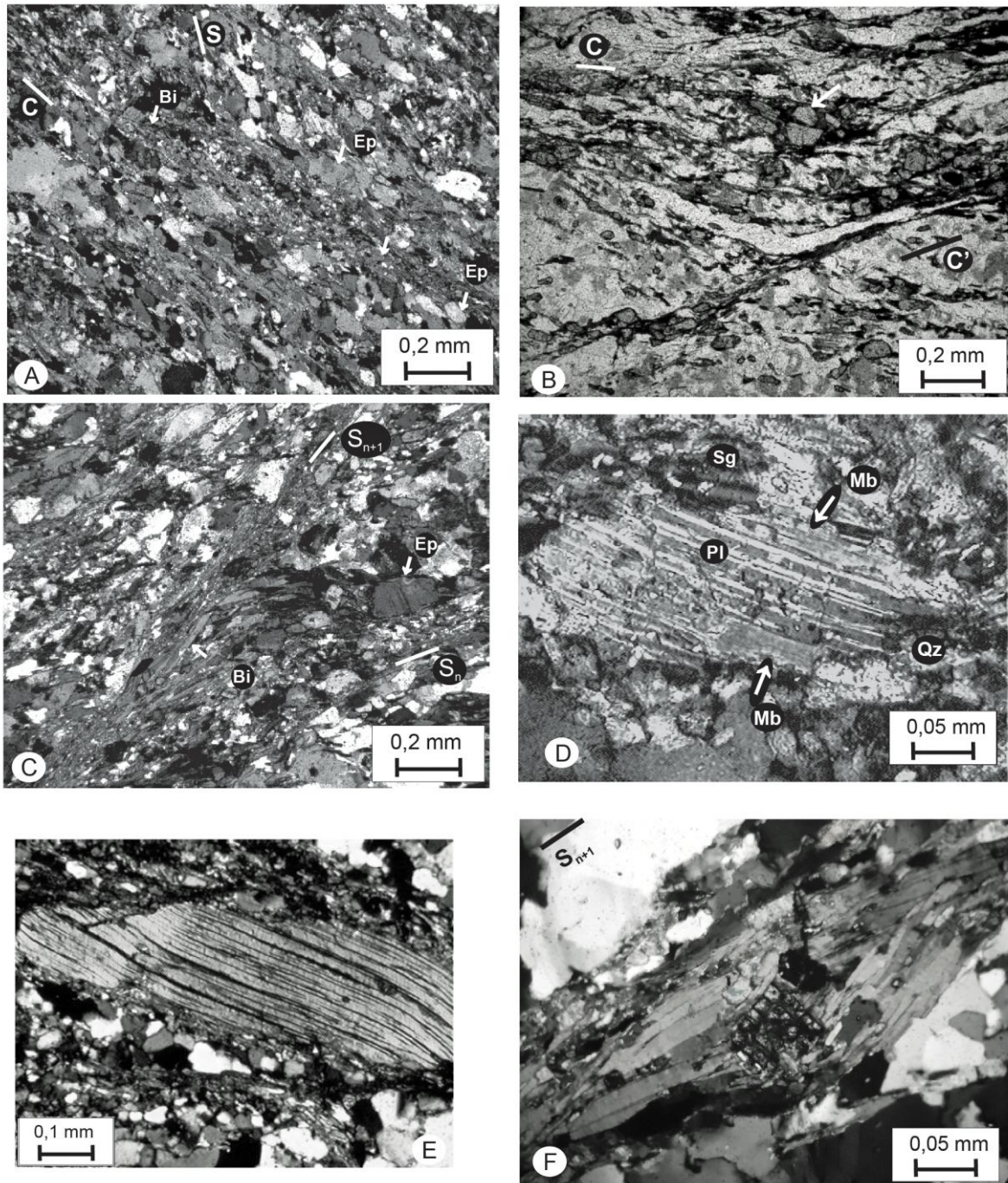


Figura 5 - Fotomicrografias de feições do milonito (NC): (A) superfície C marcada por níveis de biotita (Bt) e epidoto (Ep) e superfície S marcada por feldspatos, quartzo e micas; (B) shear band (C') marcada por biotita e quartzo. Grãos de epidoto quebrados envoltos pela matriz (flecha); (C) foliação S_n marcada por epidoto (Ep) e biotita (Bi) infletindo para banda filonítica - S_{n+1} - de biotita (Bi) e mica branca; (D) plagioclásio em desequilíbrio, com limites irregulares, substituído por mica branca (Mb) e quartzo (Qz); (E) muscovita fish, com clivagem (001) torcida e dilatada com formação de opacos (linhas pretas); (F) seção basal de titanita reliquiar (seta) envolta por agregado de biotita.

A assembleia mineralógica reliquiar é composta por microclínio e plagioclásio (30%), e traços de minerais resistatos como titanita, apatita e zircão. A assembleia secundária é composta por quartzo (35%), mica branca

(16%), biotita II (10%), albita (4%), epidoto (4%) e titanita (3%). Clorita (2%), pirita e mica branca (1%) fazem parte da paragênese de mais baixa temperatura e substituí a assembleia anterior.

