

**BIBLIOTECA DIGITAL DE TESES E DISSERTAÇÕES
UNESP**

RESSALVA

Alertamos para ausência de figuras, não incluídas pelo autor no arquivo original.

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Campus de Rio Claro

**ESTUDO MICROESTRUTURAL EM MINERALIZAÇÃO AURÍFERA DO TIPO-VEIO
HOSPEDADA EM ZONA DE CISALHAMENTO: CASO DO DEPÓSITO SERTÃOZINHO,
PROVÍNCIA BORBOREMA, NE DO BRASIL.**

Harrison Lima de Almeida

Orientador: Prof. Dr. Peter Christian Hackspacher

Tese de Doutorado elaborada junto ao Curso de Pós-
Graduação em Geociências - Área de Concentração em
Geologia Regional Para obtenção do Título de
Doutor em Geociências

Rio Claro (SP)
2003

Aos meus pais João e Iraci pelo incentivo aos meus estudos.
À minha esposa, Auxiliadora Filha, pela compreensão e apoio durante todos os momentos da tese. Às crianças Lucas, Lídia, Matias, Juliana, Laíne, Laís e João Vieira, pelo futuro.

AGRADECIMENTOS

Esse trabalho tornou-se possível graças ao apoio financeiro da Fapesp (processo n° 98/15081-4). Agradeço ao Prof. Dr. Carlos Archanjo pela discussão sobre a zona de cisalhamento Itapetim. Ao Prof. Dr. Luiz Simões pela leitura do manuscrito. Ao Prof. Dr. Klaus Ullemeyer pela realização de análise do material do veio por difração de nêutrons. Ao Prof. Dr. Axel Vollbrecht pelas discussões e por sua acolhida quando da minha estadia em Göttingen. Finalmente aos Profs. Drs. Marcos Egydio e Nelson Angeli pelas inúmeras sugestões.

Agradeço ao Prof. Dr. Peter Hackspacher por acreditar no projeto.

Agradeço aos amigos Ivaldo e Juninho pela ajuda no preparo de algumas amostras, e a Daniel pela impressão das várias pranchas. Aos amigos Fausto, Solange, Bernd, Roseli, Marisa e Hermínio pela amizade e apreço. À Dona Lídia pelos seus pratos deliciosos que tanto desfrutei. Agradeço a amiga Ana Cláudia pelas suas palavras sempre tão poéticas. Ao meu parceiro e irmão camarada Amarildo, pela sua calma e lucidez. Ao Carlos, Samuel, Raquel, Wan (Wanilson), Armando, Martins, Diana, Larissa, Rosa, Márcia e Daniele, pela grande amizade. As minhas amigas Laís (Lalá), pela sua juventude contagiante, e a Leila pela sua amizade fraternal. A Kyara (Kyka) e Sonaly pelo apoio e a amizade. Ao meu amigo José Antônio pelos anos de amizade e aventuras.

Agradeço a minha esposa e companheira Maria Auxiliadora pela ajuda na revisão de parte da tese.

Finalmente expresso os meus agradecimentos a Fábio e Rivaldo pela inestimável ajuda durante os trabalhos de campo.

RESUMO

A zona de cisalhamento Itapetim (ZCI) desenvolveu foliação e lineação nos diferentes tipos de rochas, milonitos a ultramilonitos. Muitos dos tipos de microestruturas observadas na ZCI preservam evidências de condições metamórficas de alto grau e baixo grau de temperatura. O padrão das orientações preferenciais dos eixos [c] de quartzo, obtida a partir de agregados policristalinos deformados, mostra dois diferentes tipos de simetrias, guirlandas do tipo I e simples. A análise da textura sugere partição da deformação com cisalhamento coaxial e não coaxial na ZCI.

Um veio de quartzo mineralizado em ouro encaixado em rocha ultramilonítica, constitui a zona de precipitação hidrotermal. O veio é bandado por segmentos de turmalina, o qual inclui agregados de grãos de quartzo maciço entre as bandas. Os grãos de quartzo mostram contatos poligonais e restritos limites intumescentes. O último sugere recristalização dinâmica por migração de limite de grão e os grãos poligonais (microestruturas em espuma) são melhor explicados por *annealing*. Os padrões de eixos [c] de quartzo obtido no veio aurífero é idêntico ao observado nos ultramilonitos da ZCI. Este padrão é interpretado como uma textura preservada formada durante o cisalhamento não coaxial. A estrutura bandada é interpretada como o resultado de variações da pressão de fluidos e a formação microfaturas, associadas a eventos de *crack-seal*. Mecanismos de *crack-seal* foram ativos antes ou durante a deformação da ZCI. As feições microestruturais suportam evidências para a última possibilidade.

Palavras-chaves: zona de cisalhamento Itapetim, veio de quartzo aurífero, microestrutura, textura, recristalização dinâmica, annealing, pressão de fluido, crack-seal.

ABSTRACT

The Itapetim shear zone (ISZ) developed both foliation and lineation in the different rock types, from mylonites to ultramylonites. Most of the microstructure types observed in the ISZ preserve evidence of high temperature metamorphic conditions. The quartz [c]-axis, of deformed polycrystalline aggregates, show two distinct symmetries, type I crossed girdles and single girdles. The geometrical analysis of texture, suggest non-coaxial shear for deformation in ISZ.

A gold mineralized quartz vein hosted in ultramylonitic rocks, constitutes the hydrothermal precipitation zone. The vein is banded by tourmaline segments, which include massive quartz grains aggregates between the bands. The quartz grains show polygonal contacts and minor intumescent limits. These latter suggest grain boundary migration recrystallization and the polygonal grains seem to be best explained by the annealing after stopping the shear deformation. The quartz [c]-axis obtained in the auriferous vein shows the same single girdle pattern observed in the ultramylonites of the ISZ. This pattern is interpreted as a preserved texture formed during the shear deformation. The banded structure is interpreted as the result of variations of the fluid pressure and the formation of microfractures, associated the crack-seal events. Crack-seal mechanisms can have been active previous or during the deformation of the IZS. The microstructural features supports evidences for the last possibility.

Keywords: shear zone, auriferous quartz-vein, microstructure, texture, dynamic recrystallization, annealing, fluid pressure, crack-seal.

ÍNDICE

CAPÍTULO 1 - Introdução.....	01
1.1 - Objetivos.....	01
1.2 – Métodos de investigação.....	01
1.3 – Localização da área.....	02
CAPÍTULO 2 – Síntese da geologia regional.....	04
CAPÍTULO 3 – Geologia local.....	06
3.1 – Petrografia.....	06
3.2 – Geologia estrutural.....	14
3.3 – A mineralização aurífera.....	23
3.3.1 – O veio.....	24
CAPÍTULO 4 – Microtectônica.....	29
4.1 – Conceitos introdutórios e os mecanismos de recristalização dinâmica.....	29
4.1.1 – Texturas e microestruturas de agregados de quartzo deformados.....	33
4.2 – Microestrutura dos milonitos.....	35
4.3 – Análise da textura dos milonitos.....	46
4.4 – Microestrutura do veio.....	51
4.5 – Análise da textura do veio.....	59
4.6 – Cátodo-luminescência (CL).....	62
4.6.1 – Observações CL e interpretação.....	63
CAPÍTULO 5 – Discussão.....	66
5.1 – Microestrutura e textura dos milonitos.....	66
5.2 – Microestrutura e textura do veio.....	75
CAPÍTULO 6 – A formação de veios auríferos.....	81
6.1 – Uma revisão sobre a formação de veios.....	81
6.2 – Modelo para a formação do veio aurífero do depósito Sertãozinho.....	83
6.3 – Considerações sobre a mineralização do veio.....	91
CAPÍTULO 7 – Conclusões.....	93
CAPÍTULO 8 – Referências bibliográficas.....	94

Capítulo I – Introdução

1.1 – Objetivos

O trabalho tem como objetivo o estudo de mineralização aurífera do tipo veio, exemplificada pelo depósito de Sertãozinho. Serão enfatizadas as feições em microescala presentes nas rochas milonitizadas e no veio aurífero. Uma abordagem nesse sentido foi utilizada para avaliar a deformação dentro da zona de cisalhamento e no veio aurífero, sobretudo a atuação dos processos de crescimento e recristalização do último. Por fim, foram propostos dois modelos para a provável formação do veio e a mineralização de ouro associada.

1.2 – Métodos de investigação

O trabalho foi desenvolvido em duas etapas básicas. A primeira envolveu a delimitação da zona de cisalhamento a partir da interpretação de fotografias aéreas e imagens de satélite. Foram realizadas excursões de campo para a coleta de dados estruturais e material para a análise.

A segunda etapa, devotada para o estudo em microescala do material coletado constituiu o ponto principal do trabalho. Nessa etapa concentraram-se estudos para a caracterização de feições microestruturais nos milonitos e no veio mineralizado em ouro do depósito de Sertãozinho. No que concerne a essa caracterização microestrutural, os métodos de abordagem foram escolhidos em função das informações que estes proporcionariam para uma relativa compreensão sobre a evolução do veio. As seguintes técnicas de análises foram utilizadas:

Microscopia Convencional - luz transmitida e refletida. Sob luz transmitida foi realizada uma descrição petrográfica e a caracterização das microestruturas nos milonitos e veio.

Catodoluminescência operando em alta energia. Utilizada para observar a possível formação de microfraturas seladas, e que não são possíveis de serem reveladas por microscopia convencional.

Para a definição da textura do material estudado foram empregadas as técnicas abaixo:

Medida de eixo [c] de quartzo com platina universal de 4 eixos. Caracterização dos padrões de textura nos milonitos e no veio de quartzo aurífero. Para o material amostrado do veio o uso da platina possibilitou a realização de medidas discriminadas em diferentes tipos de grãos recristalizados.

Difração de neutrons. Determinação de outros elementos cristalográficos além do eixo [c] de quartzo.

1.3 – Localização da área

A área localiza-se na denominada região do alto Rio Pajeú, domínio da serra dos Cariris Velhos, abrangendo parte dos estados da Paraíba e Pernambuco (Fig. 1.3.1). As principais vias de acesso são pela BR 110 que cruza a área no sentido norte-sul passando pelas cidade de Patos (PB), a norte, e São José do Egito (PE), a sul. Partindo de Campina Grande pela BR 230 até a cidade de Patos. O acesso é imediato tomando a BR 110 no sentido Patos-Teixeira.

Capítulo II – Síntese da geologia regional

A área encontra-se inserida no domínio central da Província Borborema (Almeida *et al.*, 1977), cujos limites estão balizados pelos lineamentos regionais Patos, a norte, e Pernambuco, a sul, distribuídos segundo uma direção E-W (Fig. 2.1). Esse domínio

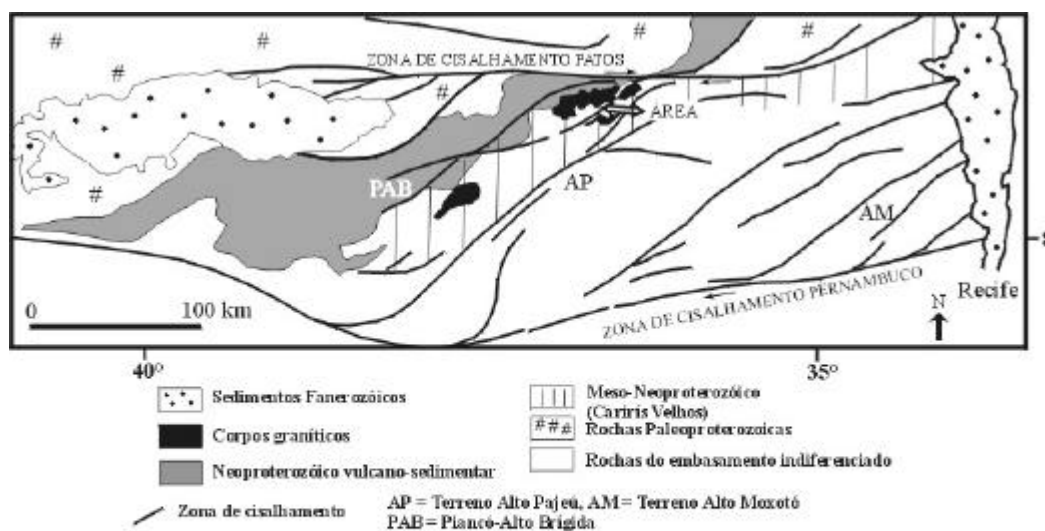


Fig. 2.1 - Mapa simplificado com destaque para o domínio central da província Borborema. Baseado em Brito Neves *et al.* (2000).

caracteriza-se pela presença de zonas de cisalhamento que interconectam-se na forma de sistemas conjugados, subsidiários aos lineamentos regionais, onde compõem uma ampla região de dobramentos do tipo *branching system of orogens* (Brito Neves, 1975).

A área está incluída em rochas do sistema Pajeú-Paraíba, o qual é composto por um embasamento gnáissico-migmatítico e uma sequência de rochas supracrustais representadas pelos Complexos Sertânia, São Caetano e Irajá (Wanderley, 1990; Veiga Jr, 1990; Scheid & Ferreira, 1991). Na conceituação revista por Santos (1996) e Santos *et al.* (1997) para esse sistema, corresponde ao terreno Alto Pajeú que inclui supracrustais e ortogneisses dos Complexos Sertânia, Irajá e São Caetano. A idade do embasamento da área é ainda muito discutida, no entanto, este congrega rochas de idade Arqueana e Paleoproterozóica (Van Schmus *et al.*, 1995; Santos, 1995; Guimarães & Silva Filho, 2000; Costa & Hackspacher, 2000; Costa, 2002). Um importante ciclo orogênico afetou as rochas do domínio central. Essa orogênese, denominada de Cariris Velhos (Brito Neves *et al.*, 1995), atuou desde o Meso ao Neoproterozóico onde foi melhor demarcada em rochas do pertencentes ao terreno

Alto Pajeú. Uma característica desse terreno é a intrusão de plutons Neoproterozóicos sin e tardi-orogênicos, definidos na área de ocorrência da folha Patos como granitos sin e pós-transcorrentes (Scheid & Ferreira, 1991; Britos Neves *et al.*, 2000). Baseado numa classificação geoquímica alguns desses corpos graníticos foram referidos sob as denominações de tipos Itaporanga e Conceição (Sial, 1986; Guimarães & Silva Filho, 2000). O batólito de Teixeira é o mais importante corpo granítico da área, com a sua evolução resultante de processos ligados a colocação (processos magmáticos) e a deformação no estado sólido (Lima *et al.*, 2000).

O sistema de zonas de cisalhamento que se distribui ao longo de todo o domínio central, incluídos os lineamentos Patos e Pernambuco, formam a estruturação da zona transversal consignados, em grande parte, durante o Brasiliano (Brito Neves, 1983; Caby & Arthaud, 1986; Corsini *et al.*, 1991). Algumas dessas zonas são de grande importância econômica, sobretudo na distribuição de depósitos auríferos (Almeida *et al.*, 1995; Coutinho, 1995).

Capítulo III – Geologia local

3.1 – Petrografia

A seguir, será apresentada uma descrição dos tipos litológicos que afloram na área. A petrografia é baseada numa análise mesoscópica sendo, em grande parte, complementada por observações microscópicas de seções delgadas. Deve-se ressaltar que a ordem em que cada uma das litologias descritas foi posta segue o empilhamento estrato-geocronológico adotada na folha Patos (Scheid & Ferreira, 1991).

A distribuição desses litotipos é mostrada no mapa geológico (mapa I).

Granodiorito (Grd)

Essas rochas constituem corpos que ocorrem na área como batólitos alongados nas porções sul e sudeste. Em fotografias aéreas formam regiões homônimas com fácil identificação e, em geral, constituem elevações com um sistema de drenagem bem característico. Correspondem aos granitóides tipo Itaporanga mapeados na folha Patos e intrusivos nos metassedimentos do complexo Irajá. São rochas de coloração cinza-clara a avermelhada, porfíricas de granulometria média a grossa. A estrutura é maciça ou com uma discreta orientação de fluxo, definida pela incipiente orientação dos fenocristais feldspato potássico, plagioclásio e minerais micáceos. Os fenocristais de feldspato potássico e plagioclásio constituem grãos com tamanhos que podem atingir valores acima de 5 cm com formas eudrais, em geral zonados, imersos em uma matriz inequigranular quartzo-feldspática. São compostas por quartzo (40-50%), microclina (30-40%), plagioclásio (5-10%), biotita (<5%) e epidoto como o mineral acessório. Na fração mais fina da rocha, que representa a matriz, a microclina forma um arranjo em mosaico com uma distribuição bimodal de 1,5-3mm e 1<0 2mm de tamanhos. No interior desses grãos ocorre a formação de mirmequita, além de inclusões de quartzo e plagioclásio. Os plagioclásios são ricos no componente anortítico(An_{5-10}) com intensa sericitização.

Quartzodiorito(Qtd)

Na área a sua presença limita-se a um corpo com terminação em forma de cunha e de fácil delimitação em fotografia aérea. Ocorre na porção noroeste em contato com o granitóide da serra de Teixeira e intrude em metassedimentos do grupo Salgueiro. Corresponde aos granitóides tipo Conceição e aflora em área de revelo íngreme onde a

diferença de cotas entre o topo e a base atinge cerca de 400 m. Apresenta uma granulometria grossa e tonalidade cinza-clara com estrutura maciça e enclaves máficos. Composta por Plagioclásio (70-80%), quartzo (10-15%), biotita (5-%<) e anfibólio (<5%).

Granodiorito/granito (Batólito de Teixeira)

É o mais expressivo corpo granítico da área, onde situa-se a cidade homônima de Teixeira. Estende-se segundo uma direção este-oeste, abrangendo quase toda a porção norte, e mostra um estrangulamento na sua porção oeste. Corresponde a um maciço batolítico de fácil individualização em fotografia aérea, entrecortado por falhas e fraturas de direção nordeste. As formas mais comuns de afloramento são lajedos e campos de matações localizados nas serras. São rochas maciças, equigranulares de granulometria média a fina e tonalidade cinza-clara. Composta por plagioclásio (30-40%), microclina (10-20%), quartzo (15-20%), hornblenda (<5%), ortopiroxênio (<5%), e biotita, zircão, apatita, titanita e mica branca como minerais acessórios. Os grãos de plagioclásio (An_{5-10}) atingem as maiores dimensões, variando em média de 2 a 4 mm. São xenomórficos a hipidiomórficos com alteração para mica branca (saussuritização) com inclusões de biotita e soluções sólidas mais de feldspato potássico. A microclina é hipidiomórfica com um tamanho médio de 3-1,5 mm e bordas parcialmente irregulares com leve alteração para mica branca. O quartzo é xenomórfico com contatos arredondados que envolvem de forma parcial alguns grãos de plagioclásio. O anfibólio e o piroxênio, em geral, ocorrem associados e apresentam inclusões de zircão e quartzo, no primeiro, e titanita, no segundo.

Biotita-monzogranito milonitizado (Bmg)

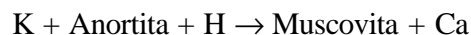
Correspondem aos granitóides sin-transcorrentes mapeados na Folha Patos. Em fotografia aérea essa rocha ocorre na forma de um corpo alongado segundo uma direção este-oeste, com espessura média de 600 m, que aflora na porção E-NE da área onde encontra-se afetado por cisalhamento. A sua ocorrência na área é bem expressiva e marca uma topografia elevada na região. A rocha apresenta uma tonalidade cinza-esbranquiçada e granulometria média a fina. A foliação varia de milonítica, com desenvolvimento de uma sinuosidade bem marcante e a formação de sombras de pressão em grãos de quartzo e feldspatos, a xistosa com matriz granoblástica. Composta por quartzo (40-50%), plagioclásio (20-25%), microclina (10-15%), biotita (5-10%) e muscovita (<5%), além da anfibólio, apatita, titanita e opacos como principais minerais acessórios. O plagioclásio

(An₁₅₋₂₀) é xenomórfico e, em geral, encontra-se substituído por muscovita, biotita e titanita. A microclina é xenomórfica a hipidiomórfica também com inclusões de muscovita e biotita. Os feldspatos são de tamanhos aproximados, em torno de 0,5-2 mm, ambos com a formação de pequenos grãos com mesma composição em suas bordas. Titanita e apatita ocorre como grãos disseminados com espessura média de 0,2 mm.

Biotita-gnaisse de composição granítica a granodiorítica milonitizado (BGg)

Essas rochas abrangem parte da porção central da área e são as encaixantes do depósito de ouro de Sertãozinho. Na folha Patos são mapeados como biotita sienomonzogranitos que ocorrem na porção central. São rochas foliados, milonitizadas e bandadas a localmente xistosas, com tonalidade cinza-clara e granulometria média. A formação do bandamento, em geral, forma tipos fitados, caracterizados pela presença de faixas feldspáticas com alguns poucos milímetros de espessura. Os planos de foliação exibem uma leve sinuosidade e desviam nas imediações dos cristais de feldspatos. São compostas por quartzo (40-50%), microclina (5-10%), plagioclásio (25-35%), muscovita (5-10%), além de biotita, epidoto, clorita, turmalina, titanita, calcita e opacos em quantidades acessórias. Os plagioclásios formam grãos alongados e com tamanhos que variam em torno de 3 a 1,5 mm, a pequenos grãos com tamanhos próximos a 0,4 mm. Os grãos apresentam contatos que variam de próximos a retos, a bastante irregulares. Isso resulta em formas que variam de hipidiomórficas a xenomórficas. A microclina não ultrapassa 3 mm em tamanho e contém inúmeras inclusões de muscovita. Os grãos de plagioclásio e microclina que formam a matriz, em geral, não ultrapassam valores próximos a 0,2 mm de tamanho. Os grãos de quartzo são em geral xenomórficos com contatos bastante irregulares. Formam faixas policristalinas com os grãos inequidimensionais com tamanhos em torno de 1,5 a 0,5 mm. Grãos de quartzo que formam a matriz, mostram formas arredonadas e estão alongados de maneira variável. Biotita e muscovita ocorrem como grãos ripiformes cujos tamanhos variam de 0,4 a 0,05 mm. A biotita ocorre em contato lateral com grãos de quartzo, ou associada com a muscovita. A calcita ocorre na forma de impregnações, onde os grãos estão disseminados na matriz podendo envolver de forma parcial os cristais de feldspatos. A sua forma de ocorrência deve-se a uma possível formação por reação metassomática.

Para essas rochas foram propostas algumas reações de transformação (SILVA, 1999):



Quartzito protomilonitizado (Qtp)

Ocorre na área na forma de uma pequena lente, com cerca de 300-500 m de largura e 4,5 km de comprimento, em contato com os metassedimentos do complexo Irajá, a norte, e o gnáisse-biotita granito, a sul. Aflora em ambos os lados da rodovia que liga Teixeira a Destêro, na localidade de Pau Fechado. São rochas bandadas definidas por espessas faixas (2-6 cm) ricas em quartzo e alguns porfiroclastos de feldspatos, intercalados por filmes compostos por minerais micáceos. Composto por quartzo (80-90%), microclina (5-10%), plagioclásio (<5%) e quantidades acessórias de biotita e muscovita. Os grãos de microclina e plagioclásios são alongados (2 a 3:1), com tamanhos em torno de 0,6-1 mm, e extensa alteração para mica branca. É comum apresentarem o desenvolvimento de caudas de deformação assimétricas em ambas as terminações dos grãos. O quartzo forma uma matriz de grãos finos com tamanho de 0,2-0,1 mm e faixas monominerálicas, ou com a presença de ambos os feldspatos, de 0,6-0,4 mm. Essas faixas são paralelas entre si, o que confere à rocha o aspecto bandado. A biotita forma pequenos cristais menores que 0,1 mm, constituindo filmes micáceos que limitam os grãos de quartzo.

Biotita-muscovita xisto (Bmx)

São metassedimentos do grupo Salgueiro que ocorrem em uma pequena porção na extremidade noroeste da área. São rochas foliadas com uma xistosidade bem definida caracterizada por faixas ricas em micas e menores quantidades de bandas quartzo-feldspáticas. São rochas compostas por quartzo (30-40%), biotita (10-20%), muscovita (10-15%), clorita (5-10%) e plagioclásio (5-10%). Como minerais acessórios ocorrem epidoto, turmalina, apatita e opacos. Os grãos de feldspatos formam pequenos grãos hipidiomórficos com 0,3 a 0,1 mm de tamanho, limitados por biotita e com inclusões de muscovita e apatita. Os cristais de quartzo são xenomórficos e, em geral, formam bandas alongadas associadas com os feldspatos. Biotita e clorita, às vezes também muscovita, ocorrem associadas. As cloritas estão inclusas na biotita, ou em contato lateral do tipo sanduíche (biotita-clorita-biotita), indicando desestabilização da biotita em metamorfismo de xisto verde inferior.

Gnáisse de composição granítica a granodiorítica (Gng)

Essas rochas correspondem aos ortognaisses de composição sienogranítica a monzogranítica representados na parte central da folha Patos. Na região de Brejinho constitui afloramentos na forma de blocos do tipo campo de matações dispostos em ambos os lados da Br 110. São rochas inequigranulares de tonalidade cinza-clara e granulometria média a fina. A presença de um bandamento é definido pela intercalação de faixas claras e mais escuras. As claras são de composição quartzo-feldspática e espessura de poucos centímetros. As faixas mais escuras são compostas por minerais micáceos e com espessura de alguns milímetros. No interior das bandas quartzo-feldspáticas, grânulos escuros de magnetita ocorrem alinhadas e paralelas às bordas do bandamento. Nas porções afetadas por cisalhamento essas rochas mostram o desenvolvimento da foliação milonítica com um forte estiramento dos grãos de feldspatos potássicos e plagioclásios. São compostas por quartzo (40-50%), microclina (30-40%), plagioclásio (10-15%), biotita (<5%), e quantidade acessórias de magnetita, mica branca, turmalina e epidoto. Os grãos de quartzo são xenomórficos e com contatos irregulares entre si e os grãos de feldspatos. Formam bandas contínuas em associação com os plagioclásios e a microclina, ou estão dispersos na matriz da rocha em tamanhos médios de 0,4 a 0,15 mm. A microclina é hipidiomórfica a xenomórfica e forma cristais alongados subparalelos entre si e ao bandamento, com inclusões de mica branca e tamanhos que variam de 2 cm a 0,5 mm. Quando em contato com plagioclásio às vezes mostra a formação de um intercrescimento pertítico (mirmequita), o que evidencia a sua origem magmática. Os plagioclásios, também hipidiomórficos a xenomórficos, apresentam inclusões de biotita, mica branca (saussuritização) e a formação de mirmequita em seu interior. O tamanho dos grãos são próximos aos da microclina. A biotita forma cristais de cor verde com tamanhos que variam de 0,15 mm, em geral como inclusões, a 0,4 mm com aspecto esqueletal e inclusões de epidoto e quartzo. A forma não inclusa constitui filmes de biotita que separa as bandas compostas por quartzo e feldspatos.

