

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

DANIEL SACOMAN

MICROESTRUTURAS EM VEIOS QUARTZO-SULFETADOS MINERALIZADOS EM
OURO, GRANITO PASSA TRÊS, CAMPO LARGO-PARANÁ



CURITIBA
2015

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

DANIEL SACOMAN

MICROESTRUTURAS EM VEIOS QUARTZO-SULFETADOS MINERALIZADOS EM
OURO, GRANITO PASSA TRÊS, CAMPO LARGO-PARANÁ

Dissertação apresentada ao Programa de Pós
Graduação em Geologia, Setor de Ciências
da Terra, Universidade Federal do Paraná,
como requisito parcial à obtenção do título de
mestre em Geologia.

Orientadora: Prof^a Dr^a Barbara Trzaskos
Co-orientação: Prof. Dr. Carlos Eduardo de
Mesquita Barros

CURITIBA
2015

S122m

Sacoman, Daniel

Microestruturas em veios quartzo-sulfetados mineralizados em ouro, granito passa três, Campo Largo-Paraná/ Daniel Sacoman. – Curitiba, 2015. 58 f. : il. color. ; 30 cm.

Dissertação - Universidade Federal do Paraná, Setor de Ciências da Terra, Programa de Pós-graduação em Geologia, 2015.

Orientador: Barbara Trzaskos – Co-orientador: Carlos Eduardo de Mesquita Barros.

Bibliografia: p. 55-58.

1. Minérios de ferro. 2. Ouro - Minas e mineração. 3. Quartzo. 4. Microestrutura. I. Universidade Federal do Paraná. II. Trzaskos, Barbara. III. Barros, Carlos Eduardo de Mesquita. IV. Título.

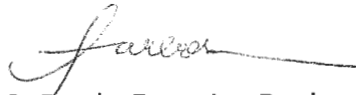
CDD: 549.32

TERMO DE APROVAÇÃO

DANIEL SACOMAN

“Microestruturas em veios quartzo sulfetados mineralizados em ouro, Granito Passa Três, Campo Largo - PR.”

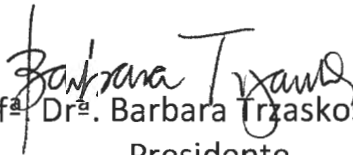
Dissertação de Mestrado aprovada como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre no Programa de Pós-Graduação em Geologia, área de concentração em Geologia Exploratória, da Universidade Federal do Paraná. Comissão formada por:



Prof^a. Dr^a. Paola Ferreira Barbosa - Unb



Prof. Dr. Leonardo Evangelista Lagoeiro - UFPR



Prof^a. Dr^a. Barbara Trzaskos - UFPR
Presidente

Curitiba, 05 de fevereiro de 2016.

AGRADECIMENTOS

Agradeço à Universidade Federal do Paraná pelo espaço físico fornecido. Ao Programa de Pós-graduação em geologia da UFPR pela estrutura e apoio. À Mineração Tabiporã pela autorização de acesso as galerias durante as etapas de campo. Ao técnico Adilson Dalagassa, do LAMIN/DEGEOL, pela confecção de lâminas delgadas polidas. Ao LAMIR/DEGEOL pelo empréstimo do carro nas etapas de campo. A prof^a. Doutora Barbara Trzaskos pela orientação, apoio, incentivo e ajuda desde o início do mestrado. Ao Prof. Doutor Carlos Eduardo de Mesquita Barros pela ajuda nas discussões e orientação. Aos geólogos Sandro Notto Villanova e José Bazille Newton da Silva pelo auxílio em campo e discussões sobre a geologia da mina. A Bárbara Dressel pelas amostras do TB-01, ajuda e troca de informações sobre a geologia da mina. Aos amigos Danielle Boler, Ramon Sade Zapata Rivas, Dina Cabrita, Rafael Witkowski pelo incentivo e ajuda na busca de referências e discussões sobre o trabalho. Ao meu amigo Murilo Ducat Semkiw pela ajuda na edição das fotos. A minha família, Luiz Claudomiro Sacoman, Dilce Borgo Sacoman e Alexandre Sacoman por estarem sempre ao meu lado em todos os momentos da minha vida. A minha namorada Larissa Lopes Endlich pela ajuda com leituras, formatações e pela companhia e apoio. A todos os meus amigos e familiares que sempre estão comigo, seja discutindo assuntos profissionais ou em momentos de lazer.

RESUMO

O Granito Passa Três comporta a principal e única jazida de ouro em atividade no estado do Paraná. O corpo granítico, composto predominantemente por quartzo sienitos, está alojado entre xistos do Grupo Setuva, a leste, e metassedimentos do Grupo Açungui, a oeste. O ouro está inserido em veios de quartzo, pirita, calcopirita, fluorita e carbonato. Os veios têm espessuras que variam de decímetros a metros. No Túnel Base 04 foram identificados dois veios auríferos com características geométricas e texturais distintas. O primeiro tipo de veio é composto por quartzo leitoso, maciço e com sulfeto em bolsões irregulares. Tem atitudes preferenciais N77E/60SE e N10W/60NE e pode ser observado em pontos restritos da área. O segundo tipo de veio tem aspecto bandado devido a intercalações de níveis de quartzo cristalino e de sulfeto orientados paralelamente à direção do veio. Também apresenta duas direções preferenciais de caimento, a oeste segundo a atitude N20E/40NW e na porção central e leste com direção N70W/30SW. Em campo foi possível separar 3 famílias de falhas de caráter rúptil, a primeira com direção N-S de alto ângulo, a segunda de atitude W-E/subvertical e a terceira de direção N70W/40SW. As microestruturas mais comuns observadas nos veios de quartzo foram: extinção ondulante, lamelas de deformação, precipitação, *kinks*, *bulging*, microfraturas e domínios cataclásticos, que ocorrem de maneira indistinta em ambos os veios. A diferença textural da macro para microescala pode ser explicada pela evolução deformacional da área. Em primeiro momento teria ocorrido o cisalhamento do granito e entrada de fluido rico em sílica e sulfetos. Com a progressão da deformação houve bandamento dos primeiros minerais cristalizados, criação de aberturas locais e precipitação de novas fases minerais de quartzo e sulfetos. Desta forma, criaram-se feições macro distintas e micro similares, uma vez que os eventos deformacionais subsequentes afetaram ambos os veios. Em estágio tardio ocorreu a geração das falhas rúpteis, sendo a família W-E de alto ângulo consequência do movimento oblíquo da família N-S, e por fim as famílias W-E de baixo a médio ângulo que acomodaram os esforços remanescentes.

Palavras-chave: pirita; filão aurífero; veios de quartzo; microestruturas.

ABSTRACT

The Passa Três Granite contains the last gold mine in operation in the Parana State. The massif is composed mainly of quartz syenites and it crosscuts schists from the Setuva Group to the east, and metasediments belonging to the Açungui Group to the west. The gold is hosted in veins of quartz, pyrite, chalcopyrite, fluorite and carbonate. The veins are decimeter to meter thick. In the gallery number four (TB-4) has identified two auriferous veins with different geometrical and textural characteristics. The first vein type consists of white quartz and massive sulphide in irregular pockets. It has preferred directions N77E/60SE and N10W/60NE and can be observed locally in the area. The second type displays a banding outlined by the intercalation of crystalline quartz and sulphide oriented parallel to the direction of the vein. These veins show two preferred directions, N20E/40NW at west and in the central and eastern portion N70W/30SW direction. We distinguished three brittle faults, the first N-S/subvertical, the second is W-E/subvertical and the third strikes N70W/40SW. The most common microstructures observed in quartz veins are undulose extinction, deformation lamellae, precipitation, kinks, bulging, microfractures and cataclastic domains. These features occur indistinctly in both veins. The textural difference from macro to micro scale can be explained by the deformation evolution. Firstly it would have occurred faulting of the granite, veining and filling with silica- and sulphides-bearing fluids. With the progression of deformation the veins suffered banding, further opening and late massive precipitation of minerals. These processes led to create similar microstructures, in both sets of veins. In the later stage it would have nucleated W-E/subvertical brittle faults resulted from oblique N-S movements. Finally W-E faults would have accommodated remaining stresses.

Key-words: pyrite; auriferous lode; quartz veining; microstructures.

SUMÁRIO

| | |
|--|----|
| RESUMO..... | 4 |
| ABSTRACT | 5 |
| 1. INTRODUÇÃO | 8 |
| 1.1. Justificativa..... | 8 |
| 1.2. Objetivo | 9 |
| 1.3. Localização da área de estudo | 9 |
| 1.4. Estrutura da dissertação | 10 |
| 2. GEOLOGIA REGIONAL..... | 10 |
| 2.1. Descrições litológicas..... | 11 |
| 2.2. Alterações hidrotermais..... | 14 |
| 2.3. Análises químicas geocronológicas, isotópicas e de inclusões fluidas | 15 |
| 2.4. Análises estruturais | 17 |
| 3. EMBASAMENTO TEÓRICO | 18 |
| 3.1. Mecanismos de deformação | 18 |
| 3.1.1. Deslizamento friccional, processo de fratura e cataclase (<i>frictional sliding, fracture process and cataclastic</i>)..... | 19 |
| 3.1.2. Difusão por transferência de massa (<i>Diffusive mass transfer</i>)..... | 21 |
| 3.1.3. Plasticidade intracristalina | 23 |
| 3.2. Mecanismo de recristalização | 25 |
| 4. MATERIAIS E MÉTODOS | 30 |
| 5. VERSÃO DO ARTIGO A SER SUBMETIDO | 32 |
| REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS | 55 |

ÍNDICE DE ILUSTRAÇÕES:

| | |
|--|----|
| Figura 01: Mapa geológico com a localização do granito Passa Três e entorno (Fonte: Mineração Tabiporã)..... | 10 |
| Figura 02: Processo onde há dissolução do mineral nos pontos de maior pressão e remobilização para as áreas de menor pressão (Passchier & Trouw, 2005). | 22 |
| Figura 03: Desenho esquemático mostrando: A) Vacâncias e interstícios. B) Deslocamento em linha do tipo borda e parafuso. C) Deslocamento de linhas em <i>loops</i> , onde observa tanto o deslocamento em borda quanto em parafuso no mesmo plano cristalográfico (<i>Burgers vector</i>) (Passchier & Trouw, 2005)..... | 24 |
| Figura 04: Plano de deslocamento escalando uma impureza e seguindo a deformação (Passchier & Trouw, 2005) | 25 |
| Figura 05: Quartzo com extinção ondulante. Base da foto 1,8 mm (Vernon, 2004). 26 | |
| Figura 06: Processo de formação do <i>bulging</i> , com a formação do <i>bulge</i> dentro de cristais antigos (Passchier & Trouw, 2005). | 27 |
| Figura 07: Figura esquemática mostrando o processo de rotação de subgrãos com movimento progressivo (Passchier & Trouw, 2005). | 27 |
| Figura 08: Exemplo do mecanismo de geração de migração de bordas (Passchier & Trouw, 2005). | 28 |
| Figura 09: Estruturas características de migração de borda (Passchier & Trouw, 2005). | 28 |
| Figura 10: Figura esquemática mostrando a redução de bordas dos grãos ao longo do tempo (Passchier & Trouw, 2005). | 29 |
| Figura 11: Figura esquemática mostrando A) Agregado de minerais com mesma quantidade de energia interna. B) Agregado de quartzo com mica. O filossilicato apresenta energia interna menor e por esta razão vai dominar (Passchier & Trouw, 2005). | 30 |

ÍNDICE DE TABELAS:

Tabela 01: Tabela de classificação dos minerais descritos por Picanço (2000).....14

1. INTRODUÇÃO

Desde a antiguidade o ouro é o metal precioso mais cobiçado pela humanidade, devido suas propriedades físico químicas únicas como, elevada condutividade elétrica, resistência a oxidação, alta maleabilidade, densidade, entre outros. Sua formação requer condições físico-químicas específicas, além de uma cronologia de eventos para que se torne econômico. No estado do Paraná, existem poucas regiões que atenderam a esses requisitos e em apenas uma delas existe depósito econômico que pode ser lavrado. O referido depósito se encontra alojado no Granito Passa Três, em filões quartzosos sulfetados.

Com base nos trabalhos de Soares e Gois (1987), Piekarcz (1992), Picanço (2000), Cury (2003) e Neto (2012) sabe-se que a gênese da mineralização aurífera do Granito Passa Três apresenta complexo controle estrutural associado ao hidrotermalismo, porém não existem estudos específicos sobre o arcabouço estrutural das venulações. Para compreender o processo metalogenético é importante definir se os diferentes veios identificados apresentam correlação com diferentes regimes de deformação. A descrição destes veios em micro escala pode auxiliar na definição do número de fases de deformação, assim como sua cronologia relativa. Para isso, faz-se necessária à avaliação microestrutural e sua correlação com as informações de campo.

1.1. Justificativa

O granito Passa Três faz parte dos granitos inseridos no contexto estrutural da Zona de Cisalhamento Lancinha (Fiori, 1985; Cury, 2003; Dressel, 2012). Embora os granitos sejam estudados há muito tempo, o Granito Passa Três apresenta poucos trabalhos específicos. Na região é o único corpo mineralizado em ouro, sendo explorado há cerca de 30 anos pela mineração Tabiporã.

Em trabalhos de campo foram observadas duas famílias de veios mineralizados, corroborando a descrição de Piekarcz (1992). As duas famílias apresentam características geométricas distintas, fato que pode as relacionar a diferentes fases de deformação. A primeira família de veios é composta por quartzo leitoso maciço, com sulfeto em bolsões, enquanto a segunda família apresenta-se bandado, com intercalações de quartzo cristalino e sulfeto, ambos orientados

paralelamente à direção do veio. Observações de campo sugerem a existência de duas fases de deformação para formar e deformar a família de veios bandados e apenas uma fase para formar a família de veios maciços. As principais questões a serem respondidas são: do ponto de vista microestrutural, quais características podem ser estabelecidas para os dois tipos de veios? As informações microestruturais corroboram as fases de deformação definidas em campo?

1.2. Objetivo

O objetivo desse trabalho é caracterizar os componentes microestruturais que formaram e deformaram os veios mineralizados na jazida, definindo o número de fases de deformação e suas respectivas características. A partir das feições descritivas pretende-se também fazer inferências quanto ao regime de deformação dos eventos.

Para que o objetivo acima seja alcançado será necessária à conclusão das seguintes metas intermediárias:

- Definir o arcabouço estrutural da galeria denominada Túnel Base 04 (TB04);
- Caracterizar, do ponto de vista microestrutural, as diferenças entre os veios 1 e 2;
- Definir, a partir das características descritivas e das relações de corte, o número de fases de deformação;
- Elaborar a carta de eventos de deformação;
- Determinar o regime de deformação de cada evento determinado.

1.3. Localização da área de estudo

A área de estudo está localizada a leste do estado do Paraná, no bairro de São João do Povinho, município de Campo Largo (Figura 01), nas coordenadas UTM: X 631.401 e Y 7.193.585. Seu acesso se dá pela BR-277 até o início da Serra de São Luis do Purunã, de onde se acessa a estrada secundária até o local.

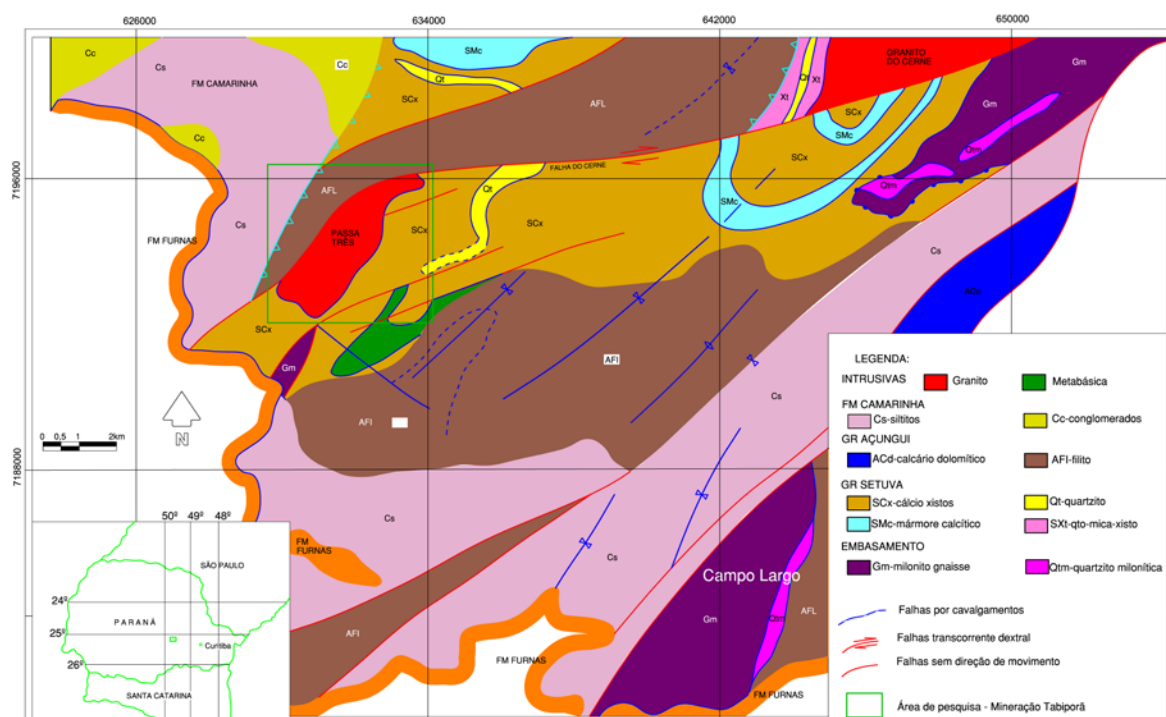


Figura 01: Mapa geológico com a localização do granito Passa Três e entorno (Fonte: Mineração Tabaporã).

1.4. Estrutura da dissertação

Esta dissertação apresenta os resultados do projeto de mestrado executado em 24 meses. O texto foi dividido em cinco capítulos, sendo este inicial, onde são listados os objetivos, justificativas e localização da área. No segundo capítulo são apresentadas as informações sobre o estado da arte sobre o Granito Passa Três e a mineralização aurífera associada. O terceiro capítulo mostra o embasamento teórico sobre mecanismos de deformação necessários para o entendimento das feições microestruturais descritas durante a pesquisa. O quarto capítulo apresenta os materiais e métodos e o quinto a versão do artigo a ser submetido após a defesa. Ao final são listadas as referências bibliográficas utilizadas.

2. GEOLOGIA REGIONAL

Localizado na porção leste do estado do Paraná, o Granito Passa Três é um corpo alongado segundo a direção N45E, com área de 5km². Alguns trabalhos foram realizados com o objetivo de compreender as deformações no granito e mineralização aurífera associada (Soares e Góis, 1987; Piekarz, 1992; Picanço,

2000; Neto, 2012). Neste capítulo será apresentada a síntese dos trabalhos realizados na área separando as descrições litológicas macro e micro, alterações hidrotermais, análises químicas e geologia estrutural.