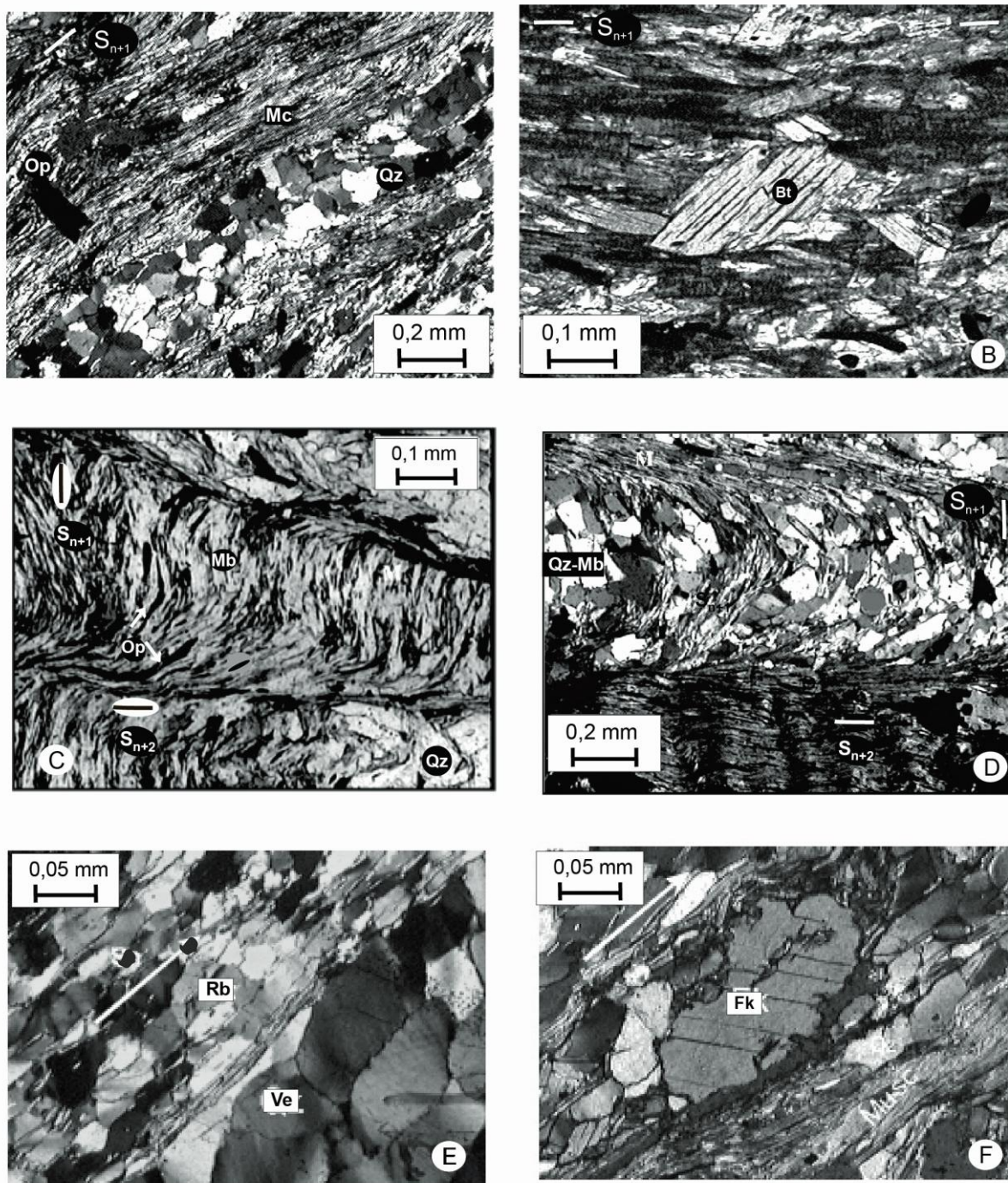


Figura 6 – Fotomicrografia de estruturas do filonito e do quartzo milonito (NC): (A) filonito bandado, intercalação de níveis de mica branca e biotita II (Mc) com fitas de quartzo (Qz), definindo a S_{n+1} como um bandamento hidrotermal; (B) biotita filonito, biotita fish truncada (Bt), com clivagem (001) dilatada e preenchida por minerais opacos (preto); (C) muscovita filonito, xistosidade disjuntiva S_{n+1} , marcada por mica branca (Mb) e minerais opacos estirados (Op) e material insolúvel, que ocorre como micrólitos da clivagem de crenulação S_{n+2} , espaçada, irregular e descontínua; (D) biotita filonito, xistosidade disjuntiva S_{n+1} , definida por quartzo, biotita e mica branca (qz-mb), crenulada. Ocorre como micrólitos da clivagem de crenulação regular, contínua e discreta S_{n+2} definida por biotita; (E) quartzo milonito, clivagem disjuntiva S_{n+1} , definida por níveis de quartzo estirados e agregados de mica branca orientadas (superior esquerdo). Veio de quartzo recristalizado (Ve), concordante com S_{n+1} . Os grãos no veio são alongados, prismáticos e com extinção ondulante. Em um grão observou-se textura tipo chessboard; (F) detalhe de porfiroclasto quebrado de feldspato potássico (Fk) e de apatita contornados por mica branca fina e quartzo.

A quantidade de quartzo aumenta e de feldspatos diminui, relativo aos protomilonitos. As fitas de quartzo são mais espessas e contínuas e, internamente, os grãos recristalizados tendem a poligonais com limites retos, medem 0,2 mm (Fig. 5F).

O tamanho dos porfiroclastos de feldspato potássico e plagioclásio diminui (0,4 a 0,8 mm), são pedaços de porfiroclastos. Os limites de grão são bastante irregulares e reativos, substituídos por quartzo e mica branca ao longo dos planos de macla e limites de grão (Fig. 5D).

Agregados alongados de biotita II, mica branca, epidoto e titanita II definem a foliação milonítica (Fig. 5F). *Mica fish* é uma feição comum (Fig. 5E).

Filonitos e quartzo milonitos

Quatro amostras de filonitos (62/VII, 110/VIII, 114/VII e 65a/VII) e duas de quartzo milonito (119 e 09b/X, Fig. 1) foram estudadas.

