Universidade Federal do Pará
Centro de Geociências
Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

GEOLOGIA E MINERALIZAÇÕES AURÏFERAS DA ÁREA DO GARIMPO DO MANELÃO REGIÃO DO BACAJÁ-PA.

TESE APRESENTADA POR

VALMIR DA SILVA SOUZA

Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em Ciências na Área de GEOLOGIA

Data de Aprovação 14 / 03 / 95

Comitê de Tese:

BASILE KOTSCHOUBEY (Orientador)

BERNARDINO RIBEIRO DE FIGUEIREDO

HARDY JOST

BELÉM

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
CENTRO DE GEOCIÊNCIAS

GEOLOGIA E MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS DA ÁREA DO GARIMPO DO MANELÃO, REGIÃO DO BACAJÁ (PA).

por: VALMIR DA SILVA SOUZA
(Geólogo)

BELÉM-PARÁ
1995

Aos meus pais e a minha esposa.

AGRADECIMENTOS

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq).

Ao Curso de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Pará (CPGG-UFPA).

A empresa Açai Mineração Ltda., através do geólogo Carlos Alberto Serra de Faria, e a Cooperativa de Garimpeiros do Lombo Longo, através do empresário, já falecido, Oscar Baiano.

Ao Profº Dr. Theodomiro Gama Júnior, pelo convite a realização deste trabalho.

Ao Profº Dr. Basile Kotschoubey, pelo profissionalismo com que assumiu esta orientação.

Aos geólogos, técnicos e pessoal de apoio da empresa Açai Mineração Ltda., em particular ao Profº José Augusto Vieira Costa.

A Universidade Fundação de Brasília (UnB), através do Profº José Carlos Gaspar, pela utilização da infraestrutura do laboratório de microsonda eletrônica.

A DOCEGEO, pela realização de parte das análises químicas.

Ao geólogo Pedro Leal Bezerra, pelo processamento digital das imagens de satélite.

Aos técnicos dos laboratórios de análise química, absorção atômica, fluorescência de raio-x, sedimentologia e laminação da UFPA, em particular aos Profºs Natalino Valente e Antônio Vaquera.

Ao Profº Stélio Tavares Júnior e ao técnico José de Alencar Costa, pela ajuda na etapa de editoração.

Aos geólogos e companheiros de mestrado Afonso Nogueira, Benevides Aires Filho, Carlos Eduardo (Cadu), Cintia Gaia, Elias Leão, Henrile Meireles e Renato Júnior, por todo apoio dispensado.

Por fim, a Universidade Federal de Roraima (UFRR) e a todas as pessoas que contribuiram direta ou indiretamente para a realizacão deste trabalho.

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA i

AGRADECIMENTOS ii

RESUMO 1

ABSTRACT 3

1. **INTRODUÇÃO** 5

1.1. APRESENTAÇÃO E OBJETIVOS 5

1.2. LOCALIZAÇÃO 5

1.3. ASPECTOS FISIOGRÁFICOS 5

1.4. ASPECTOS SÓCIO-ECONÔMICOS 7

1.5. METODOLOGIA 8

1.5.1. **Atividades pré-campo** 8

1.5.2. **Atividades de campo** 8

1.5.3. **Atividades de laboratório** 9

2. **GEOLOGIA REGIONAL** 10

2.1. TRABALHOS ANTERIORES 10

2.2. CONTEXTO GEOTECTÔNICO E GEOCRONOLÓGICO 11

2.3. POTENCIAL METALOGENÉTICO 14

3. **GEOLOGIA DA ÁREA** 15

3.1. INTRODUÇÃO 15

3.2. UNIDADES LITO-ESTRATIGRÁFICAS 15

3.2.1. **Complexo Xingu** 15

3.2.1.1. Granitóide deformado 15

3.2.1.2. Gnaisses granodioríticos a tonalíticos 20

3.2.2. **Sequência Metavulcano-Sedimentar São Manoel** 22

3.2.2.1. Anfibolitos 22

3.2.2.2. Xistos 29

3.2.2.3. Quartzitos 31

3.2.3. **Diques Leuco-Tonalíticos e Rochas Quartzo-Feldspáticas** 31

3.2.4. **Granitóide Felício Turvo** 35

3.2.5. **Diques Básicos** 39

3.2.6. **Cobertura Laterítica** 39

3.2.6.1. Horizonte de transição entre rocha-mãe e manto intempérico 39

3.2.6.2. Horizonte argiloso mosqueado 41

3.2.7. **Cobertura Coluvial** 41

3.2.8. **Cobertura Aluvionar** 45

3.3. FEIÇÕES ESTRUTURAIS 47

3.3.1. **Estruturas macroscópicas** 47

3.3.2. **Estruturas mesoscópicas** 48

3.3.3. **Cinemática** 52

3.4. METAMORFISMO 53

3.5. EVOLUÇÃO GEOLÓGICA 55

4. **MINERALIZAÇÕES** 59

4.1. INTRODUÇÃO 59

4.2. MINERALIZAÇÃO PRIMÁRIA 59

4.2.1. **Geometria dos veios** 59

4.2.1.1. Veios do tipo D 61

4.2.1.2. Veios do tipo R' 65

4.2.2. **Aspectos microtermométricos** 65

4.2.3. **Alteração hidrotermal** 69

4.2.3.1. Zona externa de alteração 69

4.2.3.2. Zona intermediária de alteração 74

4.2.3.3. Zona interna de alteração 75

4.2.4. **Metalografia** 77

4.2.5. **Distribuição do ouro e dos elementos traços Ag, Pb, Zn, Co, Ni, Cr, e Cu** 85

4.2.6. **Mecanismo de formação de veios e circulação de fluidos na unidade São Manoel** 87

4.2.7. **Natureza do fluido mineralizante** 90

4.2.8. **Modelo genético proposto** 92

4.3. MINERALIZAÇÃO LATERÍTICA 93

4.3.1. **Mecanismos de remobilização e redeposição de Au e Ag em ambiente laterítico** 93

4.3.2. **Modelo genético proposto** 97

4.4. MINERALIZAÇÃO COLÚVIO-ALUVIONAR 99

5. **CONCLUSÕES** 100

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 104

RESUMO

A área do Manelão está inserida no Cinturão de Cisalhamento Itacaiunas situado no centro-oeste do Estado do Pará. As unidades litoestratigráficas arqueanas-proterozóicas reconhecidas nesta área são granitos e gnaisses do Complexo Xingu, anfibolitos, micaxistos e quartzitos da seqüência vulcano-sedimentar São Manoel e o monzogranito estratóide intrusivo Felício Turvo. Diques de gabro e diabásio do Mesozóico, lateritas cenozóicas e depósitos coluviais e aluviais recentes completam o quadro litoestratigráfico.

As principais estruturas identificadas na área foram originadas por uma deformação regional transcorrente sinistral de natureza ductil a ductil-ruptil que envolveu um transporte de massa rochosa de ESE para WNW. Tal tectonismo causou um metamorfismo de fácies anfibolito baixo a médio, embora, localmente, um hidrotermalismo mais intenso provocou alteração de fácies xisto verde alto.

O ouro ocorre tanto em veios alojados nos anfibolitos e xistos da seqüência vulcano-sedimentar São Manoel como na cobertura laterítica e nos depósitos aluviais/coluviais. Foram identificados dois sistemas de veios, um com direção N70E e mergulho de 80º para NW, o outro com direção N23E e mergulho igual ao anterior. Nestes corpos o ouro encontra-se essencialmente na forma livre, em partículas de baixa pureza (cerca de 870) que preenchem fraturas na ganga quartzosa ou quartzo-albítica. Acredita-se, ademais, que a pirita disseminada tanto nos veios como nas rochas encaixantes milonitizadas e fortemente alteradas contém também ouro sub-microscópico.

A alteração hidrotermal resultou num zoneamento grosseiro nas rochas encaixantes. Ao contato com os veios observa-se normalmente uma alteração filica enquanto que a zona intermediária exibe propilitização. A zona externa é marcada sobretudo por uma intensa epidotização das rochas. Os minerais metálicos, pirita (duas gerações), pirrotita, calcopirita, ilmenita e rutilo encontram-se na forma de cristais ou pequenos agregados disseminados e são mais abundantes nas rochas encaixantes que nos próprios veios.

O estudo de inclusões fluídas revelou que os fluidos mineralizantes foram essencialmente soluções aquosas de baixa temperatura (temperatura mínima de 160-180°C) de salinidade baixa a moderada (provavelmente H_2O-KCl-$CaCl_2$ e H_2O-NaCl-$CaCl_2$) e de baixa densidade (0,9 - 1,1 g/cm^3). Raras inclusões trifásicas sugerem, no entanto, que soluções de alta temperatura e de salinidade elevada participaram igualmente no processo mineralizante. Embora o CO_2 não tenha sido detectado nesta avaliação preliminar, a sua presença em quantidades subordinadas não pode ser descartada. Haja visto a predominância no sistema de sulfetos e de baixas temperaturas de aprisionamento dos fluidos, o ouro parece ter migrado principalmente sob a forma de thio-complexos.

Na cobertura laterítica desenvolvida sobre a seqüência São Manoel o ouro ocorre em finas partículas ou pequenas pepitas de alta pureza (cerca de 985) com freqüências intercrescidas com oxi-hidróxido de ferro tanto na zona mosqueada como em fragmentos reliquiares da crosta ferruginosa. O elevado grau de pureza do ouro laterítico sugere que a mobilização do metal ocorreu sobretudo após complexação com ligantes orgânicos e thiosulfáticos. A lixiviação da prata nas partículas de ouro primário pode também ter sido responsável pela significativa diferença de pureza.

Partículas de ouro e pepitas encontram-se igualmente dispersas na matriz argilosa dos depósitos coluviais. Finalmente, o ouro forma concentrações de relevante valor econômico no horizonte de cascalho inferior das acumulações aluviais.

ABSTRACT

The Manelão area belongs to the Itacaiúnas Shear Belt that is situated in the central western part of the State of Pará. The Archean - Proterozoic lithostratigraphic units there recognized are granites and gneisses of the Xingu Complex, amphibolites, micaschists and quartzites of the São Manoel volcano-sedimentary sequence and the Felicio Turvo intrusive stratoid monzogranite. Mesozoic gabbro-doleritic dykes, Cenozoic laterites and recent colluvial and alluvial deposits complete the lithostratigraphic framework.

The main structures identified in the area were originated by a regional sinistral transcurrent deformation of ductile to ductile-ruptile nature which involved an ESE / WSW mass transport. Such tectonism caused metamorphism of low to medium amphibolite facies though, locally, more intense hydrothermalism yielded a high greenschist facies alteration.

Gold occurs in veins embedded in the amphibolites and schists of the São Manoel volcano-sedimentary sequence as well as in the lateritic mantle and in the alluvial/colluvial deposits.

Two vein systems were identifed, one oriented N70° E/80° NW, the other N23° E/80° NW. In these structures gold occurs essentially as native gold in minute particles of low fineness (about 870) which fill cracks within the quartz or quartz-albite gangue. Submicroscopic gold is also believed to exist within pyrite crystals which appear disseminated in the veins as well as in the mylonitized and pervasively altered wall rocks.

Hydrothermal alteration resulted in a rough zoning of the wall-rocks. Close to the veins phyllic assemblage is normally observed while an intermediate zone is marked by propylitization. The outer zone exhibits essentially an intense epidotization of the rocks. The metallic minerals pyrite (two generations), pyrrhotite, chalcopyrite, ilmenite and rutile are present as dispersed crystals or small aggregates which are much more abundant in the wall-rocks than in the veins themselves.

Fluid inclusions study revealed that the mineralizing fluids were essentially low temperature (minimum temperature 160-180° C), aqueous solutions of low to

moderate salinity (probably H_2O-KCl-$CaCl_2$- and H_2O-NaCl-$CaCl_2$) and low density (0,9 to 1,1 g/cm^3). Rare three-phase inclusions suggest, however, that high salinity, high temperature solutions also participated in the mineralizing process.

Although CO_2 was not detected in this preliminary account, its presence in subordinate amounts cannot be ruled out. Considering the preference of the system for sulfides and the essentially low trapping temperatures that prevailed, gold seems to have migrated mainly as thiocomplexes.

Within the lateritic mantle formed upon the São Manoel sequence, gold occurs as fine particles or small nuggets of high fineness (about 985) frequently intergrown with iron oxi-hydroxide both in the mottled zone and in the remnants of the ferruginous duricrust. The high fineness of the lateritic gold suggests that mobilization of the metal took place preferentially after complexing with organics and thiosulphatics ligands. Silver leaching of primary gold particles could also have been responsible for the significant difference in fineness.

Gold particles and nuggets are also erratically dispersed in the clayey matrix of the colluvial deposits. Finally, gold constitutes economically significant concentrations in the lower gravel-rich horizon of the alluvial accumulations.

1. INTRODUÇÃO

1.1. APRESENTAÇÃO E OBJETIVOS

Este trabalho foi desenvolvido na área de garimpo de ouro, conhecida por garimpo do Manelão, localizada próximo ao rio Bacajá, no Estado do Pará. Nesta área a empresa Açaí Mineração Ltda. e a Cooperativa de Garimpeiros do Lombo Longo, desenvolveram pesquisas visando avaliar o potencial econômico de algumas ocorrências auríferas.

Pretende-se neste estudo, caracterizar o contexto geológico-estrutural de uma área de 230 km^2, a escala de 1:100.000, bem como a natureza e os processos geradores das mineralizações auríferas primárias e secundárias presentes nesta área.

1.2 . LOCALIZAÇÃO

A área em estudo localiza-se na porção centro-leste do Estado do Pará, entre as folhas SB.22-V-B e SB.22-X-A, distante cerca de 25 km a leste da margem direita do curso médio do rio Bacajá, no município de Senador José Porfírio (Figura 1.1). É limitada pelos meridianos 50° 56' 30", 50° 59' 15" e 51° 02' 43" W e paralelos 4° 40' 56", 4° 42' 48" e 4° 53' 12" S.

1.3. ASPECTOS FISIOGRÁFICOS

O clima atual na região é do tipo tropical-úmido chuvoso, com uma estação seca bem individualizada de três a quatro meses (junho a setembro). A pluviosidade anual oscila em torno de 2.000 mm, sendo a temperatura média 27° C, a umidade relativa do ar 85% e a insolação de 1.800 a 2.000 horas/ano (SUDAM, 1984).

Em termos geomorfológicos a região faz parte da unidade definida como Depressão Periférica do Sul do Pará, por BOAVENTURA (1974). As formas dominantes de relevo são colinas de topos arredondados, com altitude média de 170 m, cujas vertentes côncavas definem vales abertos. Como formas subordinadas ocorrem morros

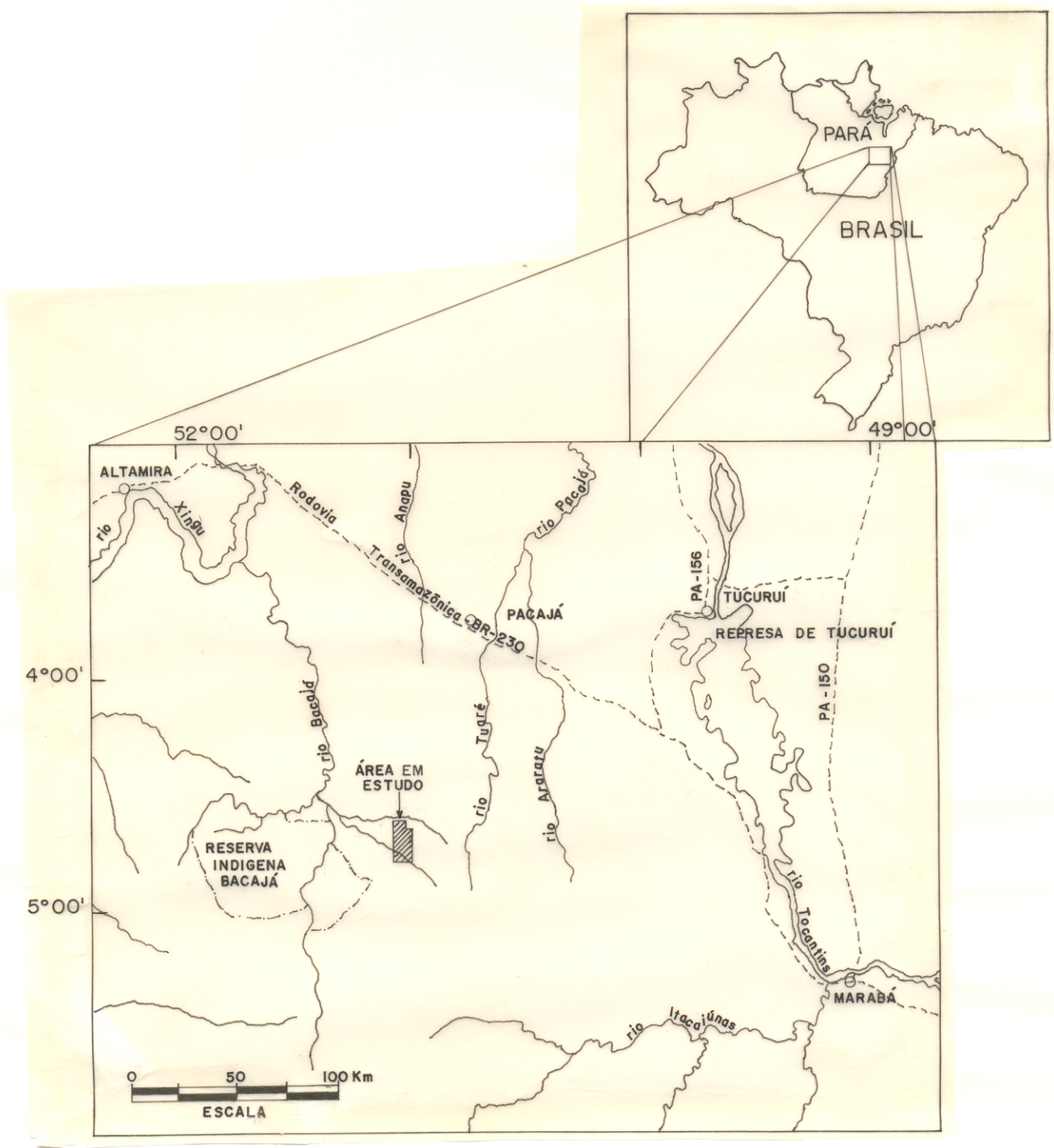


Figura 1.1. Mapa de localização geográfica da área em estudo.

de topos sub-angulosos, com altitude média de 250 m e perfil de vertente côncavo a côncavo-convexo, separados por vales semi-abertos. Outra forma de relevo a ser destacada é o conjunto de cristas alongadas e de topos angulosos, que marcam o lineamento estrutural do Bacajá. Essas cristas apresentam altitude média de 300 m, perfil de vertente convexo a localmente escarpado, formando vales fechados e superimpostos.

A cobertura vegetal é do tipo floresta densa nas áreas de topografia acidentada e do tipo floresta aberta nas áreas aplainadas. Apresenta uma grande variedade de espécies, muitas delas de grande porte e elevado valor comercial, como é o caso do mogno, angelim, jatobá, muiracatiara, ipê, castanheira, copaíba e outras, que ocorrem normalmente envolvidas por grande quantidade de cipós (VELOSO, *et al.*, 1974).

A drenagem exibe um padrão dendrítico a subdendrítico nas áreas aplainadas, variando para um padrão em treliça a treliça direcional nas áreas acidentadas. A drenagem principal é representada pelo rio Bacajá, afluente da margem direita do rio Xingu, seguido pelos rios Pacajá, Pacajazinho, Tuerê e Braço Grande do Repartimento, bem como pelos igarapés Lontra, Chapéu e Felício Turvo ou Carapanã.

1.4. ASPECTOS SÓCIO-ECONÔMICOS

A região é caracterizada por uma ocupação desordenada, que envolve interesses de diferentes segmentos da sociedade, normalmente causando tensões e conflitos.

A área de garimpo do Manelão é marcada por disputas acirradas e violentas, envolvendo garimpeiros, indígenas, empresas de mineração e madeireiras. Esta situação instável, custou uma intervenção por parte do governo estadual, com apoio

da Polícia Militar, em meados de 1991, quando grupos armados tentaram invadir e dominar o comércio de ouro e madeira na área.

A base da economia na região é a extração e a comercialização da madeira e do ouro. Neste sentido, o mogno é a espécie vegetal mais procurada pelos grupos madeireiros, que assentam-se em grandes áreas de floresta e praticam o extrativismo puro e simples.

Essas atividades desenvolvidas sem o controle do Governo, resultam em degradação ambiental, marcada pelo desmatamento, pelo lançamento de efluentes sólidos e líquidos ao longo das drenagens, entre outras.

1.5. METODOLOGIA

O presente trabalho constou das seguintes atividades:

1.5.1. Atividades pré-campo

Levantamento bibliográfico sobre o estado de conhecimento geológico da região em apreço e confecção de mapas de interpretação fotoaérea da área em estudo, seguindo as metodologias propostas por SOARES & FIORI (1976) e PONÇANO *et al* (1979).

1.5.2. Atividades de campo

Executadas em dois períodos de 45 dias cada, consistiram nas seguintes tarefas: a) mapeamento geológico-estrutural da área, através de seções geológicas orientadas segundo a direção N-S, com auxílio de mapas fotoaéreos; b) mapeamento geológico-estrutural a nível de semi-detalhe e detalhe nos setores de atividade garimpeira; e c) coleta sistemática de amostras de rochas, solos, sedimentos e concentrados de batéia.

1.5.3. Atividades de laboratório

Nesta etapa, as amostras coletadas foram selecionadas e submetidas às seguintes análises: a) análises petrográficas por meio de seções delgadas, polidas e lâminas de imersão para minerais leves e pesados, auxiliadas por difratometria de raio-x, para determinar as características texturais e mineralógicas dos litotipos identificados; b) análises químicas quantitativas das rochas encontradas nos setores de atividade garimpeira, utilizando-se as seguintes técnicas: gravimetria para SiO_2, titrimetria com EDTA para Al_2O_3, colorimetria para TiO_2, espectrofotometria de absorção atômica para Fe_2O_3, CaO, MgO, Na_2O, K_2O, Au, Ag, Cu, Co, Cr, Ni, Zn, Pb e Mn, e espectrometria de fluorescência de raio-X para Zr, Y, Rb, Sr e Nb; c) análises por microsonda eletrônica de minerais sulfetados contidos nas rochas e nos veios de quartzo, bem como de partículas de ouro primário e secundário, para determinar as concentrações de ouro nestes sulfetos e a relação Au/Ag nas partículas; d) análises microtermométricas de inclusões fluídas, utilizando-se seções bipolidas de veios de quartzo mineralizados; e e) tratamento, discussão e interpretação destes dados analíticos.

2. GEOLOGIA REGIONAL

2.1. TRABALHOS ANTERIORES

Poucos trabalhos abordaram até o momento a geologia da região do rio Bacajá. O primeiro neste sentido foi o de OLIVEIRA (1928), que assinalou a presença de granitos grosseiros, gnaisses e diabásio no leito do rio Bacajá.

Na década de 70, SILVA *et al.* (1974) notaram que ao longo da bacia do rio Xingu e de alguns tributários, tais como os rios Bacajá, Anapú e Tuerê, afloram rochas polimetamórficas do embasamento, denominando este conjunto Complexo Xingu. Foram descritos na ocasião, granitos, granodioritos, gnaisses, migmatitos, dioritos, granulitos e anfibolitos, dispostos em faixas orientadas na direção geral WNW-ESE. Estes autores observaram ainda, a presença de grandes lineamentos na direção NW-SE que se abrem ligeiramente em forma de leques, denominando-os lineamentos Bacajá-Martírios e Iriri-Martírios.

MARTINS *et al.* (1979), com base em dados aerogeofísicos, consideraram estes grandes lineamentos como estruturas profundas sublinhadas por expressivas anomalias aeromagnéticas e formando cadeias de serras.

Na década de 80, JOÃO *et al.* (1987), individualizaram na folha SA.22-Y-D, Altamira, várias unidades litoestratigráficas de idade arqueano-proterozóica, denominando-as de: a) Granulito Bacajaí, constituido por granulitos enderbíticos e charnockíticos; b) Suíte Metamórfica Três Palmeiras, composta pelo Anfibolito Itatá e Micaxisto Bacajá, correspondendo a uma sequência vulcano-sedimentar metamorfisada em fácies xisto-verde a anfibolito; e c) Suíte Metamórfica Xingu, subdividida em Granodiorito Anapu, Granodiorito Oca e Granito João Jorge.

Mais recentemente, COSTA & OLIVEIRA (1992) e OLIVEIRA *et al.* (no prelo), distinguiram ao norte da folha SB.22-X-C, Serra Pelada, um domínio de rochas

arqueanas, onde prevalecem: a) Suíte Metamórfica Bacajaí, composta pelo enderbito Cajazeiras e periclasito Rio Preto; e b) Complexo Xingu, composto por granitóides infracrustais. Constataram ainda, que a área é estruturalmente complexa devido a superposição, durante a sua evolução, de vários eventos tectono-deformacionais que imprimiram um estilo compressivo e outro transcorrente.

2.2. CONTEXTO GEOTECTÔNICO E GEOCRONOLÓGICO

Através dos trabalhos de ALMEIDA (1967), AMARAL (1974), ALMEIDA *et al.*(1977) e LIMA (1984), surgiram as primeiras tentativas de compartimentação tectono-estrutural da Amazônia. Apoiando-se principalmente em dados geocronológicos, CORDANI *et al.* (1979), CORDANI & NEVES (1982), CORDANI *et al.* (1984) e TEIXEIRA *et al.* (1989), delimitaram vários cinturões móveis proterozóicos envolvendo núcleos cratônicos arqueano-proterozóicos (Figura 2.1). Entretanto, HASUI *et al.* (1984) e HASUI & HARALYI (1985), com base em informações geológicas e geofísicas, propuseram uma compartimentação estrutural em blocos crustais, cujos limites são marcados por anomalias gravimétricas e magnéticas e pela forte linearidade das rochas. Configurando-se deste modo, vários cinturões de alto grau metamórfico separando terrenos do tipo granito-greenstone (Figura 2.2).

Neste contexto, a região do Bacajá aparece inserida no cinturão móvel Maroni-Itacaiunas de CORDANI *et al.* (1979), que corresponde ao limite entre os blocos Araguacema e Belém, dentro do cinturão de cisalhamento Itacaiunas de HASUI *et al.* (1984), onde ocorrem granulítos, granitos, gnaisses, sequências metavulcano-sedimentares e granitóides estratóides.