Biotita-muscovita paragnaisses (Bmpg)

São rochas que correspondem aos paragnaisses do complexo Irajá, em especial a sua fácies metavulcanossedimentar. Essas rochas afloram nas porções E-SE e E-NE da área (mapa I) e são caracterizadas por uma estrutura bandada, com uma xistosidade apenas

local, granulometria fina a média e tonalidade cinza-clara. O bandamento é definido por faixas claras e escuras, com a presença de grãos maiores de feldspato marcando a foliação. Sob observação no microscópio a foliação caracteriza-se pela alternância de filmes constituídos por minerais micáceos e bandas quartzo-feldspáticas com espessuras médias de 1-0,2 mm. As bandas claras são de composição quartzo-feldspática onde intercalam-se com faixas micáceas. São paragneisses a duas micas compostas por quartzo (40-50%), plagioclásio (20-25%), biotita (10-20%), muscovita (5-10%), e opacos (5%), além de epidoto e turmalina como minerais acessórios. Os plagioclásios variam de xenomórficos a hipidiomórficos e formam grãos com tamanhos em torno de 24 mm, imersos em uma matriz dominada por grãos de quartzo e ripas de biotita. Os grãos de quartzo da matriz são equigranulares, com contatos ligeiramente arredondados, e tamanhos aproximados de 0,05 mm. Quando formam bandas constituem grãos policristalinos, com tamanhos que variam de 1 a 0,2 mm, separados por filmes de muscovita e biotita. As biotitas formam aglomerados de pequenos cristais, com tamanhos em torno de 0,2-0,03 mm, alinhados paralelamente entre si ou como pequenas inclusões. Quando associada com a muscovita, em geral, ocorre em contato lateral. Os opacos formam grãos xenomórficos a hipidiomórficos com inclusões de biotita e quartzo.

Gnaisse feldspático com granada (Gfd)

Na área de abrangência da Folha Patos essas rochas foram mapeadas como biotita-ortogneisses de composição sienita a monzogranítica intrusivas nos paragneisses do complexo Irajá. Na área em questão são caracterizadas por uma tonalidade cinza-clara e granulometria média a fina. Em afloramento as rochas são bandadas e com o desenvolvimento de uma foliação milonítica. Nas porções menos cisalhadas apresenta uma estrutura inequigranular com porfiroblastos de plagioclásio e microclina de até 3 mm que constituem *augens*. São compostas por quartzo (40-50%), plagioclásio (10-20%), microclina (5-10%), biotita (5-10%), além de granada, muscovita e epidoto como minerais acessórios. Os grãos de quartzo são xenomórficos e apresentam contatos arredondados e interdigitantes. São alongados e arrançados em massas uniformes onde formam a estrutura bandada da rocha. Os plagioclásios variam de xenomórficos a hipidiomórficos com inclusões de biotita, envoltos de maneira total ou parcial por grãos de quartzo. A microclina varia de xenomórfica a hipidiomórfica onde apresenta inclusões de biotita e muscovita e

formam cristais menores e mais quadráticos. Pequenos grãos de microclina com tamanhos aproximados de 0,1-0,05mm, estão dispersos na matriz da rocha onde parecem ter resultado como produto da recristalização , ou diminuição, dos antigos grãos. As granadas constituem em grãos profiroblásticos, com tamanho de 1-0,5 mm, alterados e com estrutura poiquilítica. As inclusões são de biotita, muscovita, quartzo e epidoto dispostas segundo várias orientações. Ao redor das granadas a foliação ocorre segundo zonas compostas por biotita e epidoto, nos limites dos grãos, e quartzo-feldspática nas porções mais externas. Esses grãos de granadas marcam um provável retro metamorfismo para o fácies xisto verde.

Mapa I

3.2 – Geologia estrutural

Durante os trabalhos de campo foram diferenciadas quatro foliações, relacionadas abaixo:

Foliação S_n

É a foliação mais antiga a ser observada na área onde ocorre restrita apenas aos locais menos deformados. Constitui um acamamento composicional de natureza quartzofeldspático, paralelo a foliação plano axial de dobras apertadas (Foto 3.2.1A).

Foliações S_{n+1} e S_{n+2}

Na área essas duas foliações formam dobras das fases F_1 e F_2 relacionadas entre si por padrões que lembram a sobreposição de dobras. Em afloramento, S_{n+1} constitui uma foliação plano axial de dobradas apertadas e redobradas, quando observadas em planta, cuja região de charneira é em geral adelgada e aproximadamente angular (Foto 3.2.1A). A superfície axial é dobrada e constituída por um bandamento dominado por faixas quartzofeldspáticas e filmes de mica. A foliação S_{n+2} forma uma foliação que em alguns locais é paralela ao plano axial de dobras F_2 . Essas dobras apresentam formas e ângulos interlimbos variáveis. Quando forma o plano axial de dobras F_2 essa última constitui ângulos interlimbos mais abertos e podem apresentar crenulações na zona de charneira (Foto 3.2.1A). Outras vezes forma um bandamento mais contínuo que é paralelo ao plano axial de dobras que mostram flancos e charneiras espessados (Foto 3.2.1B). Essa foliação apresenta mergulhos de intensidade média para norte e sul, com uma menor proporção para este-sudeste (Fig. 3.2.1). Uma lineação mineral L_m associada a essa foliação mergulha com baixo ângulo para noroeste, oeste e este-nordeste (Fig. 3.2.2).

Foliação S_{n+3}

Corresponde aos traços regionais da foliação milonítica S_m que definem a zona de cisalhamento Itapetim (ZCI). A sua expressão é bem marcada em imagens de satélite e fotografias aéreas.

A zona de cisalhamento Itapetim ocorre ao longo de uma faixa dominada por granitóides. Estende-se na área por aproximadamente 20km onde deforma parte da borda sul do corpo granítico de Teixeira, e os granito-granodiorito gnáisses do embasamento, a sul (Mapas I e II). Imagem de satélite mostra que para a leste da área estudada a ZCI verga de uma direção inicial E-W para NE, onde conecta-se com a zona de cisalhamento

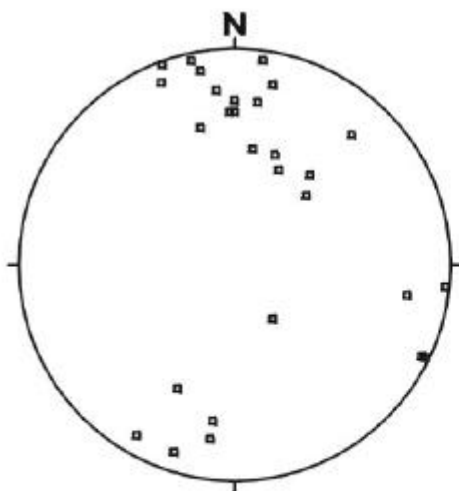


Fig. 3.2.1 - Polos da foliação S_{n+2} , $N=28$.

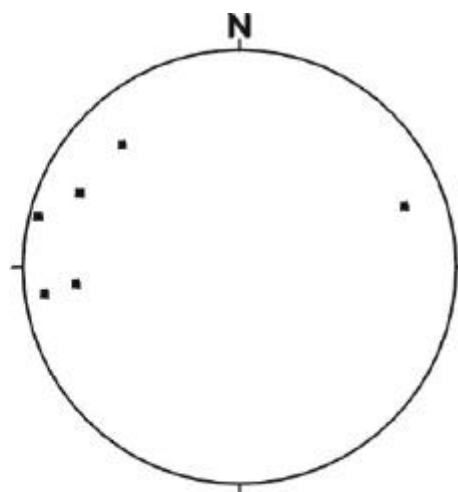


Fig. 3.2.2 - Lineação mineral (L_m), associado a foliação S_{n+2} . $N=6$

Afogados de Ingazeira. Na área, a ZCI mostra uma interrupção de sua continuidade para o quadrante oeste. Isto em parte deve-se a presença de uma extensa cobertura sedimentar, naquela porção da área, a qual contribui para mascarar a exposição da zona de cisalhamento.

A foliação milonítica S_m é caracterizada pela formação de porfiroclastos de feldspatos rotacionados com o desenvolvimento de caudas assimétricas e sinuosas em torno dos grãos (Foto 3.2.2). Em direção a porção mais central da zona, em geral, observa-se uma relativa diminuição da intensidade da sinuosidade, embora quebras nessa sequência ocorra. A foliação passa então a ser definida por superfícies mais planares, semelhantes a um bandamento metamórfico (Foto 3.2.3). Os grãos mais alongados formam bandas descontínuas que definem a foliação milonítica. A formação dessas bandas mais planares equivalem a foliação C que desenvolve paralela ao plano de fluxo do cisalhamento (Ramsay & Graham, 1970; Ramsay, 1980a). A formação dessa superfície caracteriza o plano principal da zona de cisalhamento de fácil observação em afloramento. Além de porfiroclastos de feldspatos rotacionados um outro tipo de estrutura que foi observada na ZCI corresponde as feições de *pull-apart* assimétricas (Hanmer, 1986; Jordan, 1991). A foliação milonítica S_m apresenta um mergulho médio de 70° dispersos em torno das direções N e S (Fig. 3.2.3).

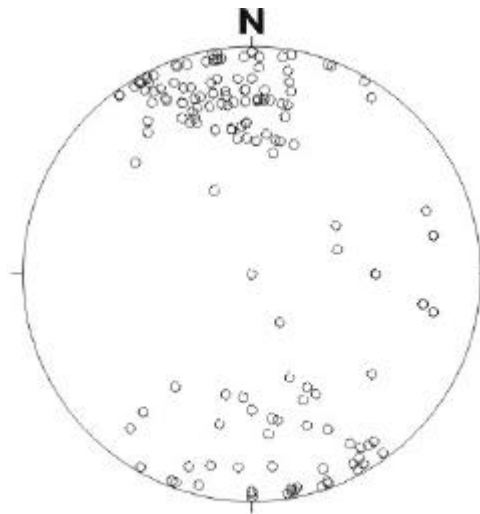


Fig. 3.2.3 - Polos da foliação milonítica (Sm).
N = 162.

Um fenômeno, em geral, comum às zonas de cisalhamento é a relativa diminuição do tamanho dos grãos minerais para a porção central da zona (Simpson, 1983; Christiansen & Pollard, 1997). Uma das causas para essa redução no tamanho dos grãos deve-se ao aumento da taxa de deformação para o centro da zona, o que envolve recristalização dinâmica ou reações metamórficas sin-tectônicas (Rutter, 1999). Ao longo de seções transversais na ZCI foram observadas uma relativa diminuição no tamanho médio dos grãos de feldspatos em direção ao centro da zona (Fotos 3.2.2 e 3.2.3). Quebras da progressiva diminuição no tamanho dos grãos foi também observado e, em geral, parece está associada a fatores tais como variação litológica e/ou intensidade de deformação. Entretanto, na localidade onde ocorreu a formação do veio de quartzo aurífero, situado em porção central da ZCI, há uma redução do tamanho dos grãos seguido pela formação de ultramilonito.

Na zona de cisalhamento foi observada a ocorrência de uma lineação de estiramento no plano da foliação milonítica. Essa lineação é caracterizada pela formação de grãos de quartzo e feldspatos alongados e segmentados, os quais estão dispostos em uma trama linear definida pelo paralelismo entre esses componentes (Foto 3.2.4). A lineação é de baixo ângulo com mergulhos para E-NE (Fig. 3.2.4).

Indicadores cinemáticos são observados desde macro a micro escala. A deflexão da foliação S_{n+2} para uma direção paralela com a foliação milonítica da ZCI, constitui uma feição S-C macroscópica indicativa de cisalhamento sinistral (Mapa II). Em escala de afloramento, a formação de estruturas do tipo *pull-apart* assimétricas corroboram para

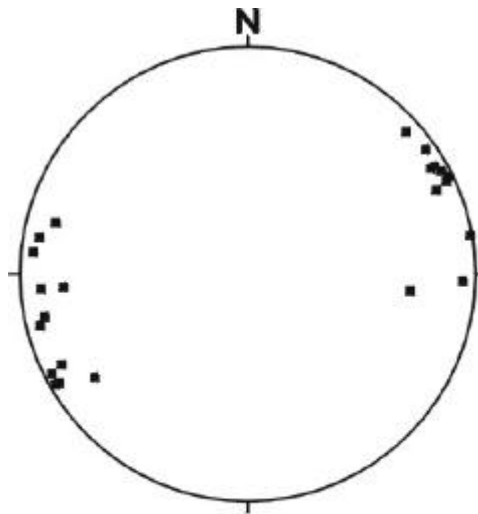


Fig. 3.2.4 - Lineação de estiramento (Lx) associado a foliação milonítica Sm. N=31

cisalhamento com sentido de movimento sinistral (Fotos 3.2.5 e 3.2.6). Em micro escala bons indicadores cinemáticos são fornecidos pela presença de porfiroclastos de feldspatos. Baseado na geometria das caudas de recristalização, esses porfiroclastos foram identificados como do tipo σ (tipo σ_a de Passchier & Simpson, 1986). A simetria monoclínica, caracterizada pelo arranjo escalonado das caudas em ambos os lados do grão, estão em acordo com um sentido de cisalhamento sinistral (Fotos 3.2.7 e 4.2.1). Portanto, os marcadores cinemáticos são conclusivos com um sentido de movimento sinistral na ZCI, amparados pela observação em macro, meso e micro escalas.

Mapa II

Foto 3.2.2 – Foliação milonítica S_m definida por porfiroclastos de feldspatos em gnáisse cisalhado. O aspecto anastomosado e grosseiro é mais comum na borda da ZCI. Martelo para escala (cabo do martelo paralelo a foliação milonítica).

Foto 3.2.3 – Foliação milonítica S_m expressa por um bandamento e dispersos porfiroclastos de feldspatos. Martelo para escala (cabo do martelo paralelo a foliação milonítica).

Foto 3.2.4 – Lineação de estiramento mineral paralela ao lápis. Observar grãos estirados e budinados de feldspatos (grãos maiores acima do lápis e na sua extremidade).

Foto 3.2.5 – Indicadores cinemáticos definidos por estruturas *pull-apart* assimétricas com movimento de cisalhamento sinistral. Martelo para escala. Cortesia do prof. Dr. Carlos Archanjo.

Foto 3.2.6 – Estrutura semelhante a anterior com sentido de cisalhamento sinistral. Martelo para escala. Cortesia do prof. Dr. Carlos Archanjo.

Foto 3.2.7 – Porfiroclasto de feldspato alcalino (microclina) do tipo σ , caracterizado pela simetria monoclinica com sentido de cisalhamento sinistral observado no plano XZ. Polarizadores cruzados.

3.3 – A mineralização aurífera

Embora diferentes classificações de depósitos auríferos tenham sido propostos (ex. tipos Carlin e epitermal) e uma vasta literatura exista sobre o tema, será focado apenas a classe de depósitos do tipo *lode* ou orogênicos. As semelhanças entre os depósitos de ouro da zona transversal e a classe de depósitos auríferos do tipo *lode*, tal como associação com os lineamentos regionais (Almeida *et al.*, 1995; Coutinho, 1995; Almeida *et al.*, 2002), justificou a abordagem. A classificação será apresentada de forma resumida, destacando os principais pontos que, em geral, caracterizam esses tipos de depósitos.

Os sistemas de veios auríferos do tipo *lode* constituem uma importante classe de depósitos epigenéticos e controlados pelas estruturas (Revisão em Hodgson, 1989). Esses depósitos estão associados a zonas de cisalhamento secundárias, ou de mais alta ordem, em ambientes de variada litologia, grau metamórfico, e gradientes de deformação (McCuaig & Kerrich, 1998). O estudo desses depósitos revelam ainda que os sistemas *lode* podem ter extensão vertical superior a 2 km, com uma falta de zonação, ou fraca zonação, dentro do depósito com a mineralização sin a pós pico metamórfico (Barnicoat *et al.*, 1991; Cox *et al.*, 1991). Nessa classe são incluídos os depósitos em veios de cisalhamento, *stockworks*, e as mineralizações em rocha cisalhada. O termo mesotermal ou mesozonal tem sido de ampla utilização na literatura devido a sua predominância em ambientes de nível crustal médio, onde o metamorfismo é de fácies xisto verde. Entretanto, esses termos não são apropriados, uma vez que essa classe de depósito ocorre de maneira contínua e sob uma variável profundidade crustal. Groves (1993) considera que esses depósitos podem ocorrer em profundidades superiores a 25km, até próximo ao ambiente de superfície. Não obstante, o termo depósito de ouro orogênico foi proposto por Groves *et al.* (1998) para abranger as várias denominações existentes (ex. mesotermiais, *stockworks*). Segundo essa classificação os depósitos associadas a terrenos regionalmente metamorfisados, formados sin a pós o evento orogênico, podem ser englobados em uma classe onde o principal período mineralizante ocorreu a partir de processos hidrotermais em profundidade. Nesse contexto, os termos depósitos de ouro do tipo *lode* e orogênicos podem ser utilizados como sinônimos.

Dados de inclusões fluidas em veios auríferos hospedados na ZCI sugerem que os depósitos de ouro foram formados durante o retro-metamorfismo em fácies xisto verde

superior, associados com o desenvolvimento de uma zona de alteração hidrotermal decorrente do fluxo de fluidos canalizado (Legrand *et al.*, 1993; Coutinho, 1994; Silva, 1999). Esses depósitos estão inseridos em zonas de cisalhamento secundárias de natureza dúctil-rúptil de idade Brasileira (Lins, 1984; Almeida *et al.*, 1995; Coutinho, 1995; Luis Silva, 1995), no Domínio Central, encaixados em ortognaisses e metassedimentos dos sistemas Pageú-Paraíba e Piencó-Alto Brígida.

O depósito aurífero de Sertãozinho, em conjunto com outros, forma um arranjo linear distribuídos na ZCI segundo uma direção aproximada E-W em intervalos de 3-4 km. Esse depósito ocorre no interior da ZCI, hospedado em veio de quartzo, encaixado em biotita gnáisse de composição granítica a granodiorítica (Mapas I e II). Em contato direto com o veio forma-se uma faixa com aproximadas 0,1 a 0,3 metros de espessura, rica em turmalina e quartzo. Essa faixa que marca um contato abrupto com a rocha encaixante e o veio mineralizado. Devido a não observação da alteração da rocha encaixante, como indicado pelo contato abrupto com a faixa rica em turmalina, foi adotado o termo zona de precipitação hidrotermal. Esse termo engloba tanto a faixa rica em turmalina, com a presença de alguns filetes de quartzo, como o veio mineralizado em ouro. A formação da zona hidrotermal pode ser devida a uma intensa circulação de fluidos e a precipitação de fases minerais (Ridley, 1990; Couture *et al.*, 1994; Cox *et al.*, 2001). Em muitos depósitos de ouro é comum a formação de uma zona de alteração hidrotermal, nesse caso, resultante das reações entre o fluido e a rocha encaixante (McCuaig & Kerrich, 1998). Baseado nos dados da literatura o depósito aurífero de Sertãozinho pode ser classificado como de alto teor e baixa tonelagem (Lins & Scheid, 1981).

3.3.1 – O veio

O trabalho mecanizado de extração de ouro no depósito de Sertãozinho foi encerrado por volta de 1988. Atualmente apenas esporádicos trabalhos de garimpagem são ainda realizados na antiga mina de Sertãozinho. No período de lavra do minério vários *shafts* foram desenvolvidos ao longo do veio principal na tentativa de sua delimitação também em profundidade. O material alvo do estudo foi proveniente do veio mineralizado em ouro onde aflora ao longo de uma cava a céu aberto. No estágio atual, o veio, embora mineralizado, contém um baixo teor de ouro com concentrações muito localizadas. A porção que aflora do veio corresponde a um segmento com cerca de 2-3 metros de extensão

e uma espessura estipulada de 0,2 a 0,4 metros. O veio apresenta uma forma tabular com a foliação milonítica paralela as paredes do veio, mas com discretas sinuosidades, correspondendo aos veios de cisalhamento central de Hodgson (1989) (Fig. 3.3.1.1). Além

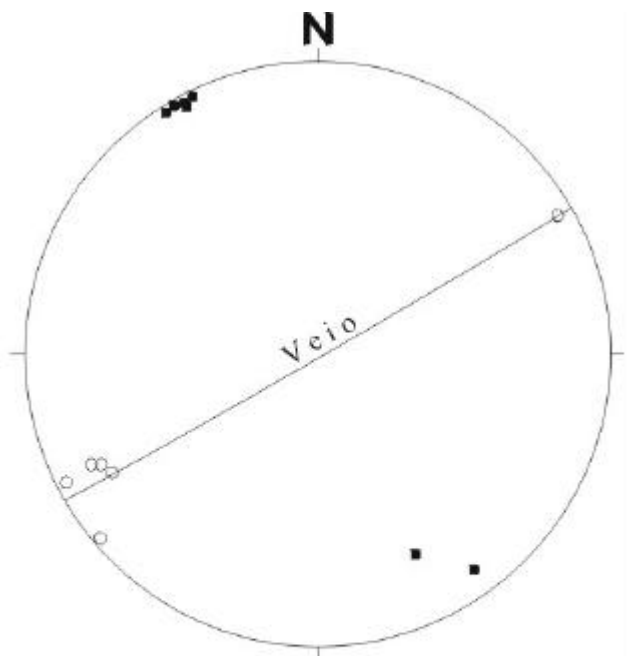


Fig. 3.3.1.1 - Diagrama onde estão plotados o plano médio do veio aurífero de Sertãozinho, os polos da foliação milonítica (▪), e a lineação de estiramento (○) medida no veio.

do quartzo, que constitui o mineral em maior abundância no veio, ocorre também turmalina seguida por raros opacos. Os opacos, quando presentes, são principalmente ouro e sulfetos, como calcopirita e pirita. A forma de ocorrência do ouro dar-se segundo dois modos principais: no interior de antigas microfraturas, associado com turmalina, e no interior de grãos de quartzo (Fotos 3.3.1.1 e 3.3.1.2). Não há dados atualizados referentes aos teores de ouro disponíveis. Entretanto, análises de amostras de canal em galerias e testemunhos de sondagem, elaborados pela CPRM durante os trabalhos prospectivos do Projeto Itapetim (Lins & Scheid, 1981; Barbosa, 1985; Morais, 1989), revelaram altos teores de ouro que variavam de 0,10g/t a 53g/t, e picos em torno de 98g/t.

Sob o ponto de vista da estrutura interna, o veio é caracterizado como do tipo bandado. O bandamento é definido por um conjunto de segmentos planares e paralelos entre si e as bordas do veio, separadas por intervalos < 2 cm, que se repetem ao longo deste

em intensidade variáveis (Foto 3.3.1.3). O mineral que compõe o bandamento do veio é a turmalina, seguido de alguns raros sulfetos. A estrutura bandada separa regiões constituídas por grãos de quartzo sacaroidal que formam uma estrutura maciça. Esse aspecto mais maciço do veio foi melhor desenvolvido em regiões onde o espaçamento entre as bandas atinge maior valor. O veio aurífero pode ser comparado aos tipos modificados de Vearncombe (1993), atribuídos a uma intensa deformação de um veio pré-existente, ou a sucessivos eventos de fraturamento hidráulico (Robert & Brown, 1986; Cox *et al.*, 1991).

Capítulo IV – Microtectônica

4.1 – Conceitos introdutórios e os mecanismos de recristalização dinâmica

A deformação nas rochas é o resultado da atuação de processos que operaram na escala de grãos individuais (Tabela IV.I). Esses processos são, em grande parte, dependentes de fatores que envolvem mineralogia, tamanho do grão, temperatura, pressão, taxa de deformação, entre outros (revisão em Knipe, 1989). A exata combinação entre esses processos irá controlar os mecanismos de deformação, o que pode resultar em específicas microestrutura e textura.

PROCESSOS (P)/MECANISMOS (M)	EXEMPLOS DE ALGUMAS MICROESTRUTURAS DIAGNÓSTICAS
Fratramento (M)	Grãos quebrados e/ou budinados, brechas.
Deslizamento friccional	Brechas, pseudotaquilitos.
<i>Creep</i> por difusão (M)	Cristais com ausência de impurezas pré-existentes.
Deslocamento por deslizamento (M)	Lamelas de deformação, bandas de deformação, extinção ondulante.
Geminação (M)*	Geminação de deformação.
<i>Kinking</i> (M)**	<i>Kink Bands</i>
Migração de limite de grão (P/M)***	Grãos com limites irregulares, orientação cristalográfica, microestruturas <i>pinning</i> .
Recristalização por rotação (P)***	Microestrutura em moldura, grãos com tamanho bimodal.
Recuperação (P)	Grãos poligonizados, microestrutura do tipo espuma.
Deslocamento e m degrau (M)	
Rotação da rede cristalográfica (P)	Orientações cristalográficas
Rotação total (P/M)	Porfiroclastos do tipo delta e sigma.
Deslizamento em limite de grão (M)	
Transferência de massa por difusão (P/M)****	Veios, sombras de pressão, porfiroblastos.

Tabela IV.I – Tabela resumida dos principais processos e mecanismos de deformação discutidos na literatura. Baseada em Urai (1983), Urai *et al.* (1986), Knipe (1989), Fitz Gerard & Stünitz (1993), Pieri *et al.* (1999), Fliervoet *et al.* (1999). (*) Calcita, quartzo, plagioclásios e anfibólios. (**) Micas, quartzo e cianita. (***) Quartzo, feldspatos e olivina. (****) Quartzo e calcita.