Observa-se três tipos de filonitos biotita, muscovita e filonito bandado. Os três tipos em

A assembleia mineral dos filonitos é composta por quantidades variáveis de quartzo, mica branca, biotita, e traços de turmalina, minerais opacos, titanita e apatita. O quartzo ocorre em fitas e em veios. As fitas podem ser pouco espessas, com quartzo recristalizado (30 μ), extinção ondulante e limites serrilhados (Fig. 6A). Os veios são mais espessos e contínuos (0,5mm), com quartzo de granulação maior (2mm), menos deformado e com contato poligonal, em relação as fitas. Três gerações de biotita e mica branca são observadas nos filonitos. A primeira e mais rara, é do tipo *mica fish* truncada, irregular, com formação de pequenas lamelas de biotita II e mica branca II nos limites (Fig. 6B). A terceira geração de biotita e mica branca define a clivagem de crenulação S_{n+2} (Fig. 6D).

escala microscópica apresentam a xistosidade S_{n+1} marcada por um bandamento hidrotermal com alternância preferencial de bandas de biotita, de mica branca e bandas de quartzo (Fig. 6A). Minerais resistentes como titanita, apatita, turmalina e filmes pretos igualmente definem a S_{n+1} . Os filmes pretos podem ser minerais opacos estirados e material insolúvel, concentrado durante a dissolução. Observa-se uma clivagem de crenulação (S_{n+2}), espaçada, zonal (com aproximadamente 70% de domínio de xistosidade) com micrólitos que preservam S_{n+1} . No muscovita filonito, os micrólitos mostram a natureza assimétrica da crenulação de S_{n+1} , e os domínios de clivagem são irregulares, espaçados, anastomosados, marcados por mica branca e filmes pretos (Fig. 6C). No biotita filonito, os micrólitos são marcados por charneiras assimétricas, espessadas e preenchidas por quartzo, e os domínios de clivagem são regulares, paralelos e contínuos, marcados por biotita (Fig. 6D).

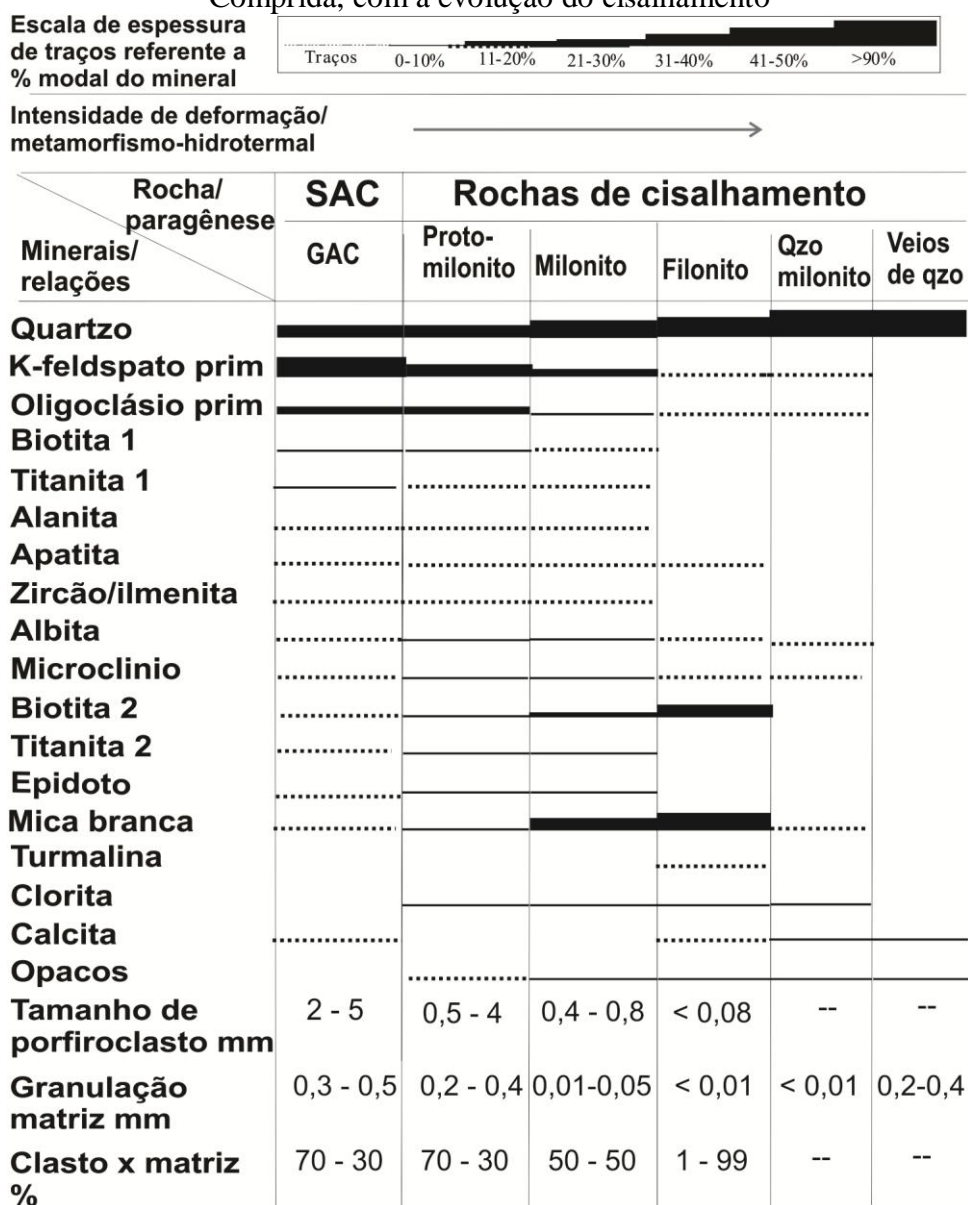
O quartzo milonito é composto por quase 100% de quartzo e tem granulação muito fina. A S_{n+1} é uma clivagem espaçada, paralela e contínua marcada por agregados milimétricos, muito alongados de hematita, mica branca, turmalina, apatita, zircão e opacos. Os micrólitos são de fitas de quartzo paralelas, amendoadas ou boudinadas (Fig. 6E). Ocorrem microclastos de feldspatos (Fig. 6F), *pods* graníticos, veios de quartzo leitoso e diques pegmatíticos de quartzo, feldspato alcalino e mica branca. Possui uma forte lineação de estiramento de quartzo, marcada por fitas de quartzo e estrutura em lápis (Fig. 6E). Feições do tipo tabuleiro de xadrez são localmente observadas em grãos de quartzo.