A evolução geotectônica do cinturão de cisalhamento Itacaiunas envolveu domínios estruturais distintos, constituídos por um sistema imbricado e outro direcional colocados lado a lado (ARAÚJO *et al.* 1988; SIQUEIRA, 1990; COSTA & SIQUEIRA, 1990; COSTA *et al* . 1990; ARAÚJO & MAIA, 1991; COSTA & OLIVEIRA, 1992;

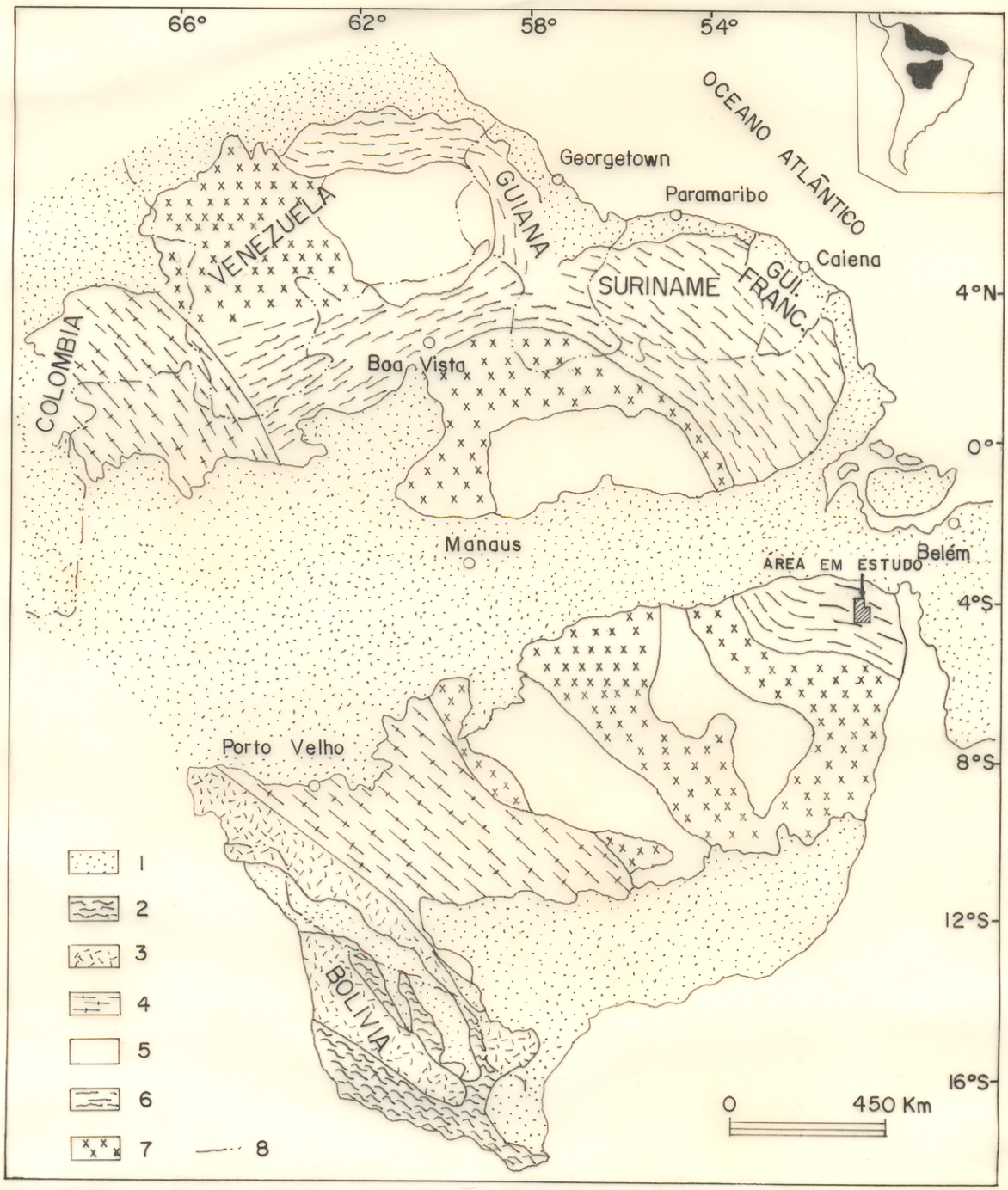


Figura 2.1. Localização esquemática da área em estudo, segundo o arranjo das Províncias Geocronológicas do Craton Amazônico: 1. Sedimentos do Fanerozóico; 2. Cinturão Móvel Sunsas (1.10-0.90 Ga); 3. Cinturão Móvel Rondoniense (1.45-1.25 Ga); 4. Cinturão Móvel Rio Negro-Juruena (1.75-1.50 Ga); 5. Coberturas de plataforma do Proterozóico (1.90-1.50 Ga); 6. Cinturão Móvel Maroni-Itacaiunas (2.25-1.90 Ga); 7. Província Amazônica Central (2.50 Ga); 8. Fronteiras internacionais (TEIXEIRA, *et al.*, 1989).

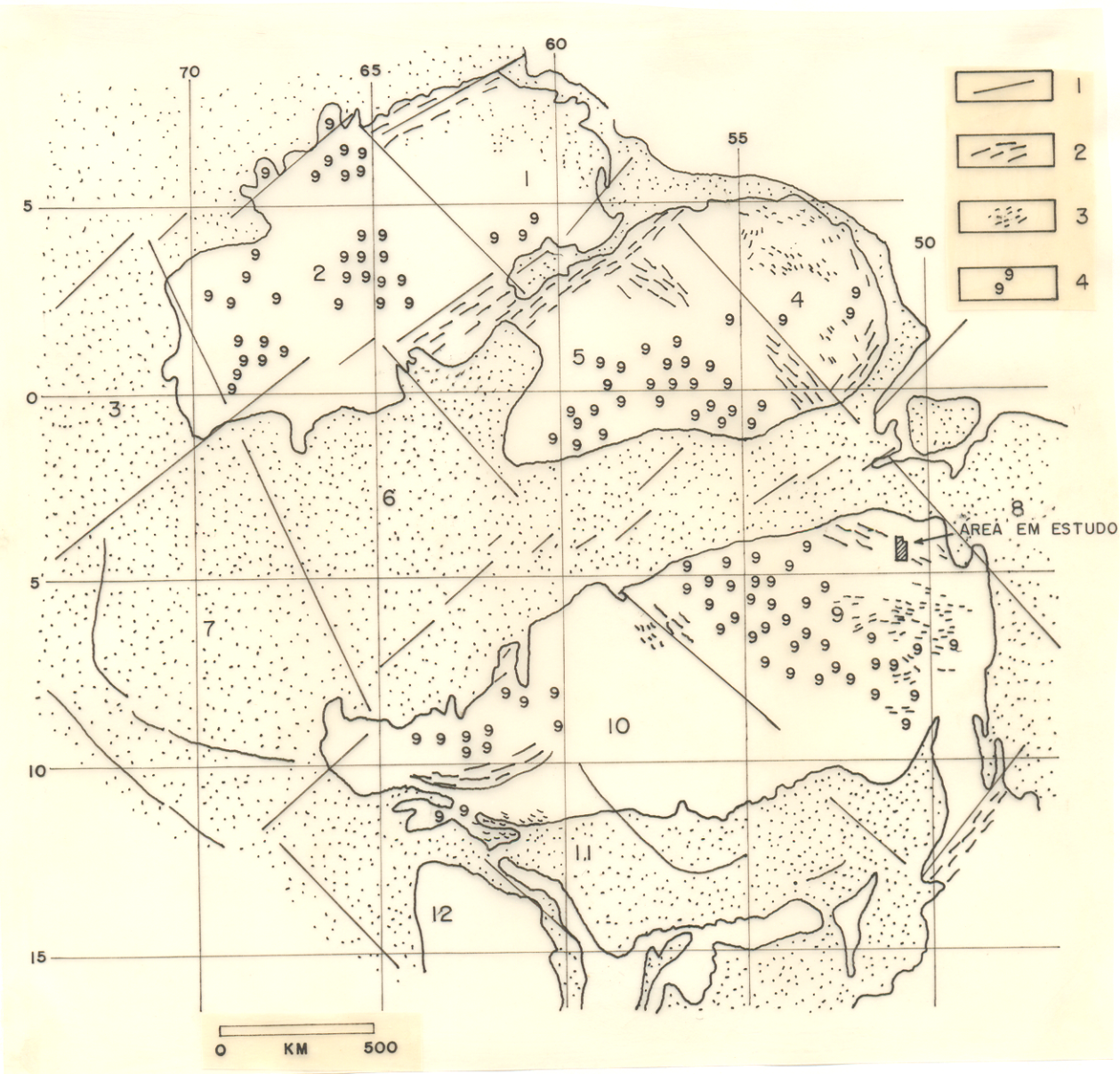


Figura 2.2. Localização esquemática da área em estudo, segundo a articulação de blocos crustais da região Amazônica: 1. Descontinuidades ligadas a anomalias gravimétricas de tipo 1; 2. Faixas de rochas granulíticas conhecidas; 3. " *Greenstone belts* "; 4. Áreas de maior incidência de corpos granitóides. Designação de blocos: (1) Caroni; (2) Alto Orinoco; (3) Napo; (4) Oiapoque; (5) Maecuru; (6) Japurá; (7) Juruá; (8) Belém; (9) Araguacema; (10) Juruena; (11) Parecis; (12) Bolívia (HASUI *et al.*, 1984)

COSTA, *no prelo*). Entretanto, estes autores divergem quando tentam explicar a origem das unidades metavulcano-sedimentares da região.

Segundo ARAÚJO *et al.* (1988), SIQUEIRA (1990), COSTA & SIQUEIRA (1990), COSTA *et al.* (1990) e ARAÚJO & MAIA (1991), as unidades metavulcano-sedimentares foram originadas durante o evento transcorrente direcional sinistral. Todavia, COSTA & OLIVEIRA (1992) e COSTA (*no prelo*), admitem que estas unidades teriam sido originadas durante um regime de extensão litosférica, seguido de um regime de compressão, e, posteriormente, retabalhadas e remodeladas em regime transcorrente direcional sinistral.

2.3. POTENCIAL METALOGENÉTICO

Ocorrências de ouro e de cassiterita são conhecidas há tempos nos aluviões dos rios Bacajá, Bacajaí, Itatá, Ituna e Anapu, afluentes da margem direita do rio Xingu. Na região conhecida por Volta Grande do rio Xingu, o ouro é o bem mineral mais procurado e extraido por garimpeiros e empresas de mineração, como é o caso da jazida de ouro aluvionar lavrada pela Oca Mineração Ltda (JOÃO *et al.*, 1987). Nesta região, a Suíte Metamórfica Três Palmeiras é a unidade de maior importância metalogenética, devido à ocorrência de ouro, cassiterita e scheelita em veios de quartzo e nos aluviões.

De forma análoga, na área objeto deste estudo ocorre uma sequência de rochas metavulcano-sedimentares cortada por um complexo sistema de veios de quartzo aurífero. Nesta área, o ouro foi também encontrado sob a forma de finas partículas na cobertura laterítica e em pepitas nas acumulações colúvio-aluvionares, ambas desenvolvidas sobre as rochas desta sequência metavulcano-sedimentar.

3. GEOLOGIA DA ÁREA

3.1. INTRODUÇÃO

As unidades lito-estratigráficas arqueano-proterozóicas presentes na área em estudo são o Complexo Xingu, a sequência metavulcano-sedimentar São Manoel e o granitóide Felício Turvo. Completam este quadro geológico, diques básicos do Mesozóico e as coberturas laterítica e colúvio-aluvionar do Cenozóico(Figura 3.1).

Esta área foi palco de intensa mobilidade crustal, marcada por uma transposição generalizada que lenticularizou e paralelizou os corpos rochosos, orientando-os segundo a direção geral WNW-ESE. Devido a este tectonismo, as relações estratigráficas entre as diferentes unidades arqueano-proterozóicas foram em parte obliteradas e seus contatos marcados por zonas de cisalhamento, impressas em termos de seus tipos protomiloníticos a ultramiloníticos.

Esta evolução deformacional foi acompanhada por metamorfismo de fácies anfibolito de baixo a médio grau, além de atividade hidrotermal que resultou na alteração de parte destas rochas em fácies xisto-verde alto.

3.2. UNIDADES LITO-ESTRATIGRÁFICAS

3.2.1. Complexo Xingu

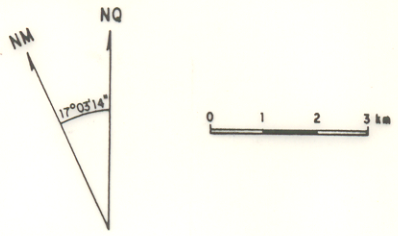
Esta unidade ocupa a maior parte da área em estudo, sendo constituida no extremo norte por um granitóide deformado e na porção sul por gnaisses de composição granodiorítica a tonalítica. Estes litotipos afloram normalmente sob a forma de blocos soltos e pequenos lajeiros ao longo da rede de drenagem.

3.2.1.1. Granitóide deformado

Este litotipo exibe uma foliação S penetrativa e estrutura SC pouco desenvolvida, definida por uma matriz de granulação fina a afanítica e coloração cinza



Mapa confeccionado a partir da interpretação de fotografias aéreas em escala de 1:100.000.



Declinação Magnética
Variação anual 6'W
1994

UNIDADES LITO-ESTRATIGRÁFICAS

CENOZÓICO — QUATERNÁRIO / TERCIÁRIO

- Qcal — COBERTURA COLÚVIO-ALUVIONAR
- Tlt — COBERTURA LATERÍTICA — Ocorre normalmente truncada e mascarada pela cobertura coluvial.

MESOZÓICO

- DIQUES GABRÓICOS A DIABÁSICOS

ARQUEANO - PROTEROZÓICO

- A-PgrFT — GRANITÓIDE ESTRATÓIDE FELÍCIO TURVO
- A SM — SEQUÊNCIA METAVULCANO-SEDIMENTAR SÃO MANOEL — ocorre mascarada pelas coberturas laterítica e colúvio-aluvionares.
- AgrCX — GRANITÓIDE DEFORMADO DO COMPLEXO XINGU
- AgnCX — GNAISSE GRANODIORÍTICO A TONALÍTICO DO COMPLEXO XINGU.

CONVENÇÕES

- Contato geológico
- Contato geológico inferido
- Zonas de cisalhamento
- Traços de foliação milonítica
- Traços de falhas e fraturas indiscriminadas
- Sentido de movimentação
- 70° — Direção e mergulho de foliação milonítica
- Direção e mergulho subvertical de foliação milonítica
- 18° — Sentido e valor de caimento de lineação de estiramento mineral.

- Drenagem perene
- Drenagem intermitente
- Área de garimpo
- Pista de pouso
- Estrada de chão

PERFIL GEOLÓGICO ESQUEMÁTICO

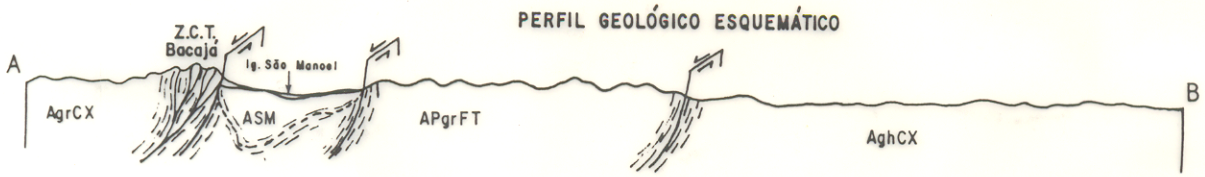


FIGURA 3.1 - MAPA GEOLÓGICO-ESTRUTURAL DA ÁREA EM ESTUDO

escuro, que contorna porfiroclástos feldspáticos de dimensões milimétricas e coloração rosada, desenhando um arranjo anastomosado, tipicamente milonítico. Em direção ao lineamento estrutural do Bacajá, aqui denominado Zona de Cisalhamento Transcorrente (ZCT) Bacajá, este granitóide adquire progressivamente uma coloração homogênea cinza escuro, granulação fina e aspecto vítreo, transformando-se em ultramilonitos (Figura 3.2).

A matriz é constituída por cristais de quartzo estirados, agregados finos quartzo-feldspáticas recristalizados, hornblenda e biotita, além de titanita, granada, epidoto, zircão e minerais opacos como acessórios.

O quartzo, a fase mineral predominante, exibe extinção ondulante, contornos normalmente suturados e feições de poligonização.

Os cristais de horblenda e biotita ocorrem em proporções variadas e mostram-se estirados e orientados segundo uma direção preferencial, definindo níveis, nos quais concentram-se também os minerais acessórios. A biotita apresenta-se alterada parcialmente para clorita.

Os porfiroclástos de plagioclásio (oligoclásio) e feldspato potássico (microclina), exibem comumente formato amendoado, extinção ondulante e, por vezes, mostram-se rotacionados (Figura 3.3). O oligoclásio ocorre geralmente alterado para sericita, sendo esta uma feição marcante nos tipos ultramiloníticos. A microclina apresenta um intercrescimento pertítico sob forma de filetes e/ou vênulas, além de um microfraturamento com preenchimento por diminutos cristais de quartzo.

Ao longo da ZTC Bacajá ocorre um conjunto entrelaçado de veios de quartzo de comprimento métrico a decamétrico, espessura métrica, coloração branca leitosa a rosada e textura maciça (Figura 3.4). Estes veios mostram-se, em

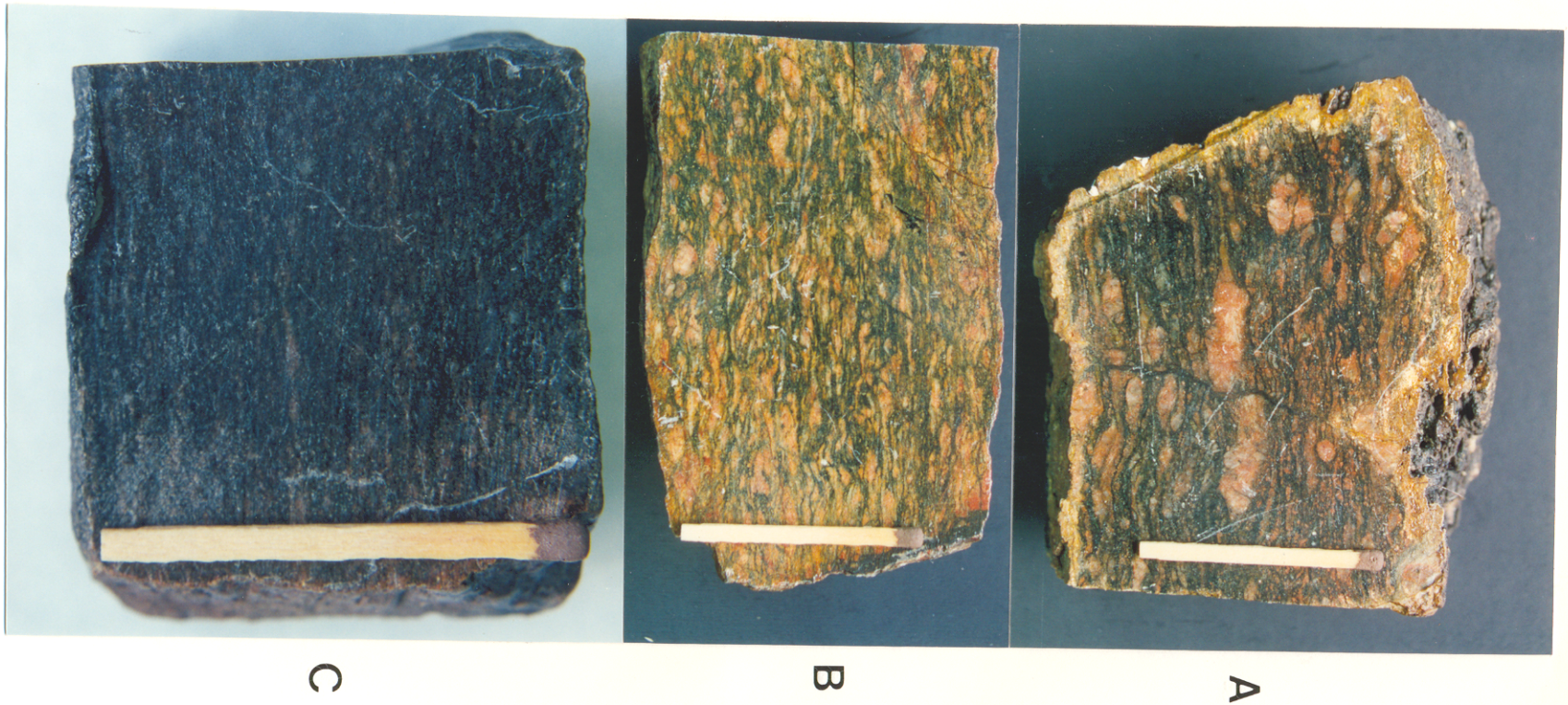


Figura 3.2. Diferentes estágios deformacionais apresentados pelo granitóide do Complexo Xingu. No sentido de A a C, verifica-se a intensificação progressiva da deformação cisalhante, indo de protomilonitos a ultramilonitos.

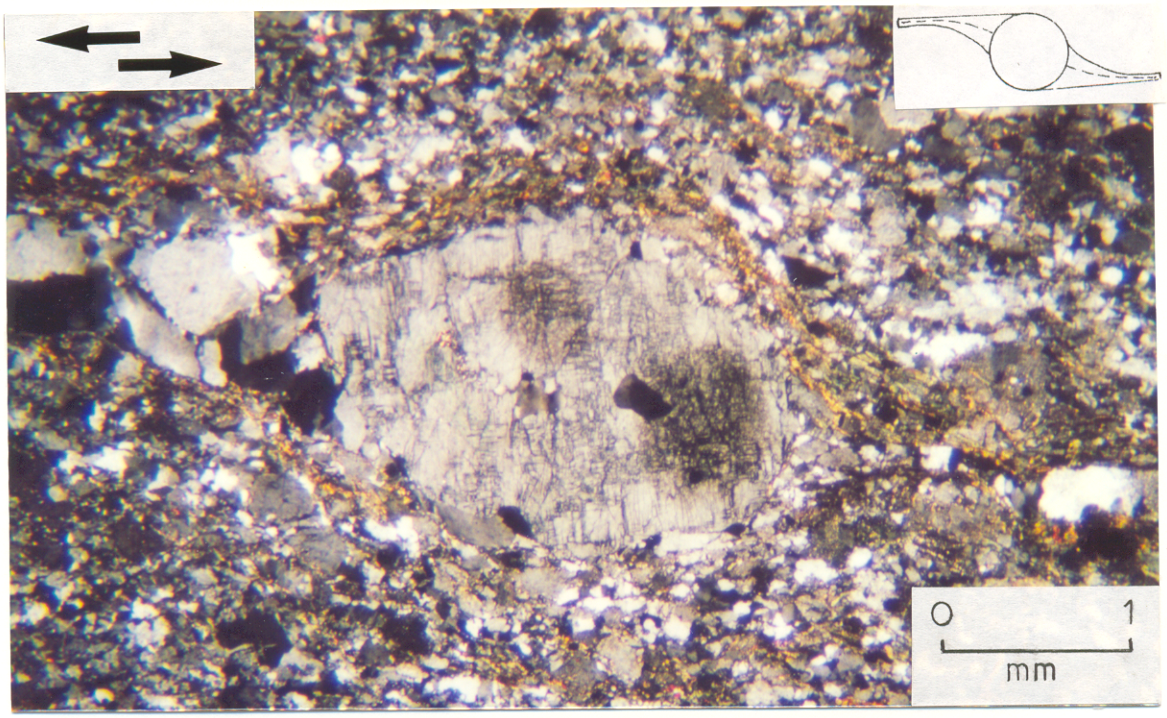


Figura 3.3. Porfiroclásto de K-feldspato (microclínio) rotacionado nos milonitos do granitóide deformado do Complexo Xingu. Desenha um sentido de movimentação sinistral, de acordo com os critérios cinemáticos estabelecidos por PASSCHIER & SIMPSON (1986), (nicois cruzados).



Figura 3.4. Amostra dos veios de quartzo leitoso a rosado que sustentam o relevo de serras de cristas alinhadas no domínio da ZCT Bacajá. Esses veios conferem uma textura brechóide ao granitóide deformado do Complexo Xingu

geral, subconcordantes com a foliaçao milonítica S deste granitóide, conferindo à rocha uma textura brechóide.

Observada ao microscópio, esta rocha brechada revela significativas mudanças mineralógicas, marcadas pelo desaparecimento da hornblenda e o aparecimento de palhetas euedricas e bem desenvolvidas de muscovita. Esta muscovita mostra-se disposta em níveis, associada ou não a biotita, e desenhando feições pisciformes. Os porfiroclastos de feldspato mostram-se bastante sericitizados e/ou argilizados.

3.2.1.2. Gnaisses granodioríticos a tonalíticos

São rochas de coloração cinza escuro, granulação média a grossa, marcadas por um bandamento composicional milimétrico a decimétrico, irregular e descontínuo, definido por níveis ricos em minerais máficos alternados com níveis lenticulares de composição quartzo-feldspática .

Apresentam textura que varia de granoblástica a granolepidoblástica inequigranular (Figura 3.5). Seus principais constituintes minerais são quartzo (40-45%), plagioclásio (30-35%), hornblenda (15-20%), feldspato potássico (5-10%) e biotita (<10%), ocorrendo como acessórios titanita, granada, epidoto, zircão, apatita e minerais opacos. O tipo petrográfico predominante é o biotita-hornblenda gnaisse, seguido pelo hornblenda gnaisse (Figura 3.6).

Nos níveis máficos a hornblenda está em íntima associação com a biotita, sob a forma de cristais subédricos a euédricos e orientados. Nestes níveis observa-se uma concentração preferencial dos minerais acessórios.

Nos níveis félsicos o quartzo ocorre sob a forma de cristais estirados e/ou em agregados inequigranulares recristalizados junto com feldspatos. O plagioclásio (oligoclásio-andesina) e o feldspato potássico, mostram-se parcialmente sericitizados

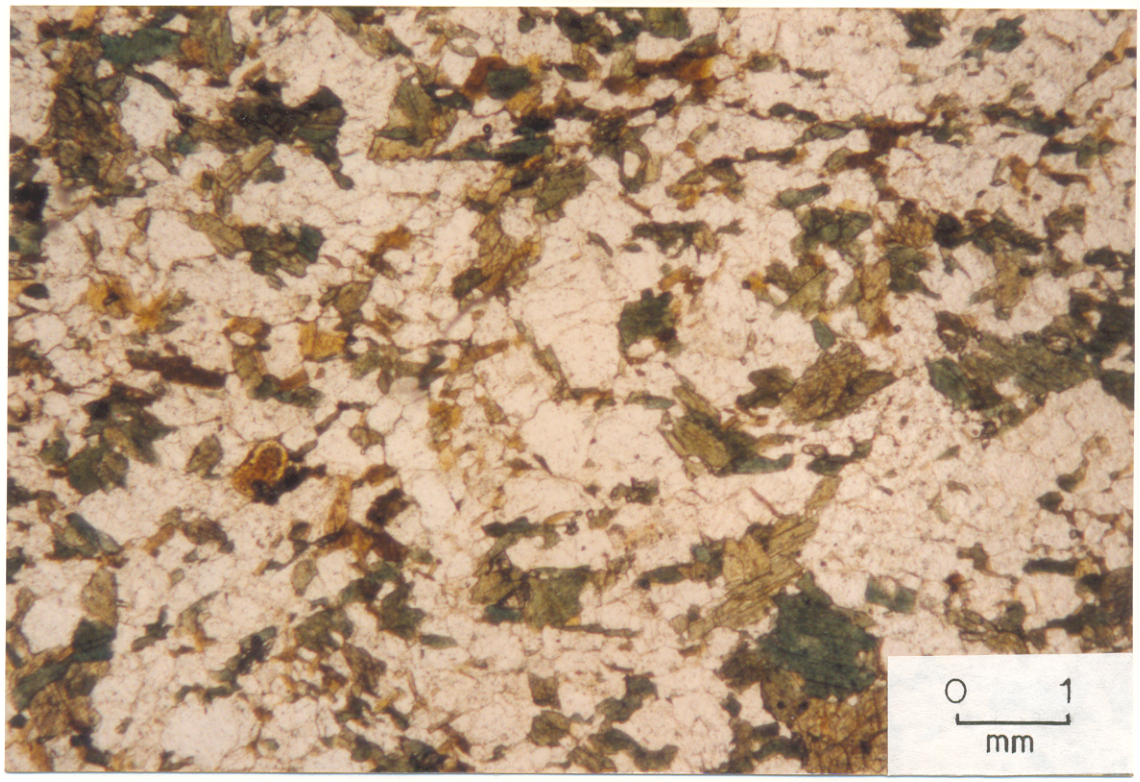


Figura 3.5. Feição microtextural granoblástica do biotita-hornblenda gnaisse do Complexo Xingu (nicois paralelos).