A dinâmica dos deslocamentos nos grãos minerais, considerando a escala atômica ou de rede cristalina, é favorecida pela acumulação da deformação na forma de defeitos de rede (imperfeições na estrutura de um cristal). Os defeitos que geram as imperfeições nos cristais, definidos na literatura, são os de pontos, lineares e planares. A deformação de um material pelo movimento de deslocamentos é conhecido como plasticidade cristalina. Quando esses movimentos estão confinados a um plano de deslocamento, a deformação é

dominada de deslocamento por deslizamento (*dislocation glide*). Esse modo de deformação ocorre em baixa temperatura e, em geral, leva a um empilhamento dos deslocamentos (*dislocation tangles*) o que induz a um fortalecimento do material (*work-hardening*). Em temperaturas mais elevadas e sob difusão na rede cristalina, os deslocamentos podem não estar confinados a um único plano. Este modo de deformação fora do seu plano de deslocamento é denominado de deslocamento em degrau (*dislocation climb*). Os deslocamentos na forma de defeitos de pontos, em geral, resultam em processos de difusão no interior e nas margens dos grãos. No primeiro caso esse processo de difusão é dominado *Coble creep* e no segundo *Nabarro-Herring creep*.

Para representar a atuação de mecanismos de deformação sob variada temperatura, tensão e taxa de deformação são construídos gráficos, denominados de mapas de mecanismos de deformação, os quais são elaborados para um mineral em particular (Fig. 4.1.1). Nesses mapas são mostradas regiões onde determinados mecanismos ou processos são ativos sob específicas condições de deformação. Entretanto, uma região em particular

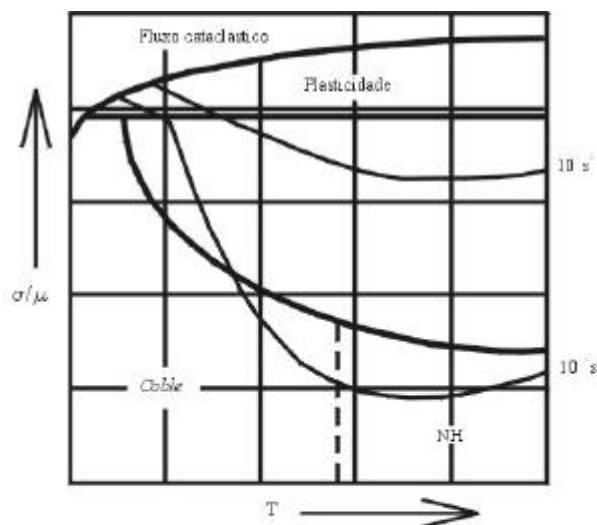


Fig. 4.1.1 - Mapa de mecanismos de deformação. As curvas enumeradas à direita do gráfico representam as taxas de deformação. As setas nas direções vertical e horizontal do gráfico indicam o sentido de aumento da tensão e temperatura. NH (Nabarro-Herring). Baseado em Stocker & Ashby (1973), Handy (1989).

não significa que outros mecanismos ou processos não sejam ativos. A construção desses

mapas é baseada em equações, referidas como lei de fluxo, obtidas de forma experimental (Handy, 1989).

Os deslocamentos em degraus tendem a aumentar o comportamento dúctil de um material que sofre deformação, os quais são expressos pela recuperação e recristalização dos grãos. A recuperação refere-se ao processo que leva a restauração das propriedades mecânicas dos grãos, e ocorre durante ou subsequente a deformação. Esse processo é mais intensificado sob altas temperaturas. A recristalização pode ocorrer sob condições dinâmicas ou estáticas. No primeiro caso é simultânea com a deformação, ou recristalização dinâmica. No segundo caso, a recristalização ocorre na ausência da deformação, ou recristalização estática (*annealing*). Nesse último caso, as feições microestruturais típicas são grãos com contatos retos e limites próximos a 120°.

A recristalização em materiais geológicos inclui processos que variam de reações metamórficas a recristalização dinâmica. A recristalização unicamente relacionada ao metamorfismo envolve reações metamórficas, onde ocorre mudanças na composição química e a nucleação heterogênea de fases minerais (Bucher & Frey, 1994). Entretanto, em alguns casos reações metamórficas e deformação ocorrem mais ou menos simultaneamente. Para tal situação é preferível empregar o termo geral recristalização sin-deformacional, sin-tectônica, ou sin-cinemática (Spry, 1969; Brodie & Rutter, 1985; Stünitz, 1998). Quando a recristalização é motivada por reações metamórficas os minerais formados delimitam regiões, ou fácies metamórficas, que correspondem a certas condições de pressão e temperatura (Fig. 4.1.2). A recristalização dinâmica, seguindo a definição de Poirier & Guillope (1979), é um processo no qual a energia de deformação interna é reduzida pela formação e o desenvolvimento de novos grãos. Ela ocorre durante a deformação, ao contrário da recristalização estática. Em geral, são bem marcantes as mudanças na forma, tamanho e orientação dos grãos com pouca ou total ausência de alguma variação química.

Dois processos de recristalização dinâmica são, em geral, referidos na literatura: recristalização por migração de limites de grãos e progressiva rotação de subgrãos (Poirier & Guillope, 1979; Urai, 1983; Drury & Humphreys, 1986). Ambos são relacionados a processos em limites de grãos e envolvem a migração de limites existentes e a formação de novos limites (Drury & Urai, 1990). Recristalização por rotação envolve um progressivo

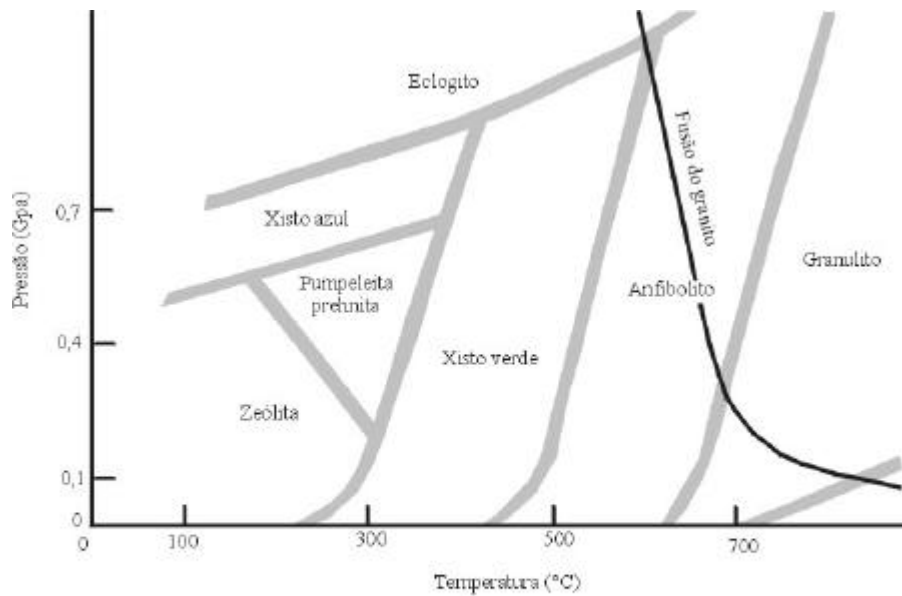


Fig. 4.1.2 - Gráfico P vs. T para diferentes graus metamórficos. Simplificado de Bucher & Fry (1994).

aumento da não orientação de subgrãos até formar limites de alto ângulo. Durante a atuação desse processo novos grãos surgem pela adição de deslocamentos, o que leva a uma relativa rotação da rede cristalina e a formação limite de grão em alto ângulo (Poirier & Nicolas, 1975). A redução da energia de distorção elástica, que ocorre pela concentração de deslocamentos nas paredes do subgrão, é um fator potencial para desencadear esse processo. A recristalização por migração de limite de grão refere-se ao movimento na região limite que separa dois grãos em contato. Os movimentos ocorrem por difusão de átomos de um grão para outro, resultando na migração do limite na direção oposta a direção de difusão. Durante a atuação desse processo a energia interna de deformação elástica é relaxada à medida que o grão deformado é consumido pelo seu vizinho. A migração de limite de grão é, em geral, um processo conservativo, embora alguma perda ou ganho ocorra quando associado à transferência de massa por difusão (Urai, 1983).

Os processos de rotação de subgrãos e migração de limite de grão em geral não ocorrem de forma independente. Urai (1983), Drury *et al.* (1985) e Drury & Urai (1990) têm proposto diferentes modelos que consideram a interação entre os mecanismos de recristalização dinâmica com diferentes graus de participação. A combinação de migração de limite de grão e alguma rotação de subgrão costuma ser denominada de recristalização por intumescência (Drury *et al.*, 1985). Este tipo de recristalização dinâmica afeta apenas a região limite do porfiroclasto, o que resulta na separação de antigos grãos com poucos

grãos recristalizados. Durante a recristalização por intumescência o limite de grão envolvido intumesce, formando uma porção rompida de um novo grão sem deformação intracristalina.

As principais microestruturas representativas dos processos de recristalização incluem a formação de microestrutura em moldura, limites lobulares e serrados, porcentagem de grãos recristalizados em limites irregulares, entre outros. Essas feições são mostradas de forma esquemática na figura 4.1.3.

4.1.1 – Texturas e microestruturas de agregados de quartzo deformados

Nesse trabalho, o termo textura, ou petrotrama, será utilizada no sentido de uma distribuição preferencial da orientação cristalográfica em um agregado policristalino (Leiss & Wenk, 1985; Wenk & Christie, 1991).

Estudos têm mostrado que a formação de diferentes tipos de texturas são governadas por um conjunto de fatores determinados pela (1) magnitude da deformação finita, (2) a história da deformação, (3) os sistemas de deslizamento ativo durante a deformação, (4) e o processo de recristalização dinâmica operante (Lister & Hobbs, 1980; Jessel, 1987; Schmid, 1994; Heilbronner & Tullis, 2001). Experimentos em quartzo mostram que a plasticidade cristalina ocorre em temperatura baixa a intermediária se há traços de água presente na estrutura cristalina (Tullis & Tullis, 1972; Blacic, 1975). Foi também observado que os sistemas de deslizamento basal e romboedro são mais fáceis de serem ativados em baixas temperaturas, enquanto que os sistemas prismáticos são ativados em elevadas temperaturas (Lister & Dornsiepen, 1982; Garbutt & Teyssier, 1991). Por outro lado, Gleason *et al.* (1993) ao analisarem a textura de grãos deformados mas não recristalizados, concluíram que esta resulta na formação de um pequeno círculo ao redor do eixo de encurtamento Z, com um pequeno ângulo de abertura que varia em torno de 25°-35°. Eles sugeriram que esse padrão é devido ao deslizamento segundo o basal $\langle a \rangle$ com alguma contribuição do prisma $\langle a \rangle$. Os autores também sugeriram que a textura em agregados de quartzo deformados dependem do processo de recristalização dominante.

Hirth & Tullis (1992) usaram microestruturas formadas em agregados de quartzo por simulação experimental para identificar diferentes regimes de recristalização (Fig. 4.1.1.1). Esses regimes são regidos por parâmetros como variação da temperatura e da taxa de deformação, onde envolvem ou não deslocamentos em degrau (regime 1), progressiva recristalização por rotação de subgrãos com fácil deslocamento em degrau (regime 2), e progressiva rotação de subgrãos e rápida migração de limite de grão com fácil deslocamento em degrau (regime 3). Segundo Gleason *et al.* (1993), quando o regime 1 foi dominante, o eixo [c] nos grãos recristalizados é orientado paralelo a direção de compressão (Fig. 4.1.1.2A). Quando a recristalização ocorreu no regime 2, a textura é similar a dos grãos não recristalizados (Fig. 4.1.1.2B). Para as condições correspondentes ao regime 3, a textura desenvolvida foi similar aquela dos grãos não recristalizados (Fig. 4.1.1.2C).

Todos esses experimentos descritos são baseados em simulação usando uma compressão axial. Sendo portanto, a deformação não coaxial de extrema relevância para situações geológicas. Nessa linha, apenas alguns poucos experimentos foram descritos na literatura (Dell'Angelo & Tullis, 1989; Ralser *et al.*, 1991; Tullis & Heilbronner, 2001). Esses experimentos mostraram haver uma similaridade entre as texturas desenvolvidas sob uma deformação não coaxial, por simulações em laboratório, e aquelas formadas em rochas deformadas.

4.2 – Microestrutura dos milonitos

A microestrutura dos milonitos foi definida pela presença de agregados policristalinos quartzo-feldspáticos de várias formas e tamanhos observados nos gnaisses BGg, Bmpg, Gfd e Bmg. Todas essas rochas foram afetadas pela ZCI que lhes imprimiu feições microestruturais resultantes de variável intensidade e temperatura de deformação.

A maioria dos grãos de plagioclásio e microclina que compõe os milonitos dos quatro conjuntos litológicos cisalhados são formados por porfiroclastos alongados e recristalizados, cujos limites são bastante irregulares, inseridos em uma matriz de pequenos grãos e subgrãos. A formação de uma microestrutura em moldura (*core-mantle*) nos feldspatos caracteriza-se pelo desenvolvimento de um manto de pequenos grãos recristalizados, com tamanhos e formas variadas, envoltos no porfiroclasto (Foto 4.2.1). Os pequenos grãos recristalizados que envolvem os porfiroclastos podem se estender para além

dos limites desses antigos grãos ou apenas ocorrerem restritos as suas bordas. Em situações onde os grãos recristalizados que constituem as caudas se prolongam das bordas laterais dos porfiroclastos para a matriz, formam-se bandas paralelas que podem interconectar-se a outros porfiroclastos. O prolongamento dessas caudas ajudam a definir a foliação e imprimir o aspecto bandado a alguns milonitos. Considerando-se uma linha imaginária que cruza o centro de alguns porfiroclastos, é possível definir uma assimetria das caudas. Essas caudas, compostas por grãos recristalizados, indicam um sentido de cisalhamento sinistral para os milonitos da ZCI (Foto 4.2.1).

Geminação de deformação e extinção irregular são as principais feições de deformação interna presentes nos porfiroclastos e agregados recristalizados de feldspatos. A observação da geminação de deformação em plagioclásio, é indicada pela interrupção da geminação polissintética no interior do grão. Essa interrupção mostra terminações da geminação em forma de cunha (Foto 4.2.2). A extinção irregular é caracterizada pela formação de uma luminosidade não contínua, com uma variação gradacional na posição de extinção dentro do grão. Um tipo particular é definida pela formação de bandas de extinção, oblíquas à geminação polissintética de plagioclásios, denominadas de extinção ondulante bandada (Foto 4.2.3). A formação de pertita *flame* e de mirmequita foram outras feições de deformação observadas nos grãos de feldspatos que compõem as rochas BGg e Bmg. A microestrutura do tipo pertita *flame* é caracteriza pela presença de inclusões venulares no feldspato alcalino, dispostas de maneira subvertical a foliação milonítica (Fotos 4.2.4 e 4.2.5). Pertita *flame*, como as que foram observadas, podem resultar de reações retro-metamórficas (Pryer & Robin, 1995). A formação de mirmequita nas rochas miloníticas foi observada apenas nas bordas dos grãos dos feldspatos alcalinos e plagioclásios (Foto 4.2.6). É importante observar que as referidas bordas restringem-se apenas aos limites voltados para a foliação. Essa microestrutura é equivalente as mirmequitas descritas na literaturas como formadas sob a imposição da deformação em zonas de cisalhamento (Simpson, 1985).

Os grãos de quartzo que compõem os milonitos caracterizam-se por reunir um conjunto de feições microestruturais com extrema variação. Grãos maiores com limites serrados e pequenos lóbulos foram observados. Esses porfiroclastos são aparentemente pouco deformados, com a recristalização de pequenos grãos presentes de maneira parcial e

limitada a estreitas faixas, ou em localizadas porções ao longo do limite do grão (Foto 4.2.7). A formação de *ribbons* de quartzo consiste em dois tipos com morfologia distinta classificados segundo a observação em seções XZ. O primeiro tipo, observado em BGg e Gfd, é definido por grãos alongados e sub-retangulares, com limites pouco irregulares, cujos contatos tendem a uma disposição normal com relação ao comprimento do *ribbon*. Nesse tipo apenas raras ou ausentes feições de deformação intracristalina foram observadas (Foto 4.2.8). Em termos morfológicos, são correspondentes aos *ribbons* de quartzo do tipo III de Boullier & Bouchez (1978), caracterizados por grãos com forma retangular e contatos retos. O segundo tipo de *ribbons* observado é caracterizado por um agregado policristalino de grãos e subgrãos de quartzo com limites bastante irregulares e formas variadas (Foto 4.2.9). Em geral, um ou outro tipo tende a ser mais frequente em uma mesma amostra. Entretanto, essas formas de *ribbons* constituem membros extremos e que em algumas lâminas não puderam ser bem individualizados.

A formação de grãos dissecados é uma feição microestrutural que pode ser dominante em lâminas com extensiva recristalização de quartzo. A microestrutura de dissecação, como descrita por Urai *et al.* (1986), é caracterizada pela presença de grandes limites lobulares que podem envolver de forma parcial ou total antigos grãos. Com a intensificação do tamanho dos lóbulos é comum ocorrer um relativo aumento do tamanho dos grãos que, em geral, passam a incluir outros que se mostram mais isolados (Foto 4.2.10). Essa é uma feição microestrutural que foi observada em Gfd. Grãos dissecados são indicativos de recristalização dinâmica por migração de limites de grãos, indicativas de aumento da temperatura de deformação (Drury & Urai, 1990; Stipp *et al.*, 2002). Um outro tipo de feição microestrutural que foi observada associada com a formação de grãos dissecados, consiste em subgrãos distribuídos segundo um arranjo que lembra uma extinção em domínios do tipo “tabuleiro de xadrez” (Foto 4.2.11). A formação desse tipo de extinção em domínios, pode ser atribuída a uma combinação da ativação do sistema basal e prisma, ou à transformação do quartzo α para o β indicativa de condições de deformação equivalente ao grau metamórfico de fácies anfíbolito superior ou granulito (Mainprice *et al.*, 1986; Kruhl, 1996).

Uma matriz fina e com densa recristalização, composta por dispersos porfiroclastos de feldspatos, são feições dominantes nos milonitos situados na porção

central da ZCI (Foto 4.2.12). De fato, uma avaliação do percentual de matriz formada nos milonitos da ZCI indica um relativo aumento em direção a porção central (Fig. 4.2.1). Em paralelo a essa observação, uma quantificação do tamanho médio dos porfiroclastos de feldspatos (não foram feitas distinções entre os alcalinos e os plagioclásios) e os grãos de quartzo recristalizados, mostram uma tendência para a formação de grãos menores em direção ao centro da ZCI (Fig. 4.2.2). Considerando-se apenas o tamanho médio dos grãos, uma extrapolação desses valores sugere que o quartzo atinge um tamanho mínimo em torno de 0,15 mm. Para os feldspatos torna-se mais complicado uma avaliação aproximada, devido principalmente a sua variação de tamanho e menor ocorrência. Deve ser observado que a cristalização de novos grãos de quartzo, em geral, são algo maiores que os antigos grãos recristalizados da matriz. Esses novos grãos formam agregados poligonizados que contribuem para obliterar a foliação milonítica.

Em síntese, as microestruturas indicam que a ZCI sofreu deformação dúctil. A recristalização dinâmica de grãos de feldspatos e quartzo sugerem que durante a deformação a temperatura pode ter atingido o grau metamórfico de fácies anfibolito superior. Entre essas feições foram descritas microestruturas em moldura e mirmequita em feldspatos, além de *ribbons*, microestrutura de dissecação e extinção tipo “tabuleiro de xadrez” em grãos de quartzo. A recristalização de grãos sin-cisalhamento em feldspato com a formação de caudas assimétricas, indica sentido de movimento sinistral para a ZCI. Por fim, uma análise da proporção relativa de matriz formada, bem como do tamanho médio dos grãos recristalizados, indica que ultramilonitos (no sentido empregado por Sibson, 1977) podem ser mais comuns no centro da ZCI.

Foto 4.2.2 – Geminação de deformação em plagioclásio (centro da foto). Observar a interrupção da geminação polissintética no interior do grão e as suas terminações em cunha. Polarizadores cruzados (corte segundo o plano XZ).

Foto 4.2.3 – Extinção irregular em grão de plagioclásio. A geminação polissintética está disposta segundo o maior comprimento da página, com a extinção irregular oblíqua. Grão do centro da foto. Polarizadores cruzados (corte segundo o plano XZ).

Foto 4.2.4 – Microestrutura do tipo *perthite flame* em microclina. As exoluções no feldspatos são verticais e subparalelas, dispostas em alto ângulo com a foliação milonítica (paralela aos limites superior e inferior da foto). Polarizadores cruzados (corte segundo o plano XZ).

Foto 4.2.5 – Microclina com microestrutura em moldura (*core-mantle*) e o desenvolvimento de *perthite flame*. Pequenos grãos recristalizados encontram-se envoltos na região em torno do antigo grão. Foliação paralela aos limites horizontais da foto. Polarizadores cruzados (corte segundo o plano XZ).

Foto 4.2.6 – Formação de mirmequita em borda de microclina. Observar que a mirmequita forma-se no limite do grão voltado para a foliação, disposta do canto superior direito para o inferior esquerdo da foto. Polarizadores cruzados (corte segundo o plano XZ).

Foto 4.2.7 – Grãos de quartzo com limites lobulares e localizada formação de subgrãos. Os lóbulos, ou intumescências, são pequenos e poucos desenvolvidos (setas simples) com os pequenos grãos recristalizados concentrados em estreitas faixas (seta dupla). Foliação disposta do canto superior direito para o inferior esquerdo da foto. Polarizadores cruzados (corte segundo o plano XZ).

Foto 4.2.8 - *Ribbons* de quartzo do tipo II. Os grãos são alongados e sub-retangulares com contatos em alto ângulo a foliação milonítica. Observar a ausência de feições de deformação intracristalina, como extinção ondulante e a formação de subgrãos. Foliação disposta do canto superior esquerdo para o inferior direito da foto. Polarizadores cruzados (corte segundo o plano XZ).

Foto 4.2.9 - *Ribbons* de quartzo policristalinos (parte superior e inferior da foto). O agregado policristalino é constituído por grãos de quartzo com contatos irregulares. Observar a formação de subgrãos e os limites lobulares (setas). Foliação paralela aos limites horizontais da foto. Polarizadores cruzados (corte segundo o plano XZ).

Foto 4.2.10 - Microestrutura de dissecação em grãos de quartzo. Os Grãos mostram a formação de grandes lóbulos e a inclusão de grãos menores (setas). É característico a presença de grãos ilhados com aparente inclusão durante a recristalização. A presença de bandas de deformação (parte inferior da foto) é atribuída a deformação posterior sob mais baixas temperaturas. Foliação paralela aos limites horizontais da foto. Polarizadores cruzados (corte segundo o plano XZ).

Foto 4.2.11 - Extinção irregular do tipo “tabuleiro de xadrez” em grão de quartzo (canto superior direito). Observar a sua associação com a microestrutura de grãos dissecados. Foliação paralela aos limites horizontais da foto. Polarizadores cruzados (corte segundo o plano XZ).

Foto 4.2.12 - Resquícios de antigos porfiroclastos recristalizados e imersos em uma fina matriz composta por pequenos grãos e subgrãos. A matriz é dominante com a fração de pequenos grãos apresentando formas variadas e tamanhos pouco variáveis. Foliação paralela aos limites horizontais da foto. (P) plagioclásio, feldspato alcalino (A) Polarizadores cruzados (corte segundo o plano XZ).

4.3 – Análise da textura dos milonitos

Para uma análise da textura dos milonitos foram realizadas amostragens em vários pontos da ZCI (Fig. 4.3.1). A partir do material coletado, o qual foi previamente orientado em campo, foram confeccionadas seções perpendiculares a foliação milonítica e paralelas a lineação de estiramento (Fig. 4.3.2). Esse procedimento foi repetido na confecção de todas as seções delgadas designadas para o estudo de petrografia.

Na figura 4.3.3 é mostrada a orientação cristalográfica do cristal de quartzo, bem como a geometria básica de eixo [c] que defini os principais padrões de textura. A geometria de eixo [c] de quartzo obtida na ZCI resultou em complexos padrões de textura que, por analogia, podem ser correlacionados com aqueles definidos na literatura (comparar as figuras 4.3.1 e 4.3.3). Na figura 4.3.4 foram desenhadas de maneira intuitiva a geometria apresentada por alguns dos padrões obtidos para a ZCI. Os diagramas de textura de eixo [c] foram agrupados segundo linhas distribuídas de A a G, que apresentam padrões semelhantes. Os padrões de textura definidos por guirlandas cruzadas estão representados nas linhas A-C (Fig. 4.3.4). Essas guirlandas formam pequenos círculos em torno do eixo de encurtamento máximo Z e estão conectadas por um segmento que inclui o eixo de deformação intermediária Y, resultando em guirlandas cruzadas do tipo I. Em alguns diagramas apenas um pequeno círculo foi desenvolvido, nesse caso a sua definição é ainda mais intuitiva (PCC e 2050 na linha C da figura 4.3.4). Outra variação desse padrão é mostrada pela formação de pequenos círculos em torno do eixo Z. Na figura 4.3.4 essa textura pode ser observada em 2086 e 2017 na linha D. Uma única amostra formou um padrão que parece constituir em dois grandes círculos envolta do eixo de estiramento máximo X, semelhante ao tipo em ferradura (PCA na linha E da figura 4.3.4). Um outro padrão de textura de eixo [c] consiste na distribuição pontual de máximos em alguns diagramas. Essa distribuição forma concentrações na periferia, em posição intermediária entre os eixos X e Z ou paralela a Z, e no centro dos diagramas, em torno do eixo Y, (2002-2018 na linha F da figura 4.3.4). Em 2085, DDG, ESERT e RST (linha G na figura 4.3.4) um padrão simples é definido pela formação de apenas uma guirlanda perpendicular ao traço da foliação milonítica (direção X).

A análise do conjunto de padrões representados em 2076-2017 (Fig. 4.3.4) mostra que a textura de eixo [c] resultou em uma simetria ortorrômbica. A formação de textura com simetria ortorrômbica costuma ser interpretada como o produto da deformação por fluxo coaxial (Lister & Hobbs, 1980; Lister & Dornsiepen, 1982; Law, 1986; Fueten, 1992). Essa interpretação baseia-se nos padrões ortorrômbicos resultantes do encurtamento axial, uma vez que durante esse tipo de fluxo os sistemas de deslizamento estão orientados a 45° em relação ao eixo Z onde os tensores de cisalhamento encontram-se maximizados. Para esses padrões o ângulo das guirlandas, definido pelo pequeno círculo ao redor de Z, em geral apresenta valores de abertura de 70-90°. Por outro lado, a formação de padrões simples, 2085-RST (Fig. 4.3.4), indica uma deformação por fluxo não coaxial (Lister & Williams, 1979; Bouchez *et al.*, 1983).