DISCUSSÃO

As principais mudanças ocorridas durante os diferentes estágios de cisalhamento estão documentadas na tabela 1. Em um primeiro estágio (protomilonito-milonito), ocorre a redução do tamanho de grão dos porfiroclastos e da sua quantidade em relação à matriz. As principais transformações minerais

são a intensa redução dos feldspatos primários e aumento de biotita e mica branca, além de quartzo, epidoto e titanita II. A principal transformação do estágio milonítico para o filonítico é a desintegração química dos feldspatos e a formação da paragênese mica branca, biotita, quartzo e minerais opacos.

Tabela 1 – Principais características das rochas de cisalhamento associadas ao Granito Água Comprida, com a evolução do cisalhamento



Mecanismos de deformação e estimativas de temperatura

Os principais mecanismos de plasticidade cristalina que atuaram nos feldspatos foram formação da pertita em chama, mirmequito (discutidos adiante) e macla do microclínio, de origem tectônica. A formação de macla é um mecanismo de deformação de baixa temperatura, comum em cristais que tenham somente um plano de deslizamento como as micas, contudo é reportada também em feldspatos deformados (Tullis 1983; Paschier & Trouw 2005). A

recristalização dinâmica tanto dos feldspatos como da biotita se deu preferencialmente pelo mecanismo de migração de limite (bulging BLG- recrystalization). As lamelas de biotita recrystalizadas se concentram em limite de grão ou nas zonas de deformação ou dilatação, relacionadas aos planos (001) da biotita I (Fig. 4E). Os feldspatos apresentam, tanto nos limites irregulares de macla carlsbad quanto nos limites de grão, mantos de pequenos grãos recrystalizados, evidenciando a migração destes limites (Fig. 4B, C e D). A migração ocorre por diferenças na densidade das deslocções em

ambos os lados dos limites. Estas regiões alcançam tamanhos críticos e tornam-se núcleos para recristalização (Etheridge & Hobbs, 1973; Vernon, 1977). A diferença é que a recristalização por migração do limite de macla não modifica a forma do grão, pois ocorre dentro deste, enquanto a recristalização por migração do limite do grão tende a modificar a forma do grão (Fig. 4B e C, Passchier & Trouw 2005). A recristalização BLG é considerada de mais baixa temperatura (Paschier & Trouw 2005) acima de 300°C (Tullis, 1983; Kruhl, 1987; Rosenberg & Stünitz, 2003). Pryer & Robbin (1995) e Pryer (1993) delimitam a formação de pertita em chama entre 300 e 530°C.

Entretanto, feições de recristalização dinâmica do tipo recuperação-recristalização em feldspato praticamente não foram encontradas, limitando a deformação por plasticidade cristalina em temperaturas inferiores a 500° C, conforme Völl (1976). A microestrutura tabuleiro de xadrez é localmente observada em quartzo dos quartzos-milonitos, evidenciando alta temperatura de deformação do quartzo, sob condições de média pressão (Khrull 1996), 550–600°C e 3 kbar conforme Okudaira *et al.* (1995). Contudo, devido ao alto grau de alteração hidrotermal, não se descarta a possibilidade de que outras feições de mais alta temperatura tenham sido obliteradas.

As microfraturas existentes nos feldspatos, durante o estágio protomilonítico, predominam sob condições de fácies xistos verdes (Fig. 4E; Boullier 1980, Andrews 1984). Por outro lado, a persistência de biotita durante todos os estágios de deformação pode indicar metamorfismo hidrotermal equivalente a fácies xistos verdes, zona da biotita.

Dois processos principais, dentre os descritos por White *et al.* (1980), parecem ter contribuído para o aumento da deformação por abrandamento (*strain softening*) da rocha: o *softening* de reação (abrandamento por reação química/mineral), que ocorre com os feldspatos; e o enfraquecimento hidráulico (*hydrolytic weakening*) principalmente em quartzo, e discutidos a seguir.

Dissolução por pressão, reações de hidratação e decomposição dos feldspatos.

As principais evidências de circulação de fluidos aquosos durante o cisalhamento no presente estudo são: truncamento dos limites dos grãos e dissolução por pressão em microfraturas de feldspatos (Fig 4E e 5D); reações de hidratação, decomposição química dos feldspatos e enriquecimento em micas; e solubilidade da sílica, evidenciada pelo enriquecimento em quartzo durante todo o evento de cisalhamento.

No evento de cisalhamento investigado, os feldspatos foram destruídos por uma combinação de mecanismos de deformação entre os estágios protomiloníticos e miloníticos. O plagioclásio sofreu fraturamento intracristalino e dissolução por pressão, gerando mica branca e epidoto; enquanto o K-feldspato sofreu mecanismos de abrandamento por reação (*softening reaction*) pela formação de pertita em chama.