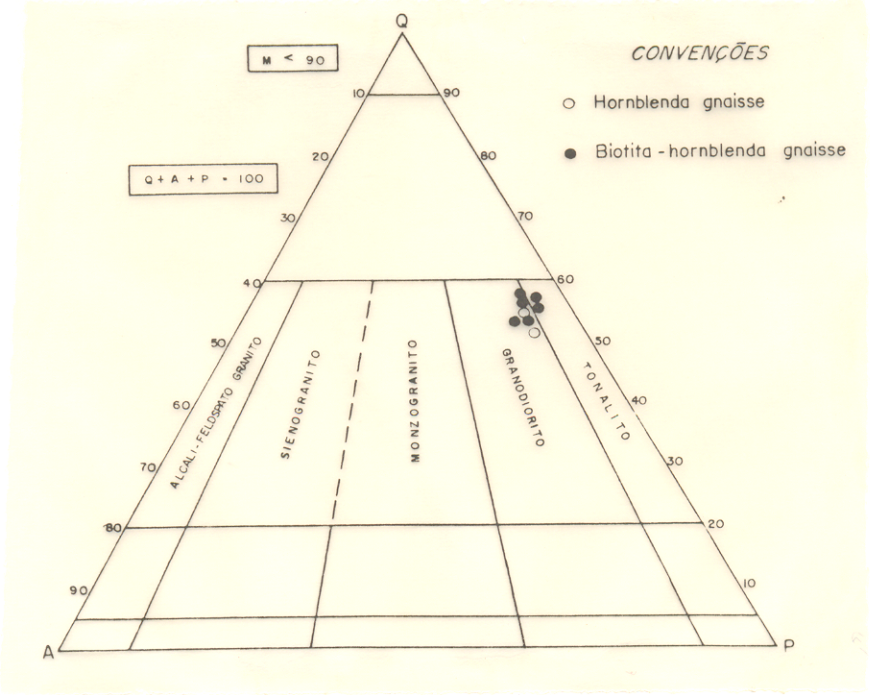


Figura 3.6. Gnaisses granodioríticos a tonalíticos do Complexo Xingu plotados em diagrama de composição modal QAP (STRECKEISEN, 1976)

e/ou argilizados. O plagioclásio exibe geminação polissintética simples do tipo albita e/ou combinada do tipo albita-periclínio, com seus planos ocasionalmente encurvados e deslocados por microfraturas.

3.2.2. Sequência Metavulcano-Sedimentar São Manoel

Na área em estudo, esta unidade é mascarada pelas coberturas laterítica e colúvio-aluvionar, aflorando apenas em escavações garimpeiras. Trata-se de uma sequência composta principalmente de anfibolitos e subordinadamente de xistos e quartzitos. Estes litotipos constituem corpos lentiformes paralelos, de espessura métrica a decamétrica e apresentam diferentes estágios deformacionais e de alteração hidrotermal. Este modo de ocorrência dificulta uma ordenação estratigráfica e a identificação dos protólitos. É a unidade de maior importância do ponto de vista metalogenético, por hospedar as principais mineralizações de ouro em veios de quartzo. O nome São Manoel é aqui proposto em alusão ao igarapé homônimo que atravessa esta unidade.

3.2.2.1. Anfibolitos

Estas rochas apresentam estágios deformacionais que variam de protomilonítico a ultramilonítico (Figura 3.7). Os estágios menos deformados e/ou alterados hidrotermalmente exibem uma coloração verde escura a preto-esverdeada e uma textura porfirítica fina a média. Ao microscópio apresentam diferentes padrões texturais que variam entre granoblástico, lepidoblástico e blastofítico inequigranular. Seus tipos petrográficos são constituídos pelas seguintes associações minerais: a) hornblenda, quartzo, plagioclásio e biotita; e b) hornblenda, quartzo e plagioclásio (Figura 3.8). Ambos contém como minerais acessórios epidoto-zoizita, titanita, granada, apatita e minerais opacos.

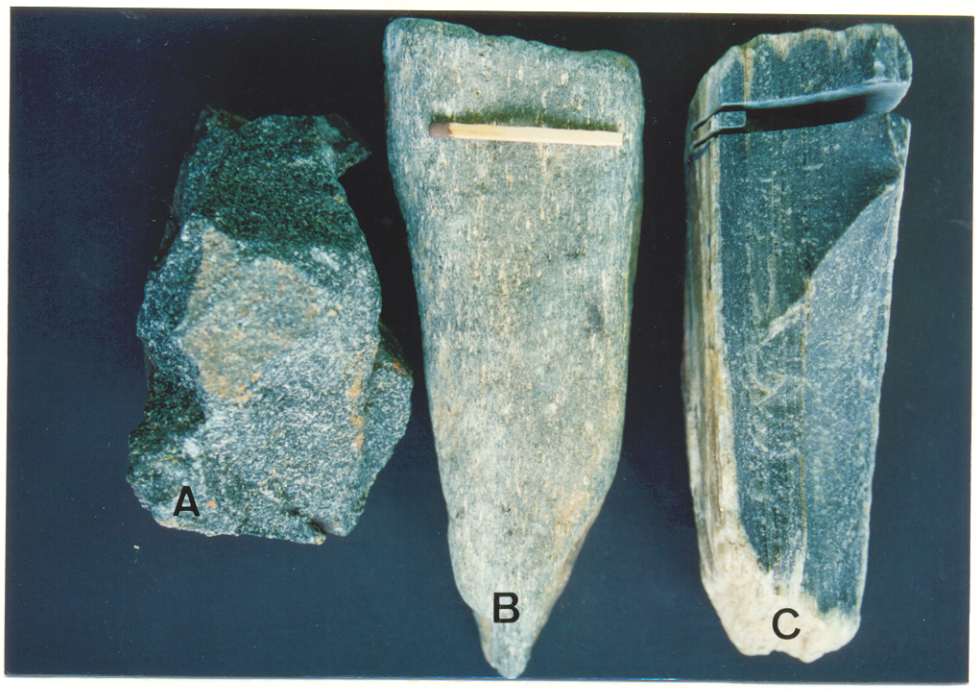


Figura 3.7. Diferente estágios deformacionais apresentados pelos anfibolitos da unidade São Manoel. De A a C, observam-se as fácies protomilonítica, milonítica e ultramilonítica.



Figura 3.8. Textura lepidoblástica exibida pelos anfibolitos da unidade São Manoel (nicois paralelos).

Em direção aos estágios mais deformados, a rocha adquire progressivamente uma foliação S penetrativa, granulação mais fina e aspecto vítreo. Sua textura torna-se granolepidoblástica a nematoblástica milonítica, marcada pela proeminente orientação, estiramento e recristalização parcial dos constituintes minerais (Figura 3.9).

A hornblenda é o mineral predominante e ocorre sob a forma de cristais anédricos a subédricos, associados ou não à biotita, dispostos em agregados inequigranulares, orientados e definindo níveis irregulares. A estes níveis associam-se também os minerais acessórios.

O quartzo e o plagioclásio (albita-oligoclásio) estão em proporções aproximadamente iguais e sob a forma de diminutos agregados recristalizados e inequigranulares. O plagioclásio mostra-se pouco sericitizado e exibe geminação polissintética simples do tipo albita e/ou combinada do tipo albita-periclínio. Nos arranjos texturais blastofíticos, o plagioclásio ocorre sob a forma de cristais tabulares subédricos, de feições ripiformes e tamanho variando entre 0,5 e 1,0 mm, intercrescidos na matriz recristalizada (Figura 3.10).

A presença de cristais ripiformes de plagioclásio sugere uma origem ígnea para estes anfibolitos. A natureza básica, por sua vez, é definida pela sua composição química (Tabela 3.1). Estas rochas mostram uma tendência subalcalina, do tipo toleítico, quando plotadas no diagrama triangular AFM de IRVINE & BARAGAR (1971) (Figura, 3.11). Segundo estes autores as rochas calcioalcalinas apresentam teores de Al_2O_3 na faixa de 16 a 20%, enquanto que nas rochas toleíticas estes teores variam de 12 a 16%. Os anfibolitos São Manoel contém entre 10 e 15% de Al_2O_3, podendo ser caracterizados como de natureza toleítica.

Para a determinação dos protólitos destes anfibolitos, utilizou-se o diagrama proposto por Le Maitre *apud* LA ROCHE(1986), que relaciona os elementos

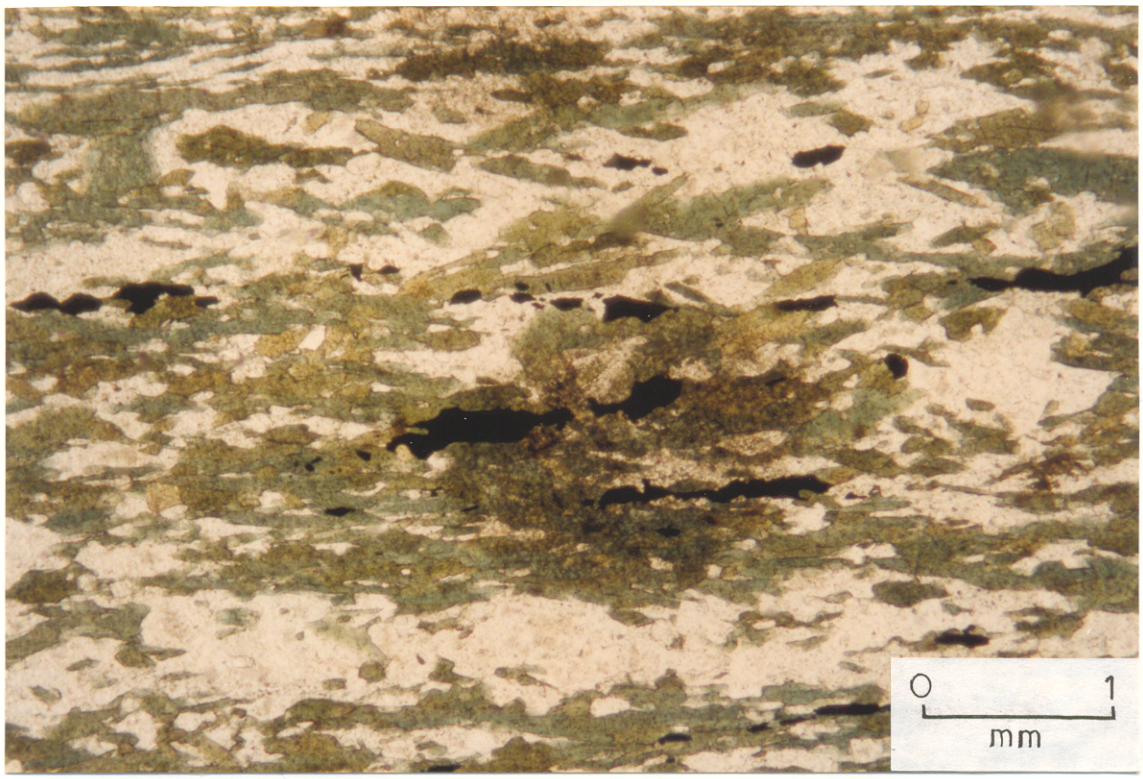


Figura 3.9. Textura granolepidoblástica milonítica, desenvolvida nas fácies mais deformadas dos anfibolitos da unidade São Manoel. Observar a marcante orientação e estiramento dos seus constituintes minerais (nicois paralelos).

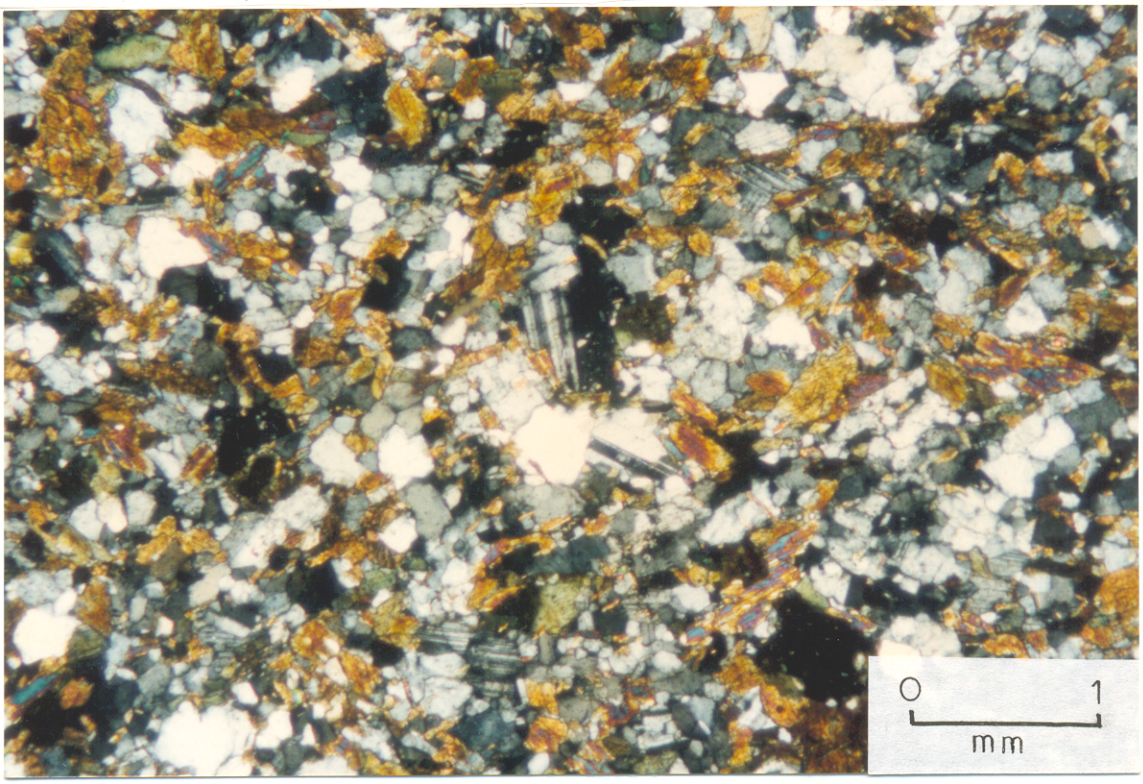


Figura 3.10. Textura blastofítica apresentada pela fácies protomilonítica dos anfibolitos da unidade São Manoel. Observar os cristais ripiformes de plagioclásio (albita-oligoclásio) intercrescidos em matriz recristalizada (nicois cruzados).

Tabela 3.1. Composição química dos anfibolitos da unidade São Manoel. As amostras analisadas pertencem aos estágios menos deformados e/ou alterados hidrotermalmente.

	ANFIBOLITOS SÃO MANOEL				
	AQ-01	AQ-02	AQ-03	AQ-04	AQ-05
SiO_2	56.16	48.33	58.95	53.14	57.11
Al_2O_3	15.12	13.55	12.96	8.16	8.18
Fe total	8.20	16.15	8.12	10.13	8.16
CaO	8.42	8.82	12.86	12.16	14.00
MgO	3.97	5.13	1.75	11.58	8.44
Na_2O	3.35	2.16	1.65	1.34	1.18
K_2O	1.50	0.50	0.63	0.38	0.36
TiO_2	1.22	2.17	0.91	0.48	0.37
MnO	0.12	0.19	0.09	0.17	0.15
P.F.	1.35	1.48	1.00	1.15	0.83
Total (%)	**99.37**	**98.48**	**98.93**	**98.69**	**98.78**
Au (ppm)	1.68	1.87	1.00	0.95	1.00
Ag	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10
Cu	42.27	57.30	28.20	18.00	18.78
Co	93.50	97.00	91.00	113.20	100.10
Cr	44.50	54.90	25.40	200.00	250.00
Ni	120.80	113.50	75.20	230.00	200.20
Zn	14.00	20.00	6.15	15.30	9.64
Pb	13.00	7.65	5.45	5.60	12.80
Zr	161.63	123.15	138.63	37.14	135.21
Y	24.40	75.90	19.40	11.40	34.15
Rb	68.60	<6	25.60	<6	53.10
Sr	167.30	58.70	448.00	67.20	203.14
Nb	5.50	<5	<5	<5	<5

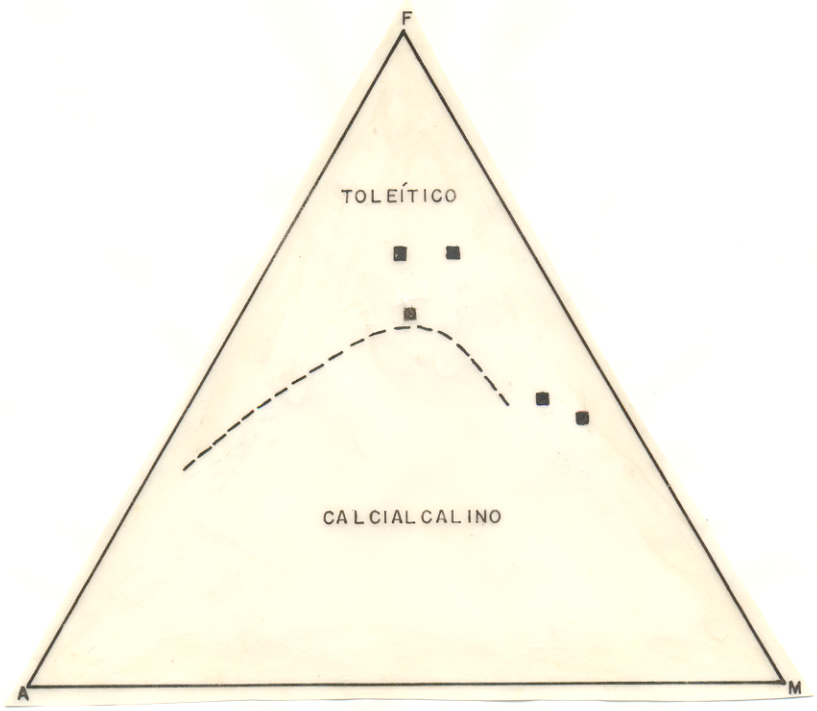


Figura 3.11. Amostras dos anfibolitos unidade São Manoel, plotadas em diagrama AFM (A = Na_2O + K_2O; F = FeO + Fe_2O_3; M = MgO). A linha tracejada separa os campos toleítico e calcialcalino (IRVINE & BARAGAR, 1971).

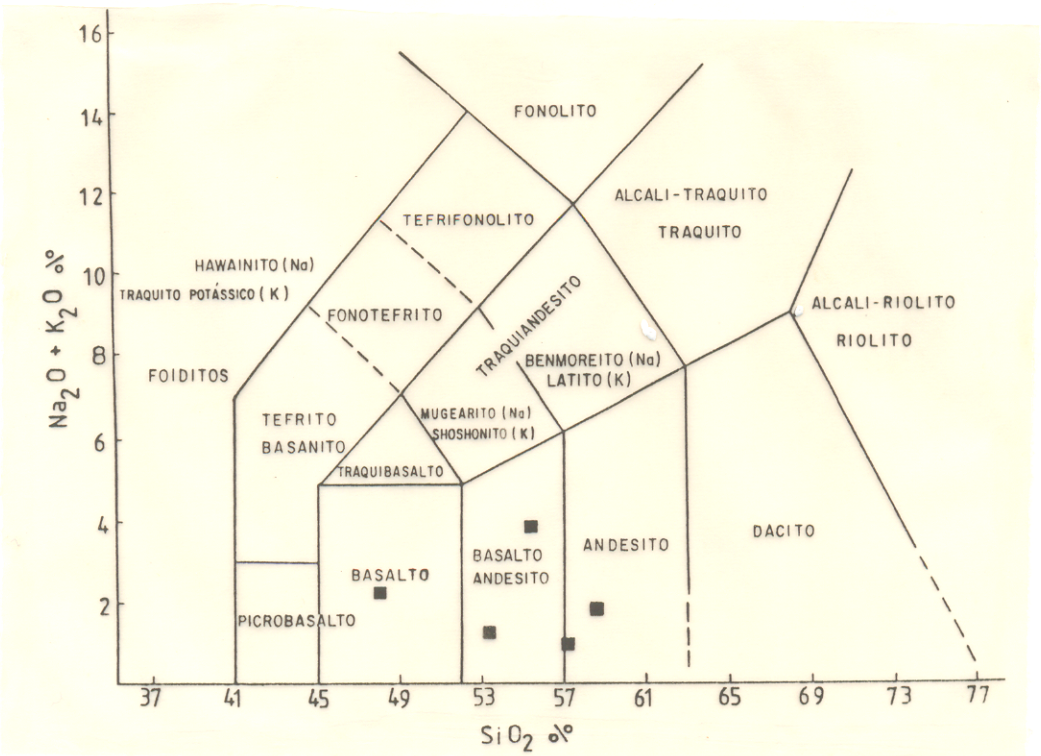


Figura 3.12. Amostras da unidade São Manoel plotadas em diagrama Na_2O + K_2O versus SiO_2 (Le Maitre *apud* LA ROCHE (1986).

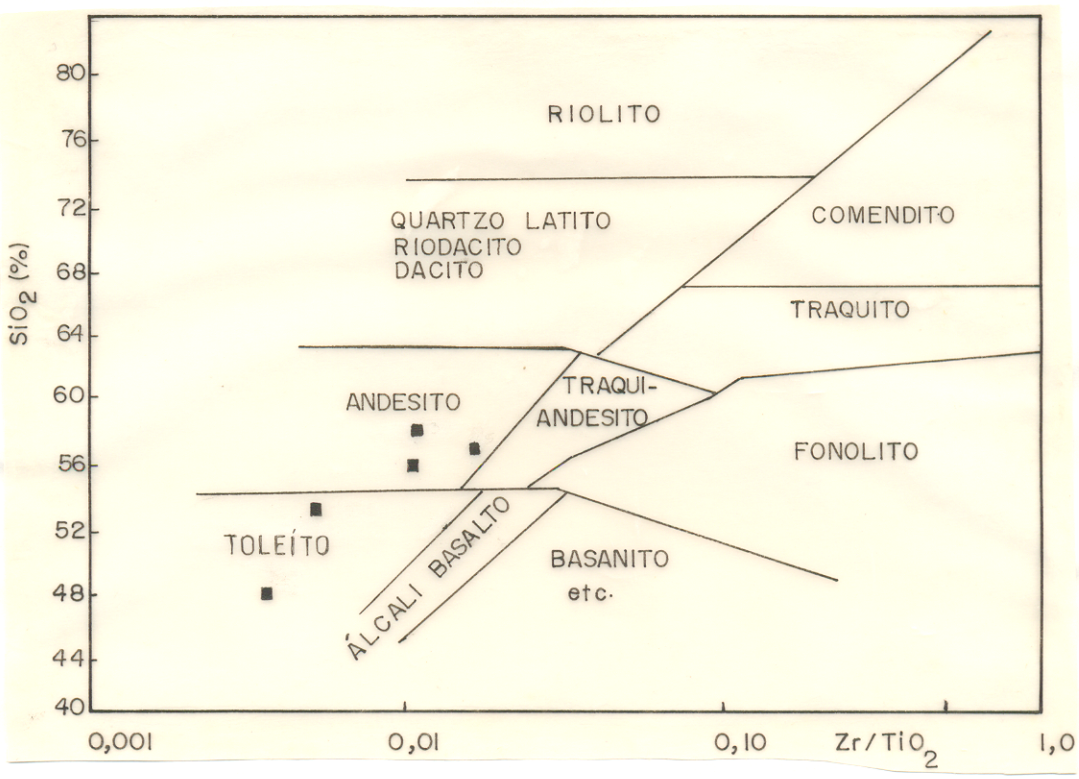


Figura 3.13. Classificação dos anfibolitos da unidade São Manoel, com base em de diagrama SiO_2 versus Zr/TiO_2 (WINCHESTER & FLOYD, 1977).

alcalinos (Na_2O + K_2O) com a sílica (SiO_2). Neste diagrama observa-se que os anfibolitos São Manoel ocupam os campos basáltico e andesítico, correspondendo a rochas de composição básica a intermediária (Figura 3.12).

WINCHESTER & FLOYD (1977), classificam as rochas vulcânicas com base na distribuição de determinados elementos traços, considerados de baixa mobilidade durante os processos metamórficos e metassomáticos. No diagrama Zr/TiO_2 versus SiO_2, observa-se que os anfibolitos São Manoel distribuem-se entre os campos toleítico e andesítico (Figura 3.13).

3.2.2.2. Xistos

As frações dos xistos não afetadas pela alteração hidrotermal, apresentam coloração cinza escura, granulação fina a média e exibem uma foliação S penetrativa, ressaltada pela orientação dos minerais micáceos, desenhando um arranjo anastomosado. Possuem textura granolepidoblástica inequigranular milonítica e são compostos de quartzo, biotita e plagioclásio (albita-oligoclásio), tendo como minerais acessórios epidoto-zoizita, apatita, granada e minerais opacos (Figura 3.14). Essas rochas são aqui definidas como biotita xistos miloníticos.

O quartzo é o mineral predominante e ocorre associado ao plagioclásio em diminutos agregados recristalizados ou sob a forma de cristais estirados, definindo feições fitadas. Exibe extinção ondulante, contornos suturados e estruturas de poligonização com presença de subgrãos.

A biotita mostra-se parcialmente alterada para clorita, desenha feições pisciformes e forma níveis irregulares, os quais contornam os agregados quartzo-feldspáticos e concentram a maioria dos minerais acessórios.

O plagioclásio é menos abundante que o quartzo e a biotita, mostra-se pouco sericitizado e exibe geminação polissintética combinada do tipo albita-periclínio.

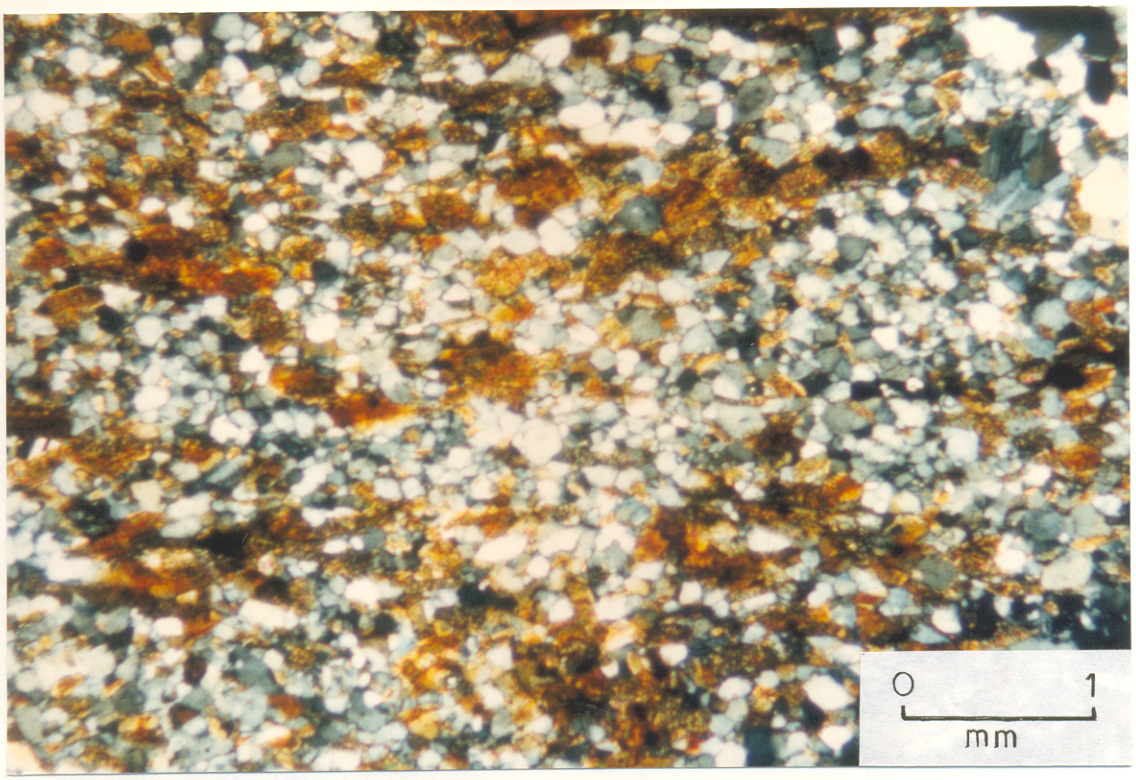


Figura 3.14. Textura granolepidoblástica exibida pelos biotita xistos miloníticos da unidade São Manoel (nicois cruzados).

3.2.2.3. Quartzitos

Apresentam coloração creme-esbranquiçada, granulação média a grossa e uma proeminente foliação S penetrativa, sublinhada por finos níveis micáceos que contornam agregados lenticulares de quartzo, segundo um arranjo anastomosado milonítico.

Os níveis micáceos são compostos de palhetas bem desenvolvidas de muscovita, desenhando feições pisciformes (Figura3.15). O quartzo é o mineral predominante, exibe feições fitadas ou constitui finos grãos recristalizados, com extinção ondulante e formas de poligonização. Estas rochas são definidas como muscovita quartzito milonítico.