4.4 - Microestrutura do veio

O veio de quartzo mineralizado em ouro, foi afetado por um extenso processo de recristalização, sendo essa uma feição dominante. Sob o microscópio, os segmentos que formam o bandamento do veio de quartzo são subparalelos com espessuras que variam de 10µm a 2 mm. Esse bandamento constitui antigas microfraturas (*cracks*) seladas, compostas por turmalina (Foto 4.4.1). Sulfetos e ouro são de ocorrência rara nessas bandas, entretanto, quando presentes, estão associados com turmalina. Baseado na observação da relação entre os planos bandados e os grãos de quartzo, foi possível individualizar duas formas principais de ocorrência desse bandamento no veio. Uma primeira forma de ocorrência constitui as bandas B1. As bandas B1 são caracterizadas pela presença de inclusões alongadas de turmalina, com o tamanho em torno de 10-60µm, observadas no interior dos grãos de quartzo (Foto 4.4.2). Essas inclusões formam segmentos descontínuos em extensão, com espessura de 10-80µm, dispostas paralelas entre si e as paredes do veio. Quando ocorrem como grãos individuais, em geral, essas bandas cruzam os limites laterais entre os grãos de quartzo e marcam os antigos planos de microfraturas. A segunda forma de ocorrência foi denominada de bandas B2. Essas bandas são caracterizada por serem mais contínuas e podem ser mais espessas, quando comparadas com as anteriores, dispostas paralelas entre si e as parede do veio (Foto 4.4.3). Ao contrário das anteriores, as bandas B2 em geral não ocorrem como inclusões no quartzo, mas limitam, por contato lateral, esses grãos. Um dos aspectos de sua formação é a presença de estreitas faixas onde pequenos

grãos de quartzo encontram-se limitados por essas bandas (Fotos 4.4.2 e 4.4.4). Em algumas bandas do tipo B2 foi observado um nível de separação interno (Foto 4.4.5). Nesse caso, é possível que o aumento de espessura também pode ter ocorrido pela adição de material (turmalina) ao longo de um mesmo plano de fraqueza. Algumas bandas também podem reunir os tipos B1 e B2 ao longo de um mesmo segmento. Quando isso ocorre, uma parte do segmento que forma a banda está incluso em grãos de quartzo e outra limita esses por contato lateral. O bandamento do veio que inclui as duas formas de ocorrência, são, em termos de geometria, análogas às bandas de inclusões de Ramsay (1980) e Cox (1987). Entretanto, os processos de formação envolvidos podem ser diferentes.

Algumas das feições, em geral, comuns aos dois tipos de bandamento do veio é a sua segmentação parcial ou total. A segmentação parcial caracteriza-se quando os grãos de turmalina que formam o bandamento, estão conectados ao longo das suas terminações longitudinais por uma região de relativo adelgaçamento (4.4.6). Essas feições resultam em microestruturas semelhantes às do tipo *pinch-and-swell*. Quando ocorre a segmentação total ao longo de uma banda formam-se indivíduos isolados do tipo budins (Foto 4.4.7). Em geral, as bandas B1 tendem a formar microbudins enquanto às do tipo B2 podem ocorrer como microestruturas *pinch-and-swell*. Um paralelo entre esses dois tipos de microestruturas sugere que o rompimento em cada uma das bandas pode ter ocorrido em associação com diferentes estágios de deformação. Nesse caso, a microbudinagem poderia representar o estágio mais deformado durante o estiramento. Em ambos os casos os grãos desenvolveram caudas assimétricas, semelhantes as estruturas *pull-aparts* do tipo II de Hamner (1986), indicativas de sentido de cisalhamento sinistral. Uma análise mais detalhada no interior dos dois tipos de bandas revela que alguns grãos de turmalina mostram a formação de microfraturas. Essas microfraturas estão dispostas em perpendicularidade ao comprimento dos grãos (Foto 4.4.8), o que sugere um processo precoce de microbudinagem no interior da turmalina. Em outros grãos também é possível observar estruturas microscópicas desenvolvidas ao redor da turmalina. Essas microestruturas constituem em grãos zonados e a formação de porfiroblastos de turmalina (Fotos 4.4.9 e 4.4.10). Porfiroblastos de turmalina apresentam caudas de cristalização assimétricas, desenvolvidas em torno de um grão rígido, que corroboram para um sentido de cisalhamento sinistral.

O tamanho dos grãos de quartzo ocorre segundo uma distribuição bimodal. Os grãos menores formam pequenos agregados, com mais ou menos o mesmo tamanho, concentrados em estreitas faixas paralelas ao bandamento e limitados por grãos de turmalina (Fotos 4.4.2 e 4.4.4). Esses grãos de quartzo são, em geral, sub-retangulares com a formação de limites retos e poucos serrilhados a lobulares. A formação de limites irregulares indica que os grãos sofreram uma recristalização dinâmica. Limites irregulares de grãos, serrilhados ou lobulares, costumam ser interpretados como indicativos de uma recristalização dinâmica por migração de limites de grãos (Knipe, 1989). O desenvolvimento de lóbulos, ou intumescimento, assimétricos pode indicar o sentido de migração do limite do grão durante a deformação (Urai, 1983; Drury & Humphreys, 1988). A inclusão total ou parcial de grãos de turmalina no quartzo sugere que aquele foi englobado durante o processo de migração de limite de grão. A evidência de tal processo é indicado por algumas feições microestruturais observadas no contato quartzo-turmalina ou quartzo-quartzo no espaço inter-budin. No espaço criado pela microbudinagem da turmalina o quartzo mostra limite intumescente onde forma um tipo de microestrutura em “janela” (Foto 4.4.11). Em uma outra situação a turmalina, em contato com o quartzo, impediu a formação da intumescência por constituir um anteparo (Foto 4.4.7). Microestruturas semelhantes a essas foram descritas por Jessel (1987) e Drury & Urai (1990) como dos tipos “janela” e *pinning*, respectivamente. Tais microestruturas constituem lóbulos que também indicam a direção de movimento do limite de grão migrante durante a recristalização dinâmica. Uma interpretação para a formação dessas microestruturas no veio bandado considera a importância da microbudinagem da turmalina, para o favorecimento do intumescimento em limites de grãos de quartzo.

Os grãos maiores de quartzo estão distribuídos de uma maneira bem dispersa em quase toda a lâmina. Esses grãos em alguns locais correm limitados pelas bandas do tipo B2, como também com inclusões de turmalina, que formam as bandas B1, e discretos lóbulos. São inequigranulares com limites poligonais, caracterizado pela formação de grãos com contatos retos dispostos em ângulos próximos a 120°, onde definem uma microestrutura do tipo “espuma” (Foto 4.4.12). Em termos comparativos, possuem formas semelhantes aquelas dos pequenos grãos que estão concentrados nas estreitas faixas. Em geral, feições de deformação interna são de ocorrência rara, dispersas em alguns poucos

grãos. A formação de grãos com limites retos e ausência de deformação intracristalina são sugestivas de uma microestrutura cujos componentes podem estar em equilíbrio geométrico (Spry, 1969).

Foto 4.4.1 – Microestrutura bandada no veio de quartzo aurífero (disposta do canto superior esquerdo para o inferior direito da foto). As bandas são compostas por turmalina. Polarizadores paralelos (corte segundo o plano XZ).

Foto 4.4.2 – Bandas de turmalina do tipo B1 (seta). São descontínuas e finas com ocorrência no interior dos grãos de quartzo. Observar a presença de estreitas faixas com quartzo alongado e limitados pelas bandas. Polarizadores cruzados (corte segundo o plano XZ).

Foto 4.4.3 – Bandas de turmalina do tipo B2 (parte superior da foto). Observar sua maior espessura que limita os grãos de quartzo. Os grãos maiores de quartzo amostram contatos retos melhores desenvolvidos que os menores, limitados por bandas. Polarizadores cruzados (corte segundo o plano XZ).

Foto 4.4.4 – Formação de estreitas faixas compostas por grãos de quartzo alongados, limitados por bandas de turmalina (canto superior esquerdo para o inferior direito e no canto inferior esquerdo). Polarizadores cruzados (corte segundo o plano XZ).

Foto 4.4.5 – Bandas do tipo B2 com um nível de separação interno (setas). Polarizadores paralelos (corte segundo o plano XZ).

Foto 4.4.6 – Microestrutura equivalente a *pinch-and-swell* assimétricos em bandas do tipo B2. Polarizadores paralelos (corte segundo o plano XZ).

Foto 4.4.7 – Budins de turmalina assimétricos. Observar a formação de microestruturas em “janela” (setas brancas) e *pinning* (setas pretas). Polarizadores cruzados (corte segundo o plano XZ).

Foto 4.4.8 – Microfratura no interior de grão de turmalina segmentada (setas maiores). Grãos de turmalina (setas menores) estão budinados ao longo de bandas B1. Polarizadores paralelos (corte segundo o plano XZ).

Foto 4.4.9 – Turmalina zonada caracterizada pelo contraste entre o centro e as bordas. O grão do centro é euédrico com microfratura em alto ângulo ao bandamento (seta). A zonação indica uma possível variação na composição da turmalina. Polarizadores paralelos (corte segundo o plano XZ).

Foto 4.4.10 – Porfiroblasto de turmalina. As caudas são assimétricas, onde constituem o próprio bandamento, com a cristalização sin-cisalhamento. Polarizadores paralelos (corte segundo o plano XZ).

Foto 4.4.11 – Grãos de quartzo limitados por cristais de turmalina budinadas (bandas B1?). No espaço entre as turmalinas o quartzo apresenta intumescência, semelhantes as microestruturas em “janela” (setas). Comparar coma foto 4.4.7. Observar algumas turmalinas inclusas nos grãos de quartzo, decorrente da recristalização dinâmica por migração de limite de grão. Polarizadores cruzados (corte segundo o plano XZ)

Foto 4.4.12 – Grão de quartzo maiores com contatos retos e próximos a 120°. Observar que bandas B2 limitam os grãos, parte superior e inferior da foto. Polarizadores cruzados (corte segundo o plano XZ).

4.5 - Análise da textura do veio

A textura foi obtida a partir de medidas em grãos de quartzo do veio mineralizado com a utilização das técnicas de difração de nêutrons (Ullemeyer *et al.*, 1998) e medidas óticas (estágio universal). Para a análise por difração de nêutrons a amostra do veio foi reduzida a um cubo orientado com arestas de 1 centímetro, tamanho padronizado. A amostra foi analisada no reator nuclear de Dubna, Rússia, onde foi utilizada a face orientada XZ do cubo como referência, o que corresponde ao plano perpendicular a foliação e contendo a lineação de estiramento. O princípio dessa técnica baseia-se no espalhamento de nêutrons, quando em interação com a matéria, constituindo padrões de difração de acordo com a lei de Bragg. O espalhamento é controlado pela interação do nêutron com o núcleo atômico, podendo ser quantificado pelo comprimento b de espalhamento (Ullemeyer *et al.*, 1998; Ullemeyer *et al.*, 2000).

Todas as figuras que foram obtidas são representadas por diagramas de densidade polar, cujos máximos de pontos medidos correspondem as orientações de **c**, **a**, **r**, **m** e **z** (Fig. 4.5.1).

O eixo [c] forma uma guirlanda simples e contínua, disposta em assimétrica com relação ao eixo X (Fig. 4.5.1A). Dois máximos (pontos de máximos) estão presentes no interior dessa guirlanda. Um máximo ocorre na parte superior, mais próximo ao eixo Y, e outro na porção inferior do diagrama. A assimetria formada pela textura de eixo [c] de quartzo indica sentido de movimento sinistral. O eixo <a> e (m) formam quatro pontos de máximos distribuídos ao longo da periferia do círculo primitivo, plano ZX, (Figs. 4.5.1B e C). Em <a> dois máximos principais ocupam posições de polo com relação a distribuição geral do eixo [c]. Os outros dois máximos são secundários e estão dispostos em menor ângulo com a direção X. No caso de (m), dois desses máximos ocorrem subparalelos com a lineação de estiramento, onde interceptam o plano XY em um pequeno ângulo (Fig. 4.5.1C). A avaliação do sentido de cisalhamento é também indicado pelos máximos de <a>, o que ocorre segundo uma distribuição polar com relação a textura de eixo [c] de quartzo. Em ambos os diagramas máximos de eixo [c] e <a> indicam cisalhamento com movimento sinistral. O diagrama de densidade polar para (r) é constituído por máximos concentrados ao redor de Z, Y e tendendo ao paralelismo com a lineação de estiramento (Fig. 4.5.1D).

No caso do diagrama obtido para (z), cinco máximos separados estão distribuídos no interior do círculo, dispostos em torno de Y (Fig. 4.5.1E).

A utilização do estágio universal permitiu que fossem realizadas medidas de eixo [c] de quartzo em separado, ou seja, nos dois diferentes domínios de grãos (Fig. 4.5.2). O domínio I refere-se aos pequenos grãos recristalizados, concentrados nas estreitas faixas, limitados por turmalina. O domínio II inclui os grãos maiores que, em geral, estão em contato entre si, com inclusões de turmalina. A discriminação entre esses dois domínios permitiu avaliar a textura em ambos os domínios e comparar com a formada a partir da soma dos dois.

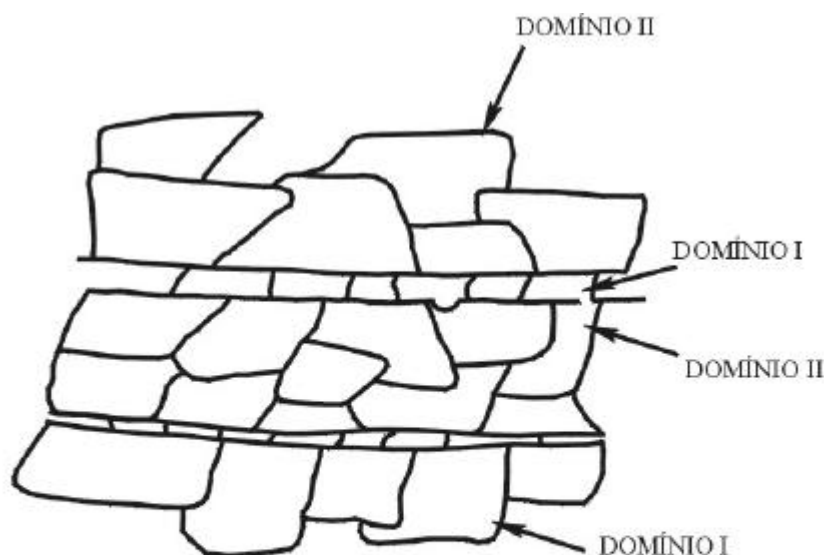


Fig.4.5.2 - Figura esquemática baseada na distribuição dos grãos de quartzo do veio aurífero. A faixa constituído pelos pequenos grãos, limitados pelo bandamento, foi denominada de domínio I. Os grãos maiores e, em alguns locais, também limitados pelas bandas de turmalina correspondem ao domínio II. Para maior detalhe observar as fotos 4.4.2, 4.4.3 e 4.4.4.

A textura de eixo [c] de quartzo, obtida por meio óptico, apresenta uma excelente correlação com a medida pelo método da difração de neutrons (Comparar 4.5.1 e 4.5.3). Os três diagramas obtidos são constituídos por guirlandas simples, disposta em assimetria com relação ao eixo X. Em todas as guirlandas observa-se uma distribuição contínua de um lado a outro da periferia da rede e que contém Y. Por exemplo, o diagrama que inclui os dois domínios mostra uma distribuição de pontos ao longo da guirlanda cuja assimetria indica sentido de movimento sinistral (Fig. 4.5.3A). O padrão de eixo [c] é semelhante para os diagramas representativos dos dois domínios de grãos (Figs. 4.5.3B e C). As mesmas

posições onde ocorrem concentrações de eixo [c] foram observadas nos dois domínios, embora com intensidades variáveis. A assimetria da textura obtida em ambos os domínios também indica sentido de cisalhamento sinistral. É interessante observar que o mesmo padrão foi observado em pequenos veios de cisalhamento não mineralizado, mas associado a rochas ultramiloníticas no centro da ZCI (Fig. 4.5.3)

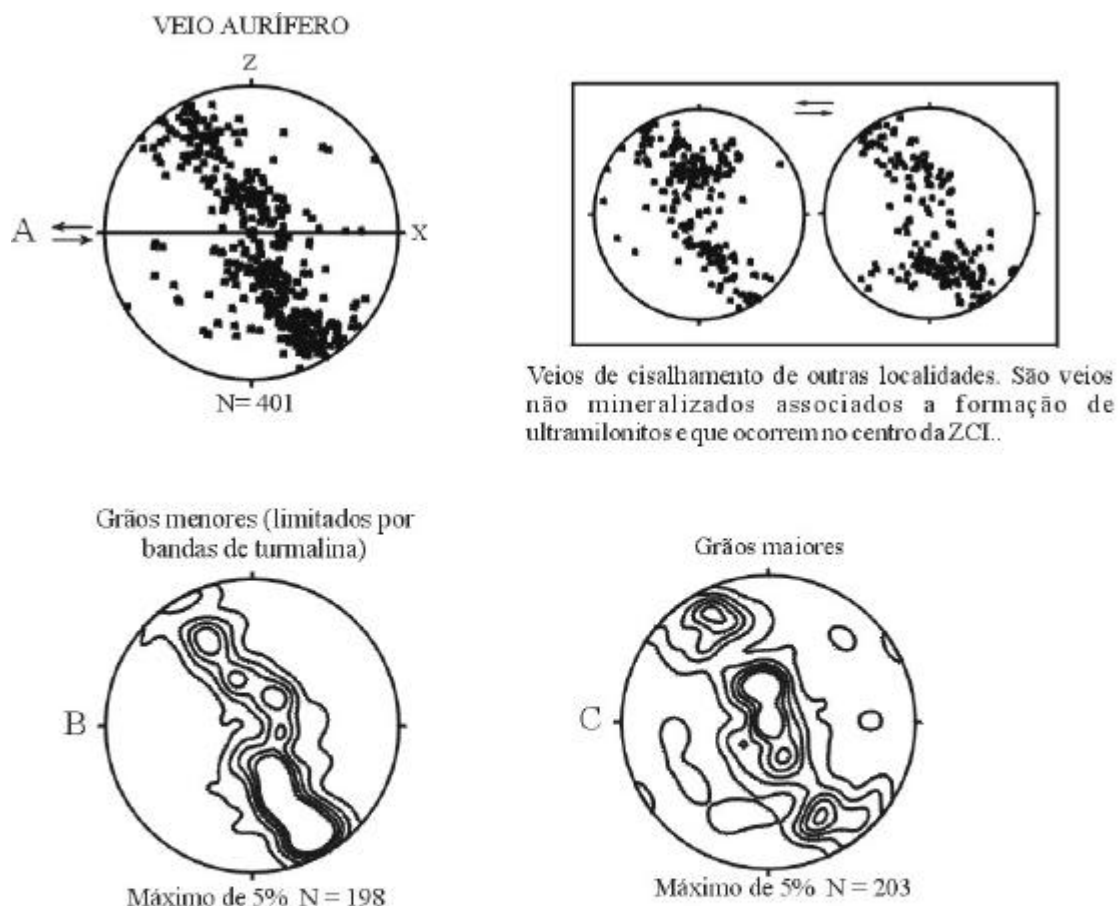


Fig. 4.5.3 - Diagramas de polos de eixo [c] de quartzo para o veio. A. Distribuição do eixo [c] de quartzo para os dois domínios de grãos medidos. B. Diagrama de contorno construído a partir de medidas de eixo [c] em grãos do domínio I. C. Ídem para os grãos do domínio II. Observar que os dois diagramas no quadro acima mostram o mesmo padrão de textura de eixo [c]. Esses são veios associados a ultramilonitos da ZCI. As setas situadas nos diagramas acima indicam o sentido de cisalhamento. Projeção no hemisfério inferior em rede de Schmid e contornos com 1% de intervalo.

4.6 – Catodoluminescência (CL)

Podemos entender CL como a “luminosidade” produzida por uma substância cristalina quando excitada a partir de uma descarga provocada sob determinada intensidade

de energia. Muitos exemplos de quartzo, formadores de rochas ígneas e metamórficas exibem CL. Entretanto, a intensidade desta é fraca se comparada a CL dos feldspatos, carbonatos e muitos outros minerais. A CL está geralmente associada com defeitos e/ou impurezas em cristais, embora o exato mecanismo para sua emissão seja ainda pouco compreendido. No caso do quartzo, o titânio é, em geral, considerado como o possível agente de ativação da CL. Outros elementos, como Mn, Al e Fe, são menos importantes para a sua formação (Marshall, 1988). É conhecido que a luminescência de muitos materiais aumenta em menor temperatura. No caso do quartzo, a intensidade CL aumenta em menor temperatura sendo constatada uma abrupta elevação em torno de -70° para quartzo- α (Marshall, 1988).

Imagens CL têm sido utilizadas para observar microestruturas dentro de grãos minerais e rochas sedimentares, visando entender os processos de crescimentos diagenéticos em sedimento. Essas observações têm mostrado que o quartzo autigênico é menos luminescente que o detrítico, formado em mais alta temperatura. Observações de CL também tem sido usadas com sucesso na observação e caracterização de microfraturas seladas (Sprunt & Nur, 1979).

A preparação do material seguiu o mesmo processo utilizado para a confecção de seção delgada polida convencional. Após a sua confecção a lâmina é recoberta por uma camada com 20-40 nm de espessura de carbono. Para a obtenção das imagens foi utilizado um microscópio de alta resolução, cuja plataforma de operação CL foi um HC3-LM-Simon-Neuser. As condições de operação foram de 14 kV e um feixe corrente de $< \text{mA}$, correspondendo a 20-40 $\mu\text{A}/\text{mm}^2$ de densidade corrente do feixe. As fotos foram obtidas a partir de um filme de ASA 1200 (Kodak Ektachrome) onde foram obtidas diversas seqüências de fotografias da amostra do veio para a obtenção de imagens CL.

4.6.1 - Observações CL e interpretação

As imagens CL são mostradas nas microfotografias 4.6.1A e B. O material analisado não luminescente é composto por grãos de quartzo recristalizado, e em menor proporção por turmalina. Na superfície submetida a excitação pode ser observado a presença dos planos de bandamento, de modo que esses podem ser considerados no conjunto da análise. A CL pode ser observada a partir de uma imagem luminosa formada no interior dos grãos de quartzo. A intensidade de luminescência observada varia de opaca

e levemente amarelada a amarelo forte, o que pode ser motivada por fatores mais relacionados ao modo de aquisição da imagem (ex. tempo de exposição). Do ponto de vista da microestrutura a formação de CL revela a ocorrência de processos que estão relacionados com a formação de microfraturas e precipitação de quartzo. Os grãos de quartzo foram recristalizados com o desenvolvimento de uma microestrutura bandada no veio. A partir de imagem CL pôde ser observado o preenchimento de quartzo ao longo do bandamento, nas bordas dos grãos de quartzo maiores (Foto 4.6.1A). A formação de CL no interior dos grãos de quartzo indica a precipitação na forma de microveio (Foto 4.6.1B). Essas duas situações podem representar a precipitação de quartzo no interior do material cristalizado (veio). Uma possibilidade é a circulação de fluidos em etapas. Shimamoto *et al.* (1991) demonstraram, a partir de um veio de quartzo deformado, que a utilização de CL pode ser usada para distinguir quartzo precipitado de uma solução hidrotermal, daquele já recristalizado durante a milonitização. Portanto, uma interpretação alternativa considera que a formação de CL, nos grãos de quartzo, representa fases precipitadas mediante a circulação de um fluido hidrotermal. Esse fluido encontra-se “fossilizado” na forma de pequenas bandas de quartzo no interior do veio. Por outro lado, a observação de CL em grãos de quartzo denuncia a presença de *crack* selada, não detectada por microscopia convencional (Sprunt & Nur, 1979; Blenkinsop & Rutter, 1986). Isso mostra a atuação de uma deformação dútil e a formação de microfraturas, como demonstrado por Shimamoto *et al.* (1991).

Capítulo V – Discussão

5.1 - Microestrutura e textura dos milonitos

Serão discutidos nesse capítulo os aspectos microestruturais em grãos de quartzo e feldspatos, abordados de uma maneira descritiva no capítulo anterior. Baseado nessas feições em microescala serão avaliados a temperatura de deformação durante a formação dos milonitos da ZCI, e os mecanismos de recristalização dinâmica. Será feita uma correlação entre as microestruturas formadas e os três regimes de recristalização, definidos por Hirth & Tullis (1992). Por fim, serão discutidos os padrões de textura e a sua interpretação como base para a avaliação da temperatura de deformação, tipo de fluxo deformacional, intensidade de deformação, e sentido de cisalhamento.

Recristalização dinâmica sob condições de mais baixa temperatura evidencia-se, em quartzo, pela localizada migração de limites de grãos. Antigos grãos de quartzo bem delimitados e preservados com pequenos lóbulos e a formação de esparsos grãos pequenos, constitui um exemplo de microestrutura. Em algumas lâminas observa-se uma proporção menor de pequenos grãos recristalizados, com a ocorrência restrita apenas a alguns locais ao longo dos limites dos grãos (Foto 4.2.7). Feições como esta sugerem que pelo menos em parte da ZCI, ocorreu uma recristalização por intumescência (Drury *et al.*, 1985), a qual é dominante entre ~280 e ~400°C. Outra evidência de baixas temperaturas de deformação em quartzo é indicada pela formação de bandas de deformação em grãos dissecados (Foto 4.2.10). A presença dessas bandas de deformação foi interpretada, nesse caso, como uma feição superimposta à microestrutura de dissecação formada. Feição microestrutural indicativa de baixas temperaturas de deformação em grãos de feldspatos é expressa pela ocorrência de *pertita flame* (Fotos 4.2.4 e 4.2.5). O termo *pertita* normalmente refere-se a um intercrescimento de feldspato alcalino. Tem sido observado que a formação de *pertita flame* está relacionada de uma forma direta com a intensidade de deformação no grão, mais do que um simples aspecto envolvendo apenas alteração ou re-equilíbrio (Passchier, 1985). Tem sido observado que a formação de *Pertita flame*, em rochas submetidas a deformação, marca a transição do fácies anfíbolito para o fácies xisto verde (Pryer, 1993; Pryer *et al.*, 1995). Portanto, em um primeiro momento essa microestrutura indica um caminho PTt (pressão, temperatura e tempo) sugestiva de condições retro-metamórficas durante o

cisalhamento. Os *ribbons* de quartzo que foram observados em lâminas de milonitos formam agregados policristalinos, com limites lobulares e deformação intracristalina, ou constituem grãos sub-retangulares com limites retos e com raras feições de deformação intracristalina. Esse último tipo é, em termos morfológicos, semelhante aos *ribbons* tipo II/III de Boullier & Bouchez (1978) (Fotos 4.2.8 e 4.2.9). A formação desses dois tipos de *ribbons* de quartzo são bastante discutidas na literatura. Interpretações sugerem como sendo resultantes da deformação de camadas de quartzo pré-existentes (Culshaw & Fyson, 1984; McLelland, 1984), do fraturamento ao longo da foliação e precipitação de quartzo sin-deformacional (Mackinnon *et al.*, 1997; Vollbrecht *et al.*, 1997), e coalescência de grãos de quartzo sofrendo deformação por plasticidade cristalina (Hippertt *et al.*, 2001). Talvez uma evidência para a formação de *ribbons* segundo esse último modelo seja a presença de um aglomerado de grãos de quartzo nas terminações de *ribbons*, compostos por grãos com contatos lobulares. A presença desses *ribbons* policristalinos em milonitos da ZCI indica que a temperatura de deformação pode ter atingido temperaturas equivalentes ao grau metamórfico de fácies anfíbolito superior (Mackinnon *et al.*, 1997; Takeshita & Hara, 1998). Não obstante, é possível que os *ribbons* compostos por agregados de quartzo policristalinos com contatos lobulares e a formação de subgrãos representem mais baixas temperaturas de deformação.