2.1. Descrições litológicas

As descrições das diferentes fácies do stock granítico foram separadas e identificadas de acordo com cada autor. A seguir segue uma síntese dos trabalhos realizados na área englobando as principais características do Granito Passa Três segundo Piekarz (1992), Picanço (2000), Cury (2003) e Neto (2012).

É consenso entre os autores que a fácies mais abundante do granito é a porção central. Segundo Piekarz (1992) esta fácies apresenta cor róseo-avermelhada, textura equigranular média, e é leucocrática, com maior concentração de máficos em algumas porções (Picanço, 2000; Cury, 2003). A mineralogia é composta principalmente por microclínio-pertita, microclínio, albita-oligoclásio, albita, quartzo, biotita e anfibólio (Piekarz, 1992; Picanço, 2000). Os minerais acessórios são compostos por apatita, magnetita, ilmenita, zircão, titanita, microclínio, enquanto os minerais secundários são compostos por albita, biotita, muscovita/sericita, clorita, titanita, leucoxênio, carbonatos, pirita, fluorita e minerais de argila (Piekarz, 1992). Em lâmina, Piekarz (1992) observa quatro gerações de quartzo, sendo a primeira geração formada por agregado anédricos com extinção ondulante e grãos recristalizados. A segunda preenchendo os espaços vazios na matriz fanerítica e a terceira por cristais ovalados inclusos no feldspato. A quarta geração é formada por cristais de quartzo de pequenas dimensões, anédricos e relacionados à formação da assembleia de substituição de mais baixo grau. Os cristais de microclínio-pertita têm frequentes maclas em xadrez com geminação carlsbad (Piekarz, 1992), sendo cristais de tamanho médio, subédricos e ocasionalmente pertitizados. Em geral encontram-se sericitizados, fraturados (e preenchidos por carbonato) e em alguns casos com geminação retorcida. Os cristais de albita-oligoclásio são grandes, subédricos, muitas vezes com a geminação rompida ou deslocadas (Picanço, 2000).

Com a mudança gradual da fácies central para as bordas, as principais diferenças, segundo Piekarz (1992) são: menor quantidade relativa de quartzo e maior de feldspato potássico e mineral fêmico com granulação fina e grande quantidade de carbonato e epidoto preenchendo veios e microfraturas. Observou-se a presença de inúmeros enclaves que variam de dimensões centimétricas a

milimétricas (Piekarz, 1992). Foi descrita também incipiente foliação de fluxo magmático irregular, evidenciada apenas pelos níveis máficos lenticularizados (Cury, 2003).

Nestes trabalhos são descritos diversos estilos de veios, assim como uma intrusiva básica, no nível 805 da Mina do Polaco por Picanço (2000). Trata-se de um dique de diabásico decimétrico e tabular encaixado na fácies sienogranítica leucocrática. O autor descreve o dique como de espessura constante paralelo aos veios de quartzo, apresentando bordas de reação com a encaixante. O autor ressalta ainda o deslocamento e estiramento do dique por veio de quartzo aurífero posterior. Esta evidência, segundo o autor, mostra que o dique cortou o granito a frio e que posteriormente foi deformado pelos veios de quartzo aurífero.

Foram descritos veios aplíticos a pegmatíticos (Piekarz, 1992; Picanço, 2000), microgranitos e veios de quartzo ricos em sulfetos dispostos em toda extensão do granito com espessura centimétrica a métrica. Os aplitos são alaskitos, constituídos por quartzo, microclinio, muscovita e minerais opacos em quantidades e texturas variáveis. Já os microgranitos são restritos, com coloração róseo-alaranjado, textura porfírica, granulação fina (<0,5mm), equigranular e constituída por quartzo, microclinio e plagioclásio. Segundo Picanço (2000) trata-se de litotipo mais hidratado e mais rico em silicato do Granito Passa Três.

As rochas economicamente importantes são os veios de quartzo mineralizados com ouro. Piekarz (1992) divide, com base nas relações estruturais e nas alterações hidrotermais associadas, os veios quartzosos em dois tipos. O T1 que ocorre em falhas com intensa argilização, associadas ao veio e alteração filica no granito. Já o T2 preenche fraturas extensionais no granito sem movimento relativo de blocos e está associado somente com a alteração filica. O T1 apresenta formas irregulares, geralmente tabulares, lenticulares ou bolsões, estando associado a falhas e sendo representado principalmente na Faixa Barreiro.

A Faixa Barreiro corresponde ao filão principal mineralizado que corta transversalmente o granito com extensão aproximada de 800m e com direção média N50W e mergulho entre 54 a 80 SW. Na faixa os veios são isolados ou em enxames paralelos, descontínuos e com constantes ramificações. Apresentam espessura média de 30 a 50cm com frequentes bolsões métricos, podendo haver encurtamento lateral até restar estreitas faixas argilizadas. Os sulfetos podem ocorrer em bolsões aleatórios ou reorientados na direção do veio (Piekarz, 1992).

O veio T2 restringe-se a veios menores, mais regulares, de forma tabular e menos deformados. O granito encaixante não apresenta deformação por cisalhamento, o que indica que os filões correspondem ao preenchimento de fraturas extensionais (Piekarz, 1992). A paragênese dos veios auríferos quartzosos é basicamente composta por fluorita, pirita com ouro nativo preenchendo suas fraturas, calcopirita e sulfossais de Bi e Cu e em menor quantidade carbonatos, feldspato potássico e muscovitas. O autor sugere duas gerações de quartzo, uma leitosa compreendendo a maior parte do veio e outra cristalina dentro do próprio veio, orientado em níveis paralelos. A pirita está fortemente deformada e preenchida por ouro e calcopirita, que se aloja dos espaços abertos no momento da deformação. A fluorita é bastante comum, ocorrendo tanto em veios auríferos como em veios não mineralizados (Piekarz, 1992).

Picanço (2000) apresenta o resultado de novas análises e observa feições de brechamento hidrotermal, com porções de quartzo maciço fraturado e preenchidos por matriz carbonática. O autor faz a associação dos veios sulfetados mais complexos com a argilização. Em termos mineralógicos Picanço (2000) faz a descrição mais detalhada, subdividindo 8 variedades texturais do quartzo no Granito Passa Três, os quais correspondem a 4 episódios de gerações de veios (Tabela 01).

Na mineralogia dos sulfetos, Picanço (2000) identificou pirita, calcopirita, bornita, esfalerita, galena e molibdenita, além do ouro. A pirita é o principal mineral que compõe o grupo, ocorrendo desde as primeiras evidências da alteração hidrotermal do granito até a remobilização em fraturas tardias. Encontra-se fraturada e preenchida por calcopirita e ouro livre, associada em menor quantidade a bornita, esfalerita e galena. Cristais de pirita apresentam feições cataclásticas das zonas argilizadas, assim como zonas de falhas tardias.

| Mineral | Descrição em lâmina | Relação temporal |
|-----------------------|--|--|
| Quartzo: Q1 | Principal variedade. Cristais grandes, subédricos a anédricos, fortemente fraturados e cataclasados, com forte recristalização e geração de subgrãos e novos grãos com contornos serrilhados entre si. | Hidrotermalismo. |
| Quartzo: Q2 | Pode ser dividido em dois subtipos: intragranular, com cristais pequenos, recristalizados, subédricos em fraturas internas do Q1. Intergranulares, com cristais pequenos, subédricos em fraturas entre Q1. | Gerado no momento da deformação do Q1. |
| Quartzo: Q3 | Cristais euédricos com hábitos prismáticos e subparalelos associados a fraturas e cavidades. Tem formato de grão de arroz ou quartzo em favo. | Fraturamento hidráulico do Q1. |
| Quartzo: Q4 | Subédricos e associados a argilização | Fechamento associado a argilização. |
| Matriz calcítica | Grãos pequenos, subédricos com contatos poligonais entre si, pode preencher fraturas no Q1 gerando cristais maiores e melhor cristalizados. | Temporalmente vinculados a matriz. |
| Calcita microgranular | Associados a vênulas tardias cortando tanto o granito hidrotermalizado como o veio. Sem indícios de deformação | Vênulas tardias. |
| Albita | Cristais límpidos, sem indícios de deformações ou geminações. Comuns nas laterais dos veios maiores e mais presente nos veios menores. | |
| Sericita/muscovita | Associada a zonas de alteração filica mais pronunciadas, geralmente envelopando o quartzo. | Associado a alteração filica. |
| Fluorita | Coloração violeta associada a calcitas de primeira fase na forma de pequenos cristais subédricos e cristais euédricos associados a calcita secundária em fraturas. | |
| Argilo-minerais | Pode ser dividido em dois tipos: O primeiro grupo de coloração branca associado com illita, quartzo e pirita, e a segunda de coloração cinza clara a preta, associado a paragênese da primeira mais o grupo dos 14 A (como a smectita, vermiculita e clorita). | |

Tabela 01: Tabela de classificação dos minerais descritos por Picanço (2000).

2.2. Alterações hidrotermais

O Granito Passa Três sofreu intensa alteração hidrotermal. Tais alterações foram descritas em detalhe tanto por Piekarz (1992) como por Picanço (2000). Ambos descrevem alterações hidrotermais do tipo: alteração de biotita e anfibólios, microclinitização, alteração filica (sericitização/ muscovitização), carbonatização, silicificação e argilização. É consenso que a alteração de biotita e anfibólio é pervasiva em todo o corpo granítico, sendo que para Piekarz (1992) o anfibólio é substituído apenas por titanita, pirita e óxido de ferro, enquanto Picanço (2000) inclui biotita, carbonato, epidoto e não lista a titanita. A biotita é alterada de primária para secundária. A microclinitização é representada pela substituição do ortoclásio por

microclínios sem pertitas e maclas em xadrez (Piekarz, 1992). A alteração fílica ocorre predominantemente sobre os feldspatos do granito, tanto de modo pervasivo como controlado por falhas e fraturas. No Granito Passa Três ocorre nos cristais de albita-oligoclásio, com geração de pequenos cristais de sericita sobre o plagioclásio. No granito a alteração envelope os veios de quartzo-sulfetados, sendo controlada por falhas (Piekarz, 1992).

A carbonatização é melhor detalhada por Picanço (2000), sendo marcada durante todo o processo de alteração hidrotermal e representada pela formação de veios extensionais associados à geração dos veios auríferos. O carbonato ocorre também como matriz em brechas hidrotermais. A silicificação é o processo principal de formação dos veios mineralizados. Aproveitando as descontinuidades da rocha como falhas e fraturas, a sílica percola nestes pontos gerando os veios. Este processo é associado a alteração fílica e argílica (Piekarz, 1992).

Segundo Picanço (2000) a alteração argílica foi o último processo de alteração hidrotermal relacionada à formação de minério. Vale ressaltar que este processo apresenta em sua composição sulfetos como pirita, calcopirita e ouro e estão associados aos veios auríferos, englobando-os. Estes dados corroboram a proposta de Piekarz (1992), porém Picanço (2000) relata a forte continuidade da alteração argílica junto ao veio, sendo até identificada como guia em porções onde o veio desaparece lateralmente.

2.3. Análises químicas geocronológicas, isotópicas e de inclusões fluidas

Piekarz (1992) analisou 17 amostras para o estudo geoquímico, sendo elas divididas em 12 amostras do corpo granítico (5 fácies central, 4 fácies de borda e 4 porções intermediárias); 2 amostras de veios tardi-magmáticos; 1 amostra de microgranito e 2 amostras da alteração fílica.

Com os dados obtidos nas análises de elementos maiores e traço, Piekarz (1992) coloca o granito como um quartzo-sienito com filiação shoshonítica pouco evoluído. A soma de vários fatores como composição mineralógica do granito, ausência de minerais aluminosos, presença de diopsídio e coríndon normativo e o caráter metaluminoso permitiram à Piekarz (1992) enquadrar o granito como tipo I. Os estudos de ETR's indicaram que o Granito Passa Três é derivado de um líquido pouco diferenciado, de composição máfica (ausência de feldspato) e contendo granadas (Picanço, 2000). O estudo de tipologia de zircão indica ser um corpo

cálcio-alcálico, pouco evoluído.

As inclusões fluidas se dividem em dois tipos, a aquo-carbônica e aquosa (Picanço, 2000). Os resultados indicam que os fluidos relacionados à deposição do ouro foram introduzidos nos estágios tardios de deformação durante regime rúptil. Ainda demonstra que o ouro foi remobilizado em temperaturas superiores a 280°C e pressões superiores a 1100 bars. Por fim os dados apresentados indicam, que o ouro foi depositado em temperaturas próximas a 165°C e 280°C e pressões em torno de 1240 bars (Piekarz, 1992).

Dados geocronológicos, realizados por Picanço (2000), sugerem as seguintes idades: mineralização aurífera entre 510-527Ma, sericita em zona de falha através do método K/Ar com idades 528±10Ma; Rocha encaixante com idade de 526 ± 23 Ma pelo método Rb/Sr, em lixiviados de pirita com idades de 510 ± 13 Ma pelo mesmo método; reativações tardias do falhamento com idades 384 ± 62 Ma.

Cury (2003) trabalhou com amostras de diversos granitos da região, sendo 8 amostras do granito do Cerne, 3 amostras do Passa Três, 2 amostras do Granito Rio Abaixo, 1 amostra do Sienito Capivara e 2 amostras do Monzogranito Chacrinha. Os dados geoquímicos do Granito Passa Três complementam os resultados dos trabalhos anteriores, colocando-o predominantemente no campo de sienogranito e 1 amostra no quartzo sienito. A quantidade de SiO₂ na fácies mais abundante, a porcentagem dos óxidos, a assinatura dos elementos menores e Terras Raras, mostram grande semelhança entre o Granito do Cerne, Passa Três e Rio Abaixo. A análise conjunta destes granitos sugere interação crustal na assinatura geoquímica destes corpos, devido aos teores elevados de SiO₂ e menor porcentagem de álcalis.

Os dados de ETR indicam que estes corpos (com exceção do Monzonito Chacrinha) assemelham-se a padrões litogeoquímicos dos granitos tipo A e do subtipo A₂ (Cury, 2003). Cury compara a assinatura geoquímica com a série shoshonítica, já citada por Piekarz 1992. Embora os altos teores de Ba, Sr e teores médios de Rb se enquadrem à série shoshonítica, os altos teores de Zr encontrados nos granitos estudados por Cury (2003) são discrepantes a essa série magmática. O Granito Cerne, Passa Três, Rio Abaixo e Sienito Capivara se relacionam ao magmatismo pós-orogênico em relação ao arco magmático Três Córregos-Cunhaporanga, mas tardi-orogênico em relação à Faixa Apiaí, estando provavelmente relacionado à transcorrência (Cury, 2003). O padrão isotópico Sm-Nd (TDM) obtido nos *stocks* granitos do Cerne, Passa Três, Rio Abaixo e Sienito

Capivara revelou idades paleoproterozoicas (2200-2000 Ma) relacionadas a derivação manto-crosta dos protólitos desses granitóides (Cury 2003). A análise de zircão do Granito Passa Três indica forte desequilíbrio isotópico do sistema U-Pb, fornecendo uma discrepância nas idades. Porém, análises Ar-Ar em biotitas do Granito do Cerne indicaram idade integrada de 557 ± 2 Ma, dados que se assemelham à idade de cristalização dos zircões analisados para o mesmo granito (563 ± 34 Ma).

Neto 2012, por meio do estudo de balanço de massas e ETR, coloca o granito como sendo originado de magma pouco evoluído com composição máxima próxima do campo do “diorito”. Devido a alteração hidrotermal sofrida, causou perda de Na, Ca, Si e Sr e ganho de K, S, Mg, Rb, F e voláteis, o que o colocaria no campo do quartzo sienito, sienogranito e sienito. Através de diagramas de ambiente geotectônico (Pearce, 1996 apud Neto, 2012) posicionou a formação do depósito como tardi-orogênico ou intra-placa.

2.4. Análises estruturais

Do ponto de vista estrutural Piekarcz (1992) observou frequentes estruturas “*stockworks*” e feições rúpteis e dúcteis. As feições rúpteis são penetrativas em todo *stock* granítico e se destacam, do ponto de vista microestrutural pela quebra de grãos, extinção ondulante do quartzo e faturamento generalizado. As feições dúcteis são restritas e presentes na forma de estruturas miloníticas na Faixa Barreiro, lenticularização do granito e veios de quartzo, foliações S/C em estreitas faixas centimétricas em faixas. O autor relaciona os filões a uma zona de cisalhamento transcorrente dextral, definindo a deformação segundo as direções N58E, N57W, EW e N29E, encaixadas no modelo de Riedel de Transcorrência.

Cury (2003) analisou não só as intrusões graníticas, como suas rochas encaixantes. O autor separa duas foliações no Granito do Cerne, uma gerada por fluxo magmático, identificada em níveis centimétricos a milimétricos de minerais máficos levemente orientados, e outra foliação de deformação, caracterizada por forte orientação e estiramento mineral. As duas foliações são próximas ao vertical com caimento preferencial para NW e em secundariamente para SE, no entanto, apenas a foliação gerada por fluxo magmático é possível de se observar nas porções mais interna do Granito do Cerne.

A partir do mapeamento regional o autor corrobora os dados de Fiori (1985) associando a colocação dos granitos ao estágio final do sistema de cisalhamento transcorrente Lancinha. As evidências disso são a falta das foliações S_n e S_{n+1} , observadas apenas nas encaixantes nos granitos; formas ovaladas e elípticas; contato dos maciços graníticos frequentemente marcados por zonas de cisalhamento com estruturas protomilonítica e milonítica, assim como feições de catáclase. As zonas de cisalhamento adjacente às intrusões graníticas apresentam cinemática dextral, similar ao sistema de cisalhamento Lancinha e Morro Agudo.

3. EMBASAMENTO TEÓRICO

Neste capítulo é apresentada a revisão dos mecanismos de deformação disponíveis na literatura (Passchier & Trouw, 2005; Vernon, 2004; Knipe, 1989) e utilizados como embasamento para o estudo dos veios de quartzo que cortam o Granito Passa Três.

Vale ressaltar que as microestruturas identificadas em uma amostra podem resultar de vários processos de deformação nem sempre distinguíveis entre si, podendo haver a formação de estruturas sobrepostas. Pode haver também deformações subsequentes sem que necessariamente se produzam novas estruturas, ou seja, quando a orientação da tensão e o grau metamórfico forem similares, pode ser impossível distinguir as estruturas geradas (Blenkinsop, 2000; Passchier & Trouw, 2005; Vernon, 2004).

3.1. Mecanismos de deformação

Toda substância cristalina apresenta energia interna de tensão e esta energia encontra-se em equilíbrio quando inserida em meio estável, sem processos deformacionais atuantes. Revertendo as condições deste meio, em função da mudança de temperatura, taxa de deformação, tamanho dos grãos, pressão, entrada e/ou composição dos fluidos, os agregados minerais podem reagrupar seu arranjo cristalino e conseqüentemente aumentar sua energia interna para se adaptar as novas condições impostas.