Nos planos de fraturas destes quartzitos, encontram-se frequentemente agregados radiais de cristais prismáticos de turmalina de coloração preta a castanho escuro, das variedades schorlita e dravita (Figura 3.16).

3.2.3. Diques Leuco-Tonalíticos e Rochas Quartzo-Feldspáticas

Estes corpos são pouco frequentes e ocorrem encaixados na sequência metavulcano-sedimentar São Manoel, sub-concordantemente em relação à estruturação geral desta unidade.

Os diques leuco-tonalíticos apresentam comprimento métrico a decamétrico e espessura centimétrica a decimétrica. São constituídos por rocha fanerítica inequigranular de coloração branca-acinzentada, holocristalina de granulação média a grossa (Figura 3.17). Exibe uma incipiente foliação ressaltada pela orientação de minerais micáceos, além de uma granulação mais fina nas bordas.

Apresenta arranjo textural granoblástico inequigranular e uma composição dominada por quartzo (45-50%), plagioclásio (40-45%) e biotita (<10%), contendo como acessórios turmalina e minerais opacos. O quartzo e o plagioclásio (oligoclásio-andesina)

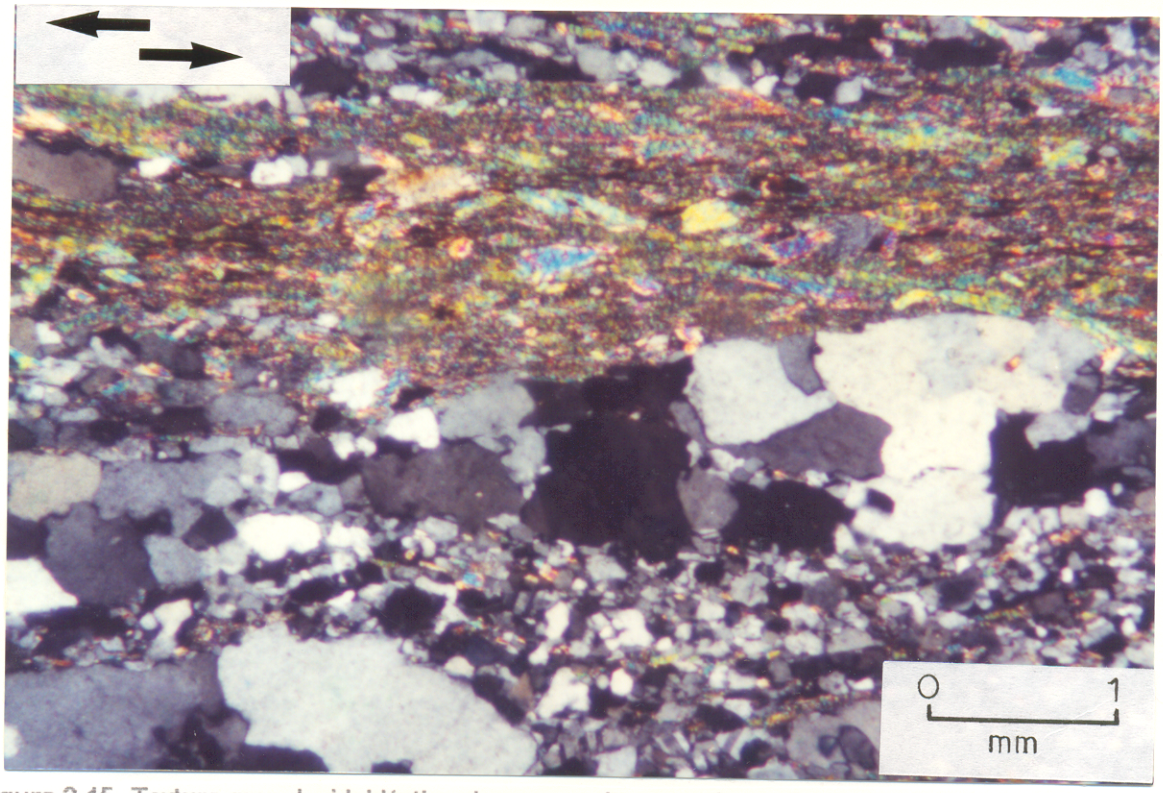


Figura 3.15. Textura granolepidoblástica dos muscovita quartzitos miloníticos da unidade São Manoel. Observar as palhetas de muscovita desenhando feições pisciformes e indicando uma movimentação sinistral (nicois cruzados).



Figura 3.16. Agregados radiais de cristais prismáticos de turmalina (shorlita) desenvolvidos nos planos de fraturas dos muscovita quartzitos da unidade São Manoel.



Figura 3.17. Amostra de dique leuco-tonalítico encaixado na unidade São Manoel.

ocorrem tanto sob a forma de cristais anédricos a subédricos, bem desenvolvidos e inequigranulares, como em finos grãos recristalizados envolvendo os cristais maiores. O plagiocásio exibe geminação polissintética simples do tipo albita e/ou combinada do tipo albita-periclínio e ocorre parcialmente sericitizado.

A presença do feldspato potássico é observada apenas nos intercrescimentos mirmequíticos em bulbos e/ou vermiformes, desenvolvidos nos contatos entre grãos de quartzo e de plagioclásio. As palhetas de biotita constituem níveis irregulares e descontínuos, nos quais encontram-se frequentemente agregados inequigranulares de turmalina anédrica.

As rochas quartzo-feldspáticas ocorrem sob a forma de corpos lenticulares, de dimensões centimétricas e acompanham normalmente os diques leuco-tonalíticos. São rochas de coloração branca-rosada, granulação média a grossa e textura maciça. Localmente apresentam textura brechóide devida à presença de venulas milimétricas de quartzo que se intercruzam, num arranjo tipo "*stock-work*".

Ao microscópio exibem textura granoblástica inequigranular. São constituídas por quartzo (50-55%), plagioclásio (30-35%), feldspato potássico (10-15%) e muscovita (<10%), definindo uma composição granodiorítica e tendo como acessórios turmalina e minerais opacos.

O quartzo e os feldspatos ocorrem tanto sob a forma de diminutos agregados recristalizados, como em cristais anédricos a subédricos inequigranulares dispersos em matriz cuminuida. O plagioclásio (oligoclásio) mostra-se parcialmente sericitizado, exibindo geminação polissintética simples do tipo albita e/ou combinada do tipo albita-periclínio, com seus planos ocasionalmente deslocados por microfraturas. O feldspato potássico (microclina) apresenta um marcante intercrescimento pertítico sob a forma de filetes e vênulas. As palhetas de muscovita ocorrem em agregados, definindo

níveis irregulares e descontínuos, nos quais estão igualmente presentes cristais prismáticos subédricos de turmalina.

3.2.4. Granitóide Felício Turvo

Esta unidade apresenta-se na área em estudo sob a forma de um corpo lenticular, orientado concordante a subconcordantemente com a estruturação regional. Este e outros corpos semelhantes presentes na região são sublinhados por marcantes anomalias radiométricas, que chegaram a ser interpretadas como exposições de corpos granulíticos por MARTINS *et.al* (1979). Estendem-se por cerca de 100km, sempre limitados a norte pela ZCT Bacajá, numa disposição similar à dos granitóides estratóides da Suíte Plaquê de ARAÚJO *et al* (1988). Na área em estudo, o granitóide aflora sob a forma de grandes blocos e extensos lajeiros que ocupam as partes mais elevadas de um conjunto de pequenos morros. O nome Felício Turvo é aqui proposto em alusão ao igarapé homônimo que margeia esta unidade.

Trata-se de rochas de coloração cinza claro, textura fanerítica inequigranular, holocristalinas de granulação média a grossa. Distinguem-se basicamente dois litotipos em função do seu grau de deformação. Os tipos com incipiente foliação (protomilonitos) ocupam as partes centrais deste corpo, enquanto que os tipos foliados (milonitos) ocorrem nas bordas (Figura 3.18). Esta foliação é sublinhada por filmes de minerais micáceos contornando agregados quartzo-feldspáticos lenticulares, num arranjo anastomosado milonítico.

Petrograficamente os tipos protomiloníticos exibem um arranjo textural granoblástico inequigranular, enquanto que os milonitos mostram uma textura granolepidoblástica inequigranular. De um modo geral, essas rochas são constituídas por quartzo (40-45%), plagioclásio (25-30%), feldspato potássico (20-25%) e biotita (<10%), havendo como acessórios titanita, minerais do grupo do epidoto, granada, apatita,

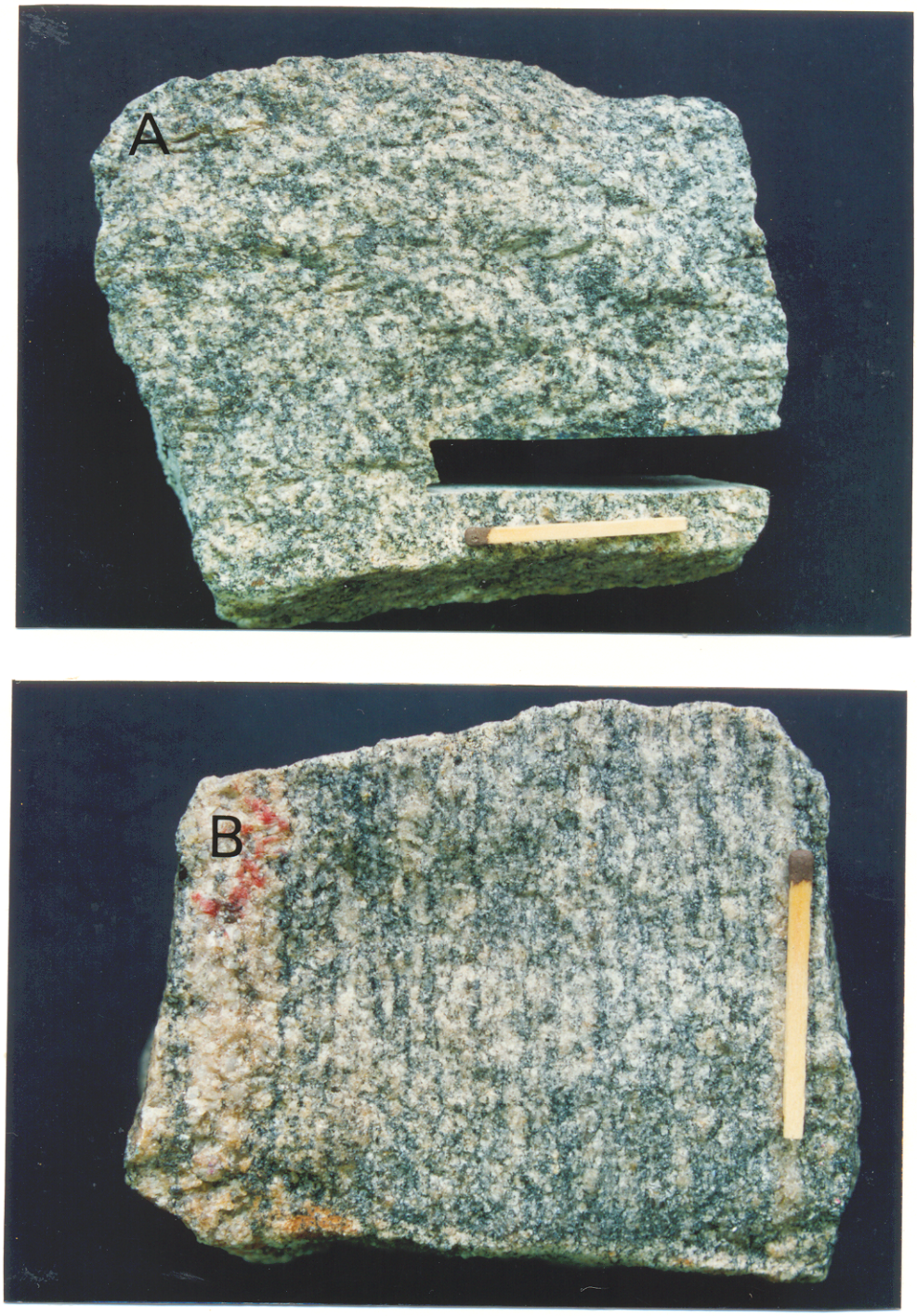


Figura 3.18. Fácies protomilonítica (A) e milonítica (B) do granitóide estratóide Felício Turvo.

zircão, muscovita e minerais opacos. Tal composição indica uma natureza monzogranítica predominante, com eventual variação para granodiorítica (Figura 3.19).

Nas fácies protomiloníticas o quartzo e os feldspatos ocorrem sob a forma de cristais anédricos a subédricos inequigranulares. O quartzo é pouco fraturado, contém comumente inclusões de zircão e mostra extinção levemente ondulante. O plagioclásio (oligoclásio-andesina) apresenta-se parcialmente sericitizado, é raramente zonado e exibe geminação polissintética simples do tipo albita e/ou combinada dos tipos albita-periclínio e albita-calsbad. O feldspato potássico (microclina) exibe intercrescimento pertítico sob as formas de filetes e vênulas e, ocasionalmente, contém inclusões de quartzo e plagioclásio preenchendo microfraturas.

Nas fácies miloníticas o quartzo apresenta-se em grãos achatados e estirados, definindo formas fitadas, ou ocorre junto com os feldspatos em agregados recristalizados de granulação fina, exibindo extinção ondulante e feições poligonizadas (Figura 3.20). Os feldspatos possuem normalmente formas amendoadas, extinção ondulante e são por vezes rotacionados. O plagioclásio apresenta frequentemente planos de geminação encurvados e deslocados por microfraturas.

Tanto nos protomilonitos como nos milonitos observam-se comumente intercrescimentos mirmequíticos em bulbos e/ou vermiculares.

As palhetas de biotita são levemente orientadas nos protomilonitos, enquanto que nos milonitos elas apresentam uma orientação preferencial, formando níveis irregulares e descontínuos. Mostram-se parcialmente alterada para clorita e/ou epidoto-zoizita, além de formar halos pleocróicos em volta das inclusões de zircão. Nestes níveis biotíticos observa-se uma concentração preferencial de minerais acessórios, bem como a presença discreta de agregados de palhetas euédricas de muscovita.

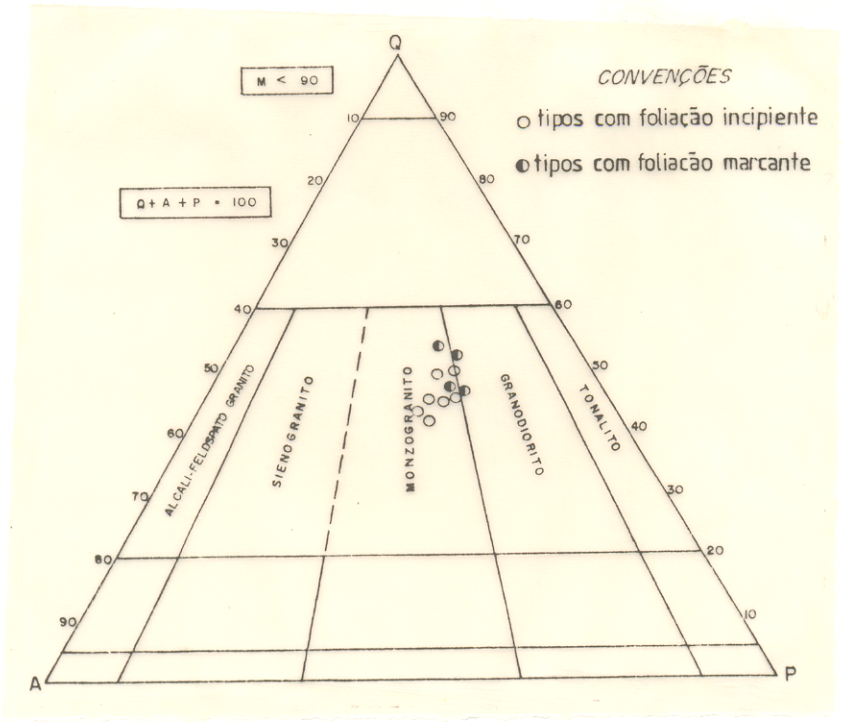


Figura 3.19. Litotipos do granitóide estratóide Felício Turvo plotados em diagrama de composição modal QAP (STRECKEISEN, 1976).

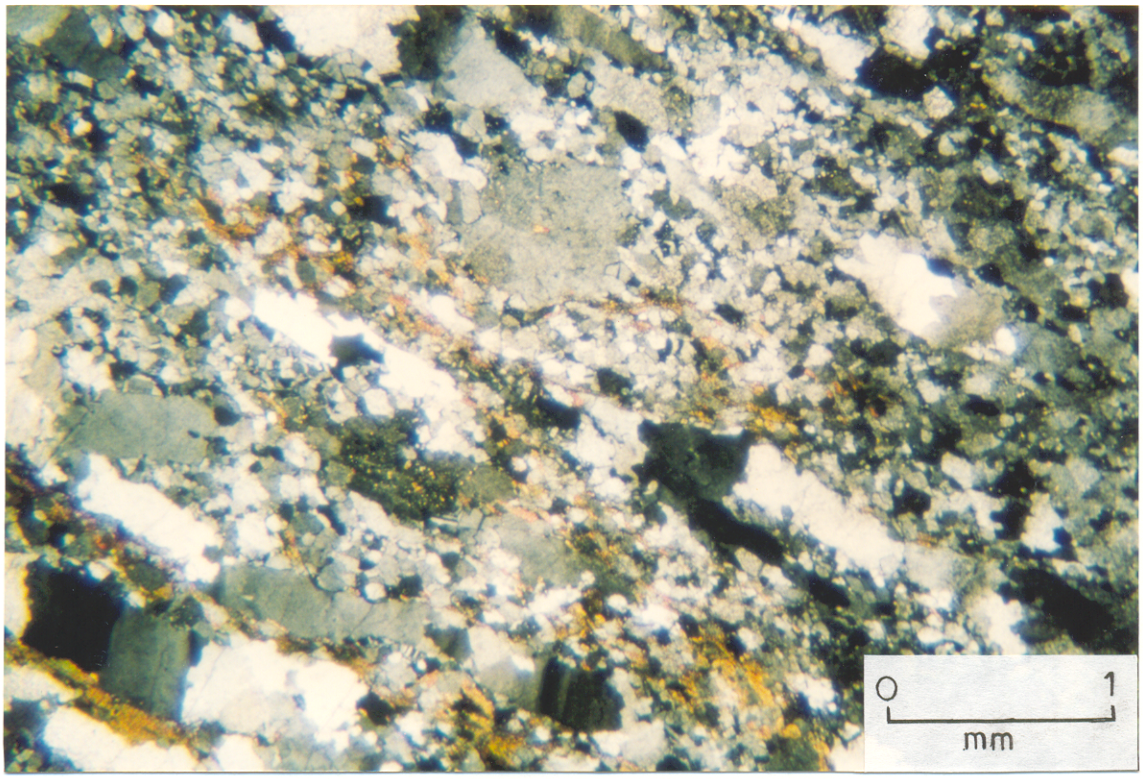


Figura 3.20. Textura granolepidoblástica heterogranular do tipo milonítico do granitóide estratóide Felício Turvo. Observar os cristais de quartzo fitados e as palhetas de biotita orientadas (nicois cruzados).

Os minerais do grupo do epidoto são representados, em ordem decrescente de abundância, por alanita, epidoto e zoizita, sendo que a alanita ocorre sob a forma de cristais subédricos, bem desenvolvidos e zonados.

3.2.5. Diques Básicos

São rochas de natureza gabróica a diabásica, que ocorrem sob a forma de corpos tabulares de comprimento decamétrico e espessura centimétrica a métrica. São discordantes em relação a estruturação geral das unidades arqueano-proterozóicas e a sua orientação varia entre NNW-SSE e NNE-SSW.

Essas rochas exibem textura ofítica a subofítica e são constituídas, em ordem decrescente de abundância estimada, por plagioclásio (labradorita-bytownita), clinopiroxênio, minerais opacos e olivina, tendo como acessórios granada, epidoto e quartzo.

Normalmente, observam-se sinais de uralitização, como a substituição do clinopiroxênio por hornblenda pseudomórfica, além da saussuritização dos plagioclásios ripiformes. A olivina aparece zonada e transformada parcialmente em serpentina.

3.2.6. Cobertura Laterítica

Um manto de alteração intempérica contínuo e com espessura média de 8 m se sobrepõe aos litotipos da sequência metavulcano-sedimentar São Manoel. Esta cobertura residual se subdivide em dois horizontes distintos e aparece truncada a nível do horizonte argiloso mosqueado (Figura 3.21). Sua composição mineralógica e as feições texturais são compatíveis com o tipo de cobertura laterítica autóctone e imatura descrito por COSTA (1990 e 1991).

3.2.6.1. Horizonte de transição entre rocha-mãe e manto intempérico

Este nível possui uma espessura de 2 a 3 m e exibe marcantes variações laterais de coloração, textura e composição mineralógica, em função da variação

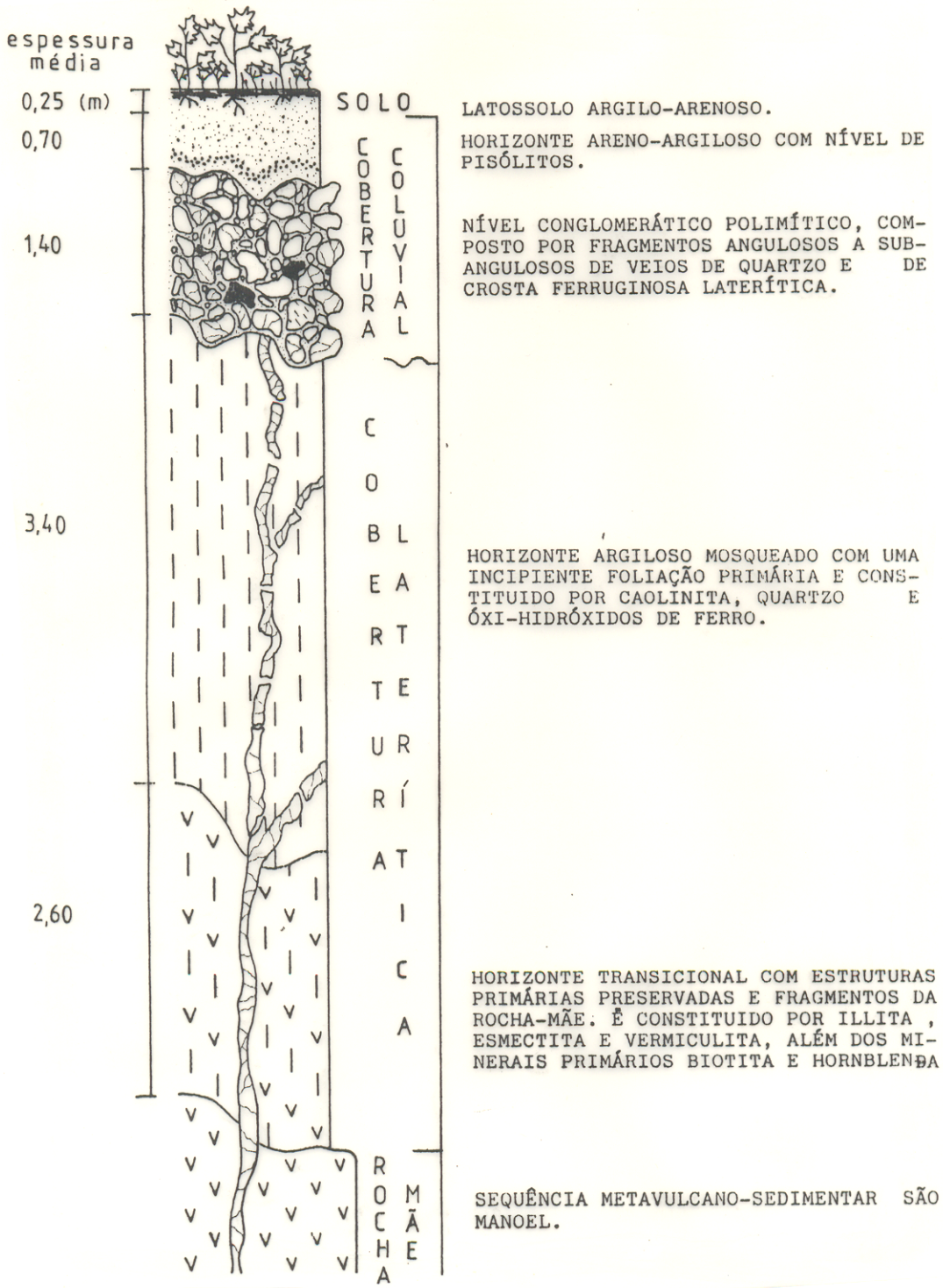


Figura 3.21. Perfil laterítico desenvolvido sobre a unidade São Manoel. Observar a preservação dos veios no perfil truncado na altura do horizonte argiloso mosqueado.

litológica da rocha-mãe. Apresenta uma coloração mais pálida do que a da rocha-mãe, com as estruturas primárias em grande parte preservadas. Encontram-se ainda, frequentes fragmentos da rocha-mãe envoltos em auréolas de alteração.

Este horizonte é composto basicamente de argilominerais (esmectita, illita e vermiculita), bem como de alguns minerais primários (hornblenda e biotita) em desequilíbrio com o ambiente intempérico, além de quantidades subordinadas de goethita. Tal associação mineral expressa um estágio intermediário entre a rocha-mãe e o horizonte argiloso mosqueado.

3.2.6.2. Horizonte argiloso mosqueado

Com espessura de 3 a 4 m, este horizonte exibe um contato gradativo e irregular com o horizonte transicional. Caracteriza-se por uma coloração amarelada a creme-esbranquiçada, com manchas e venulações de tonalidades vermelha a violeta, dispostas verticalmente e dando ao conjunto um aspecto mosqueado. A densidade deste mosqueamento varia lateralmente, em resposta a composição litológica da rocha-mãe. Este horizonte preserva boa parte dos inúmeros veios de quartzo na sua posição original. Possui consistência argilosa e é composto de caolinita, quartzo e oxi-hidróxido de ferro (hematita e goethita). Este horizonte aparece truncado e sobreposto por um nível conglomerático de natureza coluvial, com o qual possui um contato erosivo e irregular.

3.2.7. Cobertura Coluvial

Apresenta-se como um pacote descontínuo, com espessura média de 2 m (Figura 3.22). É particularmente bem representado próximo ao sopé dos morros de cristas alinhadas que marcam o domínio da ZCT Bacajá. Em direção ao *"flat"* do igarapé São Manoel, este depósito sofre um adelgaçamento progressivo até ser recoberto pelos aluviões mais recentes.

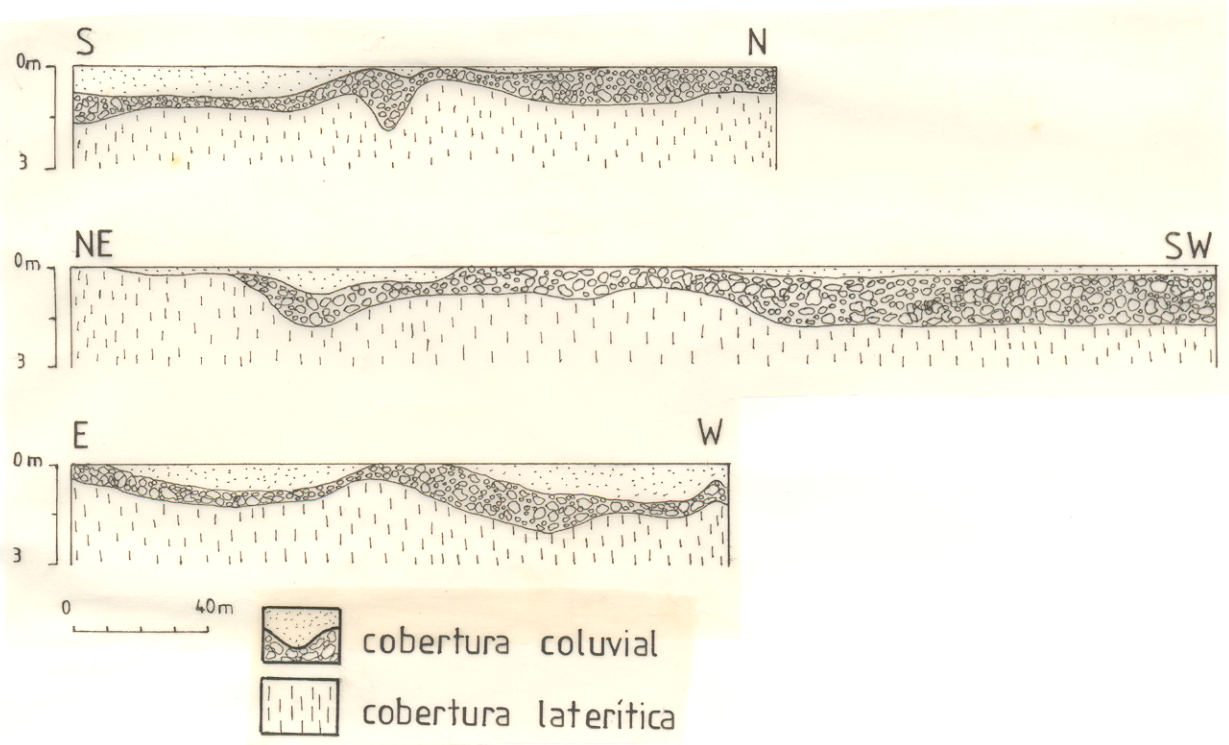


Figura 3.22. Distribuição irregular e variação de espessura do nível conglomerático coluvial. Perfis elaborados a partir de uma malha regular de poços e trincheiras.