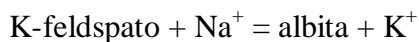
A alteração do plagioclásio para mica branca, epidoto e quartzo parece ter ocorrido simultaneamente à formação da pertita em chama nos porfiroclastos de K-feldspato no estágio protomilonítico, pois a orientação do alongamento das chamas da pertita é sub-paralela à superfície S de cisalhamento (Fig.4B), sugerindo sua formação neste estágio de cisalhamento. Além disso, o plagioclásio está sempre mais alterado a mica e epidoto que o feldspato potássico, quando observados no mesmo contexto (Fig. A e D). A orientação preferencial da pertita em chama indica que o controle cinemático foi muito mais atuante que o cristalográfico durante o desenvolvimento desta, denominada pertita de substituição (*replacement perthites*), quando o controle de formação é estrutural (Smith & Brown 1988, Pryer & Robin, 1995).

Esta contemporaneidade sugere que as transformações químicas do plagioclásio podem estar associadas ao desenvolvimento da albita, na forma de pertita em chama do feldspato potássico (como descrito por Hippert, 1998). O controle mais provável na formação da pertita em chama é a demanda de potássio para formar mica branca durante a destruição do plagioclásio. A principal fonte de potássio são os porfiroclastos de K-feldspato, uma vez que a biotita continua estável durante todos os estágios deformacionais. Este processo pode ser

entendido como a combinação das reações 1 e 2 (Bryant 1966, O'Hara 1988):



(reação 1)



(reação 2)

O sódio liberado do oligoclásio (reação 1) interage com o K-feldspato (reação 2) e forma albita, na forma de pertita em chama, enquanto o potássio do K-feldspato (liberado na equação 2) é usado para formar mica branca na matriz. A equação 1 mostra que o cálcio liberado pelo oligoclásio pode ser retido no epidoto, que tem sua formação restrita aos protomilonitos. Evidências petrográficas mostram plagioclásio substituído por epidoto e mica branca, e K-feldspato pertitizado e microclinizado (Fig. 4D). Nos milonitos o epidoto ocorre como porfiroclastos contornados pela matriz (Fig 5B e C) e nos filonitos tende a desaparecer.

A transição dos protomilonitos para os milonitos corresponde então à transformação do plagioclásio em mica branca, epidoto e quartzo e à formação de albita na pertita em chama (tabela 1). A formação da pertita em chama e macla do microclínio desestabiliza os porfiroclastos de K-feldspato e favorece o microfraturamento e a separação dos fragmentos. Esta quebra dos megacristais de feldspato leva a um aumento drástico da acomodação da deformação, pois os megacristais representam até 70% do volume total dos protomilonitos. Este processo avança até a completa destruição de todo o plagioclásio e posteriormente do K-feldspato, gerando as zonas de filonitos e quartzo milonitos.

A ductibilidade e solubilidade da sílica e formação de filonito e quartzo milonito

A formação de fitas de quartzo policristalino em todos os estágios de deformação indica o comportamento extremamente dúctil do quartzo, mesmo nos domínios menos deformados como os protomilonitos (Fig 4A e 6A). Agregados originais, magmáticos, de quartzo, não foram observados. A recristalização dinâmica do

quartzo ocorre principalmente por rotação de subgrão (recuperação-recristalização), como indicado por tamanhos similares de subgrãos e grãos recristalizados (Fig. 4A; White 1976).

Outras feições como os veios de quartzo variavelmente deformados, quartzo globular e bandamento hidrotermal dos filonitos e quartzo milonitos, indica que os fluidos tiveram um papel importante nas transformações do Granito Água Comprida. Com isso, o enfraquecimento hidráulico pode ter catalisado a ductibilidade do quartzo. Experimentos (Grigg 1974, Kirby & McCormick 1979) demonstraram que a água atua severamente no comportamento reológico dos minerais, especialmente do quartzo. A resistência do cristal é reduzida em uma ordem de magnitude com a entrada de água na estrutura, a qual hidrolisa e facilita a quebra das fortes ligações Si-O durante os movimentos das deslocções (Grigg 1974).

O quartzo globular (que ocorre principalmente no estágio protomilonítico, Fig. 4B) e os diversos veios de quartzo heterogeneamente deformados, podem estar relacionados à segregação deste mineral pelo mecanismo de solução por pressão, pois com o aumento da solubilidade da sílica, o quartzo pode ser dissolvido e reprecipitado. O comportamento cíclico de ora aumento de pressão de fluidos e ora aumento de tensão cisalhante tem sido bastante descrito para explicar feições de precipitação e recristalização recorrentes em zonas de cisalhamento, associados às mineralizações de ouro tipo veio (Sibson *et al.* 1975; Sibson *et al.* 1988; Cox *et al.* 1990; Mesquita 1996). O mecanismo válvula de falha (*fault valve behaviour*, descrito pela primeira vez por Sibson *et al.* 1975) caracteriza a relação entre aumento de tensão cisalhante, fraturamento hidráulico, alteração hidrotermal e, novamente, aumento de tensão cisalhante, deformando os minerais formados no evento anterior.

Processos de filonitização envolvendo dissolução de quartzo foram descrito por diversos autores, como Hippertt (1998), Hippertt & Massucato (1998), Cruz *et al.* (2005), e Jefferies (2007). Tais processos culminam com eliminação do quartzo, concentração de minerais micáceos e formação de filonitos. Nestas condições, é possível ocorrerem segregações hidrotermais, induzidas

por solução por pressão, gerando além dos filonitos, rochas ricas em sílica, como o quartzo milonitos e os veios de quartzo (Jefferies, 2007). Cruz *et al.* (2005) propõem uma silicificação generalizada e formação de grandes corpos lenticulares decamétricos de quartzo, dispostos paralelamente à foliação milonítica principal.