O reagrupamento do arranjo cristalino gera estruturas e texturas macroscópicas visíveis na rocha como xistosidade, bandamentos, falhas, lineações, entre outros. A partir da análise intra e intercristalina dos minerais é possível

distinguir padrões característicos que se associam a diferentes processos genéticos e deformacionais (Evans, 1988; Drury, 1990; Hirth & Tullis, 1992; Ando, 1993; Chatterjee, 1994; Den Brok, 1998; Hippett & Hongn, 1998; Castro, 2007; Lagoeiro, 2008). Assim como os processos deformacionais aumentam a energia interna dos cristais, os processos de recristalização têm como objetivo diminuir a energia interna, sendo que o aumento da temperatura e/ou decréscimo na taxa de fluxo e da taxa de deformação promovem alterações no mecanismo dominante. A mudança de mecanismos de deformação e recristalização é sutil e pode, muitas vezes, ocorrer de forma simultânea (Passchier & Trouw, 2005; Vernon, 2004; Knipe 1989).

A separação dos mecanismos de deformação foi organizada usando como base o trabalho de Knipe (1989) em que os divide em três categorias principais: *Frictional sliding, fracture process and cataclastic, Diffusive mass transfer* e *Crystal Plasticity*.

3.1.1. Deslizamento friccional, processo de fratura e cataclase (*frictional sliding, fracture process and cataclastic*)

Os mecanismos de deslizamento friccional e fraturamento ocorrem em temperaturas baixas e/ou alta taxa de deformação, na zona superior da crosta terrestre onde as rochas apresentam comportamento rúptil. Para ocorrer o deslizamento friccional é necessário que a rocha tenha porosidade, de forma a facilitar que os grãos se deslizem uns em relação aos outros (Borradaile, 1981).

Este processo ocorre em locais onde a pressão de confinamento é baixa e a pressão de fluido é alta (Knipe, 1989). Evidências deste processo são comumente observadas em rochas sedimentares, devido à sua alta porosidade em condições de baixa pressão e entrada de fluidos (Owen, 1987) ou zonas de falhas que contenham material inconsolidado (Wang, 1986).

Knipe (1989) observa que este mecanismo pode mostrar diferentes estruturas conforme a quantidade de fluidos e o tipo de cimento da rocha. Rochas com grande quantidade de fluidos devem gerar deslocamento dos grãos e até mesmo fluidização do material.

Ao contrário do deslizamento friccional, o fraturamento ocorre em rochas maciças, em que as fraturas são geradas através da propagação de microplanos de fraqueza. Este processo envolve a ligação de microfraturas em uma série de cristais

dando origem as fraturas. A ruptura de cristais desenvolve planos de fraqueza descontínuos e pode ser dividido em microfraturas (*microcrack*), fendas (*crack*), juntas (*joint*) e falhas. As fendas (*cracks*) correspondem aos planos de ruptura sem deslocamento. As juntas (*joints*) são fraturas com planos mais contínuos e alongados. As falhas são o conjunto de fraturas onde há deslocamento ao longo do plano. As microfraturas (*microcracks*) são fraturas observadas em escala de grãos. Separadamente, não apresentam relevância, porém com a continuidade da deformação e coalescência destes elementos podem gerar estruturas importantes na rocha como falhas maiores e até orientação preferencial de minerais. Den Brok & Passchier (1998) realizaram experimento em local controlado utilizando cristais de quartzo para demonstrar que em baixas temperaturas, com continuidade da deformação e a entrada de fluidos salinos, as fraturas, microfraturas e juntas podem se propagar e gerar extinção ondulante, subgrãos e novos grãos.

Com a formação dos planos de fraqueza (juntas e falhas) e presença de um esforço, pode ocorrer o deslizamento destes planos gerando cominuição dos minerais, ranhuras e planos de deslizamento com grande volume de fragmentos cataclásticos. Estes fragmentos podem se reorganizar desenvolvendo nova orientação cristalográfica. Ainda nesse processo é comum a entrada de fluidos e a geração de veios de quartzo ou carbonato (Bons, 2000). Como evidências deste processo podem ser observadas grande quantidade de grãos fraturados e moídos. Tais grãos apresentam bordas angulares em vários cristais distintos, indicando que o faturamento ocorreu em toda a rocha (Passchier & Trouw, 2005).

A fragmentação do material, somado à rotação e ao deslizamento friccional constitui a catáclase, que em níveis mais rasos geram as brechas (Engelder, 1974; Aydin & Johnson, 1983; Sibson, 1986; Fossen, 2005). Ao analisar a rocha deformada em baixa temperatura é possível observar geminações e *kinkings*. Estas feições refletem a acomodação do esforço aplicado ao mineral. Apresentam forma de cunha, tabular ou cônica, se propagando da ponta da geminação ou das bordas para centro do cristal. São restritas ao plano cristalográfico específico e são separadas em geminações de crescimento e deformação. A geminação por deformação ocorre quando o esforço causa flexão mecânica ou torção das estruturas cristalinas sem ruptura. As geminações de crescimento são formadas no momento de geração do cristal. A diferença entre geminações está na forma, sendo

que a de crescimento gera linhas retas e contínuas, enquanto a de deformação se concentra nas bordas, com formas cônicas (Passchier & Trouw, 2005).

Os kinks são semelhantes às geminações, porém não se restringem aos planos cristalográficos. São comuns em minerais com clivagem definida como as micas, porém ocorrem em outros minerais menos típicos como quartzo, feldspato, anfibólio, cianita e piroxênio (Passchier & Trouw, 2005; Vernon, 2004).

3.1.2. Difusão por transferência de massa (*Diffusive mass transfer*)

A difusão por transferência de massa gera deformações por deslocação de material de um ponto para outro da rocha através de espaços intergranulares. Este movimento depende de altas taxas de esforço, temperatura e do tamanho dos grãos, sendo que quanto menor o grão, maior a taxa de deformação. Isso porque quanto menor o grão, menor é a distância entre seus limites e melhor à difusão (Fossen, 2005).

Um dos processos associados a este mecanismo é a dissolução por pressão (*pressure solution*), que ocorre em rochas que apresentam fluido intergranular. Segundo Passchier & Trouw (2005), Vernon (2004) e Bons (2000) o processo ocorre quando, somado ao fluido, a rocha sobre alta taxa de tensão diferencial. A pressão, localizada no cristal, faz com que suas bordas se dissolvam nos pontos de maior tensão (σ_1) e precipitem nas regiões de menor tensão (σ_3) (Figura 02). Este processo pode ocorrer também em rochas porosas, onde o contato entre dois cristais representa o ponto de maior pressão, onde o material será dissolvido e remobilizado para as áreas de menor pressão.

Segundo Passchier & Trouw (2005) o fluido pode ser transportado por longas distâncias e precipitado como veios ou sombras de pressão. Um dos fatores que controlam a dissolução e a precipitação em cristais de quartzo é a orientação cristalográfica. Segundo Becker (1995) grãos de quartzo que tem baixo ângulo entre o eixo-c e o eixo-z exibem número menor de situações de dissolução e precipitação, enquanto que quando a relação angular é maior que 50° existem mais ocorrências do processo. Outro ponto diz respeito à direção do eixo, a qual é mais resistente à dissolução por pressão, enquanto cristais com hábito romboédrico ou trigonal bipiraminal são de mais fácil dissolução.

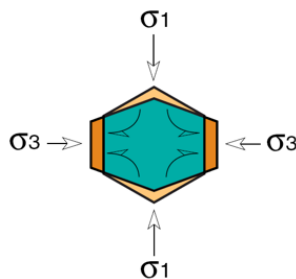


Figura 02: Processo onde há dissolução do mineral nos pontos de maior pressão e remobilização para as áreas de menor pressão (Passchier & Trouw, 2005).

Outro mecanismo muito comum formado por difusão de transferência de massa é o *dislocation creep*, que normalmente ocorre em temperaturas entre 400° e 500°C, onde a rocha apresenta certa plasticidade e o movimento por difusão torna-se mais ativo.

Estudo realizado por Hirth and Tullis (1992) em agregados deformados de quartzo determina três regimes em que pode ocorrer o processo de *dislocation creep*. Segundo os autores os fatores que determinam qual o regime que predomina são: temperatura, taxa de deformação e quantidade de água durante a deformação. Em temperaturas mais baixas (regime 1), o processo de geração de deformações é maior do que o de recuperação. Por isso é possível observar cristais heterogêneos, com dimensões discrepantes, extinções irregulares e finas camadas recristalizadas ao longo das bordas dos cristais.

A passagem do regime 1 para o regime 2 consiste no aumento da temperatura. Com isso o processo de *dislocation climb* se torna mais eficaz e se equipara ao processo de recuperação, por isto a taxa de deformação se mantém em equilíbrio, gerando cristais equidimensionais. No 3 regime, o processo de recuperação supera o de deformação gerando rotação de subgrão e migração de borda de grão.

Um efeito importante da deformação intracristalina (*dislocation creep*) é a geração de planos orientados (LPO) que podem indicar a direção dos tensores de deformação (Passchier & Trouw, 2005). Porém Bons (2000) mostra que um plano orientado pode ser formado também pelo processo de dissolução e precipitação.

Estudo realizado por Dell'Angelo (1987) em agregados de quartzo, albita e microclinio, a temperaturas de 900°C, 1500 MPa e em cristais com dimensões entre 100 e 500 μm , indica que para iniciar a mudança de *dislocation creep* para *diffusion creep* é necessário a redução do tamanho dos grãos e o aumento da fusão.

Neste estudo com a redução dos grãos para 2-10 μm e fusão <1% ou grãos com 10-50 μm e 3-5% de fusão, predomina o processo de *dislocation creep*. Porém, mantendo a granulometria entre 2-10 μm e a fusão entre 3-5%, o processo passa a ser *diffusion creep*. Neste contexto, ocorrem três processos, sendo o primeiro o *Nabarro-Herring creep* que indica a difusão no retículo cristalino, onde os átomos se movem trocando de lugar com as vacâncias de 1 em 1.

Esse processo tem taxa de movimento lenta, sendo de poucos centímetros em milhões de anos. As vacâncias migram em direção do maior esforço, e ao atingir as bordas, se dissipam. Isso gera ao longo do tempo um cristal quase perfeito. Esse movimento das vacâncias necessita de grande energia, sendo possível apenas em altas temperaturas, onde a energia vibracional das moléculas é alta.

Coble creep é o segundo mecanismo e ocorre entre troca de átomos e vacâncias, porém neste caso o movimento é nas bordas dos grãos. Neste caso se faz necessária mais energia que no caso anterior e é mais importante na deformação da crosta plástica. Em ambos os casos, ocorre mudança de forma e geração de deformações em escala macroscópica. Por fim, o *Superplastic creep* ocorre em rochas finas deformadas por deslizamento de limites de grãos por difusão. Este processo pode acomodar grande quantidade de esforços sem gerar trama de orientação preferencial dos minerais (Lagoeiro, 2008; Passchier & Trouw, 2005). Estes processos (*Nabarro-Herring*, *coble creep* e *superplastic creep*) podem ocorrer ao mesmo tempo ou em intervalos pequenos um do outro. Algumas microestruturas características são os *ribbons* de quartzo e microestruturas poligonais (Passchier & Trouw, 2005).

3.1.3. Plasticidade intracristalina

Este mecanismo ocorre pela acumulação de tensão em processos intracristalinos que geram defeitos pontuais, lineares ou planares. O processo dominante é o *dislocation glide*, que corresponde aos defeitos na rede intracristalina em escala atômica. São divididos em defeitos pontuais, linhas e deslocamentos (Figura 03). Defeitos cristalinos podem ser pontuais (vacâncias), em linha (deslocações) ou planares (bordas de grãos ou falhas de empilhamento)

As linhas geram deslocamento de metade da rede cristalina e podem ser do tipo *edge* (cunha), *screw* (parafuso) e *loops*. O tipo cunha ocorre ao longo da aresta

de um meio-plano do retículo cristalino e o deslocamento é horizontal. No tipo parafuso o deslocamento é vertical, semelhante ao movimento de um papel sendo rasgado. O tipo *loops* é a junção do movimento em borda e parafuso no mesmo cristal. Os deslocamentos ocorrem quando há movimentação de toda a rede cristalina em um plano cristalográfico específico. Este deslocamento depende da magnitude e direção das forças atuantes.

Quando o cristal apresenta certa plasticidade, ocorre o *dislocation climb*, que seria o deslocamento da rede cristalina em meio a impurezas (átomos em excesso). As impurezas servem como barreira para o deslocamento e em temperaturas moderadas, a rede cristalina “escala” estas impurezas e segue com a deformação. Este processo de deslocamento escalando (*climb*) é conhecido como *dislocation creep*, ou seja, *dislocation glide + climb = dislocation creep* (Figura 04).

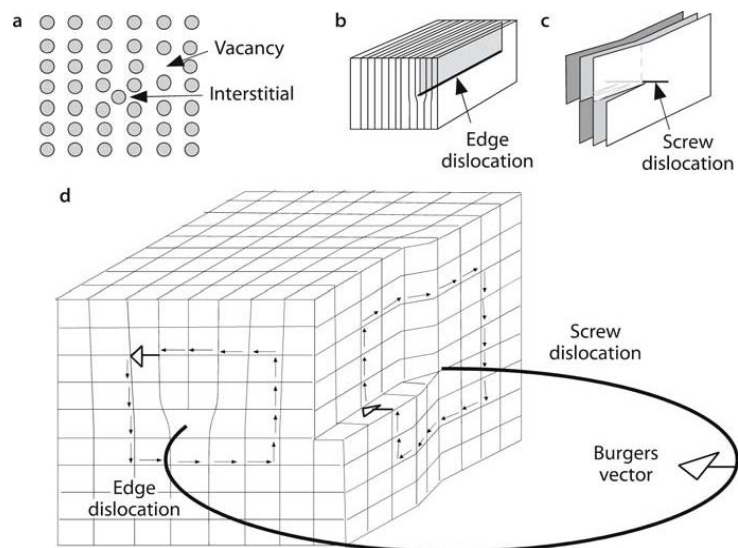


Figura 03: Desenho esquemático mostrando: A) Vacâncias e interstícios. B) Deslocamento em linha do tipo borda e parafuso. C) Deslocamento de linhas em *loops*, onde observa tanto o deslocamento em borda quanto em parafuso no mesmo plano cristalográfico (*Burgers vector*) (Passchier & Trouw, 2005).

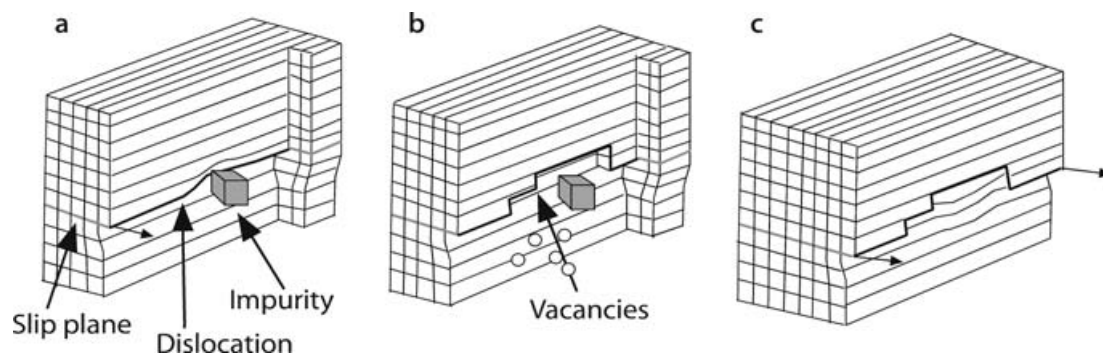


Figura 04: Plano de deslocamento escalando uma impureza e seguindo a deformação (Passchier & Trouw, 2005)

Importante ressaltar que o *dislocation grid* não é visível em lâminas petrográficas, apenas com a ajuda do Microscópio Eletrônico de Transmissão (TEM), porém os efeitos causados podem ser diferenciados. A rede cristalina, que contém grande quantidade de deslocamentos similares, pode gerar curvas suaves conhecidas como extinções ondulantes. Estas regiões apresentam birrefringência ligeiramente diferente das vizinhas. Caso estes defeitos se concentrem em determinadas direções, delimitando subgrãos alongados, a feição característica é classificada como lamela de deformação.

3.2. Mecanismo de recristalização

Os processos deformacionais aumentam a energia interna do cristal e são importantes para eliminar defeitos gerados. Como resultado na diminuição da energia de tensão interna, tornando o sistema estável. Na prática ocorre o balanço entre geração de defeitos e recuperação de forma contínua. A recristalização pode ser dividida em duas grandes famílias. Recristalização dinâmica, que envolve a recuperação, *bulging*, rotação de subgrão, migração de borda e recristalização estática. A diferença entre os dois mecanismos é a tensão. Caso exista tensão atuando no sistema a recristalização dinâmica atua, caso contrário, predomina a recristalização estática (Spry, 1983; Passchier & Trouw, 2005; Castro, 2007)

A recuperação é o primeiro estágio da recristalização e engloba todos os processos que movem, anulam ou agrupam os deslocamentos em paredes que separam os grãos. Este descolamento em parede é resultado da acomodação dos esforços, diminuindo a energia interna do grão, dividindo-o em subgrãos. Estas

zonas têm extinção uniforme, mudando sutilmente em pequenas faixas, como exemplos têm-se as extinções ondulantes (Figura 05) e os tabuleiros de xadrez.

Com a progressão da recuperação ocorre o deslocamento dos subgrãos com ângulos maiores que 10° (Passchier & Trouw, 2005; Castro, 2007; Lagoeiro, 2008) tornando-o livre. Neste processo ocorre a geração de novo cristal e o mecanismo passa ser a recristalização (Vernon, 2004; Fossen, 2005).



Figura 05: Quartzo com extinção ondulante. Base da foto 1,8 mm (Vernon, 2004).

A formação de novo cristal pode ocorrer de 3 modos diferentes, dependendo principalmente da temperatura do sistema. Em temperaturas mais baixas, entre 200° a 300°C (Vernon, 2004) pode ocorrer o *bulging*, que corresponde a migração lenta e local, dando origem a cristais na borda interna do cristal antigo. Estes cristais são conhecidos como “*bulge*” e se formam no contato entre dois cristais com densidade de deslocamento diferentes (Figura 06). Este *bulge* apresenta densidade maior que o cristal hospedeiro formando em alguns casos pequenas deformações. Em estágios mais avançados deste processo o grão antigo pode ficar cercado por grãos novos, gerando estruturas com característica núcleo e manto. As características deste processo são cristais com bordas serrilhadas, nucleações (*bulge*) em torno do cristal e diferença discrepante de tamanho entre cristais novos e antigos (Passchier & Trouw, 2005; Vernon, 2004).

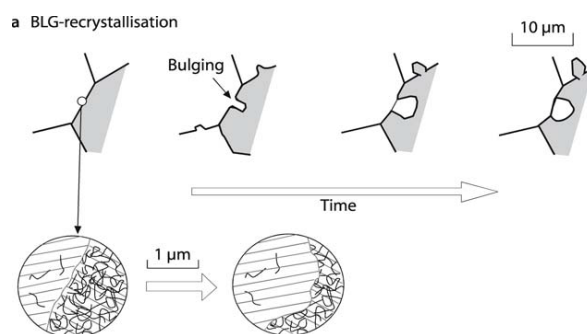


Figura 06: Processo de formação do *bulging*, com a formação do *bulge* dentro de cristais antigos (Passchier & Trouw, 2005).