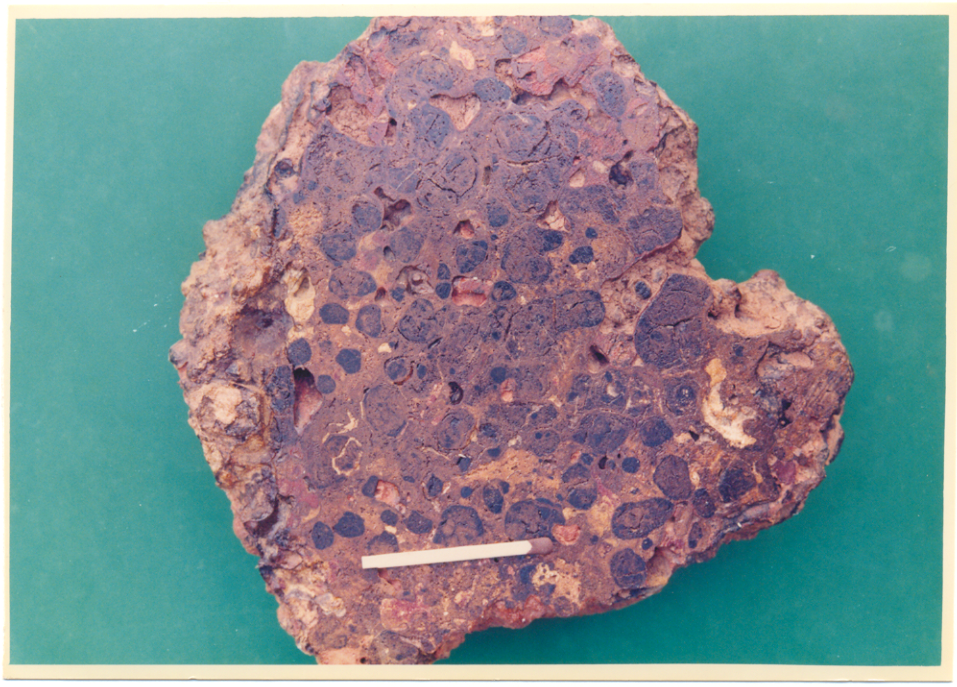


Figura 3.23. Textura pseudo-pisolítica dos blocos soltos de crosta laterítica ferruginosa.

Comporta na sua parte inferior um nível paraconglomerático grosseiro, com espessura média de 1,40 m, polimítico, polimodal e mal selecionado. Seus seixos e matacões exibem contornos angulosos a subangulosos e são compostos de fragmentos de veios de quartzo leitoso, hialino a sacaroidal e, subordinadamente, de fragmentos de crosta ferruginosa laterítica e de granitóide com textura brechóide. Estes fragmentos ocorrem distribuidos de modo aleatório em matriz argilosa, caolinítica e mosqueada (Figura 3.21).

A presença de fragmentos de crosta laterítica neste nível conglomerático, revela que a cobertura de alteração laterítica subjacente chegou a desenvolver um horizonte ferruginoso litificado na sua parte superior. Estes fragmentos consistem em nódulos e esferólitos de óxi-hidróxido de ferro, envoltos em matriz caolinítica de coloração creme-esbranquiçada, conferindo à rocha uma textura pseudo-pisolítica (Figura 3.23). Os nódulos e esferólitos exibem tamanho de 3 e 20 mm, forma arredondada a subarredondada, superfície fosca e estrutura interna concêntrica, com núcleos de coloração castanho clara e bordas marrom escuro.

Observada ao microscópio a matriz caolinítica apresenta-se manchada por filetes goethíticos e exibe textura colomórfa pouco desenvolvida. Os nódulos e esferólitos exibem um microbandamento concêntrico, com um frequente cortex goethítico, contendo diminutas inclusões de quartzo e minerais opacos.

Sobreposto a esse nível conglomerático ocorre um horizonte de latossolo de consistência areno-argilosa e coloração castanho claro, que contém pisólitos dispersos e/ou formando um nível irregular e descontínuo, de até 20 cm de espessura, próximo à base. Estes pisólitos exibem tamanho de 5 e 20 mm, contornos arredondados a subarredondados, estrutura interna concêntrica e são constituídos basicamente por hematita e goethita (Figura 3.24).



Figura 3.24. Pisólitos ferruginosos da parte superior da cobertura coluvial.

3.2.8. Cobertura Aluvionar

Ocorre ao longo dos principais cursos d'água da área em estudo e corresponde a acumulações imaturas atuais a subatuais. Foram encontrados por garimpeiros fragmentos de artefatos cerâmicos e utensílios indígenas, em aluviões próximo à confluência do igarapé São Manoel com o igarapé Felício Turvo.

Ao longo do *"flat"* do igarapé São Manoel, os aluviões repousam diretamente sobre a sequência metavulcano-sedimentar São Manoel. Neste trecho, a cobertura aluvionar apresenta uma espessura média de 4.40 m, largura entre 100 e 150 m e mostra-se subdividida, da base para o topo, em níveis de cascalho, argilo-arenoso e arenoso (Figura 3.25). Constituí-se numa importante unidade metalogenética por conter concentrações significativas de ouro em seus estratos basais.

O nível de cascalho basal possui uma espessura média de 60 cm, é polimítico e polimodal. Os seixos e matacões que o compõem exibem formas subangulosas a subarredondadas e aumentam em tamanho do topo para a base deste nível. São compostos basicamente de fragmentos de rochas da sequência São Manoel, de veios de quartzo leitoso e/ou hialino e, subordinadamente, de fragmentos de crosta laterítica. A matriz apresenta coloração azul-esverdeado e consistência argilo-arenosa.

Em contato gradacional com o nível de cascalho, se sobrepõe um nível argilo-arenoso com cerca de 3 m de espessura, de coloração azul-esverdeada e finamente laminado. Contém lentes de seixos de quartzo e diminutos fragmentos de rochas da sequência São Manoel e de crosta ferruginosa, além de restos de vegetais.

A matriz de coloração azul-esverdeada dos níveis de cascalho e argilo-arenoso é constituída, em ordem decrescente de abundância por quartzo, fragmentos de rochas, epidoto, zircão, turmalina e micas. Epidoto, zircão e turmalina exibem

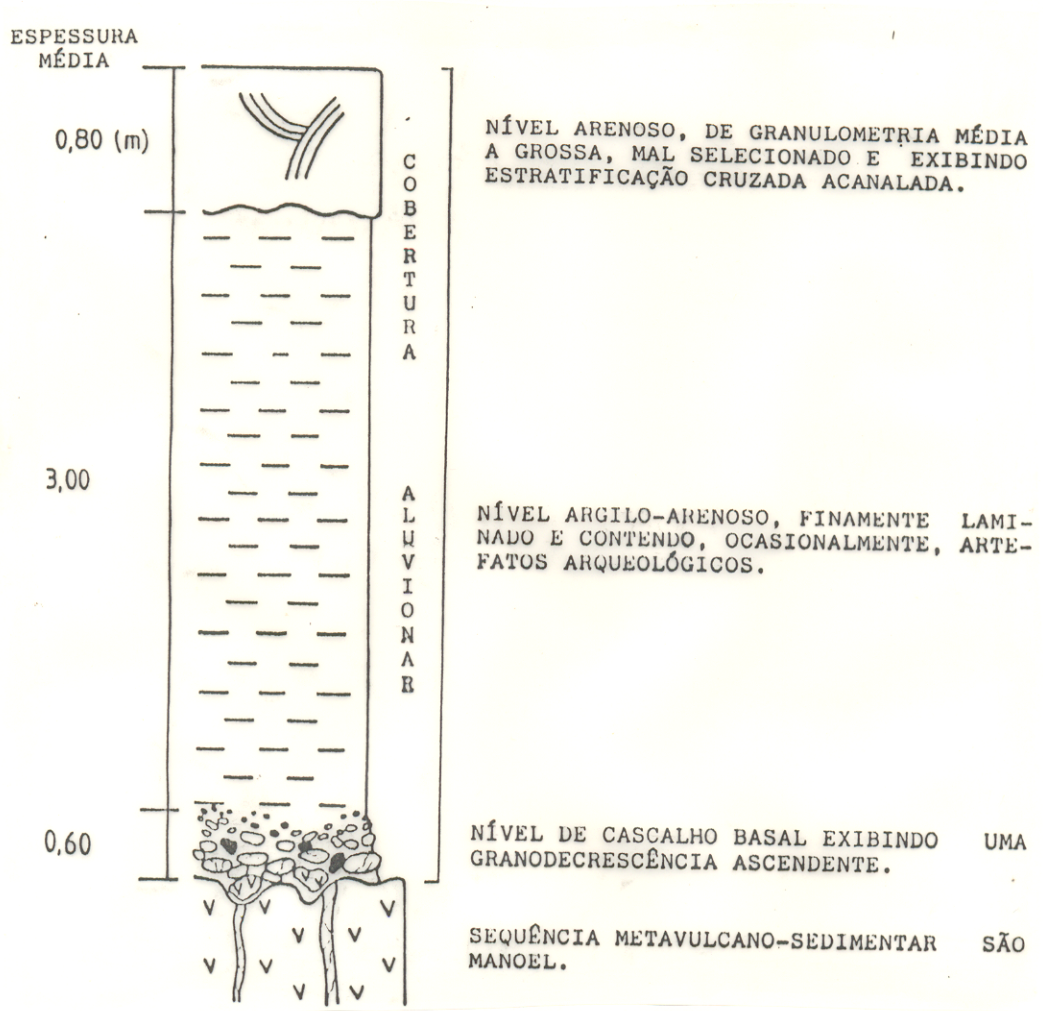


Figura 3.25. Perfil da cobertura aluvial depositada sobre os litotipos da unidade São Manoel.

normalmente formas prismáticas euédricas a subédricas com terminações pirâmidais e são pouco fraturados, sugerindo um curto transporte.

Completando a cobertura aluvionar e situado em contato brusco com o nível argilo-arenoso subjacente, ocorre um nível arenoso de coloração creme-esbranquiçada, com espessura média de 80 cm. Este depósito arenoso exibe granulometria média a grossa, constituído por grãos de quartzo angulosos a subangulosos e mal selecionados. Apresenta ainda, estratificação cruzada acanalada de dimensões centimétricas.

3.3. FEIÇÕES ESTRUTURAIS

O arcabouço estrutural da área é caracterizado pela lenticularização das rochas e pela linearidade de seus elementos estruturais. Neste contexto, aparece um conjunto de estruturas tectógenas observáveis desde a escala macro, até as escalas meso e microscópicas.

3.3.1. Estruturas macroscópicas

Nesta categoria enquadram-se dois grandes estilos estruturais, formados pelo acamadamento tectônico e pela ZCT Bacajá, aos quais associam-se zonas de cisalhamento de segunda ordem, falhas e fraturas.

O acamadamento tectônico é caracterizado pela distribuição das unidades litológicas sob a forma de lentes assimétricas, paralelas a subparalelas e orientadas segundo a direção geral WNW-ESE. Estes corpos lentiformes são normalmente limitados por zonas de cisalhamento de segunda ordem, enquanto que os seus núcleos são pouco deformados, revelando o caráter heterogêneo da deformação e um comportamento similar ao dos corpos podiformes de BELL & HAMOND (1984). Estas zonas de cisalhamento são marcadas por uma foliação milonítica com traçado

curvilinear, configurando um arranjo anastomosado, claramente observável em imagens de satélite e em fotografias aéreas (Figura 3.26).

A ZCT Bacajá é uma estrutura profunda com mais de 200 km de comprimento, sublinhada por marcantes anomalias aeromagnéticas. Apresenta um traçado curvilinear com orientação geral WNW-ESE e um alto ângulo de mergulho para NE. Esta estrutura abre-se ligeiramente em leque e desenha feições do tipo cunha e rabo de cavalo, semelhantes às feições descritas por CHRISTIE-BLICK & BIDDLE (1985) e WOODCOCK & FISCHER (1986) ao longo de sistemas transcorrentes. É composta por um conjunto de descontinuidade entrelaçadas, segundo um padrão anastomosado, que isolam fatias de rochas. Comumente, observam-se ramificações ou "*splays*" desenvolvidos a partir da zona de movimentação principal e apresentando orientação NNW (Figura 3.26). Ao longo desta estrutura, milonitos, ultramilonitos, possantes veios de quartzo e brechas compostas de fragmentos de milonitos e ultramilonitos cimentados por quartzo leitoso são indicativos de deformação em condições de média a alta pressão e de natureza dúctil-rúptil, conforme a classificação dos estágios deformacionais de RAMSAY (1980).

A área em estudo comporta ainda, um sistema de falhas e fraturas orientadas preferencialmente segundo a direção NNW-SSE e, subordinadamente, NNE-SSW. Estas descontinuidades exibem um traçado retilíneo e tendem a imprimir, entre os blocos falhados, uma movimentação relativa destral, observável, sobretudo, no domínio do granitóide estratóide Felício Turvo e ao longo da ZCT Bacajá.

3.3.2. Estruturas mesoscópicas

Os elementos estruturais identificados nesta categoria podem ser agrupados em feições planares (foliações, estruturas SC, zonas e bandas de cisalhamento, falhas e fraturas) e lineares (lineações de estiramento e mineral).

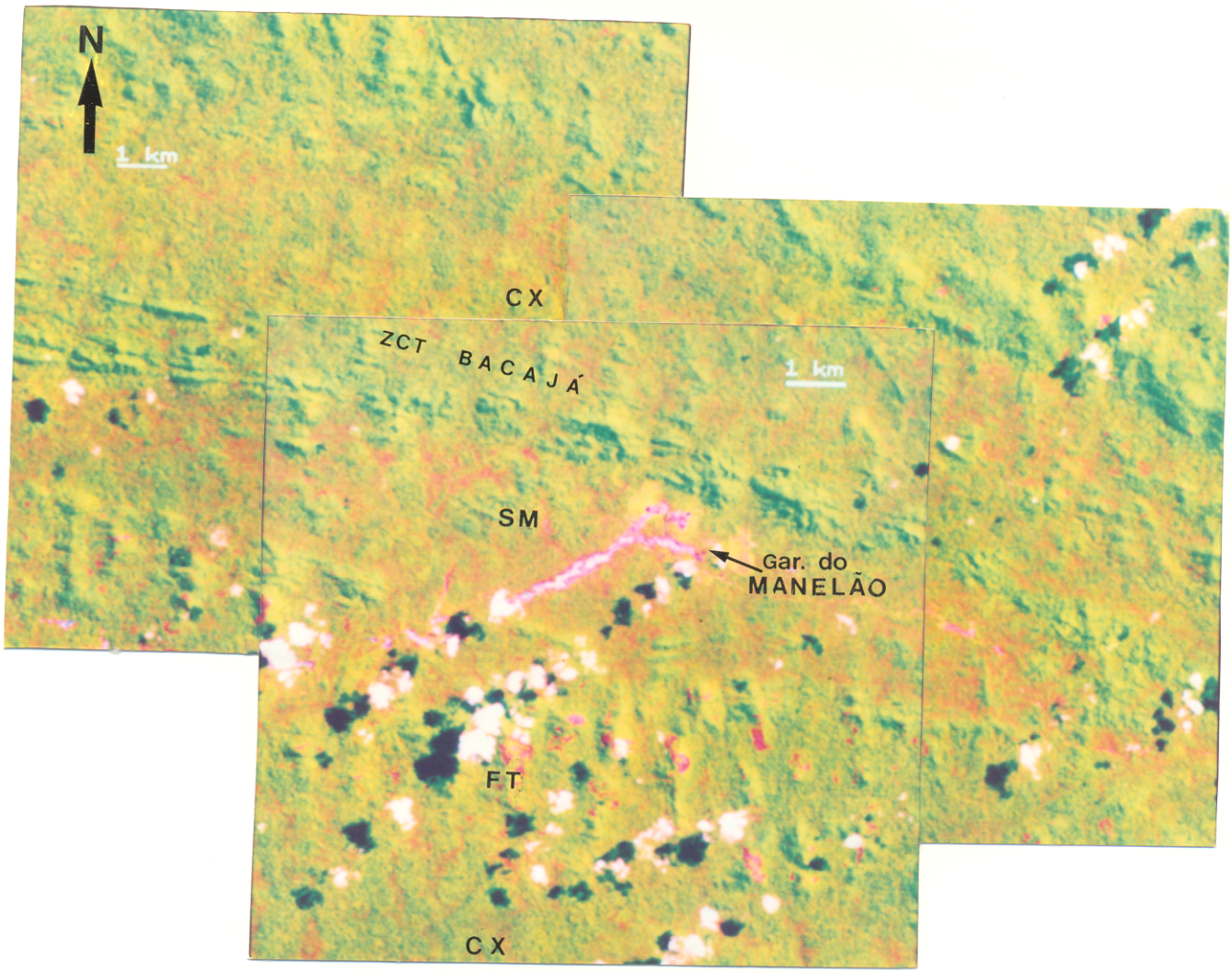


Figura 3.26. Composição fotográfica da área em estudo a partir do processamento digital de imagem de satélite. Utilizou-se uma falsa cor para ressaltar as feições estruturais da área. CX = Complexo Xingu; SM = sequencia metavulcano-sedimentar São Manoel; FT = granitóide estratóide Felício Turvo.

A foliação milonítica do tipo S é a feição planar de maior expressão. Ela é ressaltada pela presença de agregados quartzo-feldspáticos contornados por minerais máficos, normalmente hornblenda e/ou biotita, segundo um arranjo anastomosado. Dependendo da intensidade da deformação e da reologia dos litotipos considerados, esta feição planar pode ser classificada como xistosidade ou como bandamento composicional. Trata-se de uma estrutura penetrativa e descontínua, com orientação média de N70^{o}W/80°NE (Figura 3.27).

No granitóide deformado do Complexo Xingu, a foliação milonítica S coexiste, em posição oblíqua, com uma foliação de cisalhamento do tipo C. A interseção destas foliações, compõe o par de estruturas SC, que resulta num arranjo sigmoidal pouco desenvolvido e restrito a este litotipo.

Nos domínios do granitóide Felício Turvo e dos gnaisses do Complexo Xingu, ocorrem zonas e bandas de cisalhamento de espessura centimétrica a decimétrica e comprimento métrico. Essas estruturas apresentam uma orientação oblíqua em relação à foliação geral destes litotipos, um traçado curvi-planar com alto ângulo de mergulho e caráter dúctil a dúctil-rúptil. Estas descontinuidades deslocam a direção da foliação, paralelizando-a junto às bordas das zonas de cisalhamento, causando transposição e formando dobras de arrasto, cuja movimentação relativa é preferencialmente destral.

Em algumas exposições dos anfibolitos da sequência São Manoel, observam-se zonas de cisalhamento de espessura centimétrica, comprimento métrico e natureza dúctil não-coaxial. Estas zonas são também marcadas por uma progressiva transposição das estruturas pretéritas, que resulta na formação de ultramilonitos.

Falhas e fraturas são amplamente distribuidas nas unidades arqueano-proterozóicas e apresentam as mais variadas direções. São particularmente bem representadas no domínio da sequência São Manoel, onde se observa o predomínio de

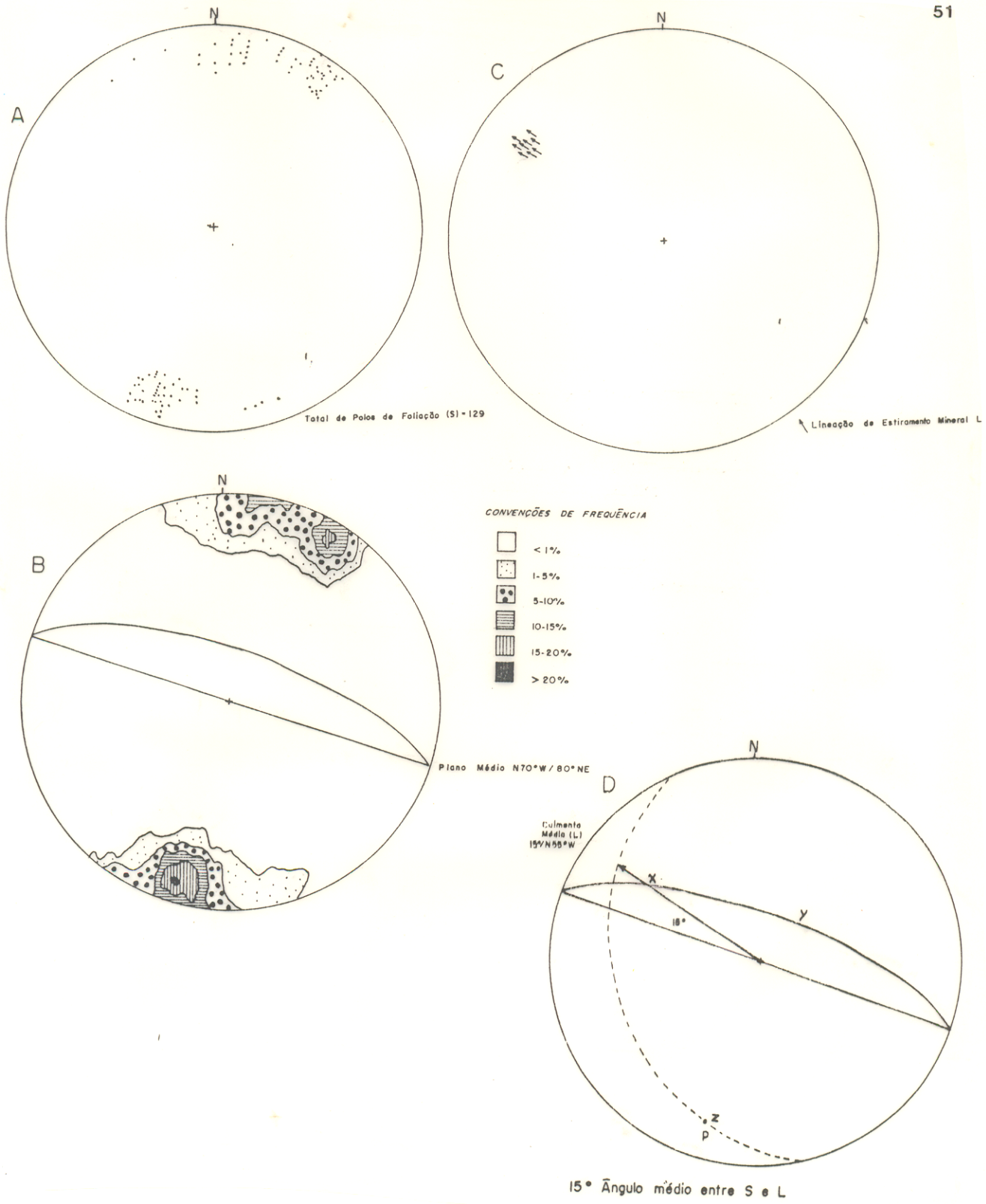


Figura 3.27. Diagramas estereográficos para os elementos estruturais mesoscópicos planares e lineares. Em a), polos da foliação milonítica S; em b), frequência dos polos de S; em c), lineações de estiramento e mineral; e em d), relação geométrica entre S e L (rede de SMITH, hemisfério inferior).

dois sistemas de falhas orientadas nas direções médias N80^{o}W/40°SW e N35^{o}E/60°SW. Estas descontinuidades planares exibem caráter rúptil a rúptil-dúctil e imprimem deslocamentos com rejeitos centimétricos a decimétricas tanto no sentido destral como sinistral.

As lineações de estiramento e mineral são raras. A lineação de estiramento tem maior expressão no granitóide deformado do Complexo Xingu e é ressaltada por agregados quartzo-feldspáticos estirados e/ou cristais ocelares de feldspatos. A lineação mineral limita-se aos quartzitos da sequência metavulcano-sedimentar São Manoel e é marcada pela direção de crescimento das palhetas de muscovita. Essas lineações são contidas no plano de foliação milonítica S e caracterizam estas rochas como tectonitos SL, de acordo com a definição de DAVIS (1984). Elas exibem um caimento médio de 20°/N70^{o}W e formam um ângulo de cerca de 15° com a direção da foliação S (Figura 3.27).

3.3.3. Cinemática

As relações geométricas entre os elementos estruturais mesoscópicos planares e lineares revelam uma dinâmica essencialmente transcorrente direcional na área em estudo.

A foliação milonítica S mantém uma orientação regional WNW-ESE. A relação desta superfície S com as lineações de estiramento e mineral L indica uma movimentação subhorizontal, pelo menos durante a formação destes elementos lineares. Isto se traduz pelo baixo ângulo entre S e L. Nas áreas de ocorrência de ultramilonitos, esta relação tende à horizontalidade, devido a concentração da deformação cisalhante que favorece a transposição e paralelização destes elementos planares e lineares.

As estruturas sigmoidais SC, bem como as feições microestruturais dadas pela assimetria dos porfiroclástos feldspáticos rotacionadas e a orientação das micas

pisciformes, indicam que esta dinâmica transcorrente ocorreu sob cisalhamento simples sinistral.

No contexto desta cinemática sinistral, as zonas de cisalhamento e as falhas que acusam uma movimentação relativa destral comportam-se como estruturas antitéticas R' de Riedel.

Tal dinâmica transcorrente sinistral é de característica dúctil a dúctil-rúptil, com movimentação de massas no sentido de ESE para WNW. Assim sendo, as lineações de estiramento e mineral corresponderiam a posição espacial do eixo X de máxima deformação, enquanto que a foliação milonítica S caracterizaria o plano de movimentação de massas, representado pelo plano XY do elipsóide deformacional.

3.4. METAMORFISMO

A evolução tectono-deformacional foi acompanhada de transformações metamórficas e hidrotermais registradas nas unidades arqueano-proterozóicas da área.

Os litotipos do Complexo Xingu são constituidos, de um modo geral, por quartzo, plagioclásio (oligoclásio-andesina), feldspato potássico (± microclina), hornblenda e biotita, tendo como acessórios titanita, epidoto, granada, zircão e apatita. A associação do plagioclásio com a hornblenda, bem como a presença de granada e epidoto, indicam condições metamórficas de fácies anfibolito baixo a médio (WINKLER, 1977). A biotita mostra-se parcialmente cloritizada, principalmente nas zonas que exibem maior taxa deformacional. Tal fato, evidencia um desequilíbrio físico-químico retrógrado, graças a um processo de hidratação compatível com a fácies xisto-verde alto. A migração de fluidos no sistema também é indicada pela transformação parcial do plagioclásio em sericita.

Os anfibolitos da unidade São Manoel são compostos basicamente de hornblenda, quartzo, plagioclásio (albita) e biotita, ocorrendo como minerais acessórios

epidoto, titanita e granada. A presença de plagioclásio cálcico em associação com hornblenda, além de epidoto e granada, indica transformações metamórficas de grau baixo a médio, equivalente à fácies anfibolito baixo (WINKLER, 1977).