A formação de mirmequita nas bordas de grãos de feldspatos alcalinos é comum sob condições de metamorfismo de fácies xisto verde superior a anfíbolito inferior, onde a rotação de subgrãos foi o mecanismo de recristalização dinâmica operante durante a deformação dos grãos (Simpson 1985, White & Mawer 1986, Simpson & Wintsch 1989). Uma característica particular dessa microestrutura é a sua ocorrência apenas nos limites dos grãos de feldspatos voltados para a foliação (Foto 4.2.6). Essa microestrutura é correlata com os tipos de mirmequitas descritas por Simpson (1985), situadas em locais de alta deformação, consideradas como uma feição indicativa de que a temperatura durante a milonitização atingiu o grau metamórfico de fácies anfíbolito (Stel & Breedveld, 1990; Schofield & D'lemons, 1998). A essas observações soma-se também a formação de geminação de deformação nos plagioclásios e extinção irregular, as quais são evidências microestruturais da deformação dúctil nesses grãos com a formação em condições metamórficas de fácies anfíbolito (Olsen & Kohlstedt, 1985; Jensen & Starkey, 1985).

Porfiroclastos com microestrutura em moldura, tal como mostrado na foto 4.2.1, são interpretados como formados durante a recristalização dinâmica por progressiva rotação de subgrãos (White, 1976; Guillope & Poirier, 1979) onde a deformação ocorreu em temperaturas equivalentes ao grau metamórfico de fácies anfibolito superior (Hanmer 1982, Watts & Williams 1983, White & Mawer 1986).

Experimentos e observações na natureza, têm mostrado que a recristalização dinâmica por migração de limites de grãos em material análogo (ex. cânfora e carnallita) e quartzo começa a dominar em temperaturas ao redor de 500-550° (Guillope & Poirier, 1979; Urai, 1983; Stipp *et al.*, 2002). A observação da microestrutura em limites de grãos de quartzo mostra que ocorre uma perda da regularidade planar. Irregularidades em limites de grãos podem ter fortes implicações na interpretação microestrutural. Uma dessas implicações resulta em que limites de grãos lobulares e serrilhados são evidências microestruturais para a recristalização dinâmica por migração de limites de grãos (Guillope & Poirier, 1979; Urai, 1983). Tem sido observado em grãos de quartzo que além da intensificação dos lóbulos, promovido pela diferença da densidade dos defeitos de rede em cristais vizinhos, também pode ocorrer um relativo aumento do tamanho dos grãos (Jessel, 1986; Drury & Urai, 1990). O aumento dos lóbulos leva a formação de limites irregulares, com forma amebóide, e podem evoluir para uma coalescência de grãos (Urai, 1983). Feições como essas, antes descritas, resultaram em grãos ilhados e a formação de microestruturas de dissecação (Fotos 4.2.10 e 4.2.11). Um dos prováveis fatores que pode resultar na formação de uma microestrutura de dissecação inclui o aumento da temperatura durante a deformação, equivalente ao fácies anfibolito, onde a recristalização ocorre por migração de limites de grãos (Urai *et al.*, 1986; Drury & Urai, 1990; Stipp *et al.*, 2002).

Considerando que as microestruturas formadas em grãos de quartzo e feldspatos podem indicar temperaturas de deformação, é possível que a ZCI tenha atingido o grau metamórfico de fácies anfibolito superior. Dados termométricos em gnáisses milonitizados da ZCI apontam temperaturas de deformação entre 470-630° (Neves Maia, 2002). Tomando esses dados como base, a interpretação microestrutural torna-se condizente com a milonitização em elevadas temperaturas. Nesse contexto, é possível que a ocorrência de extinção do tipo “tabuleiro de xadrez” (Foto 4.2.11) tenha sido de fato formada durante a transição do quartzo α - β , o que pode ter ocorrido em temperaturas próximas a 630 °C. As

feições microestruturais representadas por pequena *flame* em feldspatos e grãos com pequenos lóbulos e raros limites de subgrãos em quartzo, indicam mais baixas temperaturas de deformação. Há pelo menos três possibilidades de interpretação: (1) durante a deformação progressiva o pico metamórfico ocorreu em condições de fácies anfíbolito superior, com o estágio final da deformação em fácies xisto verde. (2) mesma situação que (1), entretanto, com uma deformação associada a um metamorfismo progressivo. (3) reativação da deformação em diferentes condições de temperatura. A segunda possibilidade parece menos provável, já que um estágio progressivo de temperatura tenderia a apagar feições microestruturais formadas em mais baixo grau. Para a terceira possibilidade falta evidências claras de uma reativação da ZCI. A primeira parece ser a mais provável possibilidade, sendo as principais evidências: a ocorrência de microestruturas consideradas como formadas em diferentes temperaturas de deformação e a mudança da trama de eixo [c] de quartzo que ocorre do centro para a periferia da ZCI, a ser discutida posteriormente.

A ZCI é uma zona de cisalhamento que sofreu deformação dúctil, como sugerida pela recristalização dos feldspatos, com sentido de cisalhamento sinistral (Foto 4.2.1). O aumento da porcentagem de matriz recristalizada para o centro da ZCI, associada com uma relativa diminuição do tamanho dos porfiroclastos de feldspatos e grãos de quartzo, resultou na formação de ultramilonitos que estão situados em algumas porções ao longo de estreitas faixas no centro da zona de cisalhamento (Foto 4.2.12). É provável que a formação de ultramilonito foi decorrente de um localizado amolecimento da deformação (*strain softening*), mecanismo efetivo para a redução de grãos por recristalização dinâmica (Etheridge & Wilkie, 1979), concentrada nessa restrita faixa. A diminuição do tamanho de grãos por recristalização dinâmica, tende a aumentar a difusibilidade entre limites de grãos de quartzo na zona milonítica, podendo promover a introdução e mobilidade de uma fase fluida (Sibson, 1977). Como uma rocha ultramilonítica é a encaixante, pode ser extrapolado que o fluxo de fluido foi canalizado ao longo dessa faixa de rochas mais intensamente deformadas. Por outro lado, o crescimento de novos grãos de quartzo é interpretado como decorrente da contribuição de algum *annealing*.

É possível fazer uma correlação entre as microestruturas de deformação, antes abordadas, e aquelas obtidas em experimentos durante os regimes de recristalização definidos por Hirth & Tullis (1992) (Fig. 4.1.1.1). Em locais onde recristalização por

intumescência parece ter ocorrido, quase não observa-se a deformação dos grãos de quartzo. As feições em limites de grãos são exemplificadas por pequenos lóbulos e suturas com uma esparsa formação de subgrãos. Hirth & Tullis (1992) observaram semelhantes feições microestruturais em espécimes deformadas no regime 1. Stipp *et al.* (2002) reconheceram idêntica microestrutura, a qual consideraram como um exemplo natural do regime 1 de Hirth & Tullis (1992). No regime 2 a deformação ocorre por rotação de subgrãos. Entre as feições microestruturais que podem ser consideradas como relacionadas a esse regime, citam-se a formação de microestrutura do tipo moldura em feldspato (Law *et al.*, 1984; Hirth & Tullis, 1992). No regime 3, onde a recristalização por migração de limites de grãos é dominante, é comum uma grande porcentagem de grãos recristalizados, com remanescentes do grão original. Microestruturas que refletem a formação em tal regime, incluem a intensificação dos lóbulos em limites de grãos de quartzo, (Stipp *et al.* 2002); formação de uma matriz densamente recristalizada, dominada por quartzo; e raros porfiroclastos de feldspatos recristalizados (Fotos 2.2.11 e 2.2.12). É provável que a textura de eixo [c] de quartzo definida por uma guirlanda simples em ultramilonito, e inclinada no sentido do cisalhamento, represente o padrão de textura esperado durante esse regime (Tullis & Heilbronner, 2001).

Deve-se ter em mente que a delimitação desses regimes incluem um campo de transição, como observado por Hirth & Tullis (1992). Dessa forma, algumas das microestruturas citadas podem também estar relacionadas a esses regimes de transição. Por exemplo, microestrutura em moldura pode formar-se já na passagem do regime 2 para o 3. Se a deformação é heterogênea em microescala, essa poderá contribuir para que a deformação ocorra segundo diferentes regimes de recristalização. Por outro lado, é provável que um único mecanismo não seja o caso mais comum, já que os processos de rotação de subgrão e migração de limites de grãos, em geral, não operam de maneira independente (Stünitz, 1998; Stipp *et al.*, 2001).

Uma análise da textura de eixo [c] de quartzo mostrou que os diagramas obtidos para os milonitos da ZCI resultaram, de uma forma geral, em padrões complexos (Fig. 4.3.4). Essa complexidade deve-se, em parte, a trama (textura) de eixo [c] de quartzo adquirida e/ou a heterogeneidade litológica. Entretanto, uma melhor definição da textura foi obtida em rocha ultramilonítica formada na porção mais central da ZCI e, portanto, mais

representativa das condições de deformação da zona de cisalhamento (linha G na figura 4.3.4). Considerando-se a análise das texturas complexas, os padrões ortorrômnicos resultantes podem ser relacionados aos campos de achatamento e constrictão no diagrama de Flinn (Schmid & Casey, 1986) (Fig. 5.1.1). Nesse diagrama os padrões de textura

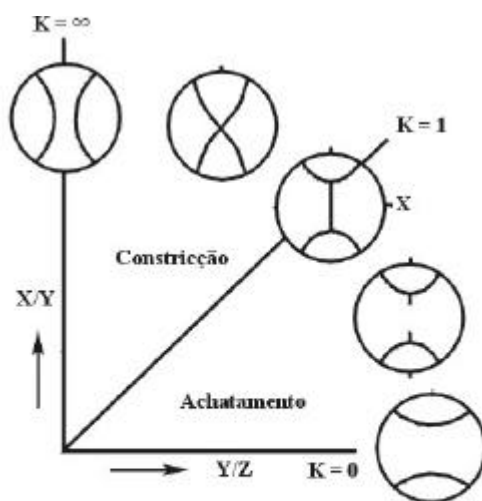


Fig. 5.1.1 - Padrões de textura relacionadas ao diagrama de Flinn. Segundo Schmid & Casey (1986).

definidos por guirlandas cruzadas do tipo I, pequeno círculo, e grande círculo (ou em forma de ferramenta) sugerem que a deformação ocorreu no campo do achatamento. Essa hipótese é, em parte, corroborada pela formação da foliação milonítica e lineação de estiramento. Todos esses padrões costumam ser interpretados como resultantes da deformação coaxial. As guirlandas cruzadas do tipo I são melhor desenvolvidas durante a deformação plana (Lister & Hobbs, 1980). No caso da textura formada por pequenos e grandes círculos estas são indicativas de um achatamento ao redor do eixo Z (Lister, 1981) e constrictão (Schmid & Casey, 1986). Uma outra possível interpretação seria a de um componente da deformação não coaxial perpendicular a lineação de estiramento (Llana-Fúnez, 2002). A avaliação das medidas angulares definida pelo pequeno círculo em torno do eixo Z, estão situadas em torno de 80-90°. Ângulos com esses valores são característicos de uma temperatura de deformação equivalente ao grau metamórfico de fácies anfibolito (Lister & Dornsiepen, 1982).

Padrões de textura com a formação de guirlandas simples estão restritos aos ultramilonitos que ocorrem no centro da ZCI. Como guirlandas simples são comuns em zonas de cisalhamento não coaxiais, a formação desses padrões sugerem uma partição da deformação e o aumento da vorticidade para o centro da ZCI (Schmid, 1994) (Fig. 5.1.2).

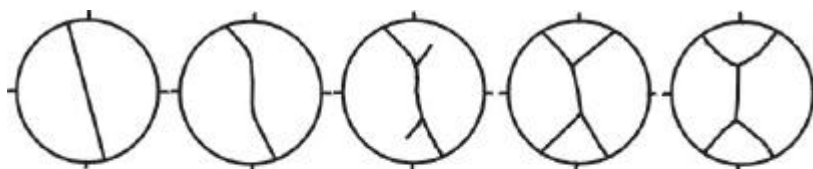


Fig. 5.1.2 - Figura esquemática onde são mostrados os estágios transicionais de uma textura inicial do tipo cruzada para guirlanda simples. Essa transição reflete a mudança de um cisalhamento puro para simples, da direita para a esquerda, como função do aumento da vorticidade para o membro da extrema esquerda. Parcialmente modificado de Schmid (1994).

Com relação ao padrão de guirlanda simples a formação de máximos são, em geral, inclinados no sentido de cisalhamento na zona, considerando-se a direção que contém o eixo de estiramento X (Fig. 4.3.4), (Burg & Laurent, 1978; Schmid & Casey, 1986). São também reportados na literatura a inclinação de máximos de eixo [c] opostos ao sentido de movimento (Carreras *et al.*, 1977; Lister & Price, 1978) bem como padrões perfeitamente simétricos ao eixo Z (Law *et al.*, 1984). Dell'Angelo & Tullis (1989) determinam texturas de eixo [c] de quartzo inclinados e opostos ao sentido de cisalhamento em quartzitos deformados em laboratório. Durante esses experimentos a assimetria oposta ao sentido de cisalhamento foi desenvolvida em amostras submetidas a baixa deformação, e um máximo deslocado no sentido do movimento, em amostras submetidas a alta deformação. A despeito dessa aparente contradição entre os vários autores sobre o padrão de textura representativo do sentido de cisalhamento em uma zona, Gleason *et al.* (1993) concluíram que o mecanismo de recristalização dinâmica pode influenciar sobre a formação da textura. Schmocker (2000) demonstrou que a formação da textura com máximos de eixo [c] de quartzo inclinados em sentido oposto ao do cisalhamento, ocorrem quando o mecanismo de deformação foi por fluxo granular (movimento de grãos relativos uns aos outros), com uma menor quantidade de recristalização. Considerando a extensiva recristalização e deformação dos ultramilonitos no centro da ZCI, o padrão de guirlanda simples corrobora com o sentido de cisalhamento sinistral (Linha G na figura 4.3.4). Observações de campo e

microestruturas indicam que o cisalhamento na ZCI ocorreu com sentido de movimento sinistral. Tomando-se a obliquidade do padrão de textura, definido por Herwegh *et al.* (1997) como o ângulo β entre o padrão e a foliação milonítica, verifica-se que a mesma forma ângulos em torno de 60° . Fazendo-se uma analogia entre a obliquidade da textura e a determinada pelos autores, especulou-se que a intensidade de deformação (γ) no centro da ZCI pode ter sido superior a 4-6 (Fig. 5.1.3). A princípio esses valores podem ser equivalentes ao segundo estágio de deformação de Herwegh & Handy (1996) e Herwegh *et*



Fig. 5.1.3 - Obliquidade da textura, representada pelo ângulo β , medida com relação a foliação milonítica (linha descontinua). A linha contínua é o ângulo entre o eixo menor do elipsóide de deformação finita e o plano de fluxo da zona de cisalhamento. Parcialmente modificado de Herwegh *et al.*, 1997.

al. (1997).

Em geral, os padrões mais complexos onde estão excluídas as guirlandas do tipo simples, mostram a formação de dois ou mais máximos. A formação desses máximos indica, pelo menos em parte, que a deformação foi acomodada por mecanismos que envolveram a ativação de sistemas de deslizamento (Wenk & Christie, 1991). Isso posto que durante a deformação plástica de um cristal a tensão, ou CRSS (Critical Resolved Shear Stress), controla o sistema de deslizamento do grão. A tensão necessária para causar a ativação do sistema diminui com o aumento da temperatura para todos os sistemas de deslizamento em um determinado mineral (Passchier & Trouw, 1996). Vários sistemas de deslizamento foram identificados para o quartzo (Starkey, 1979; Lister & Dornsiepen, 1982; Schmid & Casey, 1986; Law *et al.*, 1990) e alguns foram identificados nos milonitos da ZCI. Máximos em Y, ou próximos a este, são atribuídos a uma ativação do prisma [c] (Schmid *et al.*, 1981; Mainprice *et al.*, 1986). A ativação desse sistema ocorre em elevadas

temperaturas de deformação, o que equivale ao grau metamórfico de fácies anfibolito superior. Nas amostras PPC e 2002 (Fig. 4.3.4) pode constituir um exemplo de textura formada em elevada temperatura de deformação. Em quase todos esses diagramas é notável a concentração de máximos de eixo [c] também na periferia da rede. Uma distribuição como essa é atribuída a ativação do sistema basal $\langle a \rangle$, o que indica deformação em temperaturas que equivalem ao grau metamórfico de fácies xisto verde (Schmid & Casey, 1986; Schmid, 1994; Fueten *et al.*, 1991). Entretanto, os largos ângulos de abertura ao redor de Z também indicam formação da textura em alto grau metamórfico (Lister & Dornsiepen; Kruhl, 1996). Os máximos de eixo [c] associados as guirlandas do tipo simples formam concentrações próximas a Y e na periferia da rede (Fig. 4.3.4). Fazendo-se um paralelo entre esse padrão e aqueles anteriores, é possível que o prisma e o basal tenham sido ativados durante a deformação da ZCI. Essa conclusão baseia-se na análise das texturas com guirlandas simples, formadas nos milonitos do centro da ZCI, como nos padrões mais complexos. Não obstante, a observação da microestrutura nos milonitos corrobora para uma interpretação da textura formada em elevada temperatura de deformação.

Outros fatores poderiam interferir de maneira direto ou indireta na formação e distribuição desses máximos. Um dos fatores diz respeito a um possível papel da recristalização dinâmica na formação da textura. Tem sido enfatizado na literatura que a formação dos padrões de textura podem também ocorrer em função do mecanismo de recristalização operante (Jessel, 1986; Gleason *et al.*, 1993). É provável que sob mais alta deformação a recristalização por migração de limite de grão torna-se o mecanismo dominante sobre a recristalização por rotação de subgrão (Herwegh & Handy, 1996). Foi proposto que a recristalização dinâmica do quartzo pode também ocorrer segundo uma sequência de mecanismos que envolve rotação de subgrão e recristalização por migração de limite de grão (Lloyd & Freeman, 1994) (Fig. 5.1.4). A própria orientação de grãos individuais pode também influir na formação da textura. Por fim, se a textura formada marca toda a história de deformação dos milonitos, e não apenas o estágio de deformação finita (Wenk & Christie, 1991), os diferentes mecanismos de recristalização que operaram durante a deformação poderão contribuir no resultado final do padrão de eixo [c].

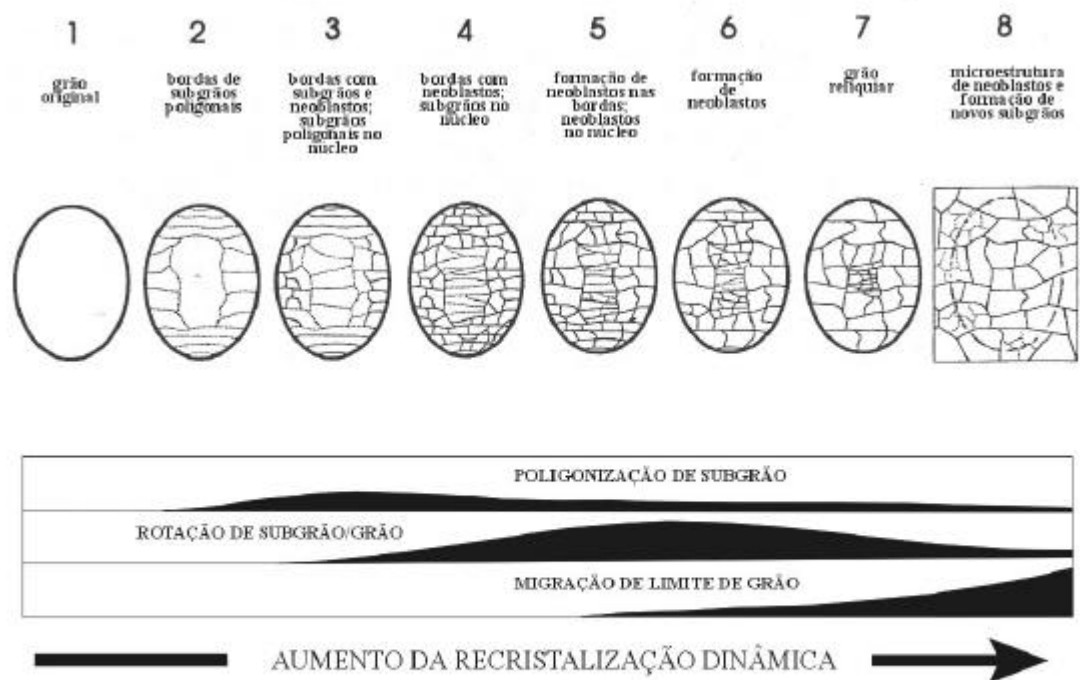


Fig. 5.1.4 - Figura esquemática onde é mostrado a variação de microestruturas em grãos de quartzo. A recristalização dinâmica envolve contribuições relativas de poligonização de subgrãos, rotação de subgrão e migração de limite de grão. Parcialmente modificado de Lloyd & Freeman (1994).

5.2 – Microestrutura e textura do veio

Em geral, a microestrutura do veio é marcada pela atuação de processos competitivos que criaram espaços e que trabalharam no sentido de destruí-los. Vestígios microestruturais de ambos são representados, nessa ordem, pela formação do bandamento, resultante de antigas microfraturas seladas, e pela recristalização dinâmica dos grãos de quartzo. Essas feições podem ser entendidas como as mais prováveis indicações sobre os processos de formação e deformação do veio. O formação de veios por fraturamento hidráulico pode envolver apenas um único estágio de abertura ou eventos de *crack-seal* (Durney & Ramsay, 1973; Ramsay, 1980; Robert & Brown, 1986; Cox *et al.*, 1991). A natureza bandada do veio sugere que a formação deste pode ter resultado de um aporte de fluidos e aumento da P_f relacionados a processos de fraturamento hidráulico (McCuaig & Kerrich, 1998). A formação de budins e porfiroblastos de turmalina com caudas assimétricas no interior dessas bandas, evidenciam a atuação da deformação não coaxial no veio (Fotos 4.4.7 e 4.4.10). Em grãos de turmalina foram observadas feições que podem ser interpretadas como resultantes da deformação e precipitação hidrotermal. A deformação

rúptil em grãos de turmalina resultou na formação de microfraturas que ocorrem normais ao comprimento do grão e ao bandamento (Foto 4.4.8). Se considerarmos que durante a deformação ocorreu uma progressiva separação das partes microfraturadas, podemos supor que esse estágio inicial de microbudinagem representa um segundo momento de precipitação de turmalina, ou o continuado microfraturamento dos grãos que evoluem para microbudins. A zonação da turmalina com a formação microfratura no centro indica relativo estiramento concomitante com o crescimento do grão (Foto 4.4.9). A formação dessa zonação sugere que o crescimento da turmalina pode ter ocorrido em etapas durante a deformação e circulação de fluido hidrotermal. Semelhante conclusão pode ser obtida pela observação da assimetria das caudas de cristalização em porfiroblastos de turmalina (Foto 4.4.10). Nesse caso, a turmalina pode ser interpretada como resultante da cristalização durante o cisalhamento. Tal feição também sugere que a circulação do fluido e cristalização de turmalina podem ter ocorrido durante a milonitização.

A formação das bandas compostas por turmalina podem ter, em alguns locais, inibido o crescimento do quartzo (Foto 4.4.4). A formação de uma segunda fase, como por exemplo a cristalização de turmalina, tende a restringir o crescimento de grãos e inibir a recristalização por migração de limite de grão (Olgaard & Evans, 1988). No caso do veio estudado, as bandas do tipo B2, por em geral apresentarem maiores espessuras, constituem verdadeiros obstáculos para a migração de limites de grãos de quartzo (Foto 4.4.2). Não obstante, em bandas mais tênues o intumescimento em limites de grãos de quartzo é mais favorável, sobretudo quando ocorre a segmentação ao longo da banda (Foto 4.4.11). A recristalização dinâmica dos grãos de quartzo, por migração de limite de grão, como consequência resultou na inclusão de turmalina. As trilhas de turmalina inclusas em quartzo, que formam as bandas B1, são interpretadas como o resultado de uma “frente de intumescimento” ocorrido durante a recristalização dinâmica dos grãos de quartzo. O intumescimento foi ápto a englobar os pequenos grãos de turmalina, durante a recristalização, o que foi favorecido pela continuada segmentação do bandamento.

A evidência da presença de superfícies de dilatação, caracterizadas pelo bandamento do veio, sugere que o fluido desempenhou fundamental papel na formação de microfraturas durante a deformação. Por outro lado, o limite curvado entre grãos de quartzo

em contato indica que a recristalização dinâmica foi dominante após a formação do bandamento (Fotos 4.4.7 e 4.4.11).