Com o aumento da temperatura para aproximadamente 400°C ou diminuindo a taxa de deformação (Castro, 2007), o mecanismo predominante se torna a rotação de subgrão gerado pela poligonização de grãos antigos e rotação de novos grãos. Este processo ocorre quando o deslocamento é contínuo e afeta o subgrão que está se formando (Figura 07). Os subgrãos novos terão orientações diferentes dos antigos, tamanhos semelhantes e a diferença de ângulo de extinção entre eles poderá ter até 10°. Após isso se considera um novo grão (Drury, 1990; Lagoeiro, 2008).

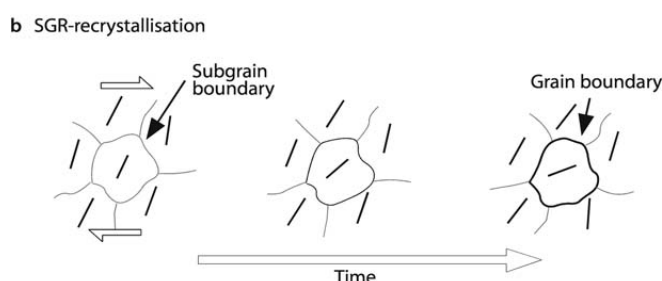


Figura 07: Figura esquemática mostrando o processo de rotação de subgrãos com movimento progressivo (Passchier & Trouw, 2005).

Por fim em temperaturas elevadas, acima de 600°C, ocorre a migração de borda de grão. O processo de rotação de subgrãos é importante nos estágios iniciais da deformação, entretanto, devido à alta mobilidade, as bordas escorregam entre os grãos gerando estruturas anastomosadas, sendo difícil diferenciar novos grãos de antigos, pois sua mobilidade e formas são parecidas (Figura 08). Embora grãos mais novos tendam a ser mais alongados, alguns exemplos de microestruturas do tipo migração de borda de grão são: *window*, *dragging* e *left-over* (Figura 09). Este

processo, somado à entrada de fluido com transferência de massa pode acomodar grande esforço sem que haja orientação aparente dos cristais (Lagoeiro, 2008).

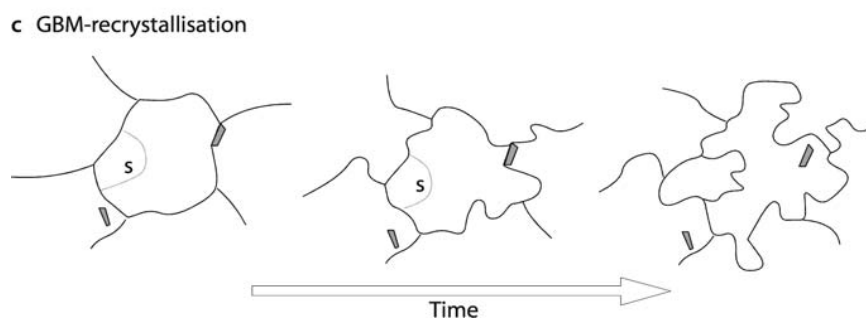


Figura 08: Exemplo do mecanismo de geração de migração de bordas (Passchier & Trouw, 2005).

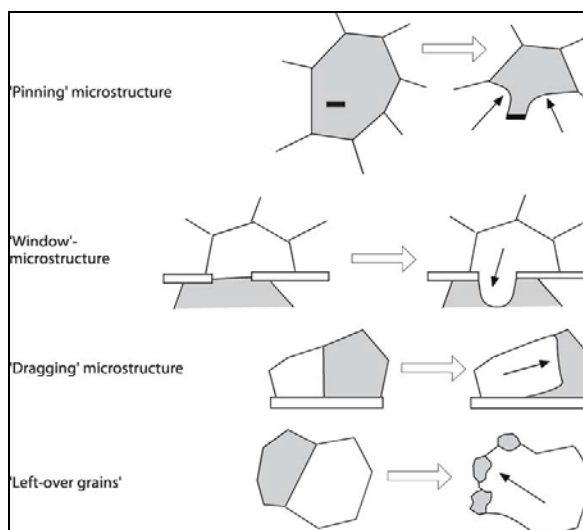


Figura 09: Estruturas características de migração de borda (Passchier & Trouw, 2005).

Estudo realizado por Stipp et al (2002) sobre a deformação do quartzo em temperaturas variando de 250° a 700°C correlaciona os resultados com o trabalho de Hirth and Tullis (1992). Neste trabalho ele considera o processo de formação de *bulding* com o primeiro regime de Hirth and Tullis (1992) e o início do regime 2. O processo de rotação de grãos é formado no final do regime 2 e tem sua transição para a migração de borda de grão no início do 3. Por fim o regime 3, com temperaturas mais elevadas, é marcado pelo processo de migração de borda de grão. Importante ressaltar que os fatores que vão dizer qual dos mecanismos de recristalização dinâmica será predominante são temperatura, pressão e a taxa de deformação ao longo de determinado tempo.

Após cessar o campo de tensão, ainda em altas temperaturas, a recristalização estática começa atuar (Passchier & Trouw, 2005; Spry, 1983). Este processo tem a única finalidade de reduzir a energia remanescente. Embora possa ocorrer em baixas proporções, enquanto a deformação ainda está ativa, o processo comum em sistemas sem tensão atuante é a redução de borda de grão (Bons Urai 1992).

Não são apenas defeitos internos dos cristais que aumentam a energia interna do mineral. Bordas sinuosas ou irregulares podem ser consideradas defeitos planares e conseqüentemente contribuirão para o aumento de energia. O GBAR elimina o excesso de área de bordas do cristal, tornando-os retilíneo (Figura 10), para isso é considerado a energia interna do mineral comparado com os cristais do entorno, havendo domínio do cristal de menor energia.

Em termos gerais, em um agregado mineral, com energia interna semelhante, a tendência é formar grãos equidimensionais, com bordas retas, junção tríplice de 120° e sem orientação cristalográfica (Figura 11). Caso o contato entre cristais tenha discrepância da energia, o cristal com maior quantidade de energia vai se “moldar” de acordo com o cristal de menor energia. Um exemplo deste caso é o agregado de quartzo com cristais de mica. O plano 001 da mica tem baixa energia e vai dominar (Figura 11). Outro caso corresponde ao agregado de micas, que devido ao fato de todos os minerais terem menor energia interna, os mesmos irão se formar independentes uns dos outros (Vernon, 1976; Passchier & Trouw, 2005).

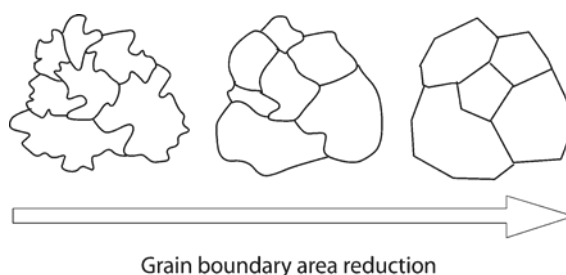


Figura 10: Figura esquemática mostrando a redução de bordas dos grãos ao longo do tempo (Passchier & Trouw, 2005).

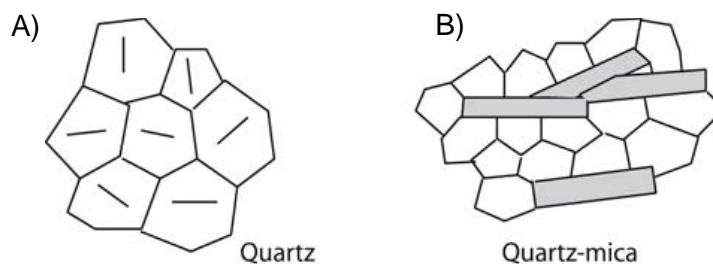


Figura 11: Figura esquemática mostrando A) Agregado de minerais com mesma quantidade de energia interna. B) Agregado de quartzo com mica. O filossilicato apresenta energia interna menor e por esta razão vai dominar (Passchier & Trouw, 2005).

4. MATERIAIS E MÉTODOS

Para alcançar os objetivos propostos foram utilizados os seguintes métodos:

- Revisão bibliográfica:

A revisão bibliográfica foi realizada de modo contínuo com o intuito de compreender os trabalhos já realizados na área e definir os métodos de trabalho. Inicialmente o foco da revisão foi mantido nos trabalhos dedicados ao Granito Passa Três e a mineralização aurífera encontrada nos veios. Após o levantamento de campo na área houve o redirecionamento das pesquisas, onde se consultaram artigos científicos, livros de geologia estrutural e microestrutural e boletins com ênfase em trabalhos de microtectônica, especialmente os que abordavam veios de quartzo, veios auríferos, microtectônica rúptil e rúptil-dúctil, entre outros.

- Levantamento de campo:

Para obter os resultados em meso escala, foi realizado o levantamento estrutural de detalhe no TB4 (Túnel Base 4), na escala 1:100. Ao todo foram descritos 36 pontos em aproximadamente 30 dias de campo. Neste período foram descritos em detalhe as relações de contato entre o granito, o veio e/ou a guia (termo usado na mina para representar a porção argilizada (Picanço, 2000) que tem teores de ouro). A partir dos dados descritivos foram identificados dois tipos de veios. Em ambos foram coletadas medidas planares como, planos de falha, planos de fratura e lineações como estiramento mineral e estrias de falhas. Também foram observadas características físicas como forma, espessura, paragênese e estruturas deformacionais. Em seguida foram coletadas amostras orientadas para análise microestrutural, com as quais será possível correlacionar informações com os dados

de campo. Para a organização dos dados e confecção do mapa estrutural foram utilizados os *softwares* Supac e AutoCad.

- Análise microestrutural dos veios:

O estudo microestrutural é a principal ferramenta de análise deste projeto de mestrado. Foram confeccionadas 20 lâminas delgadas, sendo que 4 foram polidas para análise dos sulfetos. A petrografia teve por objetivo caracterizar as diferenças texturais, composicionais e deformacionais em cada veio. Eventualmente foram confeccionadas mais de uma lâmina por amostra com o intuito de obter uma visão ampla das deformações.

As lâminas foram confeccionadas pelo laboratório de Laminação do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Paraná (LAMIN). A descrição foi realizada no microscópio petrográfico LEICA DM 2500 disponibilizado pela Pós-Graduação de Geologia. As fotomicrografias foram capturadas no mesmo microscópio petrográfico acoplado ao *software* LEICA LAS V4.1.

- Tratamento dos dados:

O tratamento de dados consistiu no confronto dos dados de campo, os dados da petrografia e informações bibliográficas, com o objetivo de estabelecer os eventos deformacionais para cada veio e as condições estruturais que os veios sofreram.

5. VERSÃO DO ARTIGO A SER SUBMETIDO

MICROESTRUTURAS EM VEIOS QUARTZO-SULFETADOS MINERALIZADOS EM OURO, GRANITO PASSA TRÊS, CAMPO LARGO, PARANÁ

Resumo

O Granito Passa Três comporta a principal e única jazida de ouro em atividade no estado do Paraná. O corpo granítico, composto predominantemente por quartzo sienitos, está alojado entre xistos do Grupo Setuva, a leste, e metassedimentos do Grupo Açungui, a oeste. O ouro está inserido em veios de quartzo, pirita, calcopirita, fluorita e carbonato. Os veios têm espessuras que variam de decímetros a metros. No Túnel Base 04 foram identificados dois veios auríferos com características geométricas e texturais distintas. O primeiro tipo de veio é composto por quartzo leitoso, maciço e com sulfeto em bolsões irregulares. Tem atitudes preferenciais N77E/60SE e N10W/60NE e pode ser observado em pontos restritos da área. O segundo tipo de veio tem aspecto bandado devido a intercalações de níveis de quartzo cristalino e de sulfeto orientados paralelamente à direção do veio. Também apresenta duas direções preferenciais de caimento, a oeste segundo a atitude N20E/40NW e na porção central e leste com direção N70W/30SW. Em campo foi possível separar 3 famílias de falhas de caráter rúptil, a primeira com direção N-S de alto ângulo, a segunda de atitude W-E/subvertical e a terceira de direção N70W/40SW. As microestruturas mais comuns observadas nos veios de quartzo foram: extinção ondulante, lamelas de deformação, precipitação, *kinks*, *bulging*, microfraturas e domínios cataclásticos, que ocorrem de maneira indistinta em ambos os veios. A diferença textural da macro para microescala pode ser explicada pela evolução deformacional da área. Em primeiro momento teria ocorrido o cisalhamento do granito e entrada de fluido rico em sílica e sulfetos. Com a progressão da deformação houve bandamento dos primeiros minerais cristalizados, criação de aberturas locais e precipitação de novas fases minerais de quartzo e sulfetos. Desta forma, criaram-se feições macro distintas e micro similares, uma vez que os eventos deformacionais subsequentes afetaram ambos os veios. Em estágio tardio ocorreu a geração das falhas rúpteis, sendo a família W-E de alto ângulo consequência do movimento oblíquo da família N-S, e por fim as famílias W-E de baixo a médio ângulo que acomodaram os esforços remanescentes.

Palavras-chave: pirita; filão aurífero; veios de quartzo; microestruturas.

Abstract

The Passa Três Granite contains the last gold mine in operation in the Parana State. The massif is composed mainly of quartz syenites and it crosscuts schists from the Setuva Group to the east, and metasediments belonging to the Açungui Group to the west. The gold is hosted in veins of quartz, pyrite, chalcopyrite, fluorite and carbonate. The veins are decimeter to meter thick. In the gallery number four (TB-4) has identified two auriferous veins with different geometrical and textural characteristics. The first vein type consists of white quartz and massive sulphide in irregular pockets. It has preferred directions N77E/60SE and N10W/60NE and can be observed locally in the area. The second type displays a banding outlined by the intercalation of crystalline quartz and sulphide oriented parallel to the direction of the vein. These veins show two preferred directions, N20E/40NW at west and in the central and eastern portion N70W/30SW direction. We distinguished three brittle

faults, the first N-S/subvertical, the second is W-E/subvertical and the third strikes N70W/40SW. The most common microstructures observed in quartz veins are undulose extinction, deformation lamellae, precipitation, kinks, bulging, microfractures and cataclastic domains. These features occur indistinctly in both veins. The textural difference from macro to micro scale can be explained by the deformation evolution. Firstly it would have occurred faulting of the granite, veining and filling with silica- and sulphides-bearing fluids. With the progression of deformation the veins suffered banding, further opening and late massive precipitation of minerals. These processes led to create similar microstructures, in both sets of veins. In the later stage it would have nucleated W-E/subvertical brittle faults resulted from oblique N-S movements. Finally W-E faults would have accommodated remaining stresses.

Key-words: pyrite; auriferous lode; quartz veining; microstructures.

1. INTRODUÇÃO

Feições microestruturais e texturais são importantes na determinação das condições de deformação e podem ser reconhecidas a partir do uso do microscópio ótico (Vernon, 2004; Passchier & Trouw, 2005; Fossen, 2005). Diversos trabalhos demonstram que o comportamento deformacional dos minerais depende diretamente da temperatura, taxa de deformação, tamanho dos cristais, presença de água e tempo de atuação da deformação (e.g. Becker, 1995; Stipp et al, 2002; Bons, 2012). Os mecanismos de recristalização estática e dinâmica remetem a diferentes gradientes de temperatura e taxa de deformação (Hirth & Tullis 1992), auxiliando na estimativa das condições de deformação a que foram submetidos os minerais. Desta forma pode-se também estabelecer a cronologia dos eventos, com base na relação de corte das estruturas encontradas (Bons, 2012). Vários trabalhos se destinam à compreensão das condições físico-químicas durante a deformação (e.g. Evans, 1988; Drury, 1990; Ando, 1993; Chatterjee, 1994; Den Brok, 1998; Knipe, 1986; Hippertt & Hongn, 1998; Vernon, 2004; Passchier & Trouw, 2005; Castro, 2007; Lagoeiro, 2008). Nas mineralizações auríferas em veios quartzo-sulfetados, a análise estrutural e microestrutural auxilia na elaboração de modelos metalogenéticos e definição da continuidade do corpo mineralizado.

Os veios mineralizados em ouro, objeto deste estudo, estão inseridos no Granito Passa Três, situado no município de Campo Largo, no bairro de São João do Povinho, a 60 km de Curitiba, sendo explorados pela Mineração Tabiporã nas últimas décadas. O corpo intrusivo é constituído de quartzo sienito e está alojado em

xistos do Grupo Setuva, a leste, e metassedimentos do Grupo Açungui, a oeste (Soares e Gois, 1987; Picanço, 2000) (Figura 1).

A identificação de estruturas e microestruturas constitui a principal técnica utilizada neste trabalho de caracterização dos veios quartzo-sulfetados mineralizados em ouro. O principal objetivo deste trabalho é descrever as feições em macro e microescala e discutir a evolução da deformação dos veios auríferos do Granito Passa Três.

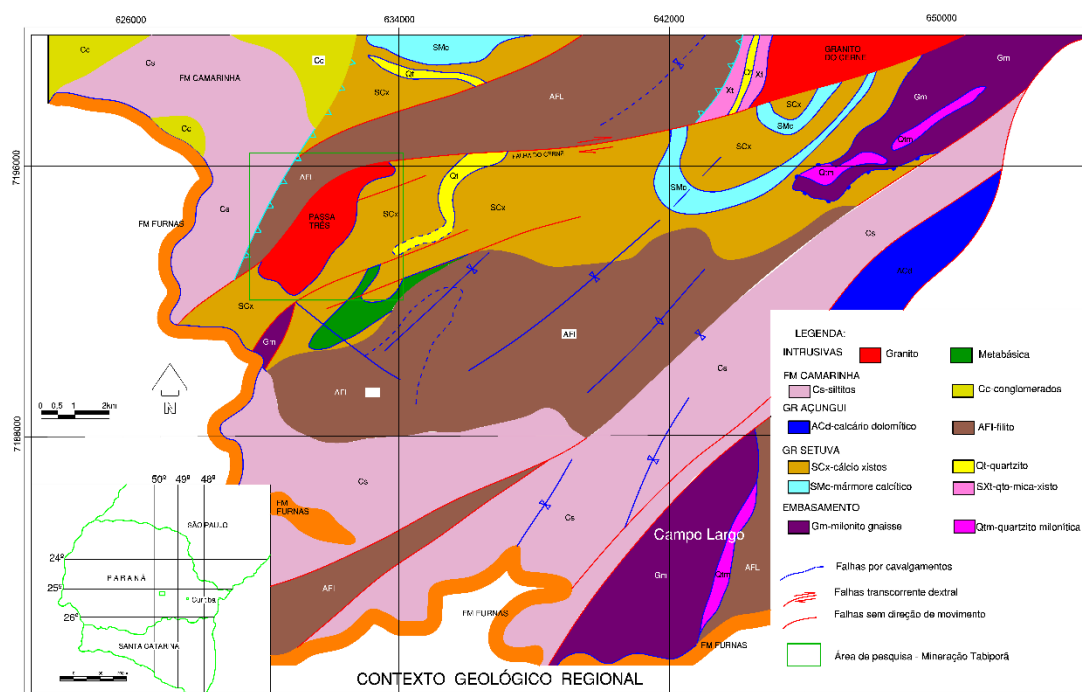


Figura 1: Mapa geológico da região do Granito Passa Três e a localização da Mineração Tabiporã.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

O desenvolvimento desta pesquisa envolveu os materiais e métodos descritos a seguir.