Os biotita-xistos e muscovita-quartzitos desta mesma unidade são, de um modo geral, compostos de quartzo, biotita, muscovita e ± plagioclásio (albita), tendo como acessórios epidoto, granada e apatita. Esta associação mineral é diagnóstica do início de um metamorfismo de grau médio, compatível com a zona da granada, que corresponde ao intervalo entre as fácies xisto-verde alto e anfibolito baixo (WINKLER, 1977; YARDLEY, 1989).

O granitóide Felício Turvo, consiste fundamentalmente em quartzo, plagioclásio (oligoclásio-andesina), K-feldspato (microclina) e biotita, sendo os minerais acessórios mais comuns titanita, epidoto, alanita, granada e ± muscovita. A presença de plagioclásio (oligoclásio-andesina) associado a granada e epidoto, marca o início da fácies anfibolito (WINKLER, 1977). Entretanto, a biotita aparece alterada para clorita e/ou epidoto-zoizita e o plagioclásio para sericita, o que indica uma alteração hidrotermal retrógada, equivalente à fácies xisto-verde alto.

Os diques leuco-tonalíticos e as rochas quartzo-feldspáticas encaixados na unidade São Manoel, também exibem sinais de processo hidrotermal, em particular, a alteração do plagioclásio para sericita e muscovita.

A presença de milonitos, ultramilonitos e brechas, bem como de sinais de recristalização e neo-formação de minerais no domínio da ZCT Bacajá, sugerem a circulação de abundantes volumes de fluidos. Acredita-se, portanto, que ao longo desta estrutura, o metamorfismo deu-se em condições de baixa a média temperatura (MIYASHIRO, 1973).

Os diques básicos que cortam as unidades arqueano-proterozóicas, não apresentam efeitos de metamorfismo ou de deformação. Contudo, os sinais de uralitização, saussuritização e serpentinização, denunciam que estas rochas foram submetidas a um processo de alteração deutérica.

3.5. EVOLUÇÃO GEOLÓGICA.

Devido à carência de informações geológicas, o entendimento do quadro evolutivo da região do Bacajá permanece limitado. Contudo, pelo envolvimento da área em estudo com a instalação do Cinturão de Cisalhamento Itacaiunas, admite-se aqui como modelo geotectônico mais razoável, a proposta de COSTA & OLIVEIRA (1992) e COSTA (no prelo).

Neste sentido, a área teria sido submetida no final do Arqueano a um regime de extensão litosférica por cisalhamento simples e intracontinental, segundo a concepção de WERNICKE (1985). Este evento teria levado ao desenvolvimento de uma zona de deslocamento principal (*detachment*) de baixo ângulo, com a reativação de descontinuidades crustais antigas e gerando outras. Com a progressão do estiramento litosférico, formam-se bacias dos tipos grabens e meio-grabens, limitadas por falhas normais lístricas, sintéticas e antitéticas, ajustadas em profundidade a zona de "*detachement*". A sequência metavulcano-sedimentar São Manoel seria o produto deste embaciamento. O magmatismo básico desta bacia arqueana, pode ser explicado pelo progressivo estiramento litosférico, gerando despressurização e fusão na interface crosta-manto, devido ao aumento do gradiente geotérmico.

Posteriormente, o evento extensional teria cedido lugar a um evento compressional, responsável por um espessamento crustal com misturação tectônica, através de empurrões frontais de NE para SW. As descontinuidades do regime extensional teriam sido reutilizadas neste evento, como seria o caso da ZCT Bacajá.

Durante a compressão, evento edificador do Cinturão de Cisalhamento Itacaiunas, foi alojado o granitóide estratóide Felício Turvo. Este corpo teria sido gerado e evoluído sob efeito do calor friccional das megafatias cavalgantes de rochas do Complexo Xingu em regime de cisalhamento dúctil. Este mecanismo de alojamento seria análogo ao dos granitóides estratóides da Suíte Plaquê de ARAÚJO *et.al* (1988).

Na transição Arqueano/Proterozóico, o evento compressional teria evoluído para um evento transcorrente direcional sinistral, responsável pela obliteração das estruturas tectógenas pretéritas e pelo remodelamento de um novo arranjo geométrico-estrutural na área. Um expressivo hidrotermalismo, caracterizado por regressões metamórficas, teria acompanhado o cisalhamento dúctil a dúctil-rúptil e levado a formação de concentrações minerais. Grande parte do volume desses fluidos hidrotermais teriam sido canalizados através da ZCT Bacajá.

Seguiu-se então, um longo período sem registro geológico. Contudo, apesar da falta de uma caracterização geoquímica e geocronológica, acredita-se que durante o Mesozóico, novos esforços extensionais suaves, foram responsáveis pela ascenção de diques gabróicos a diabásicos.

No Cenozóico, provavelmente no final do Terciário ou no início do Quaternário, sob clima tropical úmido e em condições de notável estabilidade tectônica, desenvolveu-se sobre a sequência metavulcano-sedimentar São Manoel uma cobertura laterítica.

Este manto laterítico foi em seguida truncado pela erosão, sendo recoberto por um nível conglomerático de natureza coluvial. Este conglomerado é entendido como depósito de encostas de serras, formado após curto transporte e rápida deposição, resultantes de enxurradas periódicas sob clima árido a semi-árido, entulhando vales e depressões (BIGARELLA & MOUSINHO, 1965).

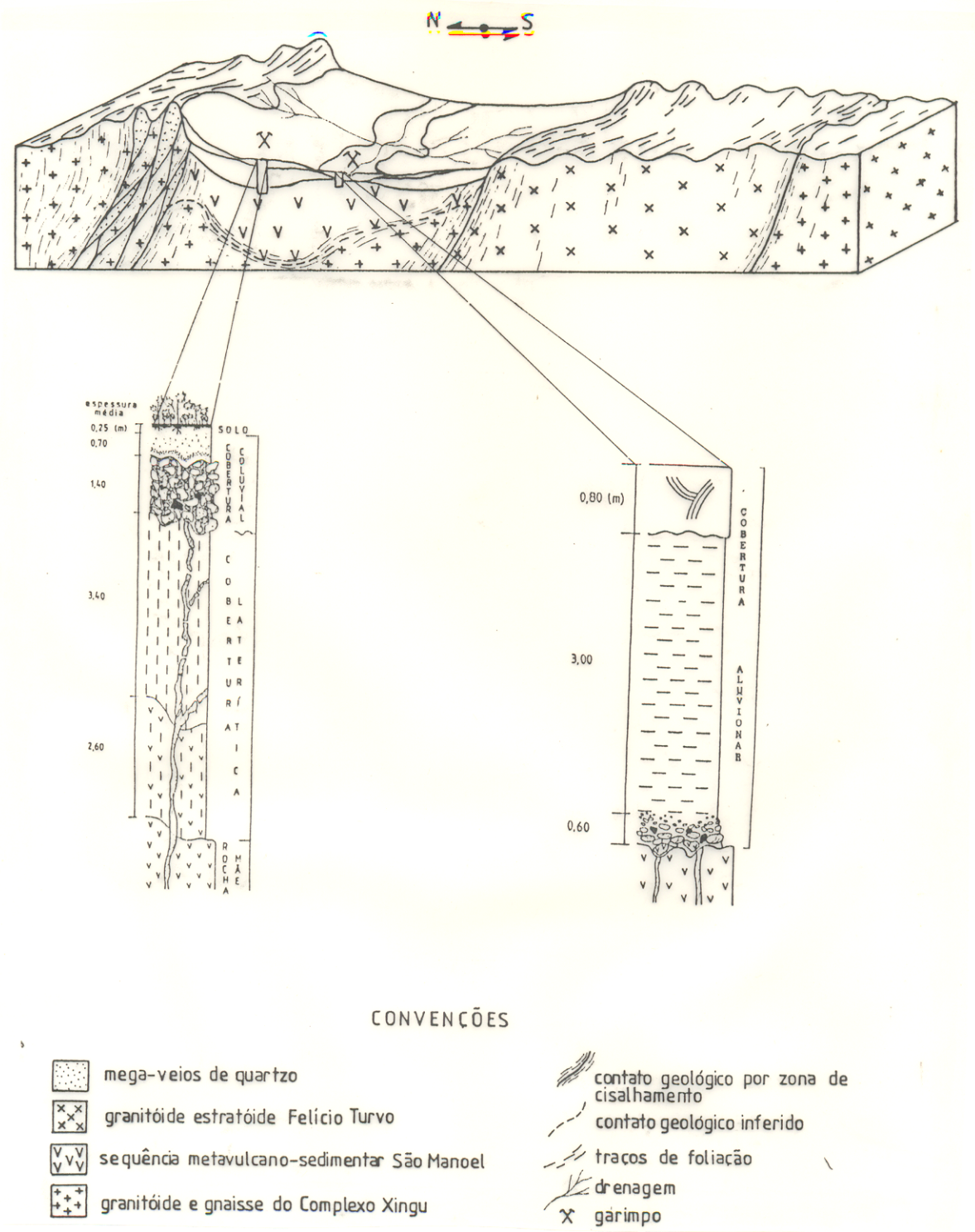


Figura 3.29. Bloco diagrama esquemático, mostrando a disposição das unidades lito-estratigráficas da área em estudo. Observar as relações de contato entre as coberturas laterítica e colúvio-aluvionar.

De acordo com VEIGA *et al.* (1988), tais processos seriam anteriores à floresta atual, isto é, tendo ocorrido há pelo menos 11.000 anos antes do final da última glaciação, que corresponde à passagem do Pleistoceno para o Holoceno.

Com a instalação da atual rede de drenagem, a cobertura laterítica e os depósitos coluviais foram retrabalhados e recobertos pelos sedimentos aluvionares atuais a subatuais do igarapé São Manoel (Figura 3.28).

4. **MINERALIZAÇÕES**

4.1. INTRODUÇÃO

O ouro ocorre na área do garimpo do Manelão, em teores explotáveis, em depósitos de natureza primária, laterítica e colúvio-aluvionar, os quais estão geologicamente associados ou desenvolvidos sobre a unidade São Manoel.

Nesta área, os garimpeiros lavram de forma tradicional e rudimentar, principalmente os depósitos primário e colúvio-aluvionar, enquanto que o minério laterítico é explotado apenas ocasionalmente, em uma primeira etapa antes de atingir o minério primário. A lavra do ouro primário encontra-se, atualmente, em franco declínio, devido à falta de recursos para a implantação de uma tecnologia apropriada. O ouro coluvial desperta pouco interesse, em virtude das suas baixas concentrações e distribuição heterogênea. A principal frente de lavra garimpeira situa-se ao longo do "*flat*" do igarapé São Manoel, onde o ouro ocorre livre e em concentrações consideráveis.

4.2. MINERALIZAÇÃO PRIMÁRIA

O ouro primário ocorre tanto nos veios de quartzo como nas rochas encaixantes da unidade São Manoel. Nos veios, ele apresenta-se sob a forma livre, em partículas normalmente visíveis a vista desarmada, formando agregados de dimensões milimétricas, preenchendo fissuras e/ou dispersos na ganga quartzosa (Figura 4.1). Ocorre também associado a grãos de pirita, encontrados nos veios e nas rochas encaixantes (anfibolitos e xistos) milonitizadas e alteradas hidrotermalmente.

4.2.1. **Geometria dos veios**

A análise do sistema filoniano nas cavas garimpeiras, revelou um arranjo estrutural pouco complexo, com o predomínio de dois sistemas de veios que formam um ângulo médio interplanar da ordem de 75° . Estes sistemas serão descritos aqui como

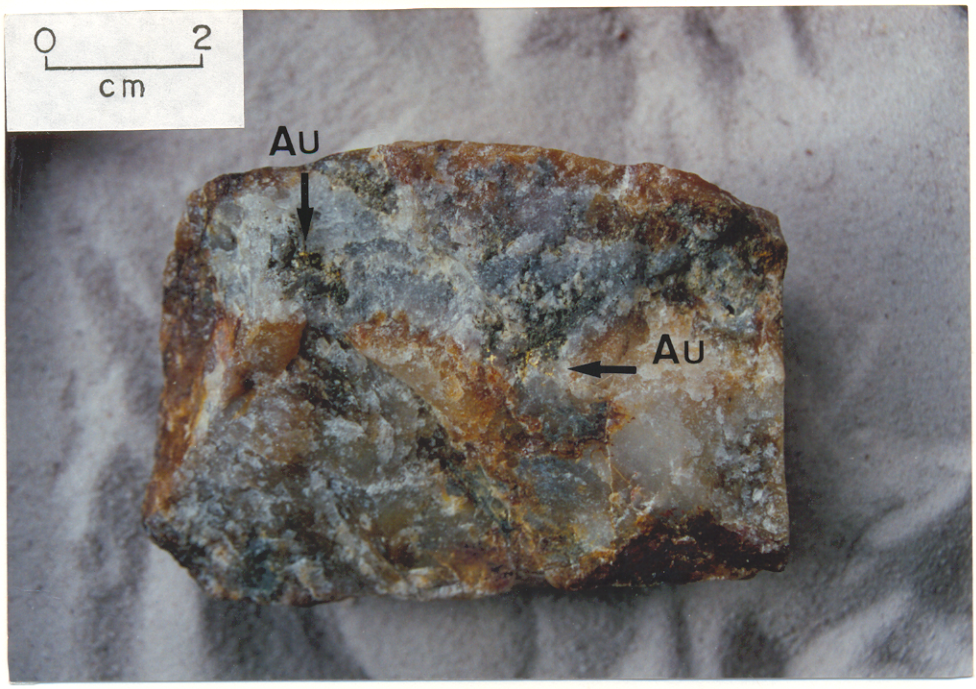


Figura 4.1. Amostra de veio de quartzo hialino contento partículas de ouro.

veios de fraturas de cisalhamento de tipo D e R' (Figura 4.2). Os veios são constituídos de quartzo ou de quartzo+albita, podendo conter ou não pirita e calcopirita. São normalmente de tipo hialino, embora ocorram também veios de quartzo leitoso. Apresentam granulação média a grossa e são bastante fraturados, chegando a desenvolver localmente uma textura sacaroidal.

Ao microscópio, os grãos de quartzo apresentam-se estirados, desenhando formas fitadas com extinção ondulante e contornos suturados, envoltos por frações quartzo-albíticas de granulação fina e recristalizada. A albita exibe geminação polissintética combinada do tipo albita-periclínio, ocorrendo ocasionalmente, em cristais subédricos contornados por finos grãos de quartzo.

4.2.1.1. Veios do tipo D

Estes veios apresentam uma direção geral de N70^{o}W/80°NE. Estão dispostos paralela a subparalelamente à orientação da foliação milonítica S e ao aleitamento tectônico das rochas encaixantes. Exibem espessura centimétrica a métrica e comprimento métrico a decamétrico. São corpos tabulares a lenticulares, sendo que nas zonas mais deformadas sofrem estrangulamento e até boudinagem (Figura 4.3a). Mostram textura anastomosada, desenhada por zonas milimétricas de proeminente deformação, dispostas de maneira entrelaçada, que chegam a desenvolver um aspecto fibroso e isolam frações quartzosas lenticulares menos deformadas (Figura 4.3b). Frequentemente estes veios são cortados por conjuntos de falhas e zonas de cisalhamento de natureza rúptil-dúctil, causando deslocamentos com rejeitos milimétricos a decimétricos (Figura 4.3c).

As cavas garimpeiras e os poucos "*shafts*" instalados pela Cooperativa dos Garimpeiros do Lombo Longo, mostram-se alinhadas segundo a direção destes veios D, os quais revelaram significativas concentrações auríferas.

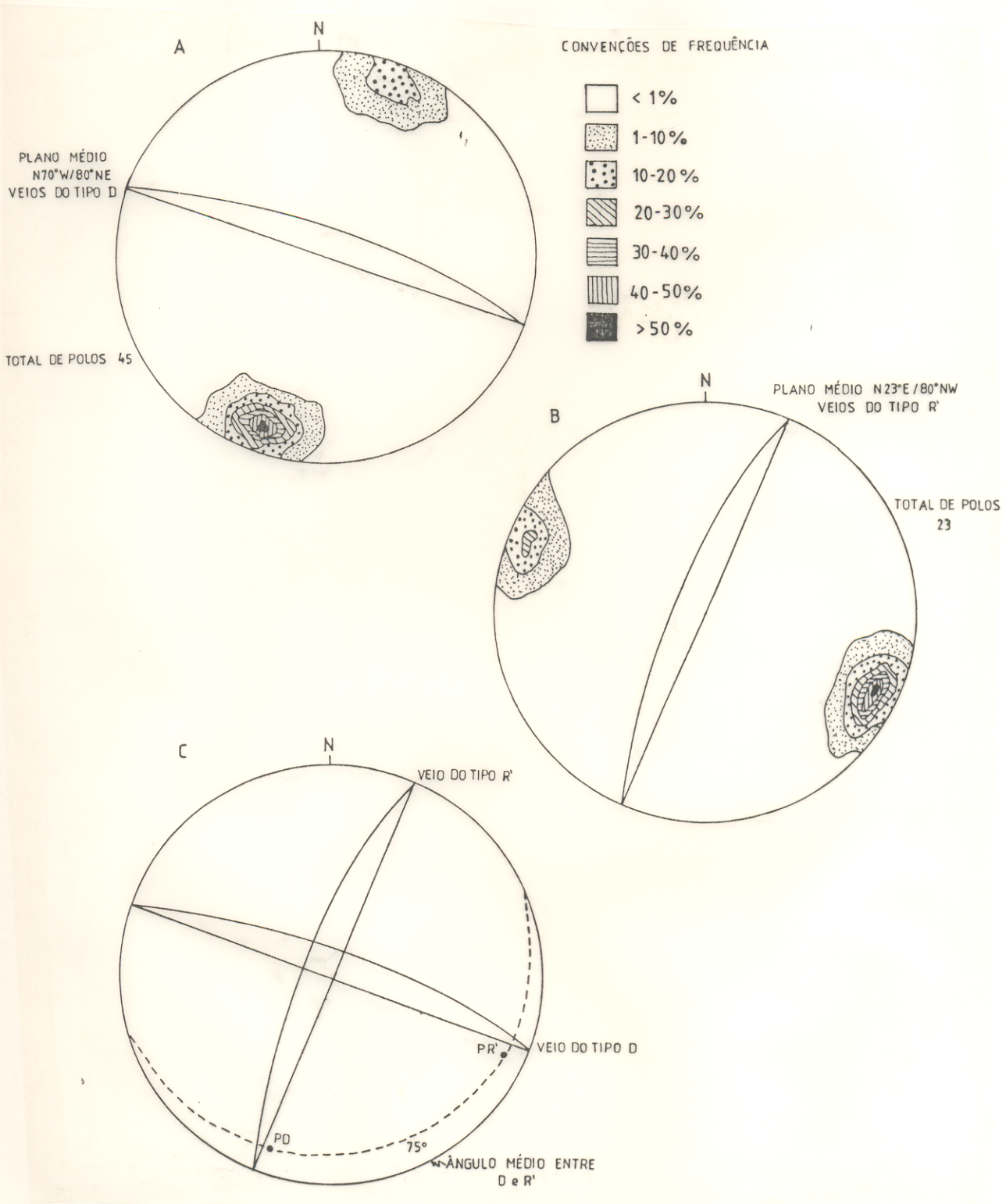


Figura 4.2. Diagramas estereográficos mostrando a orientação dos veios D e R' e suas relações geométrica-estruturais (rede de SMITH, hemisfério inferior).

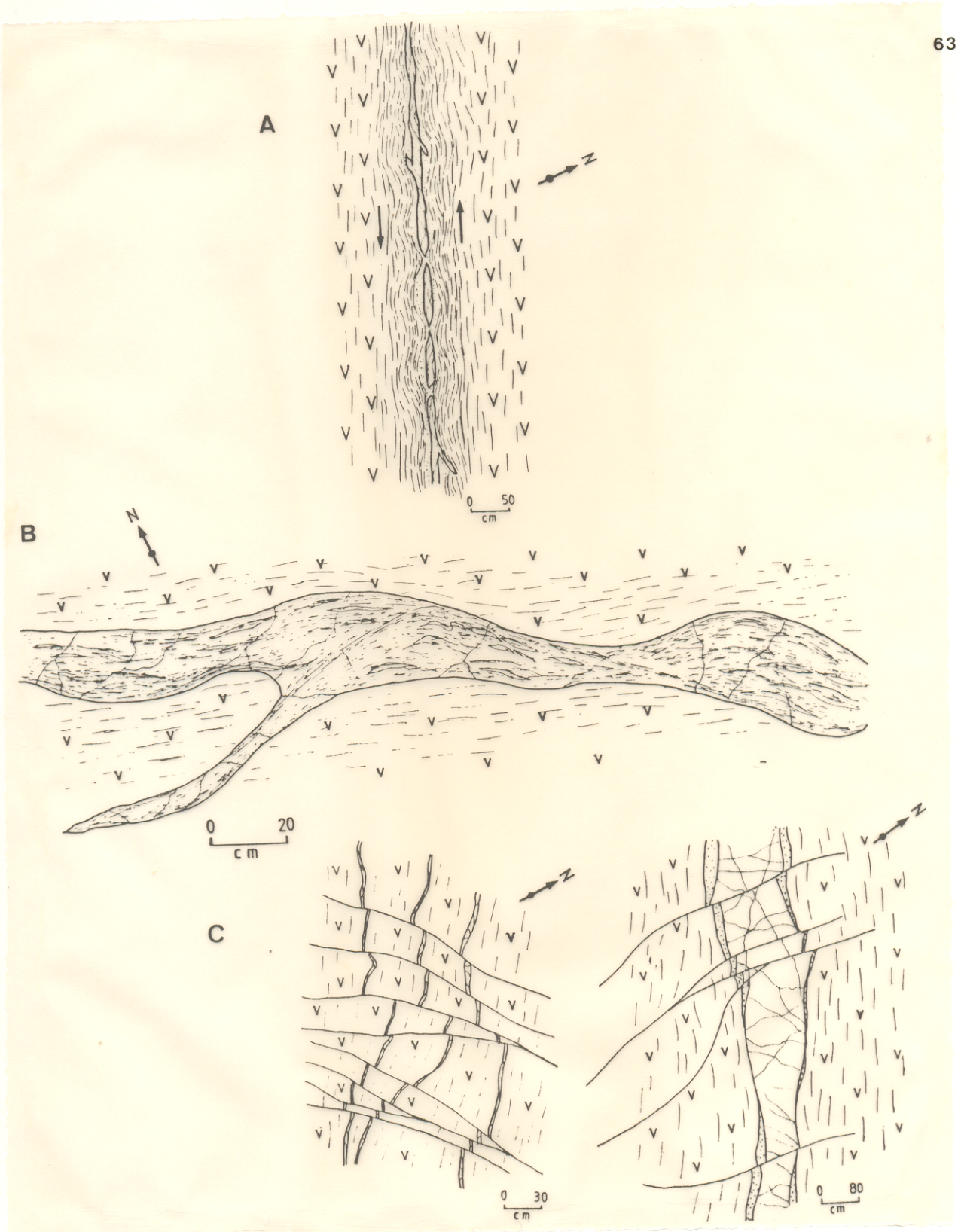


Figura 4.3. Disposição geral dos principais sistemas de veios de quartzo. Em a), veio de tipo D concordante com a direção da zona de cisalhamento, exibindo estriangulamento e boudinagem; em b), textura nastomosada dos veios; em c), duas seções mostrando veios de tipo D deslocados por falhas e zonas de cisalhamento de natureza rúptil-dúctil.

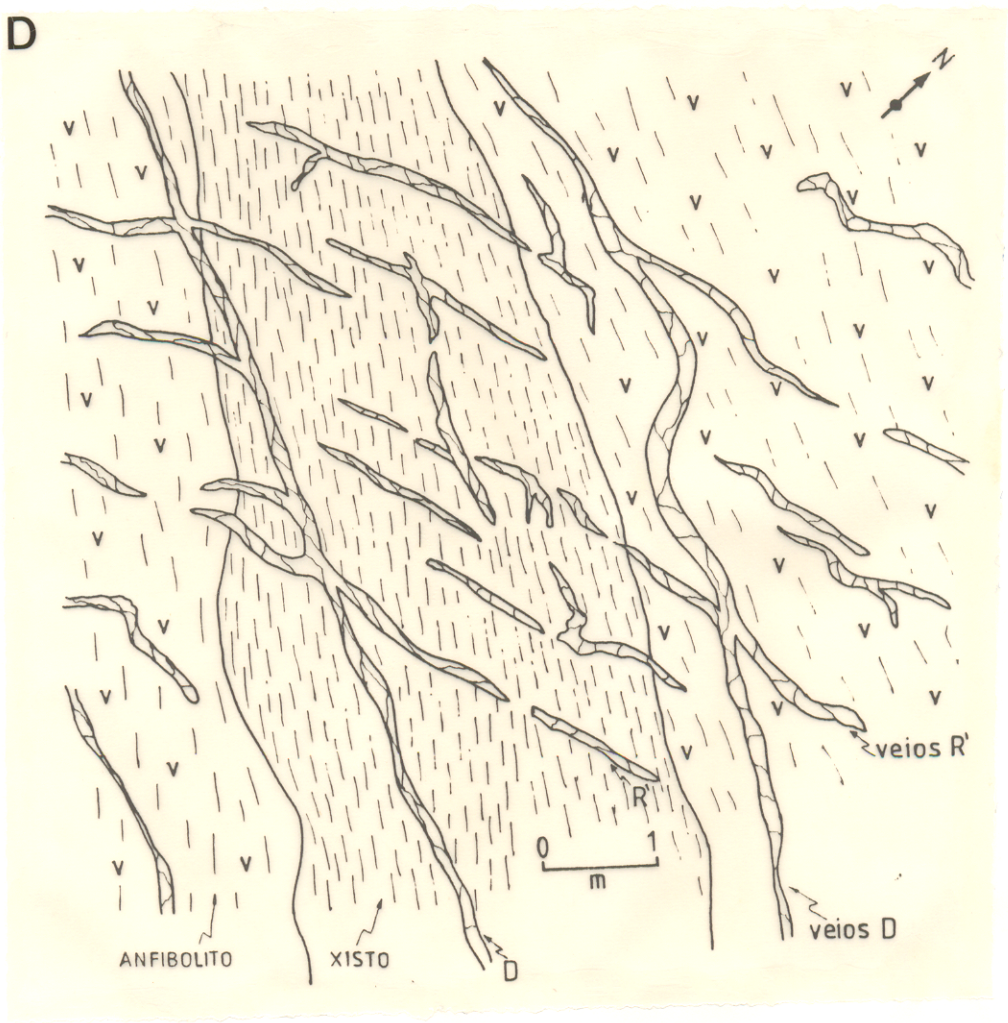


Figura 4.3d. Relações entre os veios de tipo R' e de tipo D, numa das frentes de lavra garimpeira.

4.2.1.2. Veios do tipo R'

Estes veios apresentam uma direção geral de N23^{o}E/80°NW, comportando-se como veios de fraturas de cisalhamento antitéticas ou anti-Riedel. Trata-se de corpos lenticulares de espessura centimétrica e comprimento métrico, que desenham uma geometria sigmoidal (Figura 4.3d). São geralmente veios de quartzo hialino com textura sacaroidal média a grossa. Devido às suas dimensões mais reduzidas, estes veios são pouco lavrados pelos garimpeiros. Entretanto, as amostras analisadas revelaram animadoras concentrações auríferas.

4.2.2. **Aspectos microtermométricos**

O estudo preliminar de alguns veios de quartzo, revelou a presença de inclusões fluidas monofásicas e bifásicas, bem como de raras inclusões trifásicas (Figura 4.4). As inclusões são essencialmente aquosas e exibem tamanho entre 5 e 25 µm.

A maioria ocorre confinada a planos de fraturas cicatrizadas, desenhando alinhamentos de inclusões que normalmente se cruzam e ultrapassam os limites dos grãos. Admite-se que estas inclusões sejam de origem secundária. Poucas inclusões ocorrem isoladas ou agrupadas fora de tais alinhamentos, as quais são consideradas como de origem primária.

As inclusões monofásicas são mais claras que as demais e contém uma única fase líquida aquosa à temperatura ambiente (25°C). Exibem tamanho entre 5 e 10 µm e formato subarredondado a irregular. Dentre as poucas inclusões consideradas primária, a maioria é monofásica.