A microestrutura do tipo “espuma”, em grãos de quartzo maiores, demonstra a falta de uma trama no veio (Foto 4.4.12). Esses grãos, com limites retos e contatos próximos a 120° , é a evidência de que ocorreu algum processo de *annealing*, indicando que a temperatura pode ter continuado a atuar após o final da deformação (Prior, *et al.*, 1990). A formação desses grãos de quartzo pode ser entendida como resultante da redução da área em limite de grão (Passchier & Trouw, 1996). Por razões já discutidas, a formação de pequenos grãos ocorrem restritos aos estreitos espaçamentos entre bandas. Em termos de microestrutura a formação dos grãos maiores, em geral, atingem essa configuração em altas temperaturas (Bons & Urai, 1992). Embora esses grãos maiores apresentem um relevante contato poligonal alguns desvios desse padrão ideal foi observado. Há pelo menos duas possíveis interpretações que podem ser creditadas a esses desvios de um contato a 120° : (1) A presença de limites lobulares e serrilhados, em grãos com contatos também retos, são indicativas de que a recristalização dinâmica por migração de limite de grão foi um processo ainda efetivo nesses grãos. (2) Durante o *annealing* partes de um grão podem tornar-se instáveis enquanto outras são mantidas estacionárias. Dessa forma, alguns limites podem manter-se estacionados enquanto outros migram (Kruhl, 2001). As microestruturas observadas não fornecem uma clara separação entre ambas as possibilidades. Entretanto, a inclusão de turmalina pelos grãos de quartzo e a assimetria de lóbulos indicam que a recristalização dinâmica foi um possível processo ativo mesmo nos estágios finais da deformação.

A textura de eixo [c] obtida para a amostra do veio mineralizado em ouro define um padrão de deformação não coaxial, caracterizado por uma simetria monoclínica bem desenvolvida. Esse padrão mostra concordância com os indicadores cinemáticos microscópicos (ex. porfiroblastos de turmalina e assimetria de lóbulos), observados no interior do veio, e são similares aos obtidos nos ultramilonitos do centro da ZCI. Em ambos os tipos, veio e ultramilonito, a textura indica deformação não coaxial com sentido de cisalhamento sinistral (comparar as figuras 4.3.4, linha G, e 4.5.3). Se comparado com aqueles padrões de textura mais complexos, obtidos nos milonitos mais distais do veio, constata-se que ocorreu uma substituição para guirlandas simples, observado também no

ultramilonito. É postulado que a formação do veio e a sua deformação foram processos associados e que, de uma maneira geral, foi em parte submetido as mesmas condições de deformação dos milonitos da ZCI.

Será discutido, a seguir, a textura obtida para o veio. A princípio será abordado os padrões formados e o seu significado cinemático. As diferentes concentrações de máximos serão avaliadas e interpretadas de acordo com os sistemas de deslizamento que podem ter sido ativados e as respectivas temperaturas. Por fim, serão avaliados os possíveis efeitos da recristalização estática dos grãos de quartzo do veio e o desenvolvimento da textura.

A análise da textura por difração de neutrons, mostrou que o padrão de eixo [c] de quartzo apresenta uma clara simetria monoclnica, indicativa de deformação não coaxial e sentido de cisalhamento sinistral (Fig. 4.5.1). Na figura 4.5.1A observa-se que a concentração de máximos ocorre em torno de Y, o que sugere uma possível ativação do prisma $\langle a \rangle$. Entretanto, a formação de dois outros máximos em 3 e 7 (Fig. 5.2.1) indica

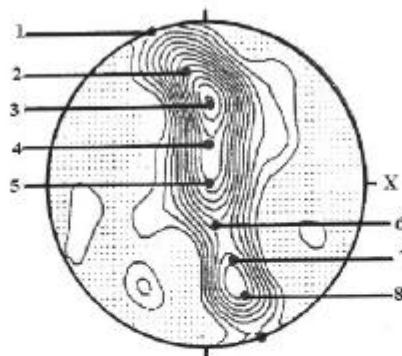


Fig. 5.2.1 - Posições das orientações cristalográficas, fornecidas por eixo [c] de quartzo, favorecidas para ativação e sua relação com o padrão de textura. Segundo Law *et al.* (1990) e Schmid (1994).

ativação do romboedro $\langle a \rangle$ como sistema de deslizamento para esses grãos individuais (Law *et al.*, 1990). Isso sugere que a ativação do prisma e romboedro podem ter uma relativa importância na escala de grãos individuais. Dois dominantes máximos de eixo $\langle a \rangle$, em um ângulo com cerca de 30° ao eixo X no plano XZ, também formam uma simetria monoclnica que indica deformação não coaxial e sentido de cisalhamento sinistral. A concentração de $\langle a \rangle$ na periferia em uma distribuição perpendicular a [c], sugere

temperatura equivalente ao metamorfismo de fácies xisto verde superior a anfibolito baixo. O ângulo entre os dois máximos e a foliação (eixo X), pode também indicar uma específica intensidade de deformação no veio (Schmid, 1994).

O eixo [c] de quartzo obtido com a platina universal mostra está em acordo com os medidos com a utilização da técnica de difração de neutrons. O padrão monoclinico também indica sentido sinistral de cisalhamento (Fig. 4.5.2). No diagrama 4.5.2A a concentração de medidas além de situadas em 3 e 7, ocorrem também em 2, 4, 6 e 8. Essas outras posições indicam que o basal <a> e o prisma <c> foram os sistemas de deslizamento dominante para alguns grãos (Bouchez & Pêcher, 1981; Schmid & Casey, 1986; Law *et al.*, 1990). A avaliação de medidas de eixo [c] em grupos separados de grãos de quartzo não apresenta grandes diferenças entre si e destes da análise em conjunto. Uma comparação entre o padrão obtido em grãos do domínio I e II, que nessa ordem correspondem aos pequenos e grandes grãos de quartzo, mostra idêntica concentração de máximos (Fig. 4.5.3B e C). Ressalta-se as concentrações em torno de Y e nas posições intermediárias entre 5 e 2 (comparar as figuras 4.5.3B e C com 5.2.1). Essa distribuição de máximos pode ser explicada como resultante da ativação de diferentes sistemas de deslizamento, o que pode ter ocorrido em diferentes temperaturas durante a recristalização. Para ambos os domínios de grãos a ativação do sistema representado pelo prisma <a>, onde a concentração de máximos ocorre próximo ao eixo Y, indica temperatura equivalente ao fácies anfibolito (Lister & Dornsiepen, 1982; Mainprice *et al.*, 1986; Schmid & Casey, 1986). Para as concentrações que ocorrem em 2 e 8, ou próximos a esses, com o sistema de deslizamento representado pelo basal <a>, a temperatura está restrita ao fácies xisto verde (Lister & Dornsiepen, 1982; Schmid & Casey, 1986; Stipp *et al.*, 2002). Outro fator a ser considerado diz respeito aos possíveis regimes de recristalização que podem controlar a formação desses máximos. Nesse caso, as concentrações na periferia da rede, equivalente as posições 2 e 8, e próximo a Y podem ser, nessa seqüência, indicativas dos regimes 2 e 3 de recristalização (Tullis & Heilbronner, 2001).

A formação de uma microestrutura do tipo “espuma” mostrou que a recristalização estática dos grãos de quartzo foi um processo importante para a configuração microestrutural do veio. Em especial, esse processo foi eficiente no sentido de “apagar” uma possível trama formada inicialmente no veio. Não obstante, a assinatura

microestrutural da plasticidade cristalina (deformação de um material a partir do movimento de deslocações) pode ser obtida pela análise da textura de eixo [c]. A formação de uma textura em material submetido a *annealing* pode ser indicativa do registro da última deformação, anterior a esse processo de recristalização estática. Em outras palavras, significa dizer que o padrão de textura pode ser preservado durante os estágios iniciais de *annealing*, embora a microestrutura produzida pela deformação seja completamente apagada (Ree & Park, 1997; Park *et al.*, 2001). A presença de indicadores cinemáticos no veio, inclusive com evidências da recristalização dinâmica de grãos, são feições localizadas e, em geral, encontram-se superimpostas pelos efeitos da recristalização estática. Por outro lado, embora a recristalização estática tenha contribuído de forma substancial para a mudança do tamanho e a forma dos grãos, esta não afetou sobremaneira a textura de eixo [c] antes desenvolvida. Neste caso, o sentido de cisalhamento também pode ser confirmado pela assimetria do padrão, como demonstrado por Heilbronner & Tullis (2001).

Capítulo VI – A formação de veios auríferos

6.1 - Uma revisão sobre a formação de veios

Em muitos depósitos auríferos têm sido demonstrado uma relação intrínseca entre deformação da rocha encaixante, flutuações da pressão de fluidos (P_f) e a circulação de fluidos, e a mineralização aurífera. Nesses depósitos, a mineralização de ouro em veios e na rocha encaixante está associada a um grande volume de fluidos que foram canalizados para esses locais de mais alta permeabilidade. A pressão de fluidos é deveras importante na formação de muitos veios auríferos. A variação de intensidade da P_f é de especial importância para a criação de condutos e aumento da permeabilidade nas rochas, favorecendo a criação de espaços e a circulação de fluidos com a precipitação de fases minerais Cox *et al.* (1985), Sibson *et al.* (1988), Sibson (1990), Ridley (1993), Cox *et al.* (2001) e Sibson (2002). Por exemplo, para explicar a formação de fraturas em grandes profundidades, e conseqüentemente a formação de veios, costuma-se invocar uma efetiva atuação da P_f . Se a P_f excede a tensão de confinamento (tensão de confinamento efetiva = tensão de confinamento - P_f), o fraturamento poderá ocorrer. O aumento da P_f pode ter várias origens, incluindo reações químicas e deposição mineral, essa última é importante porque reduz a permeabilidade na zona. Cálculos termodinâmicos têm demonstrado que a solubilidade do quartzo, para uma determinada pressão, aumenta com a temperatura e que para uma temperatura constante aumenta com a pressão até um valor crítico (Paterson, 1986) (Fig. 6.1.1). Esses experimentos concluíram que a queda da pressão de fluidos é um dos fatores responsável pela precipitação do quartzo. Oliver *et al.* (2002) propuseram que o ouro, juntamente com outros elementos, não necessariamente fixam a determinados minerais. Os autores concluíram que esses minerais podem ser transportados através de fraturas interconectadas cuja precipitação/solubilidade é dependente da pressão de fluido.

Zonas de cisalhamento/falhas podem atuar como condutos naturais para o fluxo de fluidos em determinados momentos e como barreiras em outros. Um dos fatores que pode reger esse diferente comportamento em zonas de cisalhamento é a diminuição da permeabilidade devido a precipitação mineral. Sibson *et al.* (1988) apresentaram um modelo para a circulação de fluidos e formação de veios em zonas de cisalhamento que foram reativadas ao longo da história de sua implantação. O modelo é baseado na ruptura

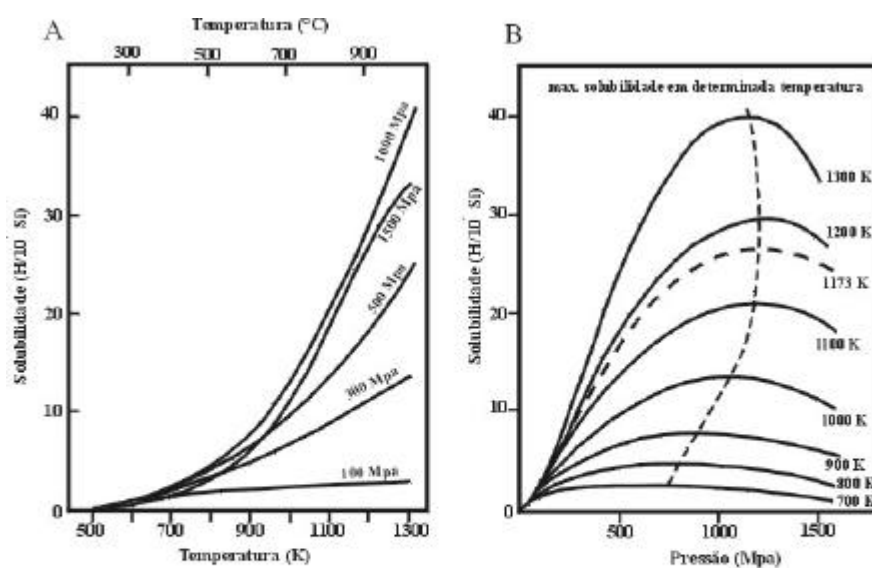


Fig. 6.1.1 - Solubilidade de um fluido silicático em alta fugacidade de oxigênio. A. Diagrama de solubilidade para várias pressões. B. Diagrama de solubilidade para várias temperaturas. Segundo Paterson (1986).

periódica ao longo de falhas que foram reativadas durante ciclos cosmicos-intersísmicos, denominado de válvula de falha. No referido modelo a reativação de falhas ocorre sob condições de pressão de fluidos supralitostática construída na base da zona sismogênica. Episódios cíclicos de ruptura, proposto no modelo, ocorrem quando a pressão de fluidos, na transição do comportamento rúptil para o dúctil, excede a tensão de confinamento (litostática) e diminui a resistência da rocha ao fraturamento na zona de falha. Petit *et al.* (1999) propuseram um modelo semelhante, entretanto esses autores consideraram que o campo de tensão ao redor da falha pode contribuir para o fraturamento cíclico.

O crescimento do veio com apenas um único período de abertura envolve o preenchimento de uma cavidade por fluido, seguido pela cristalização sem ulterior microfraturamento. Um dos exemplos típicos de microestruturas geradas são os agregados maciços com cristais eudrais, bem como microestruturas fibrosas e do tipo *comb* (Durney & Ramsay, 1973; Dowing & Morrison, 1989). Por outro lado, o crescimento de veios de quartzo em muitos depósitos auríferos é, em geral, regido por um mecanismo denominado *crack-seal*. O mecanismo de *crack-seal*, como definido por Ramsay (1980), contempla uma seqüência de eventos que compreende desde a ruptura até o selamento de microfraturas, o que ocorre por precipitação de fases minerais. Esse mecanismo é facilmente demonstrado quando são observados trilhas de inclusões, oblíquas as paredes do veio, e bandas de

inclusões, definida pelo alinhamento de variadas fases minerais, paralelas as paredes do veio. O crescimento de minerais fibrosos de mesma composição que o veio, ou crescimento controlado (Vearncombe, 1993), é muito comum durante a atuação desse mecanismo. Em alguns casos, a formação desses minerais fibrosos podendo marcar a direção de abertura do veio. Cox (1987) demonstrou que mecanismos de *crack-seal* podem resultar na formação de veios bandados ou com microestrutura fibrosa. Ainda segundo o autor, a formação de veios bandados é correlato com movimentos essencialmente paralelos as paredes dos veios, o que pode ocasionar a inclusão de fatias (bandas) da rocha encaixante envolvida no processo. Wiltschko & Morse (2001) propuseram que a pressão exercida pelos minerais em crescimento poderiam contribuir sobremaneira para a formação dos veios. Alguns veios podem desenvolver fibras de crescimento normais ou oblíquas as paredes do veio. Em função do tipo de crescimento esses veios são denominados de sintaxial, antitaxial, composto e antitaxial (Ramsay & Huber, 1983; Passchier & Trouw, 1996).

6.2 - Modelo para a formação do veio aurífero do depósito Sertãozinho

Uma das características mais marcantes do veio aurífero de Sertãozinho é a formação da estrutura bandada, visível desde meso a microescala. O bandamento apresentado por alguns veios de quartzo auríferos, costuma ser interpretado como resultante de repetidos episódios de fraturamento hidráulico e a deposição mineral durante o seu crescimento (Kerrick & Allison, 1978; Robert & Brown, 1986). O veio de quartzo aurífero de Sertãozinho não mostra trilhas de inclusões, segundo a definição de Ramsay (1980), mas a estrutura bandada pode ser correlacionada, em termos de morfologia, com as bandas de inclusões definidas pelo referido autor. A formação do veio está associada ao fluxo de fluidos, cuja geometria de circulação encontra-se marcada pela cristalização de turmalina que delimita a zona de precipitação hidrotermal. O modelo proposto considera que o crescimento do veio ocorreu por mecanismo de *crack-seal*, onde envolveu a formação de hidrofraturas e a circulação de fluidos hidrotermais.

O aumento da P_f atua no sentido de induzir o fraturamento, por reduzir a tensão efetiva, e promover a dilatação de zonas de fraqueza existentes (Rutter, 1972). Contudo, a circulação de fluidos pode favorecer o aumento da resistência das rochas à deformação. Isso ocorre porque os fluidos em circulação atuam como um meio difusivo e eficaz para a precipitação de fases minerais que selam fraturas abertas. Como a queda da P_f é um dos

fatores que pode favorecer a formação de cristais (Fig. 6.1.1), há uma tendência natural para que ocorra o seu aumento à medida que os espaços abertos são selados (Cox *et al.*, 1985; Peters, 1993).

A formação do bandamento do veio aurífero de Sertãozinho pode ser entendida como o resultado de sucessivas variações da P_f e episódica circulação de fluidos. A intercalação de períodos com intenso fraturamento e circulação de fluidos, seguido pelo selamento de antigas fraturas por cristalização de turmalina constitui um cenário provável para a formação do bandamento durante o crescimento do veio (Fig. 6.2.1). Nesse caso,

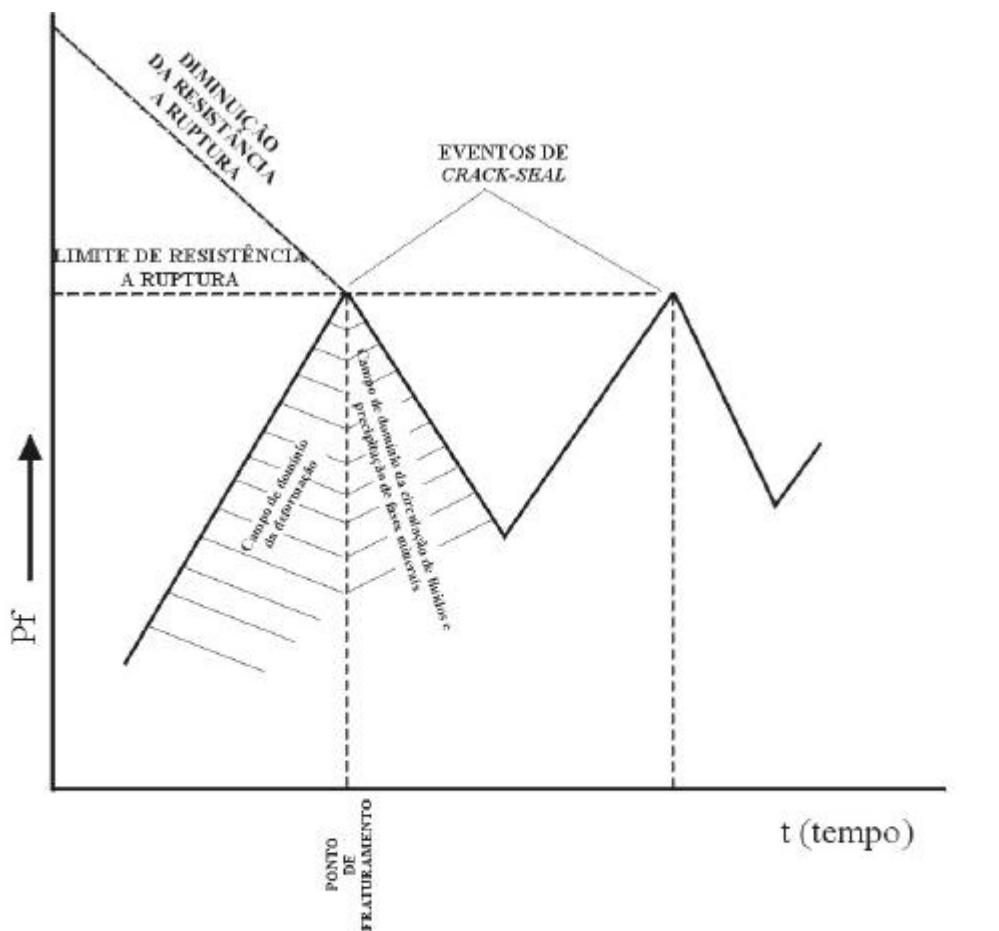


Fig. 6.2.1 - Figura esquemática onde são mostradas a relação entre a variação da intensidade da pressão de fluidos (P_f) no decorrer do tempo (t). Para efeito de representação no gráfico o aumento da P_f ocorre de baixo para cima (eixo vertical). Deve-se observar que o aumento da P_f é seguido pela diminuição da resistência da rocha à ruptura. Quando a rocha atinge o limite de ruptura ocorre o fraturamento seguido da circulação de fluidos (devido a formação de vazios) e precipitação de fases minerais, como quartzo e turmalina. Cada evento de *crack-seal* é marcado por sucessivas etapas de ruptura, intercalados pelo selamento de fraturas.

cada banda de inclusão formada pode ser interpretada como um distinto evento de *crack-seal*, onde o espaçamento entre bandas sucessivas indica a ausência de incrementos de abertura (Cox & Etheridge, 1983) (Fotos 3.3.1.3 e 4.4.1). Se considerado que as inclusões de turmalina (bandamento do veio) são fragmentos da rocha da parede, que está em contato com o veio aurífero, a acreção do veio pode ter ocorrido na interface veio-parede (Hilgers & Urai, 2002). Nesse caso, a parte mais antiga do veio poderia estar localizada naquela interface (Ramsay, 1980; Passchier & Trouw, 1996). Todavia, a turmalina é o produto direto da circulação de fluidos hidrotermais. A sua formação, pelo movimento de fluidos, selou antigas fraturas durante eventos de *crack-seal*. A espessura cumulativa do veio pode ter envolvido uma combinação de material adicionado durante a formação episódica de vazios, hidrofraturamento e circulação de fluidos, e a reativação de planos pré-existentes (Brown & Bruhn, 1996; para uma interpretação semelhante) (Fotos 4.4.5 e 4.6.1). Durante a atuação do evento de *crack-seal* quartzo e turmalina podem ter precipitado juntas ou em diferentes locais do veio.

Algumas feições microestruturais sugerem que o fluxo de fluidos pode ter ocorrido durante a deformação e recristalização dinâmica dos grãos de quartzo do veio. Nesse caso, é possível que o fluido hidrotermal tenha sido, em algum momento, contemporâneo com a formação dos milonitos da ZCI. Contudo, outras feições sugerem que o veio pode ter resultado de modificações impostas pelo cisalhamento após a sua formação. Baseado nessas observações, dois modelos resumem as possibilidades de formação do veio de aurífero. Argumentos favoráveis a uma modificação após a formação do veio, bem como para o seu crescimento durante o cisalhamento são apresentados. As feições microestruturais observadas em grãos de turmalina e em limites de grãos de quartzo foram utilizadas como parâmetros para a proposição dos modelos. A presença de turmalina em antigas microfraturas seladas (bandamento) indica que etapas de crescimento do veio ocorreu pela circulação de fluidos durante eventos de *crack-seal*. Observações óticas mostraram que o encurvamento no contato quartzo-quartzo ocorre também no espaço inter-budin, criado pelo rompimento de grãos de turmalina, com a formação de microestruturas do tipo “janela” (Jessel, 1987) (Fotos 4.4.7 e 4.4.11). Foi sugerido que tal feição indica que a recristalização dinâmica do quartzo pode ter continuado mesmo após a cristalização da turmalina. No modelo 1 (Fig. 6.2.2) pode ser observado que após cessado eventos de *crack-*

seal, o crescimento do veio torna-se inativo. Em um momento posterior, a deformação imposta ao veio atua no sentido de modificar as feições microestruturais primárias, geradas durante a criação de espaços para a circulação de fluidos. Um dos possíveis efeitos dessa deformação foi a segmentação total ou parcial da turmalina que forma o bandamento (Foto 4.4.8). O estiramento ao longo de cada banda, resultou em segmentos assimétricos com o sentido de movimento correlato com o determinado nos ultramilonitos (Fotos 4.4.6 e 4.4.7). O quartzo do veio sofre deformação, com a recristalização dinâmica dos grãos e formação de lóbulos assimétricos. A textura de eixo [c] forma guirlandas simples correlatas com um cisalhamento sinistral (Fig. 4.5.3). No final do processo a deformação torna-se menos ativa, com a tensão diferencial ($\sigma_1 - \sigma_3$) menos intensa, e a recristalização dinâmica foi sucedida, em parte, pela recristalização estática. No modelo 2 (Fig. 6.2.2) é proposto que a circulação de fluidos pode ter ocorrido durante o cisalhamento. Nesse caso, a formação do veio por eventos de *crack-seal* e a deformação foram processos competitivos que ocorreram de uma maneira mais ou menos simultânea. A formação de vazios, para a circulação de fluidos, pode ter ocorrido ao longo de superfícies de cisalhamento dilatantes sob alta P_f . Processo semelhante foi observado por Bauer *et al.* (2000). Porfirobastos de turmalina corroboram para essa hipótese (Foto 4.4.10). Isso porque a geometria das caudas não coaxial indica crescimento do bandamento durante a deformação, o que implica na circulação de um fluido no sistema (Durney, 2002). Outro indicador de crescimento do veio durante a deformação é sugerido pela budinagem sin-cristalina da turmalina (Foto 4.4.9). Essa microestrutural é demonstrada pela formação de uma zonação em alguns grãos de turmalina e a precipitação nos locais de ruptura pela budinagem. Essa feição é causada quando ocorre um crescimento sobreposto, devido uma sutil variação na composição do fluido (Misch, 1970). Em estágios mais tardios o cisalhamento e a recristalização dinâmica passam a ser dominantes sobre a formação de vazios. Esse modelo não requer que a ZCI tenha sofrido alguma reativação, mas a formação do veio deve ter sido, em algum momento, contemporâneo com a milonitização. Portanto, essa parece ser a possibilidade mais provável para a formação do veio o pode ter ocorrido em qualquer período durante a deformação. Em ambos os modelos o veio mostra, no estágio final, uma microestrutura que resultou da menor atuação da deformação. A textura de eixo [c] preserva o sentido de cisalhamento durante a recristalização dinâmica do veio.