A aquisição de dados de campo foi realizada no Túnel Base 04, local com boa exposição do minério, assim como das estruturas de deformação. No levantamento de campo foram descritos 36 pontos de afloramento, nos quais foram coletados dados estruturais e amostras para a análise microestrutural (Figuras 2 e 3). Além das características descritivas dos veios mineralizados, foram coletadas atitudes quando a direção e mergulho dos filões. Também foi realizada a análise geométrica e cinemática de planos de falha e dos planos de cisalhamento associados aos veios.

Após o mapeamento da galeria foram selecionadas cinco amostras de cada tipo de veio descrito e confeccionadas oito lâminas delgadas e duas lâminas polidas para cada tipo de veio, totalizando 20 lâminas. As lâminas foram destinadas ao estudo microestrutural, com a definição das paragêneses e feições de deformação. Os dados estruturais e microestruturais foram tratados e integrados a fim de sugerir a evolução deformacional da área e determinar as diferenças entre os dois tipos de veios.

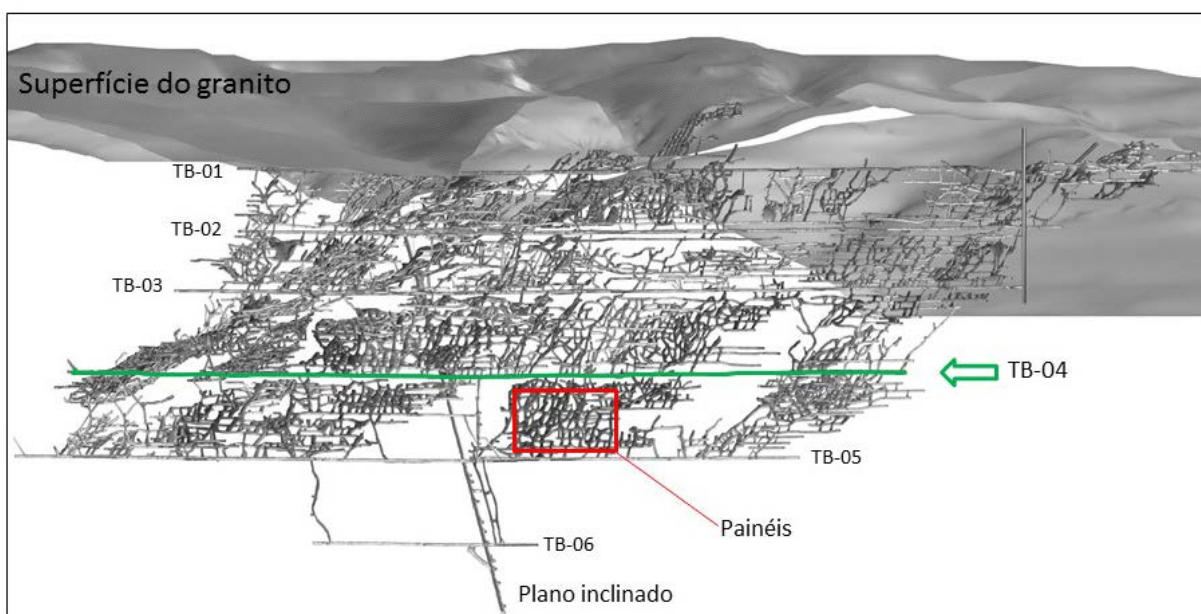


Figura 2: Vista frontal para norte do modelo tridimensional da Mineração Tabiporã, com indicação dos seis Túneis Base escavados. Os levantamentos de campo se restringiram ao TB-04, indicado pela seta.

3. O GRANITO PASSA TRÊS E A MINERALIZAÇÃO AURÍFERA

O Granito Passa Três é um corpo alongado segundo a direção N45E, com área de 5 km², que pode ser dividido em duas fácies principais. A primeira, mais representativa, é limitada ao centro do *stock* granítico e caracterizada por granito de cor róseo avermelhada, textura equigranular média, leucocrática e com concentrações de máficos em algumas porções (Picanço, 2000; Cury, 2003). A segunda fácies ocorre na borda do corpo granítico, com mudança gradual e marcada pela menor quantidade relativa de quartzo, maior quantidade de feldspato potássico e minerais ferromagnesianos finos. Nota-se considerável quantidade de epidoto e carbonato em veios e microfraturas (Piekarz, 1992).

Piekarz (1992) dividiu os veios auríferos em dois tipos, o primeiro, chamado de T1, ocorre em falhas com intensa argilização e alteração fílica no quartzo sienito. O veio T2 preenche fraturas extensionais no granito, sem movimento relativo de blocos e está associado somente à alteração fílica. O T1 apresenta formas irregulares, geralmente tabulares, lenticulares ou bolsões, estando associado principalmente à denominada Faixa Barreiro.

A Faixa Barreiro corresponde ao principal filão mineralizado que corta transversalmente o quartzo sienito, com extensão aproximada de 800 m, direção média N50W e mergulhos entre 54 a 80 SW. Nesta Faixa os veios são isolados ou em enxames paralelos, descontínuos e com constantes ramificações. Apresentam espessura média de 30 a 50 cm com frequentes bolsões métricos, podendo haver encurtamento lateral até restar estreitas faixas argilizadas. Os sulfetos podem ocorrer em bolsões aleatórios ou reorientados na direção do veio (Piekarz, 1992). O veio T2 restringe-se a veios menores, mais regulares, de forma tabular e menos deformados. O granito encaixante não apresenta deformação por cisalhamento, o que indica que os filões correspondem ao preenchimento de fraturas extensionais (Piekarz, 1992).

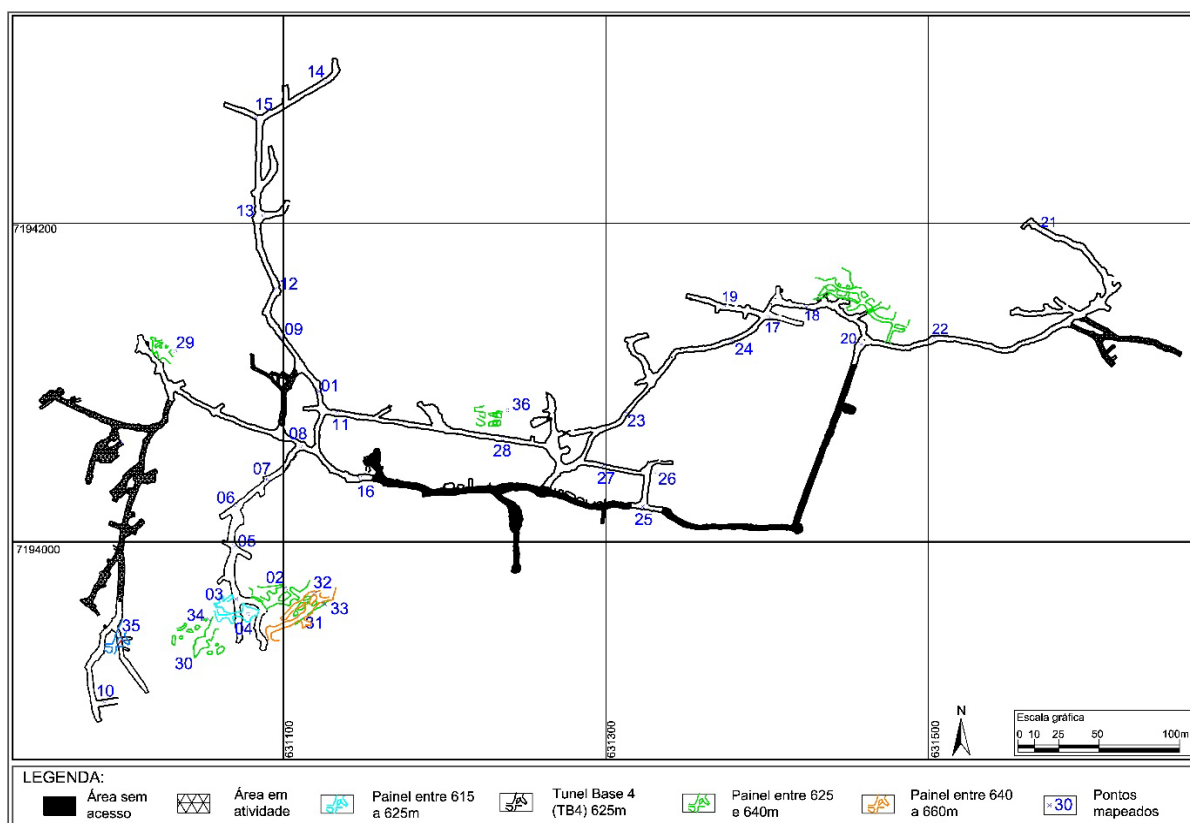


Figura 3: Mapa do TB-04 com a localização dos pontos descritos.

O Granito Passa Três sofreu intensa alteração hidrotermal (Piekarz 1992, Picanço 2000) representada por alteração de biotita e anfibólio, microclinização, alteração fílica (sericitização/muscovitização), carbonatação, silicificação e argilização. Com estudos de elementos maiores e traço foi possível atribuir assinatura shoshonítica ao Granito Passa Três (Piekarz 1992).

Do ponto de vista estrutural, Piekarz (1992) observou frequentes *stockworks*, feições rúpteis e dúcteis. As feições rúpteis são penetrativas em todo o *stock* granítico e se destacam, do ponto de vista microestrutural, pela extinção ondulante do quartzo e fraturas generalizadas. O autor relaciona os filões a uma zona de cisalhamento transcorrente dextral, que controla a deformação segundo as direções N58E, N57W, EW e N29E, de acordo com o modelo de Riedel.

Cury (2003) corrobora os dados de Fiori (1985) associando a colocação do granito ao estágio final do sistema de cisalhamento transcorrente Lancinha. As evidências disso são a falta das foliações S_n e S_{n+1} , observadas apenas nas encaixantes do granito; formas ovaladas e elípticas; contato do maciço granítico frequentemente marcado por zonas de cisalhamento, com estruturas protomilonítica e milonítica, assim como feições de cataclase. As zonas de cisalhamento adjacentes às intrusões graníticas apresentam cinemática dextral, similar ao sistema de cisalhamento Lancinha e Morro Agudo.

4. GEOLOGIA DA MINERALIZAÇÃO

Os filões auríferos do Granito Passa Três são explorados desde o final da década de 1980 pela Mineração Tabiporã Ltda. A lavra, inicialmente garimpeira, foi substituída pela exploração subterrânea, organizada atualmente em seis Túneis Base (TBs). Os TBs foram construídos a partir de um plano inclinado, com distância aproximada de 100 metros um do outro (Figura 2), apresentando inclinação próxima da horizontal, com caimento de 1%, sendo utilizados para escoar a produção diária. Estes túneis também dão acesso aos painéis e gavetas onde é realizada a extração do minério. Os painéis de lavra têm ângulo de inclinação variados e são abertos seguindo a direção do minério.

Os veios auríferos foram descritos quanto às relações de contato com o granito, mineralogia, estrutura, textura e feições deformacionais. Os minerais

presentes nos veios são: quartzo, fluorita, calcita, muscovita e sulfetos. Dentre estes há pirita, calcopirita e, eventualmente, galena e esfalerita. Os veios são normalmente tabulares, com espessura entre 1 e 3 m com terminações lentiformes. Em suas relações de contato com o granito pode ser comumente observada estreita zona de cisalhamento argilizada, com espessura entre 0,5 a 2 cm, composta por fragmentos de rocha com sulfetos cominuídos para granulometria muito fina (Figura 4A). Esta zona argilizada contém ouro e é utilizada como guia na extração do minério.

Segundo as características geométricas foram distinguidos dois tipos de veios, classificados como bandados (Figura 4A e 4B) e maciços (Figura 4C e 4D). O veio bandado é composto predominantemente por quartzo leitoso com hábito granular, forma anédrica, dimensões centimétricas, além de intercalações de quartzo cristalino e sulfetos orientados paralelamente ao contato do veio com o granito (Figura 4A e 4B). São observadas vênulas com espessuras entre 1 a 5 mm, oblíquas à direção do veio, com continuidade moderada, preenchidas por quartzo ou carbonato (Figura 5A). O veio é composto normalmente por quartzo (60% a 80%), sulfetos (5% a 30%), carbonato (0% a 10%) e fluorita (0% a 10%) (Figura 4A e 4B) e apresentam fragmentos ameboidais de granito com finas películas de alteração nas bordas.

O veio maciço é composto por quartzo leitoso (70% a 90%), sulfeto (0% a 30%) em bolsões com formas ameboidais, carbonato (0% a 10%) e fluorita (0% a 10%). Há fragmentos ameboidais do granito e sem alteração nas bordas (Figura 4C). O quartzo tem aspecto leitoso, hábito granular, formas anédricas e cristais centimétricos. Os sulfetos ocorrem sob a forma de pirita (80%), calcopirita (15%) e em menor quantidade galena e esfalerita (5%). Perpendicularmente aos veios é possível observar vênulas milimétricas de quartzo cristalino, com espessuras variando entre 1 a 3 mm, com baixa continuidade lateral (Figura 5B).

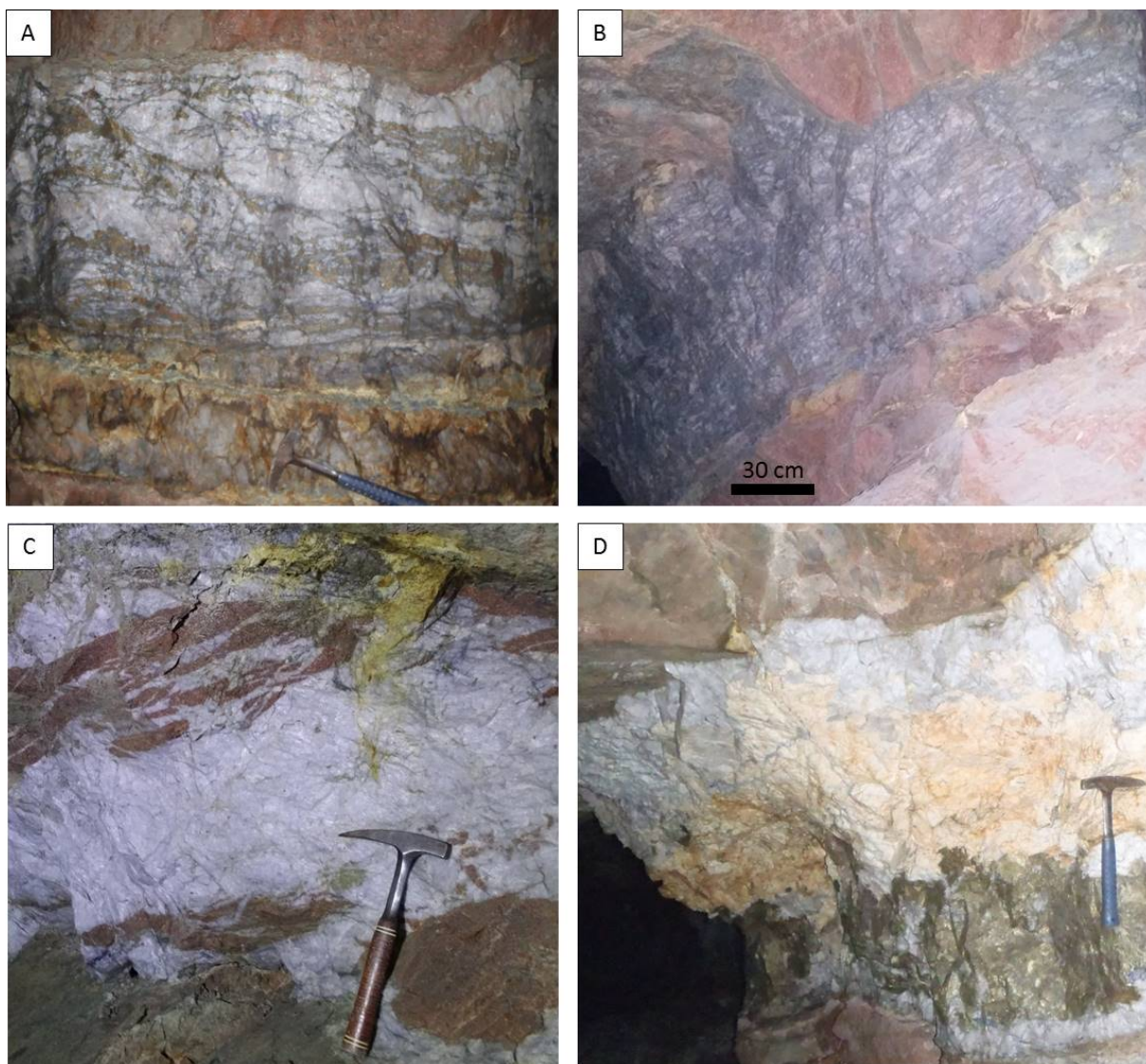


Figura 4: Fotografias dos pilares com exemplos de veios bandados e maciços. (A) (B) Observa-se a orientação dos níveis de quartzo, sulfetos e fluorita. Na base do veio (A) é possível identificar em amarelo a guia argilizada. (C) Fragmentos de granito no veio maciço e (D) sulfeto em bolsões típicos do veio maciço.

4.1. Arcabouço estrutural

Os filões mapeados estão associados a fases de alteração hidrotermal, que deram origem às zonas de alteração argílica e fílica, já descritas na literatura (Piekarz 1992, Picanço 2000). Devido a esta alteração, é comum encontrar fina camada argilizada no contato entre o granito e os veios. Estas camadas dificultam a identificação de lineações, que são raras na área.



Figura 5: Fotografias mostrando detalhes do veio bandado (à esquerda) e maciço (à direita) com destaque para as vênulas que cortam ambos os veios.

Ao longo das galerias foram coletadas 50 atitudes do veio bandado e nove do veio maciço. Estas medidas indicam orientações distintas dos planos, havendo em ambos os veios dois planos preferenciais, sendo o veio bandado orientado segundo, N20E/40NW na porção oeste, e N70W/30SW nas porções centrais e leste da área (Figura 6A). O veio maciço apresenta planos preferenciais N77E/60SE e N10W/60NE (Figura 6B).