Por sua composição quartzosa e granulação muito fina, os quartzo milonitos têm sido descritos na bibliografia local como metachert da Formação Setuva (Bigarela & Salamuni 1956 e 1967, Ebert (1971), Scholl *et*

al. 1980 e 1982, Hasui *et al.* 1984, Hasui 1986, UFPR 2005). No entanto, Althoff (1989), Althoff & Fiori (1991), (1992), UFPR (2003) e Mesquita *et al.* (2011) já identificavam estas rochas como “tectonofácies” dos granitos. Acredita-se que tanto os quartzo milonitos como os filonitos da borda da Antiforme Setuva (Sequência Santana-Bocaina) sejam um exemplo da combinação de processos de cisalhamento dúctil e hidrotermalismo e sugere-se o abandono da gênese sedimentar para estas rochas.

CONCLUSÕES

Cisalhamento acompanhado de intenso hidrotermalismo foi responsável pela formação de filonitos e quartzo milonitos, a partir de protomilonitos, no Granito Água Comprida, Antiforme Setuva. As principais transformações minerais observadas são a decomposição química do oligoclásio e K-feldspato primários e a formação da paragênese mica branca, biotita, quartzo e opacos.

As principais evidências da presença de fluidos no cisalhamento do GAC são as reações de hidratação, que levaram à destruição dos feldspatos em detrimento do enriquecimento em micas; e as feições de solubilidade da sílica, como quartzo globular, bandamento hidrotermal dos filonitos, quartzo milonitos e veios de quartzo. Estas feições indicam que dois processos principais podem ter levado a um aumento de *strain softening*: o abrandamento por reação que ocorreu com os feldspatos; e o enfraquecimento hidráulico com o quartzo.

Os principais mecanismos de deformação dos feldspatos foram reações de abrandamento pela formação de pertita em chama e microfraturamento e dissolução por pressão. Sugere-se que a decomposição química do plagioclásio para mica branca, epidoto e quartzo tenha ocorrido simultaneamente à formação da pertita em chama nos

porfiroclastos de K-feldspato, o que supriria a demanda de potássio.

O microfraturamento ocorre precocemente em plagioclásio e posteriormente nos porfiroclastos de K-feldspato, pelos mecanismos de abrandamento que os desestabiliza. Este processo avança até a decomposição total do plagioclásio e do K-feldspato, gerando as zonas de filonitos e quartzo milonitos.

A extrema ductibilidade e solubilidade do quartzo, observadas pelas fitas, glóbulos, e veios, pode ser entendida pelo enfraquecimento hidráulico. Evidências de comportamento cíclico de gradientes de pressão de fluidos e tensão cisalhante podem ser reconhecidas nos veios de quartzo deformados ao longo do cisalhamento.

As feições microestruturais observadas nas rochas de cisalhamento do GAC são equivalentes à fácies xistos verdes, como extinção ondulante e macla tectônica no plagioclásio, macla do microclínio e pertita em chama no K-feldspato e microfraturas em ambos. A biotita, presente durante todos os estágios de deformação, indica condições equivalentes a um metamorfismo hidrotermal de fácies xistos verdes, zona da biotita.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

1. ALTHOFF, A.P. **Geologia da Antiforme do Setuva – PR**. Belém 1989. 147 p. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Universidade Federal do Pará. 170p.
2. ALTHOFF F. J.; FIORI A. P. Estruturas macro, meso e microscópicas da porção ocidental da Anticlinal do Setuva - PR. **Bol. Paranaense de Geociências**, v. 39, p. 51- 64, 1991.