Fig. 6.2.2 – Modelos propostos para a formação e evolução do veio aurífero do depósito de Sertãozinho. **Modelo I:** A abertura da rocha ocorreu apenas por eventos de *crack-seal*. Nesse caso, a formação do veio envolveu seguidos episódios de fraturamento, seguindo-se uma brusca queda da P_f com a circulação e precipitação de fases minerais. No estágio de formação do veio grãos de quartzo podem ter crescido na direção de abertura da fratura (Cox, 1987). A modificação do veio ocorre posterior a sua formação. A deformação concentra-se no bandamento formado com os grãos de turmalina rompidos e rotacionados durante o cisalhamento. O quartzo experimenta deformação por recristalização dinâmica e engloba pequenos grãos de turmalina. A textura de eixo [c] de quartzo é formada e indica que a deformação foi por cisalhamento não coaxial com sentido de movimento sinistral. No estágio final a deformação foi menos atuante e os grãos de quartzo cresceram sob uma menor tensão diferencial ($\sigma_1 - \sigma_3$). Um aparente *annealing* não afetou de forma muito intensa a textura de eixo [c]. **Modelo II:** A formação do veio ocorreu durante a deformação. Nesse caso, eventos de *crack-seal* e o cisalhamento da ZCI foram em algum momento concomitantes. Processos competitivos entre si que envolveram a formação de vazios e a sua destruição, se alternaram no tempo da formação do veio. A circulação de fluidos, sob alta P_f , e a precipitação de fases minerais (p. ex. turmalina e quartzo) foram aptas a gerar feições resultantes de ambos processos, como porfiroblastos e turmalinas zonadas. A formação de intumescimento nas bordas do quartzo, devido a migração de limite de grão, englobou os pequenos cristais de turmalina formados. A formação da textura de eixo [c] ocorreu como no modelo I. O estágio final para a formação do veio proposto por esse modelo é idêntico ao anterior. As condições de P_f no decorrer de todo o processo de formação do veio são esquematizados pelos gráficos P_f vs. T (tempo).

6.3 – Considerações sobre a mineralização do veio

A avaliação das condições de precipitação do ouro são, em geral, de extrema complexidade. Informações sobre essas condições são fornecidas por estudos de inclusões fluidas, química mineral e o estudo de isótopos (radiogênicos e estáveis) (Mikucki & Ridley, 1993; Kerrich & McCuaig, 1998). Dados termodinâmicos são usuais para uma estimativa dos parâmetros condicionantes para a precipitação do ouro e a formação da mineralização (ex. P, pH e estado de oxidação). Por outro lado, tem sido postulado que os veios pós-datam o metamorfismo e que os fluidos mineralizantes não mostram qualquer relação genética com aquele (Jamielita *et al.*, 1990). Não obstante, Stüwe *et al.* (1993) mostraram que a produção de fluidos hidrotermais durante o metamorfismo progressivo pode contribuir para a formação de veios e a mineralização aurífera, mesmo após a atuação do metamorfismo de mais baixo grau. Dados de inclusões fluidas em veios de quartzo aurífero da ZCI sugerem que a temperatura de formação dos depósitos situa-se em torno de 300-350° (Silva, 1999; Neves Maia, 2002). Essa temperatura pode está subestimada, dado que essas medidas fornecem apenas a temperatura mínima de aprisionamento do fluido (Roedder, 1984). Fatores complicadores incluem ainda a intensa recristalização dos grãos de quartzo e as diferentes gerações de inclusões fluidas. A recristalização dinâmica em grãos de quartzo parece que contribui para a remoção de inclusões fluidas no interior desses (Kerrich *et al.*, 1980). Se a mineralização do veio ocorreu durante a passagem do fácies anfibolito para o xisto verde, é provável que temperaturas um pouco maiores sejam esperadas. Segundo Foster (1993), é possível que o simples resfriamento de um fluido hidrotermal não resulte na precipitação de ouro. Considerando-se que a circulação de fluidos, o crescimento do veio em etapas de *crack-seal*, e a precipitação do ouro estão relacionados entre si, é possível que a mineralização ocorreu mais em função de variações da P_f que uma simples diminuição da temperatura. Parece viável que um veio submetido as mesmas condições de deformação da ZCI, durante o seu crescimento, possa precipitar ouro mais por uma variação da P_f do que pela queda da temperatura (Fig. 6.1.1). A observação de que ouro e turmalina ocorrem associados, bem como na forma de inclusões no quartzo, sugere que a precipitação do metal ocorreu durante os sucessivos ciclos de hidrofraturamento e precipitação hidrotermal (Fig. 6.3.1). É provável que a precipitação do

ouro não ocorreu a partir de tio-complexos, ausência de sulfetos, mas em função do Fe presente nas turmalinas cristalizadas do fluido hidrotermal (Legrand, com. pessoal).

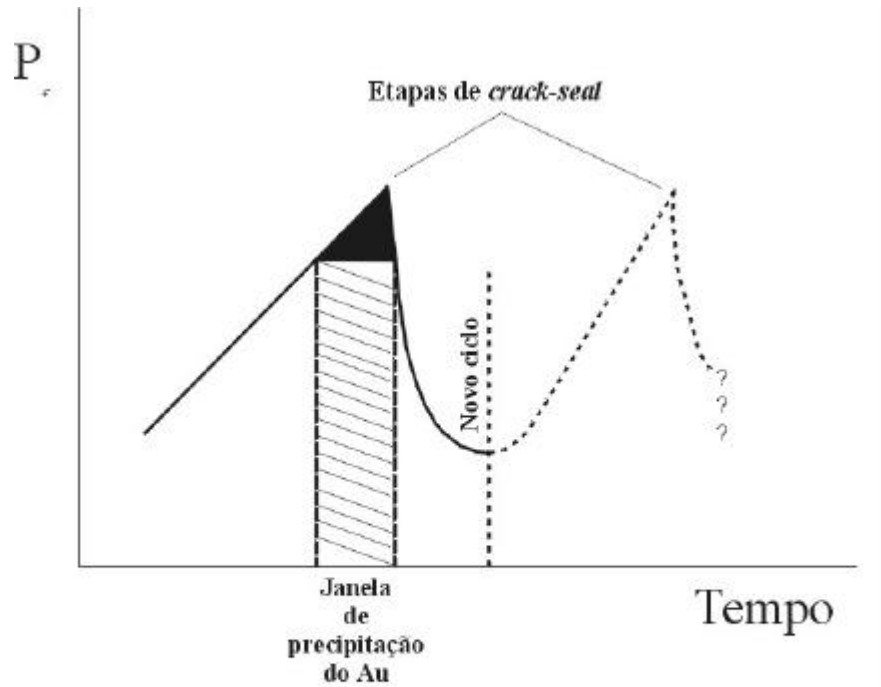


Fig. 6.3.1 - Gráfico esquemático onde é mostrado que a precipitação do ouro ocorre associado com a formação de turmalina durante sucessivas etapas de *crack-seal*.

VII - Conclusões

A ZCI sofreu cisalhamento dúctil com sentido de movimento sinistral. A análise da textura de eixo [c] de quartzo mostrou uma partição da deformação em direção ao centro da ZCI. Nas bordas e regiões intermediárias a textura obtida formou padrões complexos que sugerem uma deformação mais coaxial. Entretanto, nos ultramilonitos do centro da ZCI foram obtidos padrões de guirlandas simples e assimétricas indicativas de cisalhamento não coaxial que corroboram com o movimento sinistral. Esse padrão foi interpretado como resultante do aumento da intensidade de cisalhamento no centro da zona.

Observações microestruturais indicam que a deformação na ZCI atingiu condições equivalentes ao grau metamórfico de fácies anfíbolito superior. Contudo, um retro-metamorfismo para o fácies xisto verde pode ter ocorrido durante o estágio final da deformação. Diferentes microestruturas de recristalização em milonitos da ZCI podem ser representativos dos diferentes regimes de recristalização.

O veio de quartzo aurífero de Sertãozinho é bandado e encaixado em ultramilonito da ZCI. Observações em microescala mostram que o bandamento do veio é formado por antigas microfraturas seladas pela cristalização de turmalina e as vezes quartzo. A microestrutura poligonal do veio com os grãos de quartzo em contatos próximos a 120°, sugere um equilíbrio geométrico dos grãos alcançado durante a recristalização estática (*annealing*). Um localizado intumescimento nas bordas de alguns grãos de quartzo indica que o veio sofreu recristalização por limite de grão. A textura de eixo [c] de quartzo, formada durante a recristalização dinâmica, resultou em uma guirlanda simples e assimétrica indicativa de cisalhamento não coaxial com movimento sinistral. A textura de eixo [c] foi preservada mesmo o *annealing* dos grãos.

A formação do veio ocorreu por mecanismo de *crack-seal*, caracterizado por repetidos episódios de hidrofraturamento e circulação de fluidos hidrotermais. Dois modelos propostos relacionam a formação por *crack-seal* e a deformação cisalhante da CZI. No primeiro modelo o veio foi deformado após o seu crescimento. Nesse caso, a modificação microestrutural com a destruição de vazios foi imposta no veio já formado. No segundo o mecanismo de *crack-seal* foi contemporâneo com o cisalhamento da ZCI. Em ambos os modelos a recristalização sem evidente deformação (*annealing*) levou a formação da microestrutura de equilíbrio onde, em grande parte, todas as feições anteriores foram obliteradas.

Capítulo VIII - Referências bibliográficas

- ALMEIDA, F. F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A. Províncias estruturais brasileiras. **VII Simp. Geol. Nord.**, Campina Grande (PB), 363-391, 1977.
- ALMEIDA, H. L.; MELO JÚNIOR, G.; LEGRAND, J. M. A zona de cisalhamento Patos e sua importância na distribuição das ocorrências de ouro na Província Borborema (PB). **Simp. Nac. Est. Tect.**, Gramado (RS), 329-330, 1995.
- ALMEIDA, H. L.; HACKSPACHER, P. C.; VOLLBRECHT, A. A structural model for formation of gold mineralisation hosted in high-order shear zones: an example from the Borborema province, NE Brazil. **Applied Structural Geology for Mineral Exploration and Mining**. Australian Institute of Geoscientists; Bol. 36, 1-3, 2002.
- BARBOSA, A. J. Projeto Itapetim **CPRM**, Recife, p. 13, 1985.
- BARNICOAT, A. C.; FARE, R. J.; GROVES, D. I.; McNAUGHTON, N. J. Synmetamorphic lode-gold deposits in high-grade Archean settings. **Geology**, 19: 921-924, 1991.
- BAUER, P.; PALM, S.; HANDY, M. R. Strain localization and fluid pathways in mylonite: inferences from in situ deformation of a water-bearing quartz analogue (norcamphor). **Tectonophysics**, 320: 141-165, 2000.
- BEACH, A. Vein arrays, hydraulic fractures and pressure solution structures in a deformed flysch sequence, SW England. **Tectonophysics**, 40: 201-225, 1977.
- BERTHÉ, D.; CHOUKROUNE, P.; JEGOUZO, J. Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican shear zone. **J. Struc. Geol.**, 1: 31-42, 1979.
- BLACIC, J. D. Plastic-deformation mechanisms in quartz: the effect of water. **Tectonophysics**, 27: 271-294, 1975.
- BLENKINSOP, T. G. & RUTTER, E. H. Cataclastic deformation of quartzite in the Moine thrust zone. **J. Struc. Geol.**, 8: 669-681, 1986.
- BONS, P. The formations of large quartz veins by rapid ascent of fluids in mobile hydrofractures. **Tectonophysics**, 336: 1-17, 2001.
- BONS, P. D. & URAI, J. L. Syndeformational grain growth: microstructures and kinetics. **J. Struc. Geol.**, 14: 1101-1109, 1992.
- BOUCHEZ, J. L. & PÊCHER, A. The Himalayan Main Central Thrust pile and its quartz-rich tectonites in Central Nepal. **Tectonophysics**, 78: 23-50, 1981.
- BOUCHEZ, J. L.; LISTER, G. S.; NICOLAS, A. Fabric asymmetry and shear sense in movement zones. **Geol. Rundschau**, 72: 401-419, 1983.
- BRITO NEVES, B. B. Regionalização tectônica do Precambriano nordestino. **Tese de Doutorado**, IG/USP, 1975.
- BRITO NEVES, B. B. O mapa geológico do Nordeste Oriental do Brasil, Escala 1/1.000.000. **Tese de livre Docência**, IG/USP, 1983.
- BRITO NEVES, B. B.; VAN SCHMUS, W. R.; SANTOS, E. J.; CAMPOS NETO, M. C.; KOZUCH, M. O evento Carirís Velhos na Província Borborema: integração dos dados, implicações e perspectivas. **Rev. Bras. Geoc.**, 4: 279-296, 1995.
- BRITO NEVES, B. B.; SANTOS, E. J.; VAN SCHMUS, W. R. Tectonic history of the Borborema Province, Northeastern Brazil. In: CORDANI, U. G.; MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D. A. **Tectonic evolution of South America**. Rio de Janeiro, p. 151-182, 2000.
- BRODIE, K. H. & RUTTER, E. H. On the relationship between deformation and metamorphism with special reference to the behaviour of basic rocks. IN: THOMPSON, A. B. & RUBIE, D. C. **Metamorphic Reactions: Kinetics, Textures and Deformation**; Springer, p. 139-179, 1985.

- BOULLIER, A. M. & BOUCHEZ, J. L. Le quartz en rubans dans les mylonites. **Bull. Soc. Géol. Fr.**, 7: 235-253, 1978.
- BURCHER, K. & FRY, M. **Petrogenesis of metamorphic rocks**. 1. ed. New York, Springer, 1996.
- BURG, J. P. & LAURENT, P. Strain analysis of a shear zone in a granodiorite. **Tectonophysics**, 47: 15-42, 1978.
- BURG, J. P.; WILSON, C. J. L.; MITCHELL, J. C. Dynamic recrystallization and fabric development during the simple shear deformation of ice. **J. Struc. Geol.**, 8: 857-870, 1986.
- CABY, R. & ARTHAUD, M. H. Major Precambrian nappes of the Brazilian belt, Ceará Northeast Brazil. **Geology**, 14: 871-874, 1986.
- CARRERAS, J.; ESTRADA, A.; WHITE, S. The effects of folding on the c-axis fabric of a quartz milonyte. **Tectonophysics**, 2: 3-24, 1977.
- CASSIDY, K. F.; GROVES, D.; MCNAUGHTON, N. J. Late-Archean granitoid-hosted lode-gold deposits, Yilgarn Craton, Western Australia: deposit characteristics, crustal architecture and implications for ore genesis. **Ore Geol. Rev.**, 13: 65-102, 1998.
- CHRISTIANSEN, P. & POLLARD, D. D. Nucleation, growth and structural development of mylonitic shear zones in granitic rock. **J. Struc. Geol.**, 19:1159-1172, 1997.
- CORSINI, M.; VAUCHEZ, A.; ARCHANJO, A. C.; JARDIM DE SÁ, E. F. Strain transfer at continental scale from a transcurrent shear zone to a transpressional fold belt: the Patos-Seridó systems, northeastern Brazil. **Geology**, 19: 586-589, 1991.
- CORSINI, M.; VAUCHEZ, A.; CABY, R. Ductile duplexing at a bend of a continental-scale strike-slip shear zone: example from NE Brazil. **J. Struc. Geol.**, 18: 385-394, 1996.
- COSTA, A. C. D. Geologia e geocronologia Sm-Nd e U-Pb na região do Lineamento Patos: limite entre os blocos crustais do domínio Rio Grande do Norte e da zona transversal, Província Borborema. **Tese de Doutorado**. IGCE/UNESP, 2002.
- COSTA, A. C. D. & HACKSPACHER, P. C. Rochas migmatíticas a norte da zona de cisalhamento Patos, Província Borborema: evidência de crosta Arqueana na região de Patos-PB. **XVIII Simp. Geol. Nord.**, Recife (PE), Resumos, 90, 2000.
- COUTINHO, M. G. S. The geology of shear-zone hosted gold deposits in Northeast Brazil. **Tese de Doutorado**, Univerdidade de Londres, 1994.
- COUTINHO, M. G. S. Mineralizações de ouro primário na Província Borborema, NE do Brasil. **A Terra em Revista**, CPRM, 44-48, 1995.
- COUTURE, J. F.; PILOTE, P.; MACHADO, N.; DESROCHERS, J. P. Timing of gold mineralization in the Val-d'Or District, southern Abitibi Belt; evidence for two distinct mineralizing events. **Econ. Geol.**, 89: 1542-1551, 1994.
- COX, S. F. Antitaxial crack-seal vein microstructure and their relationship to displacement paths. **J. Struc. Geol.**, 7: 779-787, 1987.
- COX, S. F.; ETHERIDGE, M. A. Crack-seal fibre growth mechanisms and their significance in the development of oriented layer silicate microstructures. **Tectonophysics**, 92: 140-170, 1983.
- COX, S. F.; ETHERIDGE, M. A.; WALL, V. J.; POTTER, T. F. Hydrofracture dilatancy and the development of quartz vein arrays in the Wattle Gully Fault Zone, Victoria (abstract). **J. Struc. Geol.**, 7: 491, 1985.
- COX, S. F.; WALL, V. I.; ETHERIDGE, M. A.; POTTER, T. F. Deformation and metamorphic processes in the formation of mesothermal vein-hosted gold deposits: examples from the Lachlan Fold Belt in central Victoria. **Ore Geol. Rev.**, 6: 391-423, 1991.
- COX, S. F.; KNACKSTEDT, M. A.; BRAUN, J. Principles of structural control on permeability and fluid flow in hydrothermal systems. **Soc. Econ. Geol. Rev.**, 14: 1-24, 2001.

- CULSHAW, N. G. & FYSON, W. K. Quartz ribbons in high grade granite gneiss: modifications of dynamically formed quartz c-axis preferred orientation by oriented grain growth. **J. Struc. Geol.**, 6: 663-668, 1984.
- DALLAIN, C.; SCHULMANN, K.; LEDRU, P. Textural evolution in the transition from subsolidus annealing to melting process, Velay Dome, French Massif Central. **J. Struc. Geol.**, 17: 61-74, 1999.
- DELL'ANGELO, L. N. & TULLIS, J. Fabric development in experimentally sheared quartzites. **Tectonophysics**, 169: 1-21, 1989.
- DJAIC, R. A. P. & JONAS, J. J. Static recrystallization of austenite between intervals of hot working. **J. Iron and Steel Institute**, 210: 256-261, 1972.
- DRURY, M. R. & HUMPHREYS, F. J.; WHITE, S. Large strain deformation studies using polycrystalline magnesium as a rock analogue. II. Dynamic recrystallisation mechanism at high temperatures. **Phys. Earth Planet. Inter.**, 40: 208-222, 1985.
- DRURY, M. R. & HUMPHREYS, F. J. The development of microstructure in Al-5% Mg during high temperature deformation. **Acta Metall.**, 34: 2259-2271, 1986.
- DRURY, M. R. & URAI, J. L. Deformation-related recrystallization process. **Tectonophysics**, 172: 235-253, 1990.
- DRURY, M. R. & HUMPHREYS, F. J. Microstructural shear criteria associated with grain-boundary sliding during deformation. **J. Struc. Geol.**, 10: 83-89, 1988.
- DOWNING, K. & MORRISON, G. Application of quartz-textures to the classification of gold deposits using North Queensland examples. **Econ. Geol. Mon.**, 6: 342-355, 1989.
- DURNEY, D. W. Relative dating of mineralization and deformation with pressure-shadows. **Applied Structural Geology for Mineral Exploration and Mining**. Australian Institute of Geoscientists; Bol. 36, 52-54, 2002.
- DURNEY, D. W. & RAMSAY, J. G. Incremental strains measured by syntectonic crystal growth. In: de JONG, K. A. & SCHOLTEN, R. **Gravity and Tectonics**, Wiley, 67-96, 1973.
- ELDER, D. & CASHMAN, S. M. Tectonic control and fluid evolution in the Quartz Hill, California, lode gold deposits. **Econ. Geol.**, 87: 1795-1812, 1992.
- ETHERIDGE, M. A. & WILKIE, J. C. Grainsize reduction, grain-boundary sliding, and the flow strength of mylonites. **Tectonophysics**, 58: 159-178, 1979.
- FLIERVOET, T. F.; WHITE, S. H.; DRURY, M. Evidence for dominant grain-boundary sliding deformation in greenschist- and amphibolite-grade polymineralic ultramylonites from the Redbank Deformed Zone, Central Australia. **J. Struc. Geol.**, 19: 1495-1520, 1997.
- FLIERVOET, T. F.; DRURY, M.; CHOPRA, P. N. Crystallographic preferred orientations and misorientations in some olivine rocks deformed by diffusion or dislocation creep. **Tectonophysics**, 303: 1-27, 1999.
- FOSTER, R. P. Chemical evolution of fluids and the precipitation of gold in mesothermal lode gold deposits. IN: PARNEL, J. *et al.* **Contribution to an International Conference on Fluid Evolution, Migration and Interaction in Rocks**. England, p. 378-381, 1993.
- FUETEN, F.; ROBIN, P. F.; STEPHENS, R. A model for the development of a domainal quartz c-axis fabric in a coarse-grained gneiss. **J. Struc. Geol.**, 13: 1111-1124, 1991.
- FUETEN, F. Tectonic interpretation of systematic variations in quartz c-axis fabrics across the Thompson Belt. **J. Struc. Geol.**, 14:775-789, 1992.
- GARBUTT, J. M. & TEYSSIER, C. Prism $\langle c \rangle$ slip in quartzites of the Oakhurst Mylonite Belt, California. **J. Struc. Geol.**, 13: 657-666, 1991.
- GERARD, J. D. & STÜNITZ, H. Deformation of granitoids at low metamorphic grade. I: reactions and grain size reduction. **Tectonophysics**, 221: 269-297, 1993.

- GLEASON, G. C. & TULLIS, J. The effect of annealing on the lattice preferred orientations of deformed quartz aggregates. **Trans. Am. Geophys. Union**, 7: 1657, 1990.
- GLEASON, G. C.; TULLIS, J.; HEIDELBACH, F. The hole of dynamic recrystallization in the development of lattice preferred orientations in experimentally deformed quartz aggregates. **J. Struc. Geol.**, 15: 1145-1168, 1993.
- GROVES, D. I. The crustal continuum model for late Archean lode gold deposits of the Yilgarn Block, Western Australia. **Min. Dep.**, 28: 366-374, 1993.
- GROVES, D. I.; GOLDFARB, R. J.; GEBRE-MARIAM, M.; HAGEMANN, S. G.; ROBERT F. Orogenic gold deposits: a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationships to other gold deposit types. **Ore Geol. Rev.**, 13: 7-27, 1998.
- GUILLOPE, M & POIRIER, J. P. Dynamic recrystallization during creep of single-crystalline halite: an experimental study. **J. Geophys. Res.**, 84: 5557-5567, 1979.
- GUIMARÃES, I. P. & SILVA FILHO, A, F. Caracterização geoquímica e isotópica do complexo granítico Itapetim – PE. **XVIII Simp. Geol. Nord.**, Recife (PE), Resumos, Bol. N° 16, 96, 2000.
- HACKSPACHER, P. C.; VAN SCHMUS, R., DANTAS, E. L. Um embasamento Transamazônico na Província Borborema. **XXXVI Cong. Bras. Geol.**, Natal (RN), 6: 2683-2696, 1990.
- HANDY, M. R. Deformation regimes and the rheological evolution of fault zones in the lithosphere: the effects of pressure, temperature, grain size and time. **Tectonophysics**, 163: 119-152, 1989.
- HANMER, S. K. Microstructure and geochemistry of plagioclase and microcline in naturally deformed granite. **J. Struc. Geol.**, 4: 197-213, 1982.
- HEILBRONNER, R.; TULLIS, J. Effect of static annealing on microstructures and CPOs of quartzites deformed in axial compression and shear. In: DEFORMATION MECHANISM, RHEOLOGY AND TECTONICS CONFERENCE; 2001, Noordwijkerhout. **Abstract Volume**, p. 64, 2001.
- HERWEGH, M.; HANDY, M. R. The evolution of high-temperature mylonitic microfabrics: evidence from simple shearing of a quartz analogue (norcamphor). **J. Struc. Geol.**, 18: 689-710, 1996.
- HERWEGH, M.; HANDY, M. R.; HEILBRONNER, R. Temperature- and strain-rate-dependent microfabric evolution in monomineralic mylonite: evidence from in situ deformation of norcamphor. **Tectonophysics**, 280: 83-106, 1997.
- HILGERS, C. & URAI, J. L. Microstructural observations on natural syntectonic fibrous veins: implications for the growth process. **Tectonophysics**, 352: 257-274, 2002.
- HIPPERT, J.; LANA, A. R. C.; EGYDIO-SILVA, M.; TAKESHITA, T. Quartz plastic segregation and ribbon development in high-grade striped gneisses. **J. Struc. Geol.**, 23: 67-80, 2001.
- HIRTH, G. & TULLIS, J. Dislocation creep regimes in quartz aggregates. **J. Struc. Geol.**, 2: 145-159, 1992.
- HODGSON, C. J. The structure of shear-related, vein-type gold deposits: a review. **Ore Geol. Rev.**, 41: 231-273, 1989.
- HODGSON, C. J. & MACGREEHAN, P. J. A review of the geological characteristics of 'Gold Only' deposits in the Superior Province of the Canadian Shield. **Can. Inst. Metall**, 24: 211-229, 1982.
- HUMPHREYS, F. J. A unified theory of recovery, recrystallization and grain growth, based on the stability and growth of cellular microstructure – I: the basic model. **Acta Mater**, 45: 4231-4240, 1997.
- INGLES, J.; LAMOUREUX, C.; SOULA, J. C.; GUERRERO, N.; DEBAT, P. Nucleation of ductile shear zones in a granodiorite under greenschist facies conditions, Néouvielle massif, Pyrenees, France. **J. Struc. Geol.**, 21: 555-576, 1999.
- JAMIELITA, R. A.; DAVIS, D. W.; KROUGH, T. E. UPb evidence for Abitibi gold mineralization postdating greenstone magmatism and metamorphism. **Nature**, 346: 831-834, 1990.
- JESSEL, M. W. Grain boundary migration and fabric development in experimentally deformed octachloropropane. **J. Struc. Geol.**, 8: 527-542, 1986.