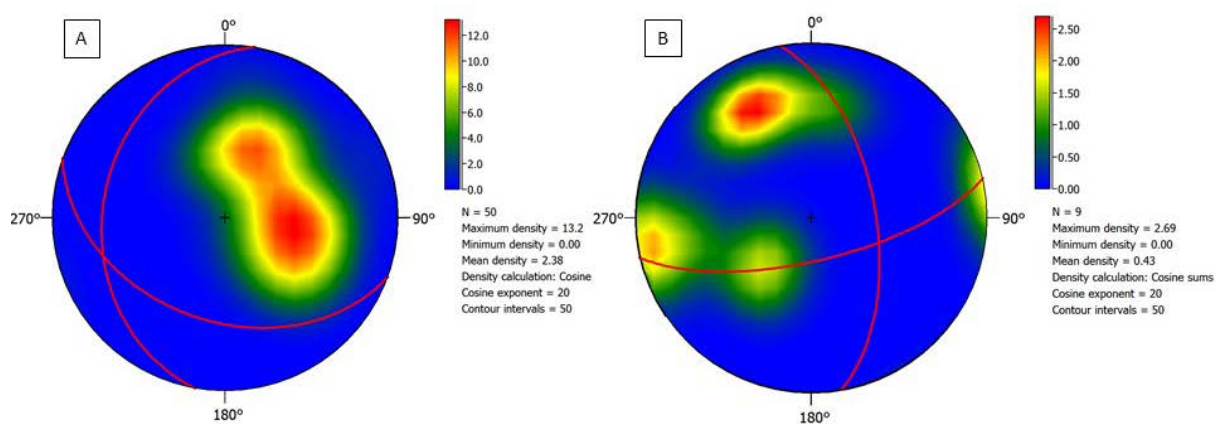


Figura 6: Diagramas estereográficos das atitudes dos veios. Em vermelho a representação das principais concentrações. A) Veios bandados, nº de medidas 50, densidade máxima 13,2%. B) Veios maciços, nº de medidas 9, densidade máxima 2,69%.

As duas direções preferenciais caracterizadas do veio bandado podem ser claramente observadas na mina. A mudança de atitude ocorre de forma abrupta nos pontos 01, 11 e 16 (Figura 3). Apesar de raras na área, foi possível obter quatro atitudes de estrias no contato veio-granito. Nos pontos 2, 4 e 8 estão indicados o caimento para leste e no ponto 25 o caimento para sul, com movimentação normal (Figura 7A). Apesar da maior densidade de medidas ter sido tomada na porção leste, em caminhamento ao longo do corpo mineralizado, a direção de mergulho principal do veio bandado é para sul. A coleta irregular de dados se deve ao fato de a extração do minério estar ocorrendo na porção leste no período de mapeamento, viabilizando acesso mais claro às estruturas nesta porção. Os dados da cinemática do veio bandado sugerem que tensores atuaram na geração do veio bandado. A avaliação dos quatro planos de falha mostra que foram gerados pelas mesmas tensões $\sigma 1$ e $\sigma 3$ (Figura 7A), sendo que o tensor $\sigma 1$ apresenta-se quase vertical e o $\sigma 2$ e $\sigma 3$ concentram-se na horizontal.

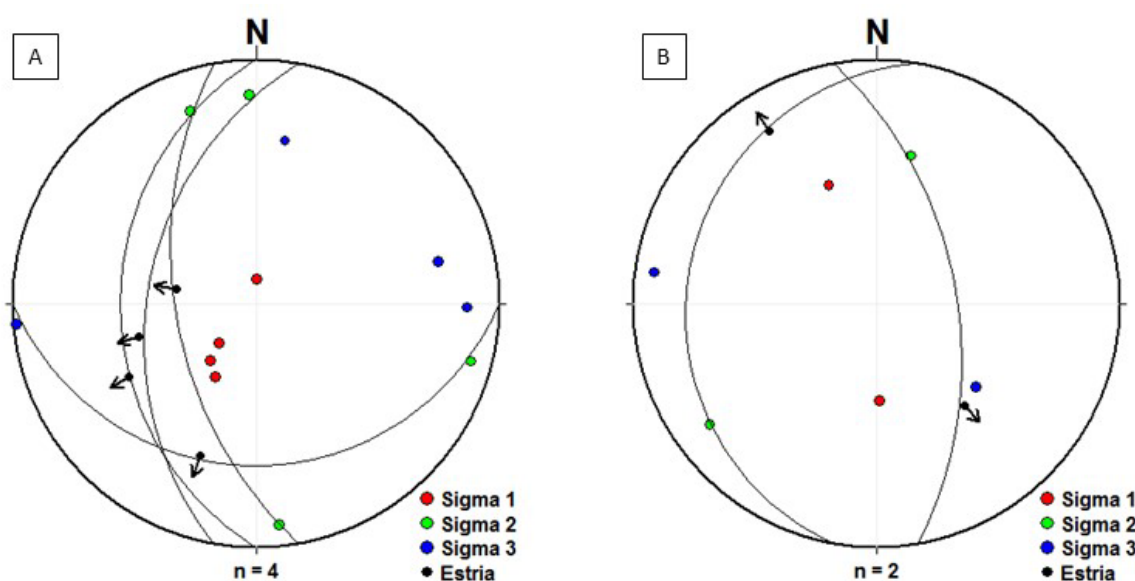


Figura 7: Diagramas estereográficos dos tensores calculados a partir os indicadores cinemáticos obtidos no veio bandado (A) e no veio maciço (B), seguindo o critério de ruptura de Mohr-Coulumb.

Já as duas direções preferenciais definidas para o veio maciço (Figura 6B) não correspondem a compartimentos identificados em campo, indicando irregularidades na orientação dos planos. Foram obtidas duas atitudes de cinemática com movimento normal, com sentido para SE e movimento reverso com sentido para

NW (Figura 7B). Os tensores determinados para os dois planos mostram σ_1 na posição próxima ao vertical, σ_2 segundo NE-SW e σ_3 segundo NW-SE, embora haja número pequeno de dados.

4.2. Estruturas rúpteis

Foram identificadas três famílias de falhas que deformaram e deslocaram os veios (Figuras 8 e 9). A primeira família gera planos bem definidos, com zona de dano variando entre 5 cm a 10 cm, contínuos e preenchidos por alteração fílica e/ou quartzo cataclasado. Relacionadas a esta deformação há brechas tectônicas, veios escalonados e pequenos planos de falhas subordinados (Figura 8A). Em campo esta família é representada por três planos de falhas decamétricos, com direção NNW-SSE, subverticais, indicados por planos vermelhos (Figura 9). Estas falhas foram responsáveis pela segmentação dos veios (Figura 8A), com rejeitos métricos. Foram medidas 21 atitudes dos planos de falha em cinco pontos (11, 12, 13, 15 e 16), que definiram sua direção média em N5W/84SW (Figura 10A). Dentre estes pontos, foi possível obter indicadores cinemáticos apenas em 3 pontos distintos, ao longo do mesmo plano de falha. Os dados indicam movimento dextral normal e definem os tensores σ_1 distribuídos de maneira dispersa (Figura 11A). O σ_3 se concentra a oeste, o que sugere que esta família de falhas pode ter sido formada em único evento, apesar da dispersão do σ_1 .

A segunda família de falhas apresenta *trend* W-E, com mergulho entre 70° a 89°, cinemática oblíqua lateral direita e esquerda e está representada como planos verdes na Figura 9. Apresentam boa consistência, porém baixa continuidade, sendo observada de maneira esparsa ao longo do TB04 e com espessamento médio de 200 metros. Gera planos definidos com espessuras variando entre 2 cm a 10 cm, preenchimento de alteração e quartzo fino (Figura 8B). Associadas a estas falhas se observam brechas tectônicas, veios escalonados e/ou rejeitos métricos dos veios principais. Ao total foram medidas 24 atitudes, com plano médio de N86W/82NE (Figura 10B). Dois pontos (01 e 27) apresentam estrias com indicadores cinemáticos dextral e outro normal, representados pelos tensores σ_1 e σ_3 (Figura 11B).



Figura 8: Planos de falha em quartzo sienitos da mina de ouro Tapiborã. A) Falha de direção NNW-SSE. Observar a interrupção do veio à esquerda do plano de falha. B) Detalhe do aspecto brechado do plano de falha. C) Exemplo de plano de falha normal de direção E-W, com rejeito um metro.

A terceira família de falhas identificada também possui *trend* aproximado W-E, porém com mergulho variando de 30° a 60° e estaria relacionada ao sistema de falhas normais (Figura 8C), marcadas por planos de cor roxa (Figura 9). Em meso escala, são falhas com moderada penetrabilidade, com espaçamento variando de 5 a 50 metros, porém com baixa continuidade lateral. Os planos apresentam no máximo 4 cm de zona de dano, sendo preenchidos por material de alteração ou sem preenchimento e são responsáveis por deslocamentos centimétricos do veio. Foram medidas 38 atitudes, resultando em plano médio N70W/30SW (Figura 10C). No total foram encontrados 3 planos (5, 18 e 24) com indicadores cinemáticos normais e deslocamento para SSE, definindo os tensores σ_1 próximo da vertical (Figura 11C).

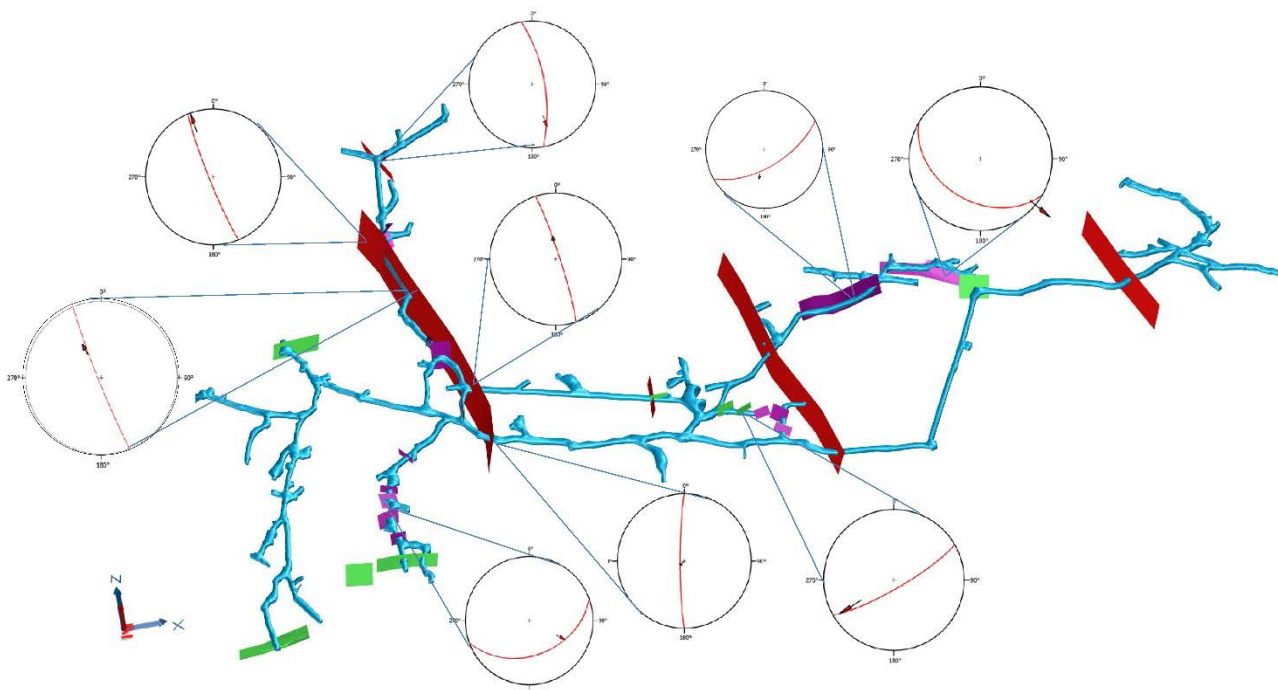


Figura 9: Mapa do TB-04 com os diagramas estereográficos das falhas identificadas. Observa-se a distribuição espacial das três famílias de falha. Planos vermelhos representam as principais falhas que segmentam o filão, planos verdes e roxos representam planos menos contínuos.

Além das famílias de falhas, podem ser observadas fraturas suavemente rotacionadas como *tension gashes* preenchidas por calcita. Estas fraturas de tração apresentam espessura de até 1 mm, comprimento máximo de 1m e cortam todas estruturas anteriormente descritas.

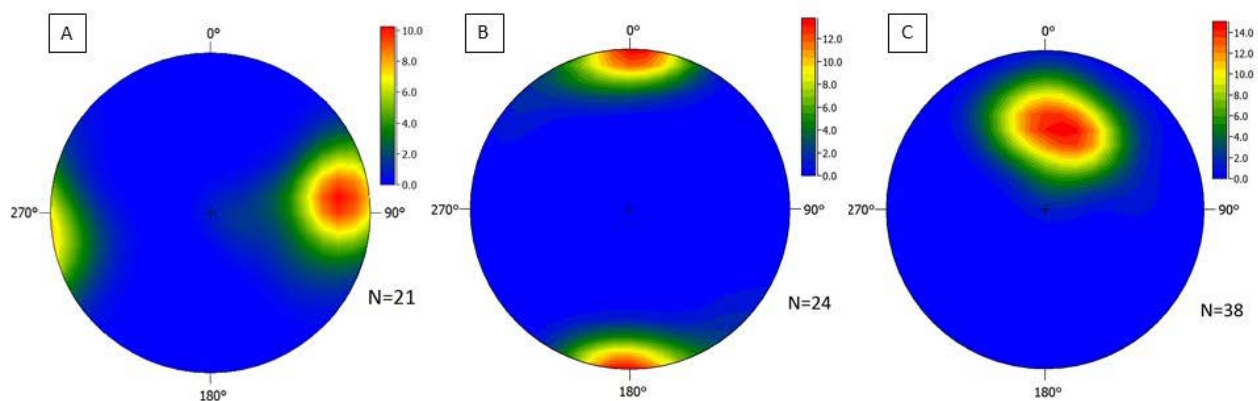


Figura 10: Diagramas estereográficos das três famílias de falhas mapeadas em campo. (A) Falhas NNW-SSE (N05W/84SW), nº de medidas 21, densidade máxima 10.3%. (B) Falhas N86W/82NE, nº de medidas 24, densidade máxima 15.3%. (C) Falhas N70W/30SW, nº de medidas 38, densidade máxima 14.9%.

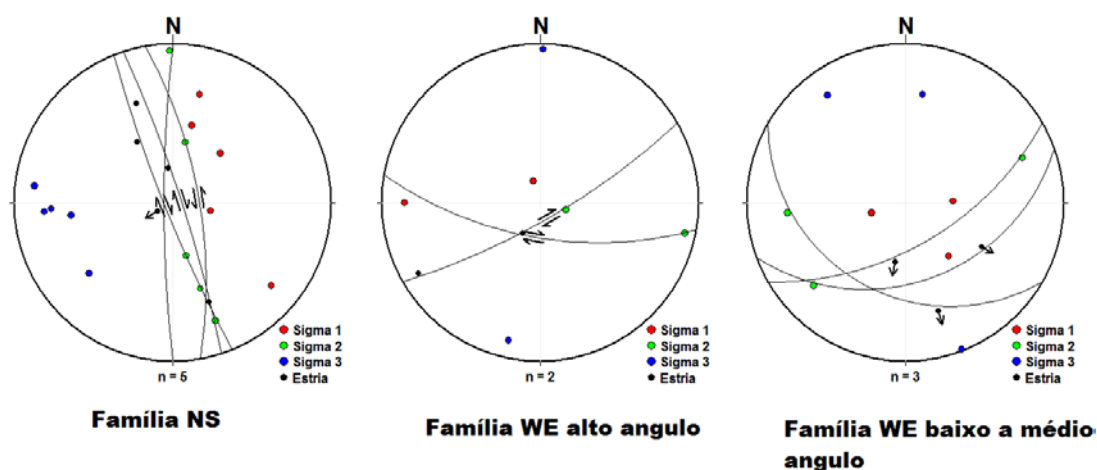


Figura 11: Diagramas estereográficos dos tensores principais obtidos a partir os indicadores cinemáticos, calculados para as três famílias de falhas mapeadas.

5. FEIÇÕES MICROESTRUTURAIS

A análise microestrutural foi realizada com amostras orientadas a partir das quais foram confeccionadas 20 lâminas delgadas.

Ao microscópio foram identificadas 3 gerações de quartzo. Os cristais de quartzo 1 (Q1) são anédricos e comumente alongados, têm granulometria variando de 5 mm a 1cm. Estes cristais têm bordas serrilhadas (Figura 12A), lamelas de deformação (Figura 12B), extinção ondulante (Figura 12B) e, localmente, bordas com finas interdigitações que sugerem mecanismos de *bulging* (Figura 12C). Em alguns pontos observam-se lamelas de deformação deslocadas no sentido horário (Figura 12D).

O quartzo 2 (Q2) ocorre como cristais sintaxiais alongados em microveios com tamanho de 2 mm (Figuras 12E e 12F). Estes cristais de quartzo possuem forma alongada, comprimento de 1 a 2 mm, aspecto límpido, bordas retas (Figuras 12E e 12F) e extinção ondulante (Figura 13A).

O quartzo 3 (Q3) é anédrico e microcristalino, e ocorre localmente em fraturas formadas no quartzo Q1 (Figura 12B). Localmente podem ser observados *kink* em cristais de quartzo Q1 (Figura 13A).

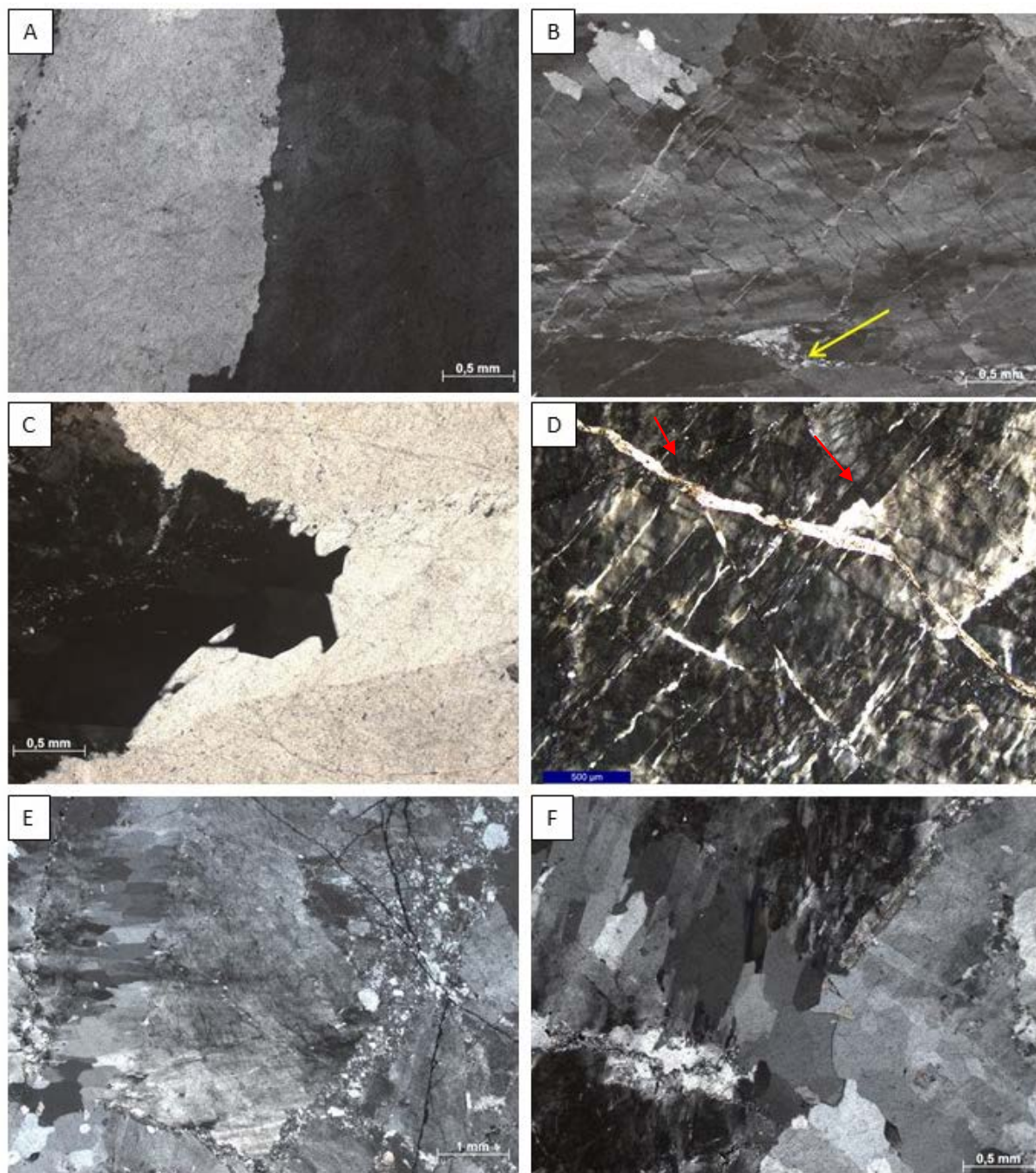


Figura 12: Fotomicrografias das 3 gerações de quartzo, luz transmitida, polarizadores cruzados. A) Cristais de quartzo Q1 com bordas serrilhadas e bulge. B) Lamelas de deformação com extinção ondulante em cristais de quartzo Q1. A seta amarela destaca os cristais de quartzo Q3, microcristalinos, com hábito anédrico, em fraturas. C) Cristais de quartzo Q1 com bulge. D) Lamelas de deformação deslocadas no sentido horário por família de falha (seta vermelha). E) A esquerda cristais de quartzo Q2 com formas alongadas preenchendo pequenos veios em cristais Q1 com extinção ondulante e, à direita, fratura com cristais cominuídos de quartzo e aspecto brechado. F) Cristais de quartzo Q2, com formas alongadas preenchendo pequenos veios nos cristais Q1.