3. ALTHOFF F. J.; FIORI A. P. Sobre a petrografia e o metamorfismo das rochas da Antiforma do Setuva - PR. **Bol. Paranaense de Geociências**, v. 40, p. 01-20, 1992.
4. ANDREWS, J. R. Fracture controlled feldspar shape fabrics in deformed quartz-feldspatic rocks. **Journal of Structural Geology**, v. 6, p. 183-188, 1984.
5. BIGARELLA J. J.; SALAMUNI R. Estudos preliminares na Série Açungui VII: algumas estruturas sin-genéticas nos dolomitos da Formação Capiru. **Arg. Biol. Tecn.**, p.11-197, 1956.
6. BIGARELLA, J. J.; SALAMUNI, R. Geologia do pré-devoniano e intrusivas subsequentes da porção oriental do Estado do Paraná. **Boletim Paranaense de Geociências**, v. 23-25, p. 1-347, 1967.
7. BLUMENFELD P.; MAINPRICE D.; BOUCHEZ J.-L. C-slip in quartz from subsolidus deformed granite. **Tectonophysics**, 127 (1986), pp. 97-115, 1986.
8. BOULLIER, A. M. A preliminary study on the behaviour of brittle minerals in a ductile matrix: example of zircons and feldspars. **Journal of Structural Geology**, v. 2, p. 211-217, 1980.
9. BRYANT, B. Formation of phyllonites in the Grandfather Mountain area, northeast North Carolina. **U.S. Geological Survey Research**, v. 550, p. 144-150, 1966.
10. CORDANI, U.G.; SATO, K.; TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C.C.G.; BASEI, M.A.S.; (2000) Crustal evolution of the south American platform. In: Cordani, U.G.; Milani, E.J.; Thomaz Filho, A.; Campos, D.A.(eds) **Tectonic Evolution of South America**. 19-40. Rio de Janeiro, SBG, 2000.
11. CRUZ, S.C.P.; EVANGELISTA, H. J.; ALKMIM, F. F. VARIAÇÕES QUÍMICAS E MINERALÓGICAS NA ZONA DE CISALHAMENTO DE GOUVEIA (MG) E SUAS IMPLICAÇÕES NO PROCESSO DE REATIVAÇÃO TECTÔNICA. **RBG**, 35(4):453-462. 2005.
12. EBER T. H. Observações sobre a litologia e subdivisão do “Grupo Setuva” no Estado do Paraná; com sugestões à tectônica geral do “Geossinclínio Açungui”. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 25, 1971, São Paulo. **Anais...** São Paulo: RBG, p. 131-146, 1971.
13. COX, S.F.; ETHERIDGE, M.A.; WALL, V. J. Fluid pressure regimes and fluid dynamics during deformation of low grade metamorphic terranes implications for the genesis of mesothermal gold deposits. In: Robert, Sheahan, Green (editors). **NUNA Conference Volume**, p.46-53. 1990.
14. ETHERIDGE, M. A. & HOBBS, Experimental deformation of single crystals of biotite. **Contr. Mineral Petrol.**, v. 38, p. 21-36, 1973.
15. GRIGG, D. T. A model of hydrolytic weakening in quartz. **Journal of Geophysics Research**, v. 79, p. 1653-1661, 1974.
16. HASUI Y.; CREMONINI O. A.; BORN H. Considerações sobre o Grupo Açungui em São Paulo e porção adjacente do Paraná. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, 1984. **Anais...** SBG, v. 7, p. 3297-3306, 1984.
17. HASUI, Y.. Novo modelo geológico do Vale do Ribeira. São Paulo, IPT. 67 p. (Relatório Interno), 1986.
18. HIPPERTT, J. F. 1988. Breakdown of feldspar, volume gain and lateral mass transfer during mylonitization of granitoid in a low metamorphic shear zone. **Journal of Structural Geology**, v. 20, p.175-193. 1998.
19. HIPPERTT, J.F& MASSUCATTU, A.J. Phyllonitization And Development Of Kilometer-Size Extension Gashes In A Continental-Scale Strike-Slip Shear Zone North Goiás, Central Brazil. **Journal of Structural Geology**, 4: 433-445. 1998.
20. JEFFERIES, S.P.; HOLDSWORTH R.E.; WIBBERLEY C.A.J., SHIMAMOTO; SPIERS C.J.; NIEMEIJER A.R.; LLOYD G.E. The Nature and Importance of Phyllonite Development in Crustal-Scale Fault Cores: An Example from the Median Tectonic Line, Japan. **Journal of Structural Geology** 28:220-235. 2006.
21. KAULFUSS G.A. **Geocronologia dos Núcleos de Embasamento Setuva, Betara e Tigre, Norte de Curitiba- PR**. São Paulo, 2001. 115p. Dissertação (Mestrado em geociências), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
22. KIRBY, S. H. & MCCORMICK, J. H. Creep hydrolytically weakened synthetic quartz oriented to promote [2110] <0001> slip, a brief summary of work to date. **Bulletin de Mineralogie** v. 102, n.2-3, p. 124-137. 1979.
23. KRUHL, J.H. Preferred lattice orientations of plagioclase from amphibolite and greenschist facies rocks near the Insubric Line (Western Alps), **Tectonophysics**, v. 135, p. 233-242. 1987.
24. KRUHL, J. H. Prism and basis parallel subgrain boundaries in quartz: a microstructural geothermobarometer. **J. Metamorph. Geol.**, v. 14, p. 581-589, 1996.
25. KRUHL, J. H. Thermometry by microfabrics. **Muenchner Geologische Hefte**, p. 113-127. 2000.
26. KRUSE, R.; STÜNITZ, H. KUNZE, K. Dynamic recrystallization processes in plagioclase porphyroclasts. **Journal of Structural Geology**, v. 23, v. 1781-1802. 2001.
27. MESQUITA, M. J. **Controle Estrutural e Alteração Hidrotermal nos Depósitos de Ouro da Província de Porto Nacional, TO - Brasil**. Porto Alegre, 1996, 278p. Tese (Doutorado em Geociências). Curso de Pós Graduação em Geociências, UFRS.
28. MESQUITA, M. J.; GOMES, M. B.; PICANÇO, J. A Controvérsia do Filonito. In: 13º SNET, Campinas, 2011. SBG-núcleo São Paulo, **Boletim de Resumos Expandidos...** Campinas, 2011, p. 109-112p.
29. MESQUITA, M. J.; CHEMALE, F.; BITTENCOURT, M. F.; PICANÇO, J. Nd model age and U-Pb zircon age of the Setuva Antiform. In: VII SSAGI South American Symposium on Isotope Geology. Brasília, 2010. SBG, Brasília, Expanded abstracts, p. 10-14, 2010.
30. O'HARA, K. Fluid flow and volume loss during phyllonitization – and origin for phyllonite in an overthrust setting, North Caroline, USA. **Tectonophysics**, v. 156, p. 21-36, 1988.
31. OKUDAIRA, T., TAKESHITA, T., HARA, I. & ANDO, J., 1995. A NEW OKUDAIRA, T., TAKESHITA, T., HARA, I. & ANDO, J., 1995. A NEW ESTIMATE OF THE CONDITIONS FOR TRANSITION FROM BASAL <A > TO PRISM [C] SLIP IN NATURALLY DEFORMED QUARTZ. **TECTONOPHYSICS**, 250, 31-46.
32. IPASSCHIER, C.W. & TROUW, R.A. **Microtectonics**. 2nd ed., Berlin, Springer, 366p. 2005.
33. PETERSOHN, E.; MESQUITA, M. J.; VASCONCELLOS E. Geologia do Granito Água Comprida, Antiforme Setuva, Estado do Paraná. **Bol. Paranaense de Geologia**, v. 58, p. 9-23, 2006.