- JESSEL, M. W. Grain-boundary migration microstructures in a naturally deformed quartzite. **J. Struc. Geol.**, 9: 1007-1014, 1987.
- JENSEN, L. N. & STARKEY, J. Plagioclase microfibrils in a ductile shear zone from the Jotun Nappe, Norway. **J. Struc. Geol.**, 7:527-539, 1985.
- KERRICH, R. Perspective on genetic models for lode gold deposits. **Min. Dep.**, 28: 362-365, 1993.
- KERRICH, R.; ALLISON, I.; BARNETT, L.; MOSS, S.; STARKEY, J. Microstructural and chemical transformations accompanying deformation of a granite in a shear zone at Miéville, Switzerland; with implications for stress corrosion cracking and superplastic flow. **Cont. Min. Pet.**, 73: 221-242, 1980.
- KERRICH, R. & CASSIDY, K. F. Temporal relationships of lode gold mineralization to accretion, magmatism, metamorphism and deformation-Archean to present: a review, **Ore Geol. Rev.**, 9: 263-310, 1994.
- KNIPE, R. J. Deformation mechanisms: recognition from natural tectonites. **J. Struc. Geol.**, 1/2: 127-146, 1989.
- KRUHL, J. H. Prisms- and basal-plane parallel subgrain boundaries in quartz: a microstructural geothermobarometer. **J. Metam. Geol.**, 14: 581-589, 1996.
- KRUHL, J. H. Crystallographic control on the development of foam textures in quartz, plagioclase and analogue material. **Int. Earth Sci.**, 90: 104-117, 2001.
- KRUHL, J. H. The equilibration of high-angle grain boundaries in dynamically recrystallized quartz: the effect of crystallography and temperature. **J. Struc. Geol.**, 24: 1125-1137, 2002.
- LAW, R. D. Relationships between atrain and quartz crystallographic fabrics in the Roche Maurice quartzites of Plougastel, western Brittany. **J. Struc. Geol.**, 8: 493-515, 1986
- LAW, R. D.; KNIPE, R. J.; DAYAN, H. Strain path partitioning within thrust sheets: microstructural and petrofabric evidence from the Moine Thrust zone at Loch Eriboll, northwest Scotland. **J. Struc. Geol.**, 6:477-497, 1984.
- LAW, R. D.; SCHMID, S. M.; WHEELER, J. Simple shear deformation and quartz crystallographic fabrics: a possible natural example from the Torridon area NW Scotland. **J. Struc. Geol.**, 12: 29-45, 1990.
- LEGRAND, J. M.; MELO JÚNIOR, G.; ARCHANJO, C. J.; CUNHA DE SOUZA, L.; MAIA NEVES, H. Mineralizações da Faixa Seridó: um processo hidrotérmal do fenômeno tectono-magmático Brasileiro. **XVI Simp. Geol. Nord.**, Natal (RN), 221-224, 1993.
- LIMA, R. G.; ARCHANJO, C. J.; MACEDO, J. W. P.; MELO JÚNIOR, G. Anomalias de suscetibilidade magnética no batólito granítico de Teixeira (Província Borborema, Nordeste do Brasil) e sua relação com a zona de cisalhamento de Itapetim. **Rev. Bras. Geol.**, 4: 685-692, 2000.
- LINS, C. A. Mineralizações auríferas dos estados de Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte. **XI Simp. Geol. Nord.**, Recife (PE), 452-464, 1984.
- LINS, C. A. & SCHEID, C. Projeto ouro de pernambuco e Paraíba. **CPRM**, Recife. p. 123, 1981.
- LISTER, G. S. The effect of basal-prism mechanism switch on fabric development during plastic deformation of quartzite. **J. Struc. Geol.**, 3: 67-75, 1981.
- LISTER, G. S.; PRICE, G. P. Fabric development in a quartz-feldspar mylonite. **Tectonophysics**, 49: 37-78, 1978.
- LISTER, G. S.; WILLIAMS, P. F. Fabric development in shear zones: theoretical controls and observed phenomena. **J. Struc. Geol.**, 1: 283-297, 1979
- LISTER, G. S.; HOBBS, B. E. The simulation of fabric development during plastic deformation and its application to quartzite: the influence of deformation history. **J. Struc. Geol.**, 3: 355-370, 1980.
- LISTER, G. S.; DORNSIEPEN, U.F. Fabric transitions in the Saxony granulite terrain. **J. Struc. Geol.**, 4: 81-92, 1982.

- LISTER, G. S.; WILLIAMS, P. F. The partitioning of deformation in flowing rock masses. **Tectonophysics**, 92: 1-33, 1983.
- LISTER, G. S.; SNOKE, A. W. S-C mylonites. **J. Struc. Geol.**, 6: 617-638, 1984.
- LLANA-FÚNEZ, S. Quartz c-axis texture mapping of a Variscan regional foliation (Malpica-Tui Unit, NW Spain). **J. Struc. Geol.**, 22: 1299-1312, 2002.
- LLOYD, G. E.; LAW, R. D.; MAINPRICE, D.; WHEELER, J. Microstructural and crystal fabric evolution during shear zone formation. **J. Struc. Geol.**, 14:1079-1100, 1992.
- LLOYD, G. E. & FREEMAN, B. Dynamic recrystallization of quartz under greenschist conditions. **J. Struc. Geol.**, 6: 867-881, 1994.
- LLOYD, G. E. Quartz boundary misorientation distributions: models and observations. In: DEFORMATION MECHANISM, RHEOLOGY AND TECTONICS CONFERENCE, Noordwijkerhout. **Abstract Volume**, p. 107, 2001.
- LUIZ SILVA, W. Estudos da interação fluido-rocha na área do Depósito Aurífero São Francisco, Currais Novos (RN): aspectos estruturais e metamórficos. **Dissertação de Mestrado**, IGCE/UNESP, 1995.
- MACKINNON, P.; FUETEN, F.; ROBIN, P. Y. F. A fracture model for quartz ribbons in straight gneisses. **J. Struc. Geol.**, 1:1-14, 1997.
- MAINPRICE, D.; BOUCHEZ, J. L.; BLUMENFELD, P.; TUBIA, J. M. Dominant slip in naturally deformed quartz: implications for dramatic plastic softening at high temperature. **Geology**, 14: 819-822, 1986
- MARSHALL, D. J. **Cathodoluminescence of Geological Materials**. Boston, Unwin, 1988.
- MAWER, C. K. Mechanics of formation of gold-bearing quartz veins, Nova Scotia, Canada. **Tectonophysics**, 135: 99-119, 1987.
- McCUAIG, T. C.; KERRICH, R. P-T-t-deformation-fluid characteristics of lode gold deposits: evidence from alteration systematics. **Ore Geol. Rev.**, 12: 381-453, 1998.
- McLELLAND, J. M. The origin of ribbon lineation within the southern Adirondacks, U. S. A. . **J. Struc. Geol.**, 6:147-157, 1984.
- MIKUCKI, E. J.; RIDLEY, J. R. The hydrothermal fluid of Archean lode-gold deposits at different metamorphic grades: compositional constrains from ore and wallrock alteration assemblages. **Min. Dep.**, 28: 469-481, 1993.
- MISCH, P. Paracrystalline microboudinage in a matamorphic reaction sequence. **Bull. Geol. Soc. Am.**, 81: 2483-2486, 1970.
- MITRA, G. Deformation of granitic basement rocks along fault zones at shallow to intermediate crustal levels. Structural Geology of Fold and Thrust Belts; In: MITRA, S.; FISHEAR, G. W. **Jonhs Hopkins University Press**, 123-144, 1992.
- MORAIS, J. F. S. Projeto Itapetim: relatório final de pesquisa de ouro. **CPRM**, Recife, p. 22, 1989.
- NEWMAN, J. & DRURY, M. Temperature-stress rate path along a peridotite shear zone: implications for dynamic process within the upper mantle. In: DEFORMATION MECHANISM, RHEOLOGY AND TECTONICS CONFERENCE; 2001, Noordwijkerhout. **Abstract Volume**, p. 120, 2001.
- NEVES MAIA, H. Deformação e fluxo de fluidos em zonas de cisalhamento: a integração de estudos estrutural, inclusões fluidos e isótopos estáveis dos veios mineralizados em ouro posicionados na zona de cisalhamento de Itapetim (NE do Brasil). **Tese de Doutor ado Submetida a Qualificação**. Unicamp, 2002.
- NISHIKAWA, O.; TAKESHITA, T. Dynamic analysis and two types of kink bands in quartz veins deformed under subgreenschist conditions. **Tectonophysics**, 301: 21-34, 1999.
- OLESEN, N. Plagioclase fabric development in a high-grade shear zone, Jotunheimen, Norway. **Tectonophysics**, 142: 291-308, 1987.

- OLIVER, N. S. (1996). Review and classification of structural controls on fluid flow during regional metamorphism. *J. Metam. Geol.*, 14: 477-492
- OLIVER, N. S.; McLELLAN, J. G.; STEPHENS, J. R.; MARSHALL, L. The role of structural permeability on mass transfer mechanisms in ore systems. **Applied Structural Geology for Mineral Exploration and Mining**. Australian Institute of Geoscientists; Bol. 36, 161-163, 2002.
- OLSEN, T. S. & KOHLSTEDT, D. K. Natural deformation and recrystallization of some intermediate plagioclase feldspars. **Tectonophysics**, 111: 107-131, 1985.
- OGAARD, D. L. & EVANS, B. Grain growth in synthetic marbles with added mica and water. **Contrib. Mineral. Petrol.**, 100: 246-260, 1988.
- PARK, Y.; REE, J. -H.; KIM, S. Lattice preferred orientation in deformed-then-annealed material: observations from experimental and natural polycrystalline aggregates. **Int. Earth Sci.**, 90: 127-135, 2001.
- PASSCHIER, C. W.; TROUW, R. A. J. **Microtectonics**. 1. ed. New York: Springer, 1996
- PATERSON, M. S. The thermodynamics of Water in quartz. **Phys. Chem. Mineral.**, 13: 245-255, 1986.
- PETERS, G. S. Formation of oreshoots in mesothermal gold-quartz vein deposits: examples from Queensland, Australia. **Ore Geol. Rev.**, 8: 277-301, 1993.
- PETIT, J. -P.; WIBBERLEY, C. J.; RUIZ, G. 'Crack-seal', slip: a new fault valve mechanism? **J. Struct. Geol.**, 4: 1199-1208, 1999.
- PIAZOLO, S. C. Shape fabric development during progressive deformation. **Tese de Doutorado**, Universidade de Mainz, 2000.
- PIERI, M.; KUNZE, K.; BURLINI, L.; STRETTON, I.; OLGAARD, D.; BURG, J. P. Experimental deformation to large shear strain of calcite rocks: rheological and microstructural evolution. **Göttingen Arbeiten zur Geologie und Paläontologie**, Sb4: 154-155, 1999.
- PLATT, J. P.; VISSERS, R. L. M. Extensional structures in anisotropic rocks. **J. Struct. Geol.**, 4: 397-410, 1980.
- POIRIER, J. P. **Creep in crystals: high-temperature deformation process in metals, ceramics and minerals**. 1 ed. London: Cambridge Univ. Press, 1985. 260 p.
- POIRIER, J. P. & NICOLAS, A. Deformation-induced recrystallization by progressive misorientation of subgrain-boundaries, with special reference to mantle peridotites. **J. Geol.**, 83: 707-720, 1975.
- POIRIER, J. P. & GUILLOPÉ, M. Deformation induced recrystallization of minerals. **Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr.**, 102: 67-74, 1979.
- POULSEN, K. H. & ROBERT, F. Shear zones and gold: practical examples from the Southern Canadian Shield. IN: Keays, R. R.; Ramsay, W. R. J.; Groves, D. I. The Geology of Gold deposits: The Perspective in 1988. **Econ. Geol. Mon.**, 6: 239-266, 1989.
- PRICE, N. J. (1966). **Fault and joint development in brittle and semi-brittle rock**. 1 ed. London: Pergamon Press, 1966. 175 p.
- PRIOR, D.; KNIPE, R. J.; HANDY, M. R. Estimates of the rates of microstructural change in mylonites. Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics; In: KNIPE, R. J.; RUTTER, E. H. **Geological Society Special Publication N° 54**, 309-320, 1990.
- PRYER, L. L. A model for the origin of flame perthite: the roles of retrograde metamorphism and stress. **Tese de Doutorado**, Universidade de Toronto, 1993.
- PRYER, L. L. & ROBIN, P. Y. F. Retrograde metamorphic reactions in deforming granites and the origin of flame perthite. **J. Met. Geol.**, 13: 645-658, 1995.
- PRYER, L. L. & ROBIN, P. Y. F.; LLOYD, G. E. SEM electron channelling study of flame perthite. **Can. Min.**, 33: 333-347, 1995.

- RALSER, S.; HOBBS, B. E.; ORD, A. Experimental deformation of a quartz mylonite. **J. Struc. Geol.**, 13: 837-850, 1991.
- RAMSAY, J.G. Shear zone geometry: a review. **J. Struc. Geol.**, 2: 83-100, 1980a.
- RAMSAY, J.G. The crack-seal mechanism of rock deformation. **Nature**, 284: 135-139, 1980b.
- RAMSAY, J.G. & GRAHAM, R. H. Strain variation in shear belts. **Can. J. Earth Sci.**, 7: 786-813, 1970.
- RAMSAY, J. G. & HUBER, M. I. **The techniques of modern structural geology, 2: folds and fractures**. London, Academic Press, 1983.
- REE, J. -H.; PARK, Y. Static recovery and recrystallization microstructures in sheared octachloropropane. **J. Struc. Geol.**, 12: 1521-1526, 1997.
- RIDLEY, J. R. Constraints from alteration assemblages on gold-bearing hydrothermal fluid composition and source. IN: GROVES, D. I.; BENNET, J. M. **Gold Deposits of the Archean Yilgarn Block, Western Australia: Nature, Genesis and Exploration Guides**, Univ. Western Australia, p. 268-272, 1990.
- RIDLEY, J. R. The relations between mean rock stress and fluid flow in the crust: with reference to vein-and lode-style gold deposits. **Ore Geol. Rev.**, 8: 23-37, 1993.
- ROBERT, F. & BROWN, A. C. Archean gold-bearing quartz veins at the Sigma mine, Abitibi greenstone belt, Quebec: part I. Geologic relations and formation of the vein system. **Econ. Geol.**, 81: 578-592, 1986.
- ROBERTS, R. G. Ore deposit models: Archean lode gold deposits. **Geoc. Can.**, 14: 37-52, 1987.
- ROEDDER, E. Fluid inclusions. **Mineralogy**, v. 12, p. 644, 1984.
- RUTTER, E. H. The kinetics of rock deformation by pressure solution. **Phil. Trans. R. Soc. Lond.**, A 283: 203-219, 1972.
- RUTTER, E. H. On the relationship between the formation of shear zones and the form of the flow law for rocks undergoing dynamic recrystallization. **J. Struc. Geol.**, 303: 147-158, 1999
- RYAN, R. J. & SMITH, P. K. A review of mesothermal gold deposits of the Meguma Group, Nova Scotia, Canada. **Ore Geol. Rev.**, 13: 153-183, 1998.
- SANTOS, E. J.; GUSMÃO, R. G.; PAIVA, I. P. Terrenos no domínio transversal da Província Borborema, controles sobre acreção e retrabalhamento crustais ao sul do Lineamento Patos. **XVII Simp. Geol. Nord.**, Fortaleza (CE), 15:140-144, 1997.
- SANTOS, E. J. Ensaio preliminar sobre terrenos e tectônica acrescionária na Província Borborema. **XXXIX Cong. Bras. Geol.**, Salvador (BA), 6: 47-50, 1996.
- SCHEID, C; FERREIRA C. A. Folha Patos (SB.24-Z-D-I). **Prog. Levant. Geol. Básicos Bras**, DNPM, 1991.
- SCHMID, S. M. (1994). Textures of geological materials: computer model predictions versus empirical interpretations based on rock deformation experiments and fiels studies. IN: BUNGE, H. J.; SIEGESMUND, S.; SKROTZKI, W.; WEBER, K. **Textures of Geological Material**, Oberursel, p. 279-301, 1994.
- SCHMID, S. M. & CASEY, M.; STARKEY, J. An illustration of the advantages of a complete texture analysis described by the orientation distribution function (ODF) using quartz pole figure data. **Tectonophysics**, 78: 101-117, 1981.
- SCHMID, S. M. & CASEY, M. Complete fabric analysis of some commonly observed quartz c-axis patterns. IN: HOBBS, B. E. & HEARD, H. C. **Mineral and Rock Deformation; Laboratory Studies**, Am. Geophys. Union, p. 263-286, 1986.
- SCHMOCKER, M. Rheology and microfabrics of quartz: experimental deformation in torsion. **Tese de Doutorado**, Instituto Federal Suíço de Tecnologia (ETH Zürich), 2000.
- SCHOFIELD, D. I. & D'LEMONS, R. S. Relationships between syn-tectonic granite fabrics and regional PTtd paths: an example from the Gander-Avalon boundary of NE Newfoundland. . **J. Struct. Geol.**, 4: 459-471, 1998.

- SHIGEMATSU, N. Dynamic recrystallization in deformed plagioclase during progressive shear deformation. **Tectonophysics**, 305: 437-452, 1999.
- SHIMAMOTO, T.; KANAORI, Y.; ASAI, K. –I. Cathodoluminescence observations on low-temperature mylonites: potential for detection of solution-precipitation microstructures. **J. Struct. Geol.**, 13: 967-937, 1991.
- SIAL, A. N. Granite-types in Northeast Brazil: current knowledge. **Rev. Bras. Geol.**, 16: 54-72, 1986.
- SIBSON, R. H. Fault rocks and fault mechanisms. **J. Geol. Soc. Lond.**, 133: 191-213, 1977.
- SIBSON, R. H. Faulting and fluid flow. In: NESBITT, B. E. **MAC Short Course on Crustal Fluids**. 1990. p. 93-132, 1990.
- SIBSON, R. H. Stress and fluid-pressure controls on mineralisations. **Applied Structural Geology for Mineral Exploration and Mining**. Australian Institute of Geoscientists; Bol. 36, 189-191, 2002.
- SIBSON, R. H.; ROBERT, F.; POULSEN, K. High-angle reverse faults, fluid-pressure cycling, and mesothermal gold-quartz deposits. **Geology**, 16: 551-555, 1988.
- SILVA, S. G. Geoquímica dos fluidos e estudo de balanço de massa em mineralizações de ouro em veios de quartzo dos distritos auríferos de Mãe D`Água e Itapetim (PB). **Dissertação de Mestrado**. UFRN, 1999.
- SIMPSON, C.; WINTSCH, R. P. Evidence for deformation-induced K-feldspar replacement by myrmekite. **J. Metam. Geol.**, 7: 261-275, 1989.
- SIMPSON, C. Displacement and strain patterns from naturally occurring shear zone terminations. **J. Struct. Geol.**, 5: 497-506, 1983.
- SIMPSON, C. Deformation of granitic rocks across the brittle-ductile transition. **J. Struct. Geol.**, 7: 503-511, 1985.
- SKROTZKI, W. Mechanisms of texture development in rocks. In: BUNGE, H. J.; SIEGESMUND, S.; SKROTZKI, W.; WEBER, K. **Textures of geological materials**. Oberursel, 1994. p. 167-186.
- SPRY, A. **Metamorphic textures**. Oxford, Pergamon Press, 1969.
- SPRUNT, E. S. & NUR, A. Microcracking and healing in granite: new evidence from cathodoluminescence. **Science**, 205: 495-497.
- STARKEY, J. Petrofabric analysis of Saxony Granulites by optical and X-axis diffraction methods. **Tectonophysics**, 58: 201-219, 1979.
- STEL, H. & BREEDVELD, M. Crystallographic orientations patterns of myrmekitic quartz: a fabric memory in quartz ribbon-bearing gneisses. **J. Struct. Geol.**, 12: 19-28, 1990.
- STIPP, M.; STÜNITZ, H.; HEILBRONNER, R. The dynamic recrystallization mechanism map: a strain rate-thermometer for mylonitic shear zones. Microstructural evolution in quartzites experimentally deformed to high shear strain. In: DEFORMATION MECHANISM, RHEOLOGY AND TECTONICS CONFERENCE; 2001, Noordwijkerhout. **Abstract Volume**, p. 154, 2001.
- STIPP, M.; STÜNITZ, H.; HEILBRONNER, R.; SCHMID, S. The eastern Tonale fault zone: a 'natural laboratory' for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700 °C. **J. Struct. Geol.**, 24: 1861-1884, 2002.
- STOCKER, R. A. & ASHBY, M. F. On the rheology of the upper mantle. **Rev. Geophys.**, 11: 391-426, 1973.
- STÜNITZ, H. Syndeformational recrystallization – dynamic or compositionally induced? **Contrib. Min. Petrol.**, 131: 219-236, 1998.
- STÜWE, K.; WILL, T. M.; ZHOU, S. On the timing relationship between fluid production and metamorphism in metamorphic piles: some implications for the origin of postmetamorphic gold mineralisation. **Earth Planet. Sci. Lett.**, 114: 417-430, 1993.
- TAKANA, H. Cataclastic lineations. **J. Struct. Geol.**, 14: 1239-1252, 1992.

- TAKESHITA, T.; HARA, I. c-Axis fabrics and microstructures in a recrystallized quartz vein deformed under fluid-rich greenschist conditions. **J. Struc. Geol.**, 4: 417-431, 1998.
- TAKESHITA, T.; WENK, H-R.; LEBENSOHN, R. Development of preferred orientation and microstructure in sheared quartzite: comparison of natural data and simulated results. **Tectonophysics**, 312: 133-155, 1999.
- TULLIS, J. A. & TULLIS, T. E. Preferred orientation produced by mechanical Delphine twinning: thermodynamics and axial experiments. **Am. Geophys. Monogr.**, 16: 67-82, 1972.
- TULLIS J.; YUND R. A. Hydrolitic weakening of experimentally deformed Westerly granite and Hale albite rock. **J. Struc. Geol.**, 2: 439-451, 1980.
- TULLIS, J.; YUND, R. A. Dynamic recrystallization of feldspar: a mechanism for ductile shear zone formation. **Geology**, 13: 238-241, 1985.
- TULLIS, J. & YUND, R. A. Transition from cataclastic flow to dislocation creep of feldspar: mechanism and microstructures. **Geology**, 15: 606-609, 1987.
- TULLIS, J. & HEILBRONNER, R. Microstructural evolution in quartzites experimentally deformed to high shear strain. In: DEFORMATION MECHANISM, RHEOLOGY AND TECTONICS CONFERENCE; 2001, Noordwijkerhout. **Abstract Volume**, p. 166, 2001.
- ULLEMEYER, K.; SPALTHOFF, P.; HEINIZ, J.; ISAKOV, N.; NIKITIN, A.; WEBER, K. The Skat texture diffractometer at the pulsed reactor IBR-2 at Dubna: experimental layout and first measurements. **Inst. Met. Phys. Res.**, 412: 80-88, 1998.
- ULLEMEYER, K.; BRAUN, G.; DAHMS, M.; KRUHL, J.; OLESEN, N.; SIEGESMUND, S. 2000. Texture analysis of a muscovite-bearing quartzite: a comparison of some currently used techniques. **J. Struc. Geol.**, 22: 1541-1557, 2000.
- URAI, J. L. Deformation of wet salt rocks. **Tese de Doutorado**. Universidade de Utrecht, p. 221, 1983.
- URAI, J. L. & HUMPHREYS, F. J. The development of shear zones in polycrystalline camphor. **Tectonophysics**, 78: 677-685, 1981.
- URAI, J. L.; MEANS, W. D.; LISTER, G. Dynamic recrystallization of minerals. **Am. Union Monog.**, 36: 161-199, 1986.
- VAN DAALEN, M.; HEILBRONNER, R.; KUNZE, K. Orientation analysis of localized shear deformation in quartz fibres at the brittle-ductile transition. **Tectonophysics**, 303: 83-107, 1999.
- VAN SCHMUS, W.; BRITO NEVES, B. B.; HACKSPACHER, P. C.; BABINSKI, M. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of the eastern Borborema Province, northeastern Brazil: inicial conclusions. **J. South Am. Earth Sci.**, 8: 267-288, 1995.
- VEARNCOMBE, J. R. Quartz vein morphology and implications for formation depth and classification of Archean gold-vein deposits. **Ore Geol. Rev.**, 8: 407-424, 1993.
- VEIGA JR. Folha Afogados de Ingazeira (SR.24-Z-C-VI). **Prog. Levant. Geol. Básicos Bras**, DNPM, 1990.
- VOLLBRECHT, A.; SIEGESMUND, S.; FLAIG, C. High-temperature deformation of a granitoid from the Zone of Erbdorf-Vohenstrau ♣ (ZEV). **Geol. Rundsch**, 86: S141-S154, 1997.
- WANDERLEY, A., A. Folha Monteiro (SB.24Z-D-IV). **Prog. Levant. Geol. Básicos Bras**, DNPM, 1990.
- WATTS, M. J.; WILLIAMS, G. D. Strain geometry, microstructure and mineral chemistry in metagabbro shear zone: a study of softening mechanisms during progressive mylonitization. **J. Struc. Geol.**, 5: 507-518, 1983.
- WEISS, L. E. & WENK, H.-R. An introduction. In: WENK, H.-R. **Preferred orientation in deformed metals and rocks: an introduction to modern texture analysis**. Academic Press, 1985. p. 1-10.
- WENK, H. -R.; CHRISTIE, J. M. Comments on the interpretation of deformation textures in rocks. **J. Struc. Geol.**, 13: 1091-1110, 1991.

- WHITE, S. H. The effect of strain on the microstructures, fabrics, and deformation mechanisms in quartzites. **Philos. Trans. R. Soc. London**, 283: 69-86, 1976.
- WHITE, S. H.; BURROWS, S. E.; CARRERAS, J.; SHAW, N. D.; HUMPHREYS, F. J. On mylonites in ductile shear zone. **J. Struc. Geol.**, 1/2: 175-187, 1980.
- WHITE, J. C.; MAWER, C. K. Extreme ductility of feldspar from a mylonite, Parry Sound, Canada. **J. Struc. Geol.**, 8: 133-143, 1986.
- WILSON, C. J. L. Crystal growth during a single-stage opening event and its implication for syntectonic veins. **J. Struc. Geol.**, 9: 1283-1296, 1994.
- WILTSCHKO, D. V.; MORSE, J. W. Crystallization pressure versus "crack seal" as the mechanism for banded veins. **Geology**, 29: 79-82, 2001.
- WITT, W. K. & VANDERHOR, F. Diversity within a unified model for Archean gold mineralization in the Yilgarn Craton of Western Australia: an overview of the late-orogenic, structurally-controlled gold deposits. **Ore Geol. Rev.**, 13: 29-64, 1998.
- ZHANG, S.; COX, S. F. Enhancement of fluid permeability during shear deformation of a synthetic mud. **J. Struc. Geol.**, 22: 1385-1393, 2000.