As inclusões bifásicas apresentam, em geral, contornos mais definidos e marcantes que as monofásicas. São compostas de duas fases aquosas à temperatura ambiente, sendo uma líquida e outra gasosa. Seu tamanho varia entre 10 e 25 µm e

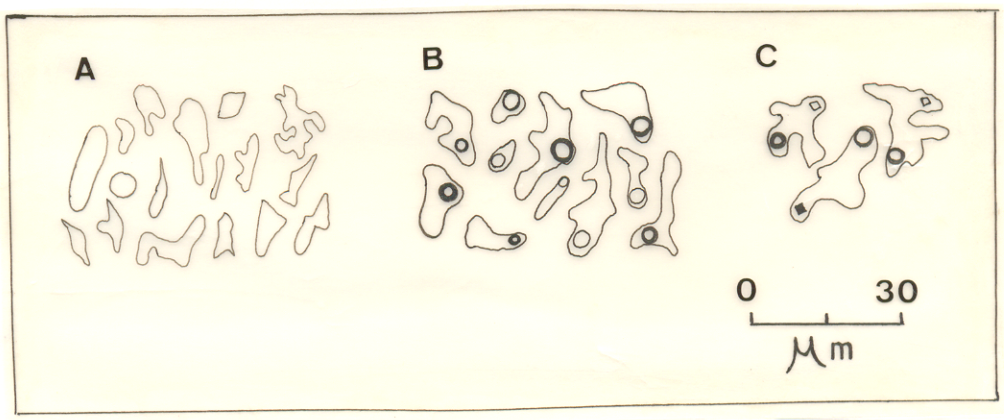


Figura 4.4. Morfologia das inclusões fluidas à temperatura ambiente (25°C). Em a), inclusões monofásicas; em b) inclusões bifásicas; e em c), inclusões trifásicas.

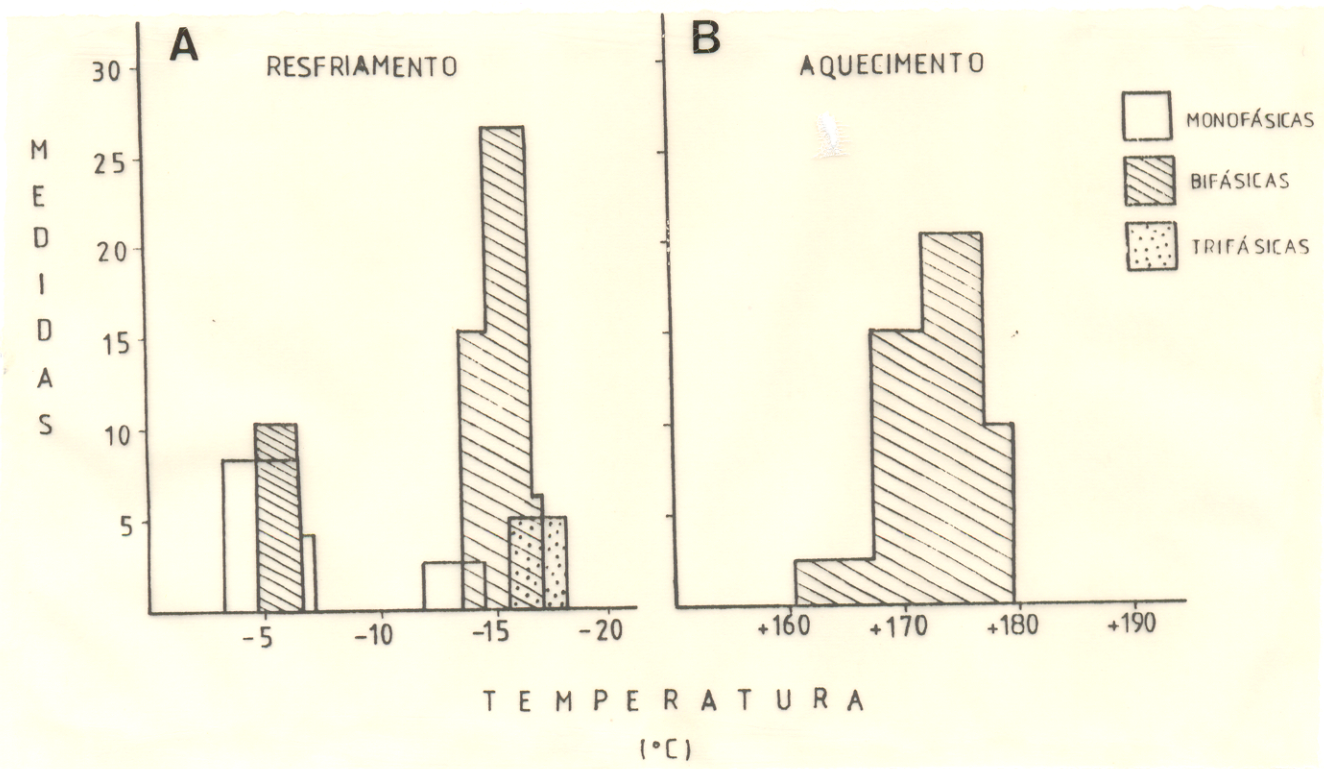


Figura 4.5. Resultados dos testes de resfriamento e de aquecimento das inclusões fluidas. Em a), individualização de duas famílias com intervalos diferentes de fusão total do gelo (Tf); em b), Temperaturas de homogeneização das inclusões bifásicas.

suas formas são bastante irregulares, desde subangulosas até amebóides. A fase líquida ocupa mais de 50% do volume total das inclusões e o valor de F (F = volume de líquido/volume de líquido + volume de vapor) situa-se entre 0.85 e 0.95 (SHEPHERD *et al.*, 1985).

As inclusões trifásicas possuem tamanho entre 15 e 25 µm, apresentam características similares às bifásicas, porém contêm uma fase sólida, denunciando um processo de saturação nestas inclusões. Este sólido exibe forma cúbica e baixa a moderada birrefringência. As fases gasosa e sólida juntas não chegam a ocupar 50% do volume destas inclusões.

Durante os testes de congelamento (até -150°C), foi possível, de modo geral, distinguir duas famílias de inclusões, em função da temperatura de fusão total do gelo (Tf) (Figura 4.5). A primeira apresentou Tf entre -3 e -7°C, correspondendo a uma salinidade equivalente a um conteúdo de 7 a 11% em peso de NaCl, enquanto que a segunda revelou Tf entre -12 e -18°C e uma salinidade equivalente de 16 a 21% de NaCl, com base em ROEDDER (1984) (Figura 4.6).

A temperatura de fusão inicial do gelo (ponto eutético) pôde ser medida somente em poucas inclusões, principalmente bifásicas e algumas monofásicas, situando-se os valores obtidos entre -45 e -55°C. Estes valores sugerem a presença nestas soluções dos sistemas H_2O-KCl-$CaCl_2$ e H_2O-NaCl-$CaCl_2$, cujas temperaturas eutéticas são -50,5 e -55°C, respectivamente (CRAWFORD, 1981; SHEPHERD *et al.*, 1985).

Nos testes de aquecimento (até +340°C), as inclusões bifásicas apresentaram temperaturas de homogeneização (Th) entre +160 e +180°C, que correspondem a uma densidade entre 0.9 e 1.1 g/cm^{3} (Figura 4.7). Estes valores representam o intervalo mínimo de temperatura para o aprisionamento destas soluções.

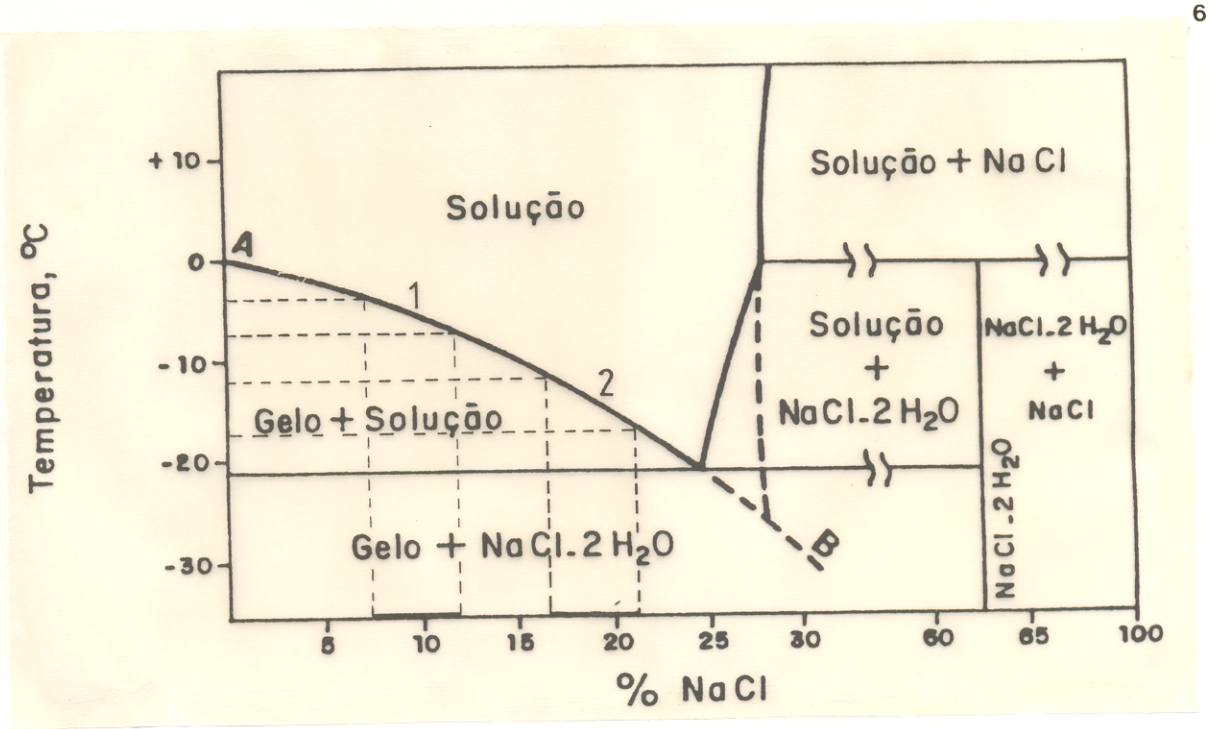


Figura 4.6. Comportamento do sistema NaCl - H_2O em função da temperatura e do conteúdo de NaCl na solução (curva A-B). As linhas tracejadas delimitam os intervalos de salinidade detectados nas duas famílias de inclusões fluidas identificadas (Adaptado de ROEDDER, 1984).

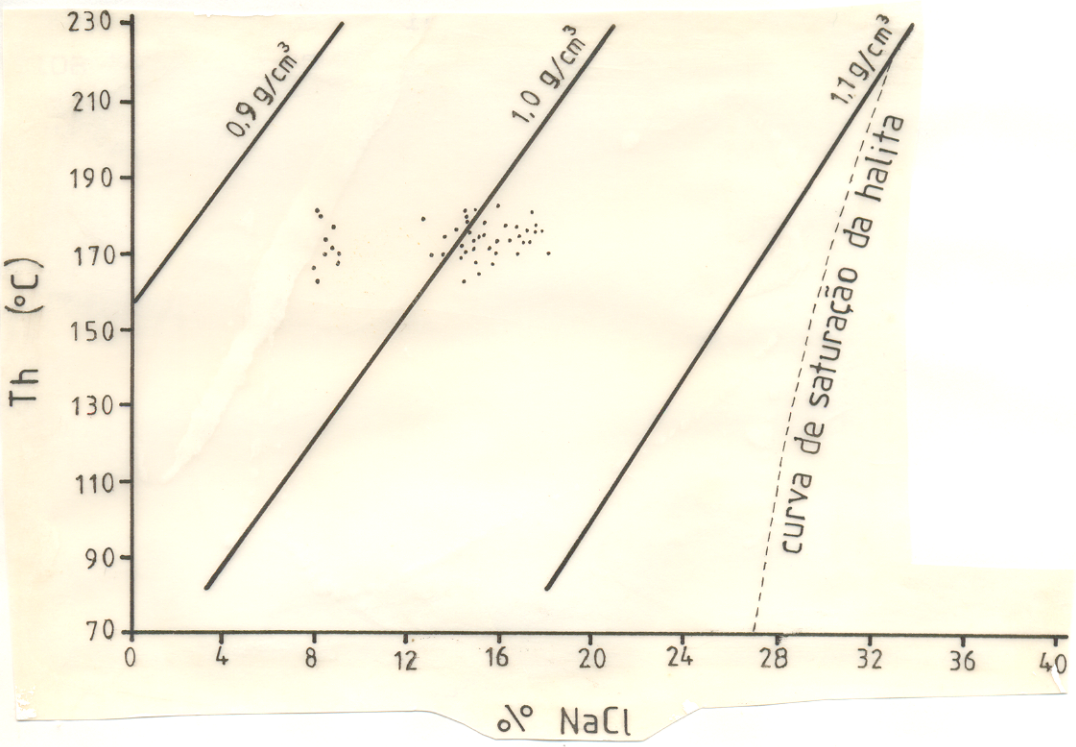


Figura 4.7. Diagrama relacionando a temperatura de homogeneização (Th) e a salinidade das inclusões bifásicas, para a determinação do intervalo de densidade destas soluções (Adaptado de HAAS Jr, 1971).

As inclusões trifásicas, por sua vez, sofreram decrepitação entre +315 e +325°C. A fase gososa homogeneizou para a líquida no mesmo intervalo de temperatura que nas inclusões bifásicas, enquanto que a fase sólida se manteve inalterada até a decrepitação. Dessa forma, não foi possível obter-se o Th total nestas inclusões.

4.2.3. **Alteração hidrotermal**

Trata-se de transformações mineralógicas superimpostas aos efeitos do metamorfismo regional, decorrentes da interação de grandes volumes de fluidos com as rochas encaixantes. Seus efeitos são observados nos anfibolitos e xistos da unidade São Manoel e em particular nas zonas de contato com alguns veios de quartzo.

A alteração expressa-se na forma de zonas irregulares e descontínuas que acompanham parte dos veios de quartzo. A partir das rochas encaixantes inalteradas e em direção aos veios, observa-se normalmente o seguinte zoneamento de alteração hidrotermal: a) zona externa, b) zona intermediária ou propilítica e c) zona interna ou fílica (Figura 4.8).

4.2.3.1. Zona externa de alteração

É caracterizada pelo presença de vênulas e pseudo-nódulos de forma irregular e coloração verde clara, que cortam e mancham a rocha encaixante. Deste modo, porções inalteradas de rochas encontram-se isoladas, conferindo a esta uma textura brechóide. A rocha adquire ainda, aspecto vítreo e parte das estruturas tectógenas pretéritas são obliteradas (Figura 4.9). Esta textura brechóide foi possivelmente causada por processo de fraturamento hidráulico durante a atividade hidrotermal, como será discutido mais adiante.

Tais vênulas e pseudo-nódulos são constituídos basicamente por finos agregados de epidoto (zoizita e clinozoizita) e quartzo (Figura 4.10). Nesta zona, a hornblenda nos anfibolitos começa a alterar-se para clorita, enquanto que a biotita é

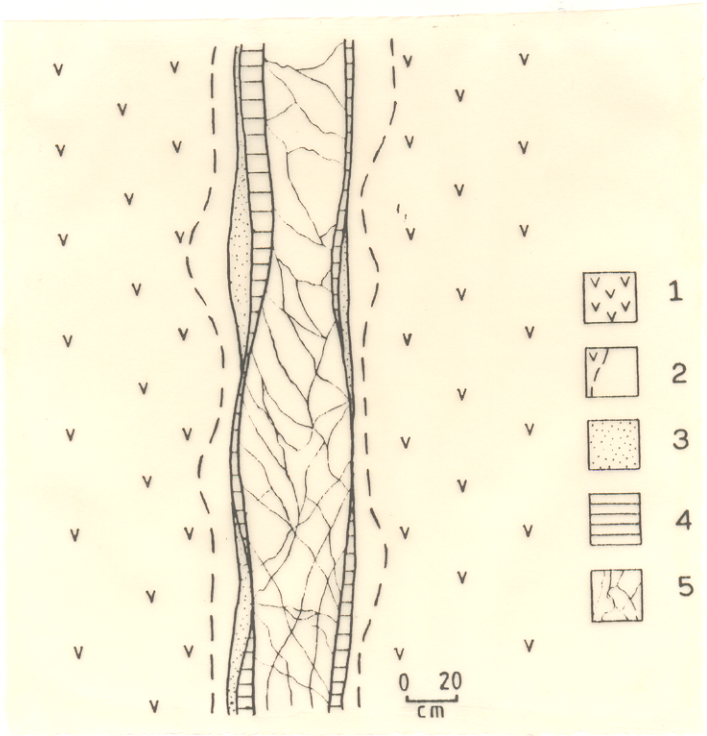


Figura 4.8. Comportamento geral dos halos de alteração hidrotermal, em contato com alguns veios de quartzo. Em 1), anfibolito São Manoel; em 2), zona externa; em 3) zona intermediária ou propilítica; em 4), zona interna ou fílica; e em 5), veio de quartzo.



Figura 4.9. Textura brechóide apresentada pelos anfibolitos da unidade São Manoel, na zona externa de alteração hidrotermal.

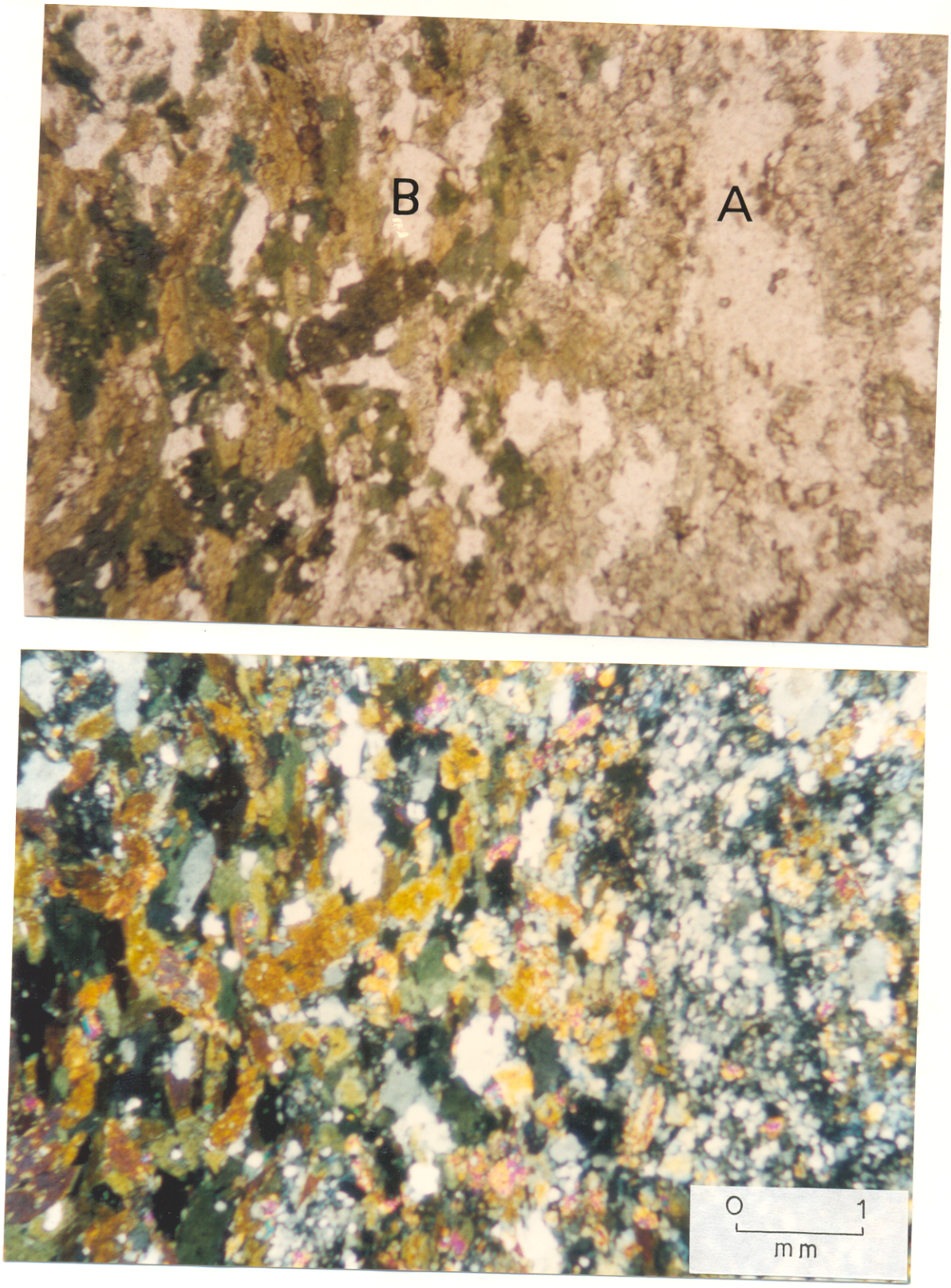


Figura 4.10. Fotomicrografia do contato entre pseudo-nódulo de epidoto e quartzo (A) e o anfibolito da unidade São Manoel (B), na zona externa de alteração hidrotermal (No alto com nicois paralelos e em baixo com nicois cruzados).

quase totalmente substituída por clorita tanto nos xistos como em parte dos anfibolítos. Observa-se ainda, um aumento significativo no conteúdo de epidoto e plagioclásio (albita), além de cristais disseminados de pirrotita, ilmenita, pirita e calcopirita.

A incipiente alteração da hornblenda para clorita nos anfibolitos, pode ser decorrente da remoção progressiva de CaO, como exemplifica a reação (4.1), (Adaptada de PHILLIPS & GROVES, 1984):

hornblenda clorita quartzo

$$Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_4 + 4H^+ = Mg_5Si_4O_{10}(OH)_8 + 4SiO_2 + 2Ca^{+2}$$

O biotita xisto é parcialmente transformado em clorita xisto, com a rocha adequirindo uma coloração cinza esverdeado, porém preservando a foliação S penetrativa e a textura granolepidoblástica inequigranular milonítica (Figura 4.11). Esta transformação pode também ser explicada pela remoção de K_2O, de acordo com a reação (4.2), (Adaptada de PHILLIPS & GROVES, 1984):

biotita clorita quartzo

$$2KMg_3AlSi_3O_{10}(OH)_2 + 4H^+ = Mg_5Al_2Si_3O_{10}(OH)_8 + 3SiO_2 + 2K^+ + Mg^{+2}$$

Nas reações acima, parte da silica é liberada e passa para a fase fluida, resultando na precipitação de quartzo em fraturas extensionais, formando os veios.

A presença de sulfetos, principalmente da pirita, nestes clorita xistos, pode ser devida à uma sulfetação das fases minerais ferro-magnesianas, de acordo com a reação (4.3), (Compilada de PHILLIPS & GROVES, 1984):

Fe-clorita pirita Mg-clorita quartzo

$$3Fe_4Mg_2Si_4O_{10}(OH)_8 + 12H_2S + 3O_2 = 6FeS_2 + 2Fe_3Mg_3Si_4O_{10}(OH)_8 + 4SiO_2 + 16H_2O$$

Esta sulfetação pode também ocorrer no biotita xisto, resultando na formação de Mg-biotita junto com pirita (PHILLIPS & GROVES, 1984).



Figura 4.11. Amostra de biotita xisto transformado parcialmente para clorita xisto, preservando ainda a sua textura e foliação S penetrativa.

4.2.3.2. Zona intermediária de alteração

Esta zona é marcada por acentuada propilitização, com a hornblenda e a biotita sendo totalmente substituídas pela clorita. Tanto anfibolitos quanto xistos passam a apresentar uma coloração verde clara, um fino bandamento e total obliteração das estruturas tectógenas. A associação mineral consiste em clorita, epidoto (zoizita e clinozoizita), quartzo e plagioclásio (albita), além de quantidades subordinadas de pirita, calcopirita e rutilo.

Clorita e epidoto são os minerais predominantes, chegando localmente a formar bandas monominerálicas alternadas de cloritítos e epidotitos. As palhetas de clorita são automórficas e constituem níveis irregulares orientados segundo uma direção preferencial. O epidoto pode aparecer tanto em cristais prismáticos euédricos com até 1 cm de comprimento, ocupando estruturas drusiformes, como em agregados inequigranulares junto com finas frações quartzo-albíticas.

Segundo ROSE & BURT (1979), há neste estágio um fraco metassomatismo, com as reações sendo principalmente de adição de H_2O, CO_2 e algum S. Contudo, acredita-se que o componente cálcico dos plagioclásios seja consumido na formação do epidoto, enquanto que o componente sódico residual formaria a albita.

O contínuo processo de sulfetação da fase mineral ferro-magnesiana, favorece a precipitação de pirita junto com quartzo em direção a zona fílica, como mostra a reação (4.4), (Compilada de PHILLIPS & GROVES, 1984):

clorita pirita quartzo

$$Fe_6Si_4O_{10}(OH)_8 + 12H_2S + 3O_2 = 6FeS_2 + 4SiO_2 + 16H_2O.$$

4.2.3.3. Zona interna de alteração

É caracterizada pela presença de uma associação tipicamente fílica, que envolve normalmente os veios de quartzo e quartzo+albita. A rocha adquire uma coloração creme-esbranquiçado e uma textura granular média a grossa. A clorita e o epidoto desaparecem e se observa uma marcante redução do conteúdo de plagioclásio (albita). Sua assembléia mineral é composta de quartzo e sericita, com presença subordinada de albita, pirita, calcopirita e turmalina (shorlita).

Ao microscópio, a rocha exibe uma textura granoblástica a granolepidoblástica inequigranular. O quartzo é o mineral dominante e apresenta-se em cristais subédricos inequigranulares, exibindo extinção ondulante e contornos poligonais. Por vezes, o quartzo mostra-se cuminuído, formando finas frações recristalizadas que envolvem cristais maiores.

O termo sericita é aqui usado para denominar um conjunto de minerais filossilicáticos, incluindo a própia sericita, muscovita, paragonita e outros, que ocorrem formando níveis irregulares, orientados ou não numa direção preferencial, ou ainda intercrescidos junto aos cristais de quartzo.

Pirita, calcopirita e a turmalina encontram-se em cristais euédricos a subédricos, disseminados ou em agregados, inclusos nas porções quartzosas, enquanto que a albita ocupa geralmente posições intersticiais.

A presença discreta de albita nesta zona fílica e em parte dos veios de quartzo, seria indicativa da formação tardia desse mineral, possivelmente devido a remoção parcial do sódio da zona filica e sua transferência para a solução. Por sua vez, a formação da sericita dá-se através da hidrólise de outros minerais, por remoção de Na^{+}, Ca^{+2} e Mg^{+2}, em condições levemente ácidas (LOBATO, 1992).