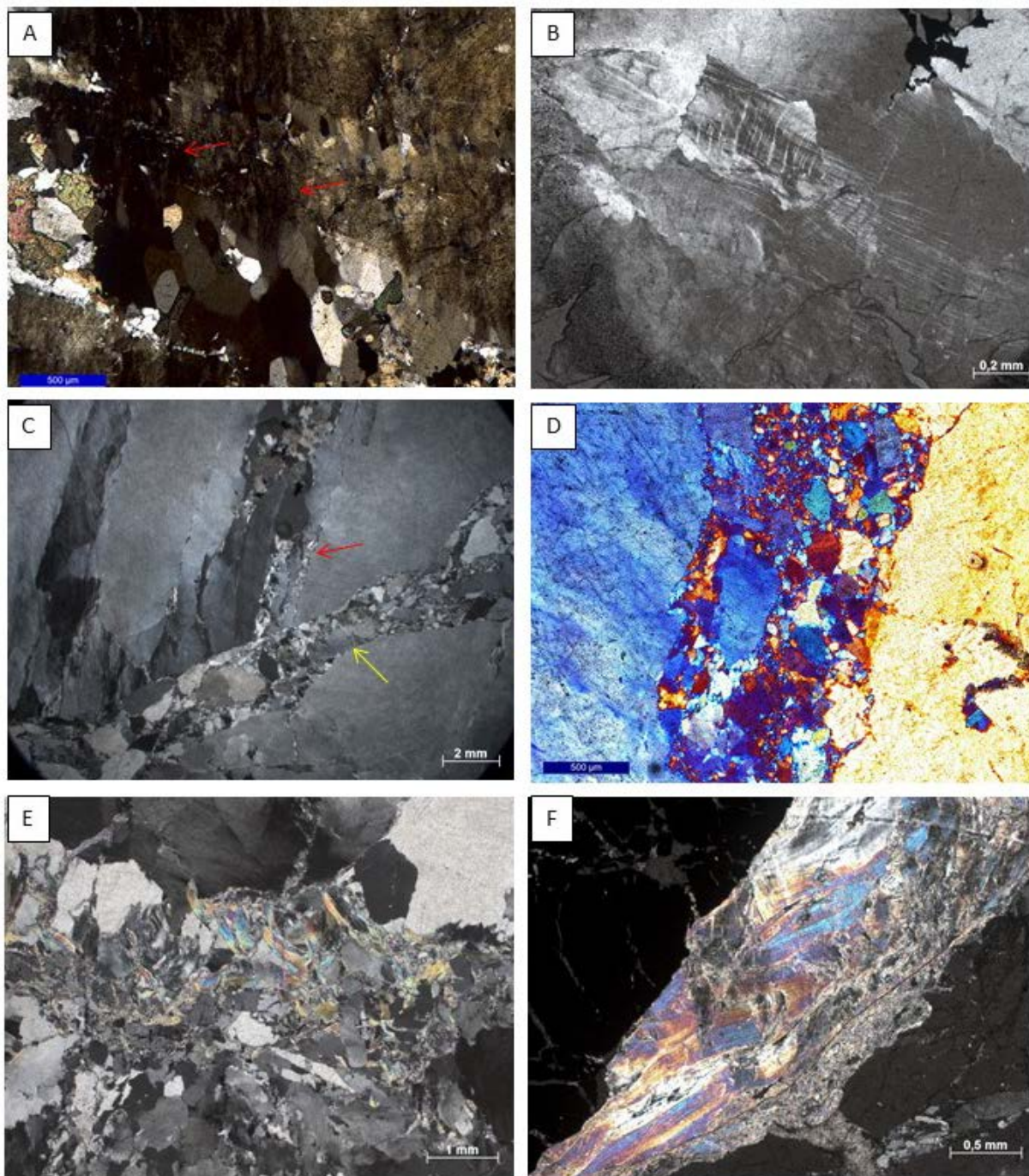


Figura 13: Fotomicrografias de veios de quartzo, luz transmitida e polarizadores cruzados. A) Cristais de quartzo Q2 syntaxiais com a mesma extinção do cristal hospedeiro (seta vermelha). B) Cristal de quartzo com kink. C) Cristal de quartzo com extinção ondulante com fraturas. Notar a relação de corte entre as famílias de falhas, ambas formadas por fluxo cataclástico. A superfície W-E (seta amarela) corta a N-S (seta vermelha). D) Domínio cataclástico com cunha de *gypsum* mostrando variação na cor dos cristais com diferente orientação cristalográfica. E) Cristais de muscovita sem orientação preferencial. F) Cristais de muscovita com kink e extinção ondulante.

Além das feições texturais foram descritas feições de deformação rúptil em todas as amostras descritas. Em meso escala a deformação se reflete pela presença de fraturas com espaçamento de 1 e 2 mm, grande penetratividade e

moderada continuidade. Os agregados gerados pela cataclase variam de microcristalinos a 4 mm, são angulosos e possuem bordas retas a serrilhadas (Figura 13C). Os fragmentos têm a mesma extinção ondulante dos cristais hospedeiros e se encontram rotacionados/deslocados (Figura 13D). Nestas faixas brechadas pode se observar muscovita (Figura 13E) com *kinks* (Figura 13F).

Os cristais de carbonato ocorrem em meio a matriz quartzosa do veio ou preenchendo fraturas paralelas ao veio Q2. Os cristais da matriz se encontram isolados ou em agregados irregulares. Estes cristais possuem maclas de deformação, bordas retas, dimensões entre 1 e 2 mm e não mostram orientação preferencial dos cristais (Figura 14A). Os cristais que preenchem as vênulas são anédricos, finos (< 2mm) e sem orientação preferencial, entretanto, localmente há sulfeto cortando e deslocando a vênula de carbonato (Figura 14B). Há também cristais subédricos, finos (1 mm), com bordas irregulares, sem inclusões. Notam-se feições de como *tension gashes* que cortam as estruturas pré-existentes e são preenchidas por carbonato. São observados ainda cristais de epidoto que ocorrem como finas películas em meio ao veio.

Os sulfetos mostram feições de deformação rúptil, expressas como fragmentos com arestas pontiagudas, tamanhos variados e localmente domínios cataclásticos. As fraturas são menos pronunciadas no interior dos cristais de sulfetos do que em suas bordas (Figuras 14B e 14D).

Dentre os sulfetos, predomina a pirita, a qual ocorre sob a forma de cristais alongados euédricos a subédricos e com granulometria variando de 0,1 a 1 cm (Figura 15). Os cristais de pirita são moderados a fortemente fraturados (Figuras 15A e 15E) podendo mostrar aspecto brechado, marcado pelos fragmentos angulosos de tamanhos variados (Figuras 15E e 15F).

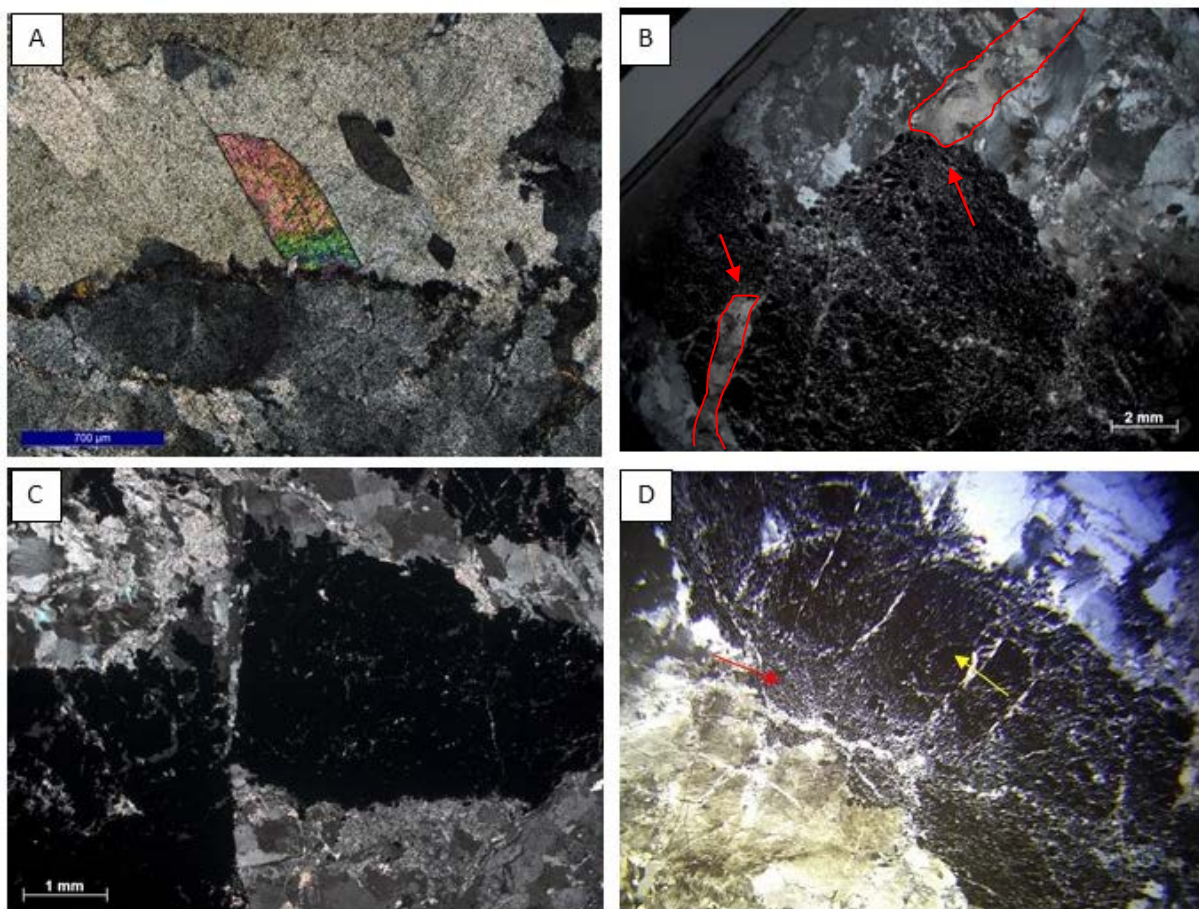


Figura 14: Fotomicrografias dos veios bandado e maciço, luz transmitida e polarizadores cruzados. A) Cristais de carbonato euédrico em meio a cristais Q2. B) Sulfeto cortando veio de carbonato (setas vermelhas). C) Falha vertical que corta e desloca o sulfeto. D) Sulfeto apresentando bandas de deformação. Seta vermelha mostrando as bordas mais cominuídas e a seta amarela indicando o centro menos fragmentado.

O segundo sulfeto mais abundante é a calcopirita, que apresenta hábito anédrico, granulometria variando de 0,1 a 1 mm e normalmente preenche fraturas na pirita (Figuras 15A, 15B, 15C e 15D). As bordas dos cristais coincidem com as paredes das fraturas. Os cristais de galena são raros e normalmente se associam à calcopirita e em fraturas na pirita. Apresentam hábito anédrico e granulometria menor que 1 mm (Figuras 15B e 15D). Há também cristais com bordas retas ou arredondadas.

A esfalerita pode ser observada em agregados de cristais anédricos e com granulometria variando de 0,1 a 5 mm (Figura 15A). A esfalerita pode mostrar fraturas irregulares e descontínuas. O ouro apresenta cor amarelo dourado, granulometria de até 0,1 mm, hábito irregular e ocorre preenchendo fraturas na pirita, normalmente associado à calcopirita, galena e esfalerita.

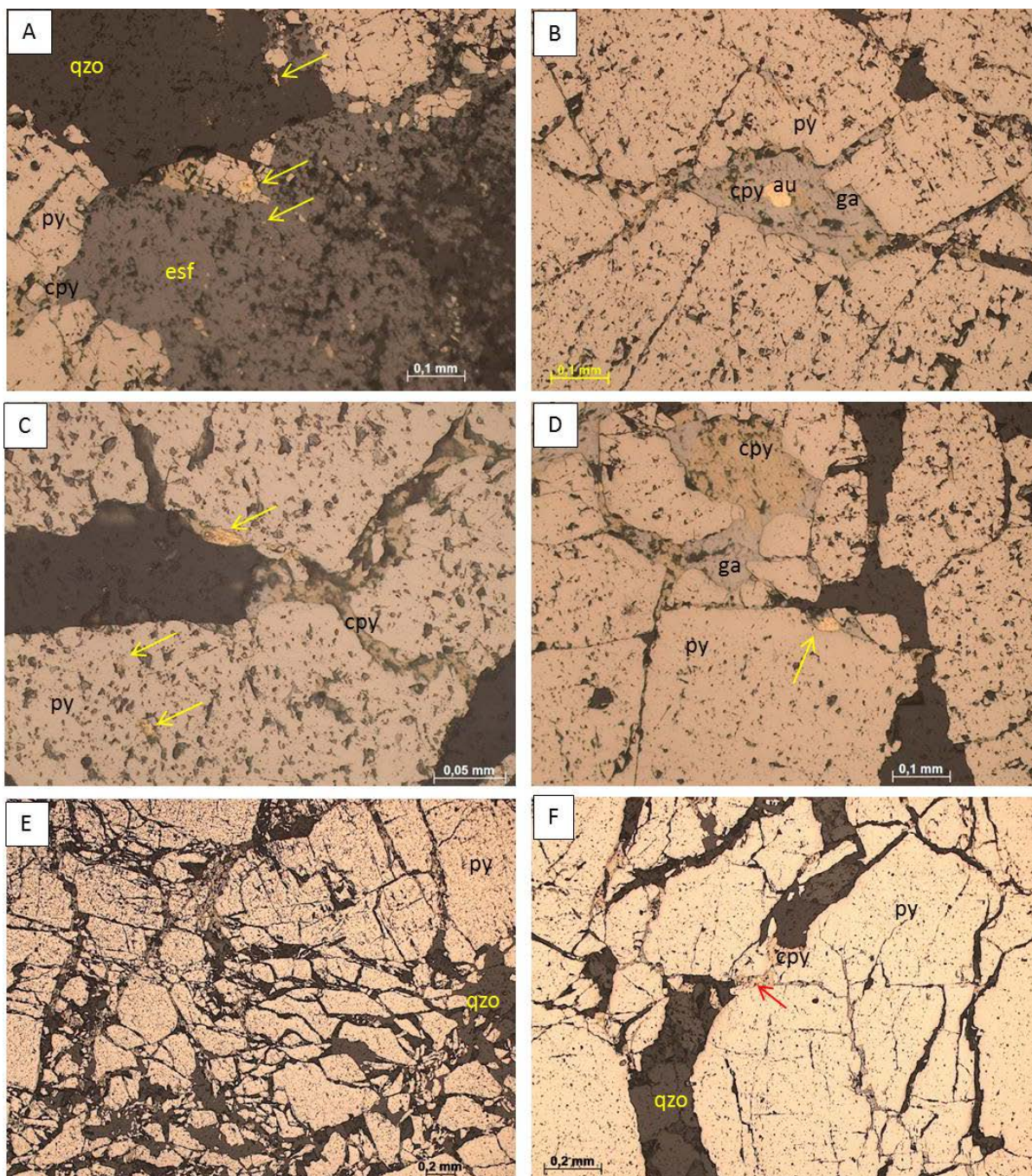


Figura 15: Fotomicrografias (luz refletida) dos cristais de sulfetos. A) Paragênese com pirita (py) e calcopirita (cpy) preenchendo fraturas, esfalerita (esf) e destaque para os cristais de ouro, com granulação muito fina, indicados pelas setas amarelas. B) Cristais de pirita com fratura preenchida por calcopirita, galena e ouro. C) Cristais de pirita com fratura preenchida por calcopirita e inclusões de ouro. D) Cristais de pirita com fratura preenchida por calcopirita, galena e ouro. E) Cristais de pirita intensamente fraturados. F) Cristais de pirita fraturados, localmente preenchidos por calcopirita.

6. PROCESSOS DEFORMACIONAIS

A partir das microestruturas são discutidos os possíveis mecanismos de deformação que atuaram em veios de quartzo e de sulfetos que cortam o Granito

Passa Três. Os cristais Q1 possuem extinção ondulante e lamelas de deformação, ao passo que os cristais Q2 mostram apenas extinção ondulante. A extinção ondulante pode ocorrer em ampla faixa de temperatura e sozinha não delimita as condições físico-químicas da rocha (Hirth and Tullis, 1992; Law, 2014). Porém, ao somar a extinção ondulante homogênea, os tamanhos equigranulares dos cristais e as lamelas de deformação pervasivas nos cristais Q1 (Figuras 8E, 8F e 9B), pode-se inferir o final do regime 1 e início do regime 2 proposto por Hirth and Tullis (1992).

Nos cristais de quartzo Q1 (Figuras 8A e 8B) pode-se observar as bordas serrilhadas dos cristais. Estas estruturas são típicas do processo de recristalização *bulging* (BLG) caracterizam processos lentos e controlados por temperaturas baixas. Stipp (2002) separa o processo de *bulging* em 2 categorias.