34. PRYER, L.L. & ROBIN, P. Y. Retrograde metamorphic reactions in deforming granites and the origin of flame perthite. **Journal of Metamorphic Geology**, v. 14, p. 645-658, 1995.
35. ROSENBERG, C. & STÜNITZ, H. Deformation and recrystallization of plagioclase along a temperature gradient: an example from Bergell tonalite. **Journal of Structural Geology**, v. 25, p. 389-408, 2003.
36. SATO K., SIGA JR O., ALLEN P. NUTMAN, A. P., BASEI M. A.S., MCREATH I., KAULFUSS G. The Atuba Complex, Southern South American Platform: Archean Components and Paleoproterozoic to Neoproterozoic Tectonothermal Events. *Gondwana Research*, V 6, No. 2, pp. 251 -263. 2009.
37. SCHÖLL W. U.; LOPES O. F.; SILVA A. C. G. A.; PROZZI C. R. Geologia do Pré-Cambriano da Região do Anticlinal do Setuva (Município de Bocaiúva do Sul e Rio Branco do Sul, PR.). In: Congr. Bras. Geol., 31, 1980, Balneário de Camboriú. **Anais**. Balneário Camboriú: SBG, 1980, p. 3003-3012.
38. SCHÖLL W. U.; SILVA A. C. G. A.; MONASTIER M. S. A Formação Setuva do Pré-Cambriano do Estado do Paraná – uma revisão crítica. In: Congr. Bras. Geol., 32, Salvador. **Anais...** Salvador: RBG, 1982, P. 55-63.
39. SIBSON, R. H. Faults and fault rock mechanism. **Geological Soc of London**, v.133, p. 191-213. 1977.
40. SIBSON, R. H.; MOORE, J. M.; RANKIN, A. H. SEISMIC PUMPING A HYDROTHERMAL FLUID TRANSPORT MECHANISM. **Journal Geological Soc of London**, V.131, P.653-659. 1975.
41. SIGA JUNIOR O., BASEI M. A. S., PASSARELLI C. R., HARARA O. M., SATO K., CURY L. F. & PRAZERES FILHO H. J. Geocronologia de rochas gnáissico-migmatíticas e sienograníticas do Núcleo Setuva (PR): implicações tectônicas. **Revista Brasileira de Geociências** 37(1): 114-128, 2007.
42. SIGA JR, O.; BASEI, M.A.S.; REIS NETO, J.M.; MACHIAVELLA.; HARARA, O.M. O Complexo Atuba: um cinturão paleoproterozoico intensamente retrabalhado no neoproterozóico. **Bol IG-USP, Sér. Cient.**, v. 26, p. 69-98, 1995.
43. SHELLEY, D. **Igneous and metamorphic rocks under the microscope**. Chapman & Hall (ed.), 445p. 1993.
44. SILVA, P. C. S.; VASCONCELOS, C. V. S.; YAMATO, A. A.; PEDREIRA, A. J. A. Cartografia do Complexo Atuba na Folha Curitiba (SG22-X-D-I). In: 40º Congresso Brasileiro de Geologia, BH. **Anais**. pp 10, 1998.
45. SMITH J.V., BROWN W.L. **Feldspar minerals**. Springer, Berlin Heidelberg New York, p 828., 1988.
46. TULLIS, J. A. Deformation of feldspars. In: Ribbe, P. H. (ed.). **Feldspar Mineralogy**. Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy*, v. 2, p. 297-323, 1983.
47. UFPR. **Mapeamento Geológico de parte das folhas de Bocaiúva do Sul e Rio Branco do Sul em escala 1:10.000**. Trabalho de Graduação do Curso de Geologia, Renato de Lima, Maria José Mesquita e Jefferson Picanço (orientadores). UFPR, Curitiba (inédito). 2003.
48. UFPR. **Mapeamento Geológico de parte das folhas de Bocaiúva do Sul e Tunas em escala 1:25.000**. Trabalho de Graduação do Curso de Geologia. Renato Eugênio Lima, Mauro Monastier, Werner Weber e Jefferson Picanço (orientadores). UFPR, Curitiba (inédito). 2005.
49. VERNON, R. H. Deformation and recrystallization of a plagioclase grain. **American Mineralogist**, v. 60, p. 884-888, 1975.
50. VERNON, R. H. Microfabric of mica aggregates in partly recrystallized biotite. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 61, p. 175-185, 1977.
51. VÖLL G. Recrystallization of quartz, biotite and feldspars from Erstfeld to the Leventina Nape, Swiss Alps, and its geological significance. **Schweiz, mineral, petrogr. Mitt.**, v. 56, p. 641-647, 1976.
52. WHITE, S. Tectonic deformation and recrystallization of oligoclase. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 50, p. 287-304, 1975.
53. WHITE, S. Geological significance of recovery and recrystallization processes in quartz. **Tectonophysics**, v. 39, p. 143-169, 1976.
54. WHITE, S.H., BURROWS, S.E., CARRERAS, J., SHAW N.D., HUMPRHEYS, F.J. On mylonites in ductile shear zones. **Journal of Structural Geology**, v. 2, p. 175-187, 1980.
55. WISE, D.U.; DUNN, D.E.; ENGELDER, J.T.; GEISER,P.A.; HATCHER, R.D.; KISH, S.A.; ODOM, A.L. & SCHAMEL, S. Fault- related rocks: suggestions for terminology. **Geology**, v. 12, p. 391-394, 1984.
56. YAMATO A.A. **Mapeamento geológico de parte da Folha Bocaiúva do Sul (SG.22-X-D-I-2), escala 1:50.000**. São Paulo, 1999. 108p. Dissertação (Mestrado em geociências), Instituto de Geociências, USP.

*Manuscrito recebido em: 23 de novembro de 2011
Revisado e Aceito em: 12 de setembro de 2013*