A primeira categoria (BLG I) ocorre em temperaturas de até 300°C, com pouca evidência de recristalização e lamelas de deformação delimitadas em cristais isolados e sem evidências de deformações geradas por difusão. Na BLG II a temperatura poderia atingir até 400°C (Law, 2014), sendo que já se observa evidências de difusão com maior plasticidade. Os veios de quartzo da Mina de São João do Povinho teriam sido deformados em condições próximas ao BLG I. Estas condições são sugeridas pela presença de feições de borda serrilhadas, *bulge*, atribuídas ao *bulging* e pelas lamelas de deformação sem evidências de difusão.

Em alguns veios a deformação se concentrou em faixas perpendiculares ou paralelas ao veio, sendo caracterizada por fragmentos irregulares e facetados que remetem a rotações rígidas (Figura 13D) (*cf.* Clark *et al.* 2006), devido a fluxo cataclástico (Engelder, 1974; Aydin & Johnson, 1983; Sibson, 1986; Blenkinsop, 2000; Fossen, 2005). Em alguns casos as fraturas geradas formam veios de quartzo e carbonato (Figuras 12E, 12F e 14B).

Os veios de quartzo Q2 cresceram das bordas para o centro, apresentando forma de grão de arroz (Picanço, 2000) e extinção ondulante ao cristal hospedeiro mais próximo (Figura 13A). Estes veios são denominados de sintaxiais, cujos cristais se formaram concomitantemente à abertura da fratura (Bons, 2012; Pluijijm, 2004). Ainda observa-se *kink*, tanto nos cristais de quartzo Q1 (Figura 13B) como em muscovita (Figura 13F). Estas características sugerem ambiente de baixa temperatura e alta taxa de deformação em regime rúptil (Passchier & Trouw, 2005). A presença de geminações em calcita indica, segundo (Burkhard 1993), temperaturas inferiores a 150°C, coerentes com a natureza rúptil da deformação.

7. DISCUSSÕES

No mapeamento geológico pelo Túnel Base 04 foi possível separar dois tipos de veios auríferos com características texturais distintas. Em lâminas delgadas e polidas esta distinção não é observada. Ambos os veios apresentam faturas, feições cataclásticas, extinção ondulante, lamelas de deformação, maclas de deformação, *kink* e *bulging* com o mesmo arranjo composicional. Outra característica comum é que ambos os veios apresentam dois planos principais, embora distintos. A diferença entre os planos correlatos de cada veio é de 33° e 30°, respectivamente. Esta diferença é aceitável em ambiente deformacional (Fossen, 2005) e, somado à paridade das características microestruturais descritas, pode-se correlacionar a formação dos veios no mesmo evento.

A evolução dos veios teria ocorrido de forma progressiva (Figura 16). As terminações lenticulares dos veios, os fragmentos de granito, formas ameboides, a cinemática normal com ângulo médio de 40°, microestruturas de *bulging*, extinção ondulante, grãos equigranulares e lamelas de deformação sugerem que o veio se associa à zona de cisalhamento de médio ângulo com limite de temperatura entre 200° e 400° (Hilth and Tullis, 1992; Stipp, 2002; Law, 2014).

Os cristais de quartzo Q1 são afetados por todas as feições microestruturais descritas, apresentam feições alongadas e estão associados aos sulfetos. Estas características indicam serem os primeiros cristais a se formar, durante a abertura e entrada do fluido (Figura 6, estágio 1). Com a progressão do cisalhamento do veio, formaram-se estruturas de abertura associadas a fraturas para sudoeste, que foram preenchidas pelos fluidos ricos em sílica e sulfetos. Nesta fase originaram-se os veios maciços e o bandamento do veio principal (Figura 16, estágio 2).

Em fase posterior se formaram as estruturas rúpteis, como falhas e estruturas de fluxo cataclástico em temperaturas baixas e plasticidade praticamente nula. Estas condições teriam propiciado o desenvolvimento de maclas no carbonato. O cristal apresenta tamanho menor que 1 mm, o que sugere temperaturas abaixo de 150°C (Burkhard, 1993).

É possível diferenciar duas famílias de fraturas, desenvolvidas provavelmente em eventos distintos. As evidências da existência de duas fases são sugeridas pela relação de corte entre fraturas, como apresentado na Figura 5A, na qual se observa o veio cortando o sulfeto, Figura 14C em que duas famílias de fraturas geram fluxo e o sulfeto que corta o veio de carbonato apresentado na Figura 14B, indicado seta

vermelha. A segunda família de fraturas é preenchida preferencialmente por veios de quartzo Q2 e ocasionalmente por carbonato, os quais podem estar cataclasados (Figura 12E). Os veios de quartzo podem ser classificados como syntaxiais. Segundo Blenkinsop (2000) veios com estas características se formam durante a abertura de fraturas. Estes veios são comumente encontrados nos veios bandados (Figura 5A e 12B), embora sejam observados em amostra de mão no veio maciço (Figura 5B). A relação de corte depende do local observado, na figura 12D se nota que esta família (seta vermelha) corta e desloca com cinemática dextral lamelas de deformação do quartzo Q1.

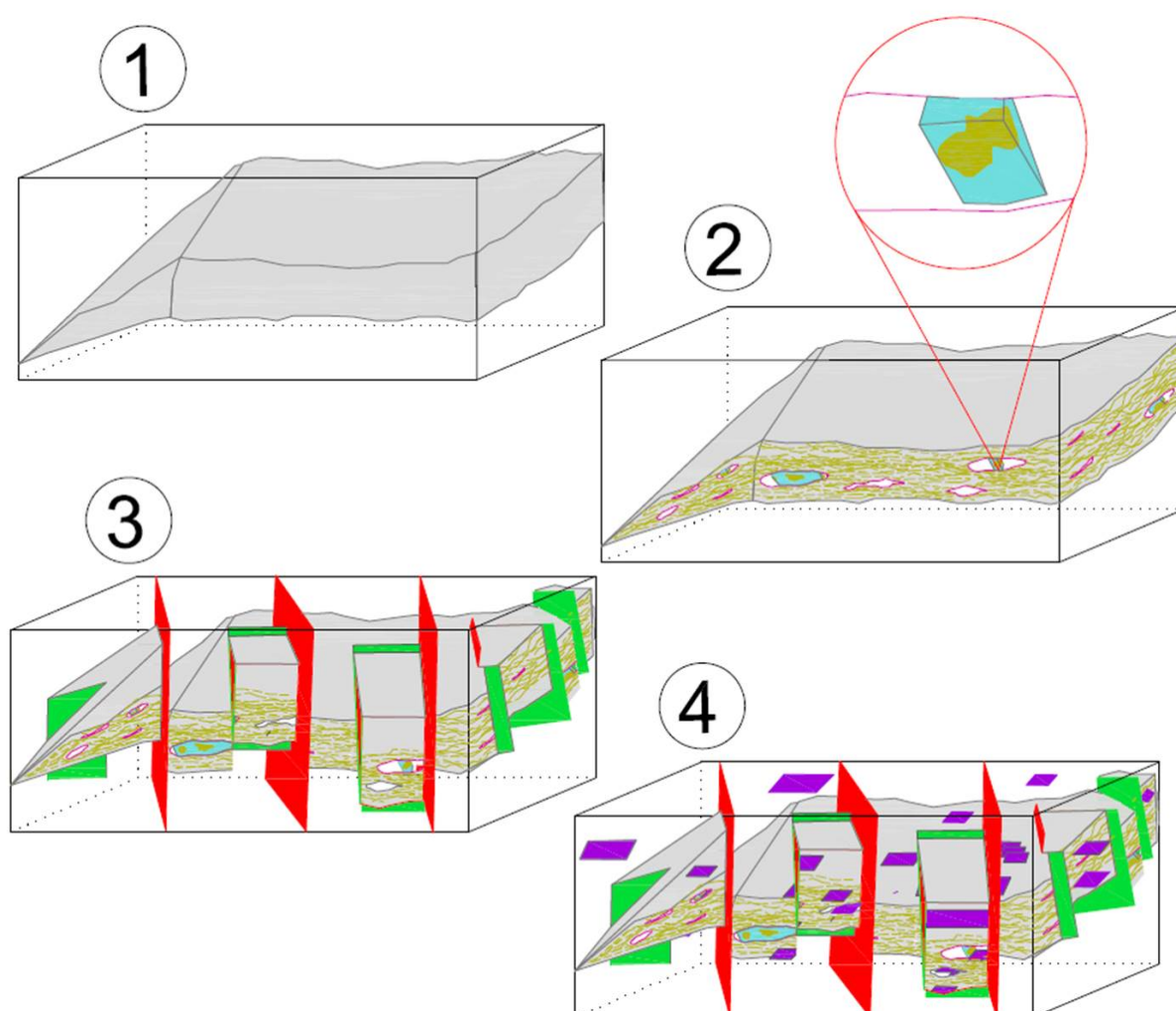


Figura 16: Evolução estrutural dos veios auríferos e das principais famílias de falhas.

As três famílias de falhas mapeadas em campo cortam os veios descritos e geram *gouge* (Passchier & Trouw, 2005) brechas tectônicas, cominuição do quartzo e alteração argílica. São formadas em poucos quilômetros de profundidade, com

temperaturas inferiores a 100°C (Pluijijm, 2004), o que coloca estes eventos posteriores às deformações microestruturais observadas nos veios de quartzo. A falha mais representativa tanto em continuidade como em medidas é a falha N-S que corta veios dos pontos 11, 12, 13 e 16.

Os critérios cinemáticos indicam movimento normal a sul e dextral a norte, com rejeito métrico. Segundo trabalhos de Destro (1994) e Crider & Peacock (2004), os movimentos normais de alto ângulo geram planos perpendiculares de ruptura à direção da falha principal, chamados *release fault* (Figura 16, estágio 3). Estes planos são correlacionados às falhas E-W de alto ângulo devido à semelhança das características texturais entre as duas falhas, a diferenças de continuidades laterais, assim como a correlação entre os tensores observados. Segundo Destro (1994), ao se formarem as *release faults*, localmente os tensores tornam-se perpendiculares ao plano principal. Isso é observado nos tensores σ_2 e σ_3 , assim como o σ_1 horizontal relacionado à transcorrência. Todos estes dados corroboram a hipótese de estas duas famílias terem se formado simultaneamente.

As falhas E-W de baixo a médio ângulo possuem deslocamentos milimétricos a centimétricos, com planos pouco representativos, tensores σ_1 coerentes com falha normal (Fossen, 2005) e planos preenchidos por material de alteração ou sem preenchimento. Relações de campo sugerem que esta seria a última fase deformacional, possivelmente gerada no final do período de tensão (Figura 16, estágio 4).

8. CONCLUSÕES

- Na mina de ouro de São João do Povinho (Tabiporã) a morfologia dos veios de quartzo e as relações de corte permitem concluir que os veios se formaram em duas fases. O primeiro tipo de veio é bandado e constituído por quartzo leitoso e sulfetos orientados paralelamente a direção do veio. O segundo tipo de veio é maciço e composto por quartzo leitoso e sulfetos em bolsões;
- Ao microscópio ambos os veios apresentam extinção ondulante, maclas de deformação, *kink*, fluxo cataclástico, brecha, fraturas e *bulging*. Estas estruturas indicam temperaturas na faixa de 200° a 300°C (Hilth and Tullis 1992);
- A diferença textural da macro para microescala pode ser explicada pela evolução deformacional da área. Em primeiro momento ocorreu o falhamento do granito e a

entrada de fluido rico em sílica e em componentes formadores de sulfetos. Com a progressão da deformação houve o bandamento dos primeiros minerais cristalizados, a criação de aberturas locais e precipitação de novos fluidos. Desta forma criaram-se feições macroscópicas distintas, como o aspecto bandado e maciço, e feições microscópicas similares, uma vez que os eventos deformacionais subsequentes afetaram ambos os veios.

- As três famílias de falhas se formaram em momento posterior à colocação dos veios. As evidências disso são o fato de as falhas deformarem e deslocarem ambos os veios, apresentarem feições de brecha tectônica formadas a temperaturas inferiores de 100°C (Pluijim, 2004).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Aydin, A. & Johnson, A. M. 1983. Analysis of faulting in porous sandstones. *Journal of Structural Geology*, 5, 19-31.

Ando, J., Fujino, K., Takeshita, T. (1993). Dislocation microstructures in naturally deformed silicate garnets. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 80, 105-16.

Becker, A. (1995). Quartz pressure solution: influence of crystallographic orientation. *Journal of Structural Geology*, 17, 1395-1405.

Blenkinsop, T. G. (2000). *Deformation Microstructures and Mechanisms in Minerals and Rocks*. Boston: Springer Netherlands.

Bons, P. D., Urai, J. L. (1992). Syndeformational grain growth: microstructures and kinetics. *Journal of Structural Geology*, 14, 1101-1109.

Bons, P. D., den Brok, B. (2000). Crystallographic preferred orientation development by dissolution-precipitation creep. *Journal of Structural Geology*, 22, 1713-1722.

Bons, D. P. (2012). A review of the formation of tectonic veins and their microstructures. *Journal of Structural Geology*, 43, 33-62.

Borradaile, G. J. (1981). Particulate flow and the generation of cleavage. *Tectonophysics* 72,306-321.

Burkhard, M. (1993). *Calcite twins, their geometry, appearance and significance as stress-strain markers and indicators of tectonic regime: a review*. *Journal of Structural Geology* 15, 351-368

Castro, C. P. (2007). *Microestruturas e textura de equilíbrio em quartzo recristalizado*. Dissertação (Mestrado). Ouro Preto: Departamento de Geologia, UFOP.

Chatterjee, K. K. (1994). Micro- and meso-scale deformation structures in experimental fault zones. *Journal of Structural Geology*, 16(10), 1463-1476.

Clark, C., Mumm, A. S., Collins, A. S. (2006). A coupled micro- and macrostructural approach to the analysis of fluid induced brecciation, Curnamona Province, South Australia. *Journal of Structural Geology*, 28, 745-761.

Crider, J. G., Peacock, D. C. P. (2004). Initiation of brittle faults in the upper crust: a review of field observations. *Journal of Structural Geology*, 26(4), 691-707.

Cury, L. F. (2003). *Geocronologia e litogeoquímica dos stocks graníticos da porção sudeste da Faixa Apiaí, Estado do Paraná*. Dissertação (Mestrado). São Paulo: Departamento de Pós-Graduação em Geologia, USP.

Dell'Angelo, L. N., Tullis, J., Yund, R. A. (1987). Transition from dislocation creep to melt-enhanced diffusion creep in fine-grained granitic aggregates. *Tectonophysics*, 139, 325-332.

Destro, N. (1994). Release fault: A variety of cross fault in linked extensional fault systems, in the Sergipe-Alagoas Basin, NE Brasil. *Journal of Structural Geology*, 17, 615 -629.

Den Brok, B., Zahid, M., Passchier, C. (1998). Cataclastic solution creep of very soluble brittle salt as a rock analogue. *Earth and Planetary Science Letters*, 163, 83-95.

Dressel, B. C. (2012). *Relações de colocação, deformação e tipologia dos granitos Varginha, Morro Grande, Piedade e Cerne, leste do Paraná*. Dissertação (Mestrado). Pós-Graduação em Geologia, Departamento de Geologia, UFPR.

Drury, M. R., URAI, J. L. (1990). Deformation-related recrystallization processes. *Tectonophysics*, 172, 235–253.

Engelder, J. T. (1974). Cataclasis and the generation of fault gouge. *Bulletin The Geological society of america*, 85, 1515-1522.

Evans, J. P. (1988). Deformation mechanisms in granitic rocks at shallow crustal levels. *Journal of Structural Geology*, 10, 437–44.

Fiori, A. P. (1985). As falhas da Lancinha e de Morro Agudo e estruturas secundárias associadas. II Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 146-152. Santa Catarina: Anais

Fossen, H. (2005). *Geologia Estrutural*. Oficina de textos. São Paulo, 584p.

Freitas, R. C. de. (2005). *Análise estrutural multitemática do sistema petrolífero Irati-Rio Bonito, Bacia do Paraná*. Dissertação (Mestrado), Curitiba: UFPR.

Hippertt, J. F., Hongn, F. D. (1998). Deformation mechanisms in the mylonite/ultramylonite transition. *Journal of Structural Geology*, 1, 1-14.

- Hirth, G., Tullis, J. (1992). Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *Journal of Structural Geology*, 14, 145-159.
- Knipe, R. J. (1986). Microstructural evolution of vein arrays preserved in D. S. D. P. cores from Japan Trench Leg 57. *Memoirs The Geological society of America*, 166, 75-88.
- Knipe, R. J. (1989). Deformation mechanisms – recognition from natural tectonites. *Journal of Structural Geology*, 11, 127-146.
- Lagoeiro, L. (2008). Fluid-assisted grain boundary sliding in bedding parallel quartz veins deformed under greenschist metamorphic grade. *Tectonophysics*, 446, 42-50.
- Law, R. D. (2014). Deformation thermometry based on quartz c-axis fabrics and recrystallization microstructures: A review. *Journal of Structural Geology*, 66, 129-161.
- Neto, G. T. (2012). Estudos geoquímicos da mineralização aurífera do Granito Passa Três, PR. Monografia (Trabalho de Formatura), São Paulo, Departamento de Geologia, USP.
- Owen, G. (1987). Deformation processes in unconsolidated sands. In: Deformation of Sediments and Sedimentary Rocks. *Geological Society, London, Special*, 29, 11-24.
- Passchier, C. W., Trouw, R. A. J. (2005). *Micro-tectonics*. Springer, 2nd. ed, Alemanha, 366p.
- Picanço, J. D. L. (2000). *Composição isotópica e processos hidrotermais associados aos veios auríferos do maciço Granítico Passa Três*. Tese (Doutorado). São Paulo: Pós-Graduação em Geologia, Departamento de Geologia, USP.
- Piekarz, G. F. (1992). *O Granito Passa Três e as mineralizações auríferas associadas*. Dissertação (Mestrado), São Paulo: Pós-Graduação em Geologia, Departamento de Geologia, UEC.
- Pluijm, B. V. D. , Marshak, S. (2004). *Earth Structure. An Introduction to Structural Geology*, 2nd. ed. Tectonics, WW Norton & Company, New York.
- Sibson, R. H. (1986). Earthquakes and rock deformation in crustal fault zones. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences* .14, 149-175.
- Soares, P. C. , Góis, J. R. (1987). Geologia do Granito Passa Três (Paraná) e suas mineralizações auríferas. *III Simpósio Sulbrasileiro De Geologia*, v. 2, 497. Curitiba-PR:Anais.
- Spry, A. (1983). *Metamorphic Textures*. Pergamon Press: London.
- Stipp, M., Stynitz, H., Heilbronner, R., Schmid. S, M. (2002). The eastern Tonale fault zone: a "natural laboratory" for crystal plastic deformation of quartz over a temperature ranger from 250 to 700⁰. *Journal of Structural Geology* 24, 1861-1884.

Vernon, R. H. (2004). *A practical guide to Rock Microstructure*. Cambridge: New York.

Wang, C. H. (1986). Internal structure of fault zones. *Pure & Applied Geophysics*. 124-373.