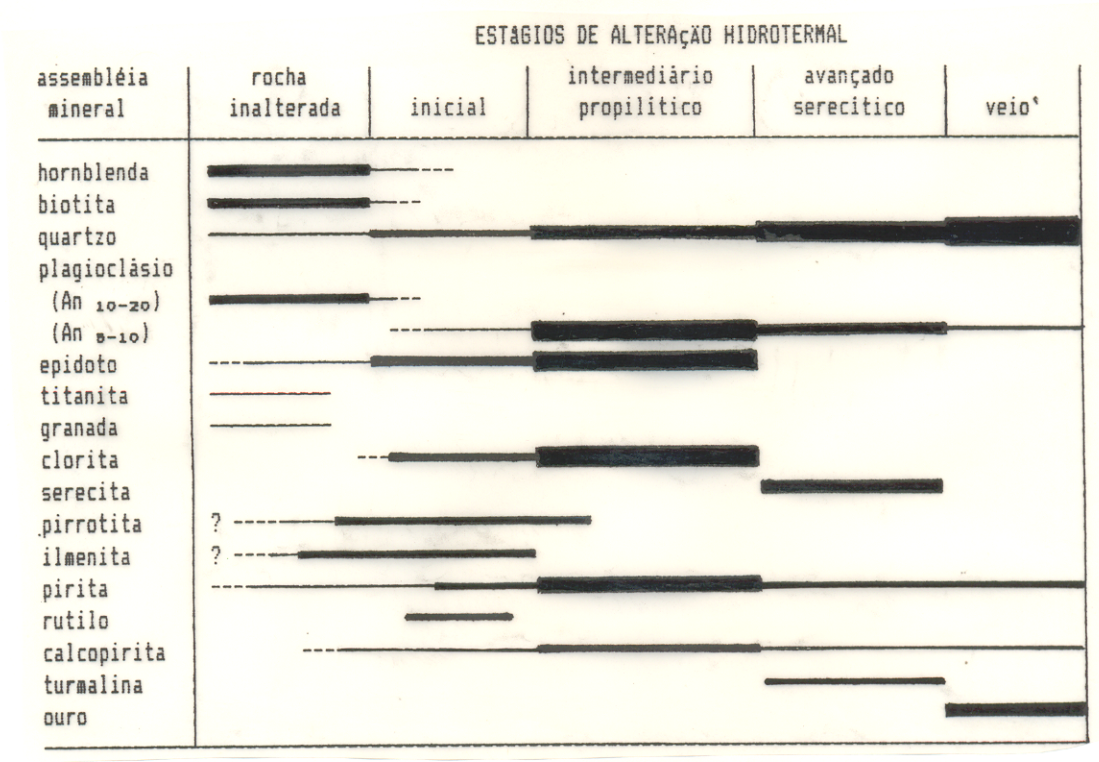


Figura 4.12. Sequência de transformações minerais de acordo com a intensificação do processo de alteração hidrotermal.

As transformações mineralógicas observadas nas zonas afetadas pelo processo hidrotermal, permititam estabelecer uma sequência relativa de formação de minerais, a qual é apresentada na figura (4.12).

4.2.4. **Metalografia**

A paragênese de minerais metálicos é simples e constituída, em ordem decrescente de abundância, por pirita, pirrotita, ilmenita, rutílo, calcopirita e ouro. Estes minerais encontram-se distribuidos de forma disseminada, principalmente nas rochas alteradas hidrotermalmente e, em quantidades subordinadas, nos veios de quartzo.

A **pirita** é o sulfeto mais abundante tanto nas rochas como nos veios. Nas rochas, aparece ocupando cavidades, onde são observadas duas gerações distintas (Figuras 4.13a e b). A primeira (pirita 1), ocorre revestindo estas cavidades irregulares e formando geodos, exibe textura colomorfa, marcada por um fino bandamento irregular, com bordas enrugadas e interpenetrada por material de ganga. A segunda (pirita 2), encontra-se em cristais cúbicos subédricos, com tamanho entre 0.2 e 0.8 mm, pouco fraturados, contendo normalmente inclusões de mineral de ganga e localmente inclusões residuais de pirrotita. Nos veios de quartzo, a pirita apresenta-se em cristais cúbicos euédricos a subédricos, pouco fraturados, disseminados ou em agregados de tamanho entre 0.3 e 10 mm (Figura 4.14 a e b).

Nos grãos de pirita, tanto nas rochas encaixantes como nos veios de quartzo, a presença de ouro foi detectado por meio de microssonda eletrônica em concentrações da ordem de 80 a 120 ppm. Os valores mais elevados são particularmente frequentes nas rochas encaixantes. No entanto, não foi possível definir o modo de ocorrência deste ouro no sulfeto.

A **pirrotita** aparece restrita aos anfibolitos inalterados ou na zona externa de alteração hidrotermal. Apresenta-se em cristais granulares anédricos a subédricos,

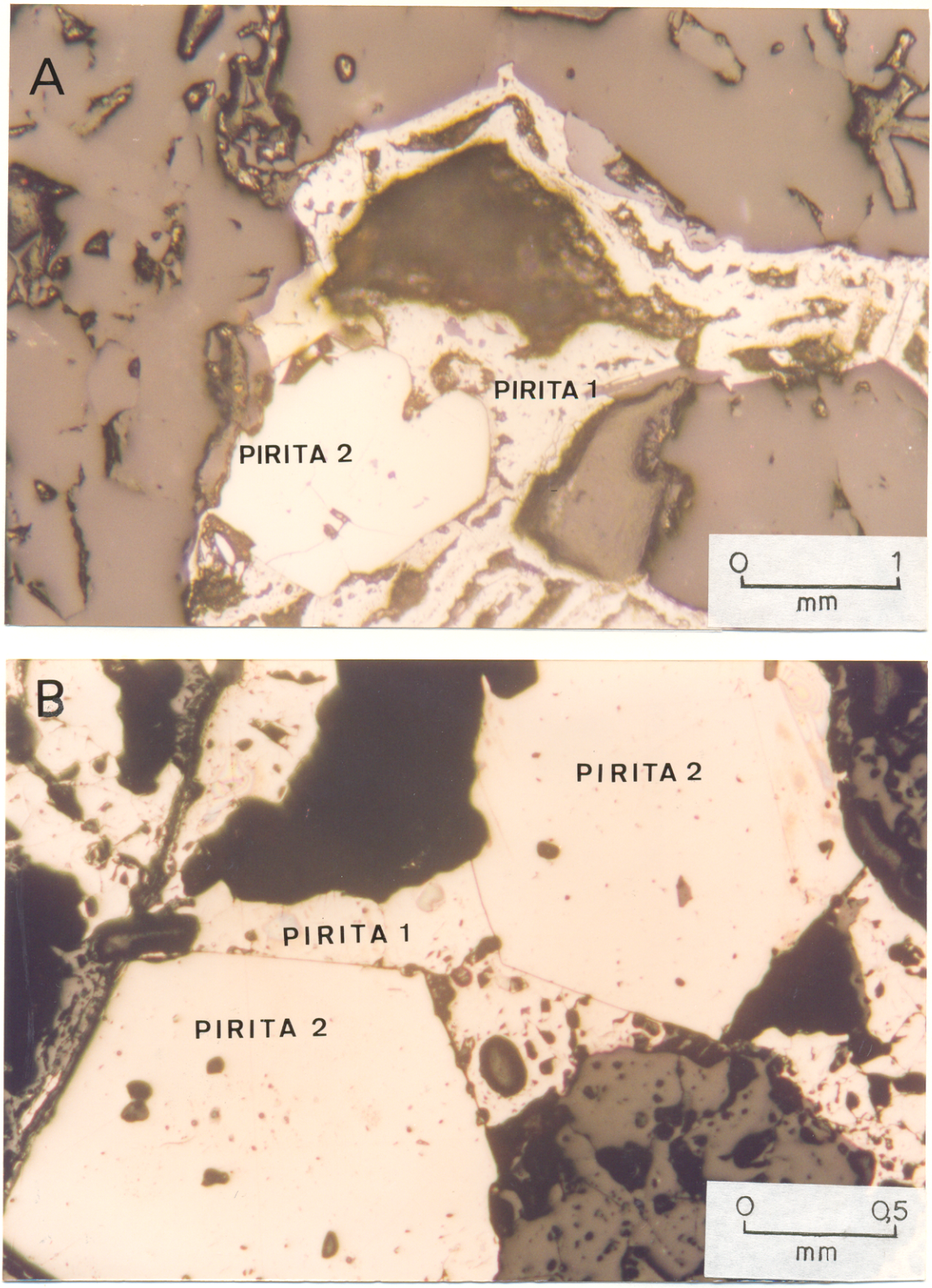


Figura 4.13. Fotomicrografia das duas gerações de pirita presentes nas rochas encaixantes. Em a), observa-se a pirita 1 preenchendo cavidades e formando geodos; e em b), cristais subédricos de pirita 2 desenvolvidos às custas da pirita 1 (luz refletida e nicois paralelos).

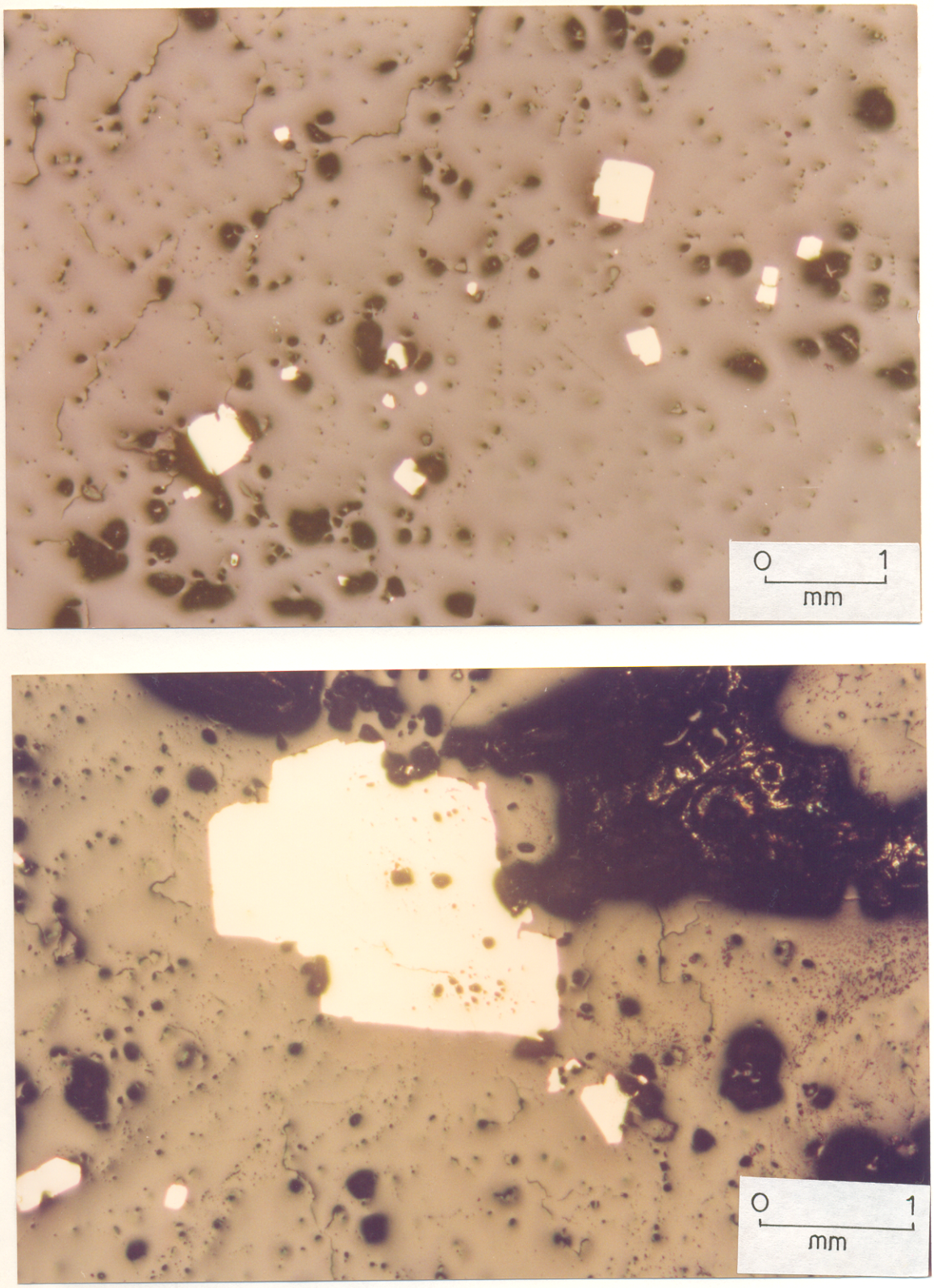


Figura 4.14. Duas seções mostrando cristais cúbicos euédricos a subédricos de pirita disseminados em ganga de quartzo (luz refletida e nicois paralelos).

pouco fraturados e exibindo, normalmente, indícios de um processo de substituição pela pirita 2. Esta substituição é caracterizada por contatos suturados e irregulares entre pirrotita e pirita dentro de um mesmo grão, bem como pela presença de inclusões de pirrotita na pirita (Figuras 4.15 e 4.17).

Tal substituição pode ser explicada pela atuação de um fluido hidrotermal redutor contendo enxofre, como mostra a reação (4.5), (Compilada de PHILLIPS & GROVES, 1984):

pirrotita pirita

$$FeS + H_2S + 1/2O_2 = FeS_2 + H_2O$$

A **ilmenita** aparece distribuída na zona externa de alteração hidrotermal. Ocorre em agregados de cristais anédricos a subédricos, de tamanho entre 0.2 e 0.6 mm e pouco fraturados, exibindo ocasionalmente nas suas bordas substituição por lamelas de rutilo (Figura 4.16).

A ação de um fluido hidrotermal redutor pode também ter sido responsável por esta substituição parcial, formando-se rutilo junto com pirita, de acordo com a reação (4.6), (Adaptada de LOBATO, 1992):

ilmenita rutilo pirita

$$FeTiO_3 + 2H_2S + 1/2O_2 = TiO_2 + FeS_2 + 2H_2O$$

O **rutilo** em associação com grãos de pirita, apresenta-se em cristais anédricos a subédricos, de tamanho entre 0.2 e 0.4 mm, formando agregados inequigranulares ou ocupando espaços entre grãos de pirita.

A **calcopirita** aparece associada à pirita tanto nas rochas como nos veios. Nas rochas, este mineral ocorre mais frequentemente na zona externa de alteração hidrotermal, sob a forma de grãos anédricos a subédricos, de tamanho entre 0.1 e 0.5

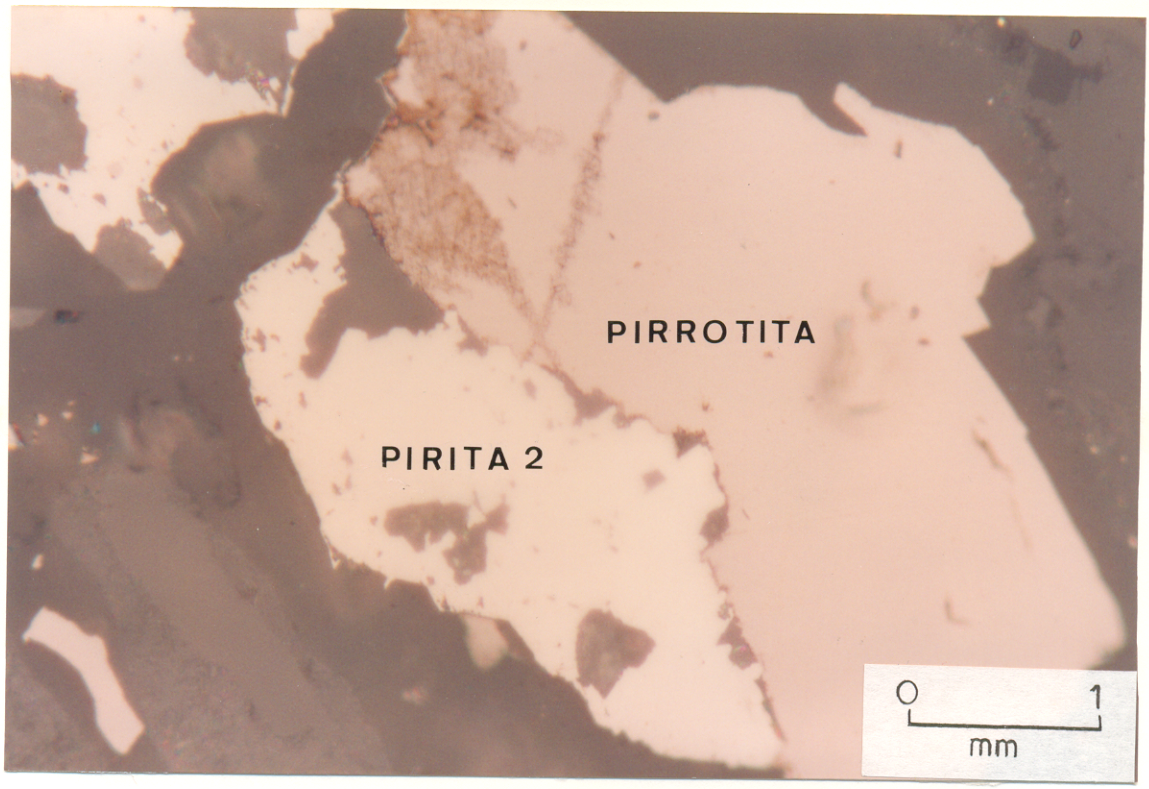


Figura 4.15. Cristal de pirrotita parcialmente substituido por pirita 2 (luz refletida e nicois paralelos).

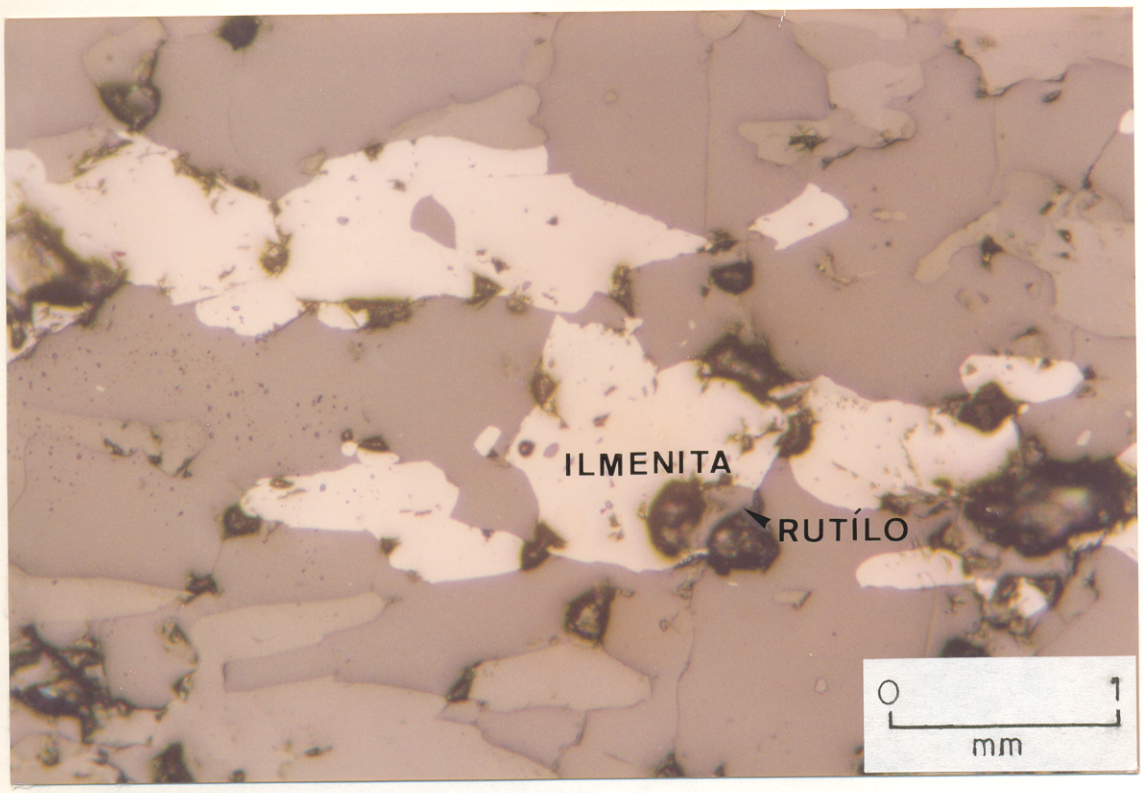


Figura 4.16. Agregados de cristais de ilmenita, exibindo substituição localizada por lamelas de rutílo (luz refletida e nicois paralelos).

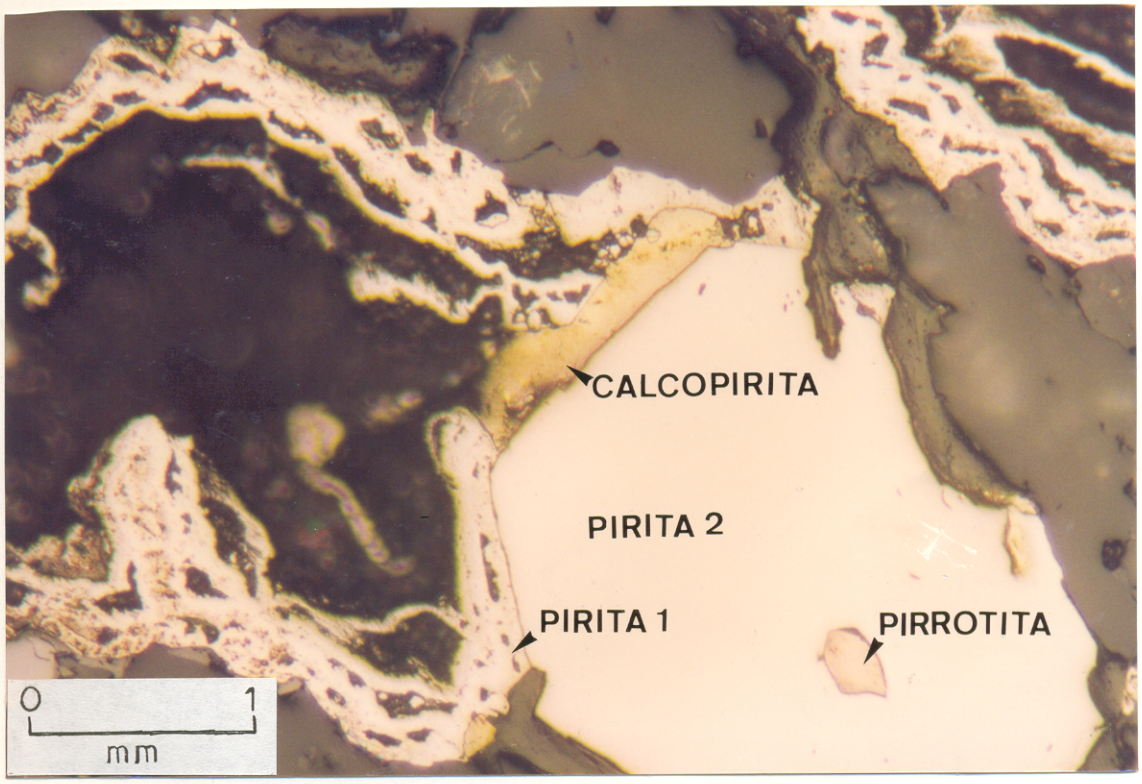


Figura 4.17. Calcopirita preenchendo espaço entre as duas gerações de piritas. Observar ainda, restos de pirrotita inclusos na pirita 2 (luz refletida e nicois paralelos).

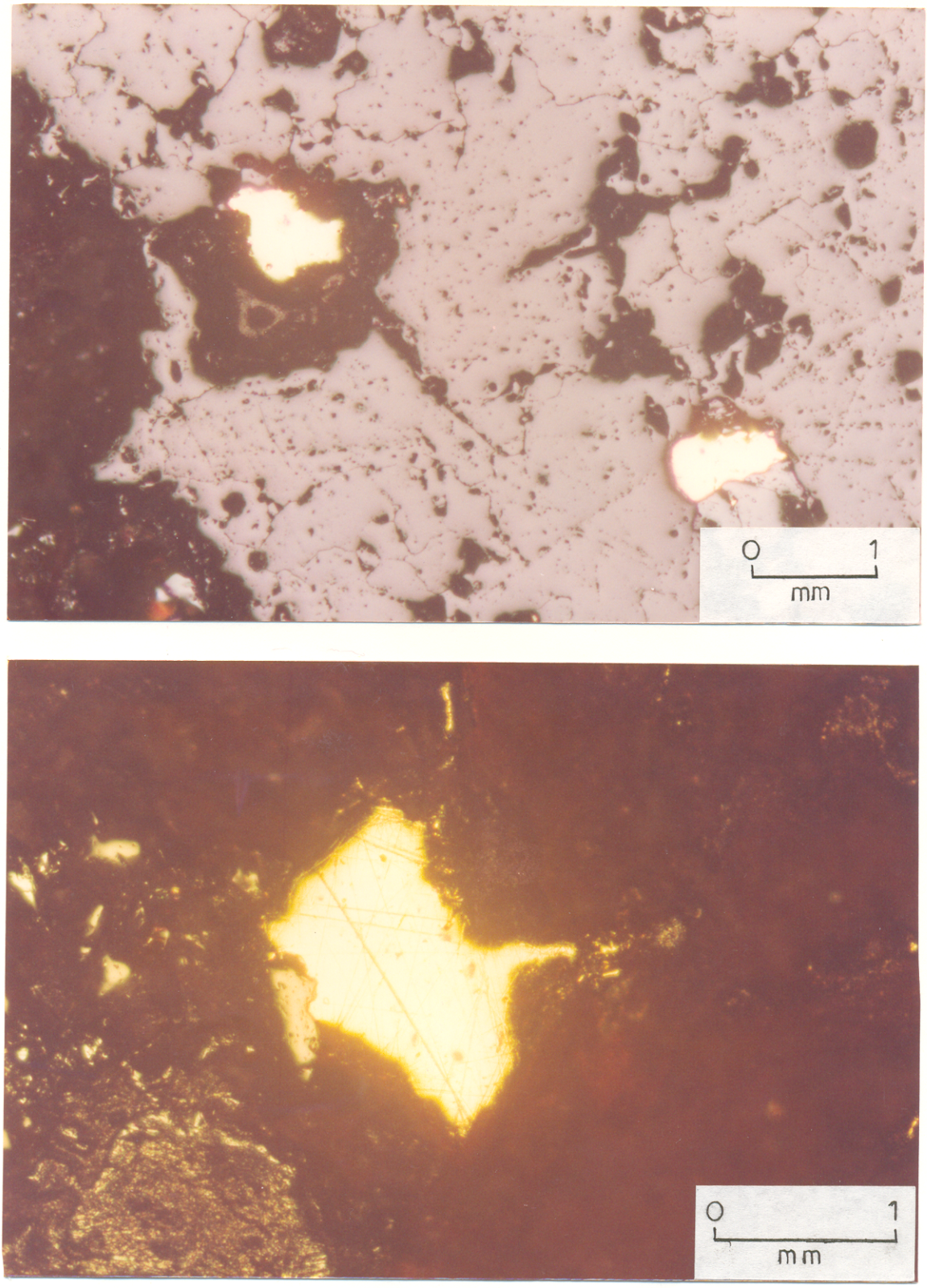


Figura 4.18. Duas seções mostrando o ouro preenchendo cavidades e fissuras na ganga de quartzo (luz refletida e nicois paralelos).



Figura 4.19. Sequência relativa de formação dos minerais metálicos.

mm, em contato com cristais de pirita (Figura 4.17). Nos veios, a calcopirita apresenta-se ocasionalmente preenchendo fraturas em cristais cúbicos de pirita.

O **ouro** não foi observado nas rochas sob a forma de partículas livres ou inclusas em algum mineral sulfetado. Sua presença só foi registrada nos veios de quartzo, onde ocorre preenchendo fissuras e cavidades (Figuras 4.18a e b). Apresenta-se em partículas milimétricas a submilimétricas, moldados às reentrâncias do cristal hospedeiro.

Com base nas relações petrográficas observadas, é possível estabelecer uma sequência relativa de formação destes minerais metálicos, agrupados nas seguintes associações paragenéticas: 1) pirrotita, ilmenita, e pirita 1; e 2) pirita 2, rutilo, calcopirita e ouro (Figura 4.19).

Os minerais do primeiro grupo formaram-se numa fase inicial, sendo substituidos total a parcialmente por parte dos minerais do segundo grupo. Assim, observa-se a substituição da pirrotita e da pirita 1 pela pirita 2, e da ilmenita pelo rutilo. Este processo de natureza metassomática ocorre no estado sólido e é devido à diminuição da temperatura (< 200°C), resultando na transformação de minerais pobres em enxofre (pirrotita) em minerais ricos em enxofre (pirita 2) (STANTON, 1972). A calcopirita, seria formada, possivelmente, concomitante ou imediatamente após a pirita 2, ocupando intertícios e fraturas. O ouro, na sua forma livre, ocorre restrito aos veios, podendo também estar presente como partículas submicroscópicas nos grãos de pirita.

4.2.5. **Distribuição do ouro e dos elementos traços Ag, Pb, Zn, Co, Ni, Cr e Cu**

Pretende-se aqui, apresentar sucintamente as variações de teores do ouro e de alguns elementos traços dentro da sequência metavulcano-sedimentar São Manoel (Figura 4.20).

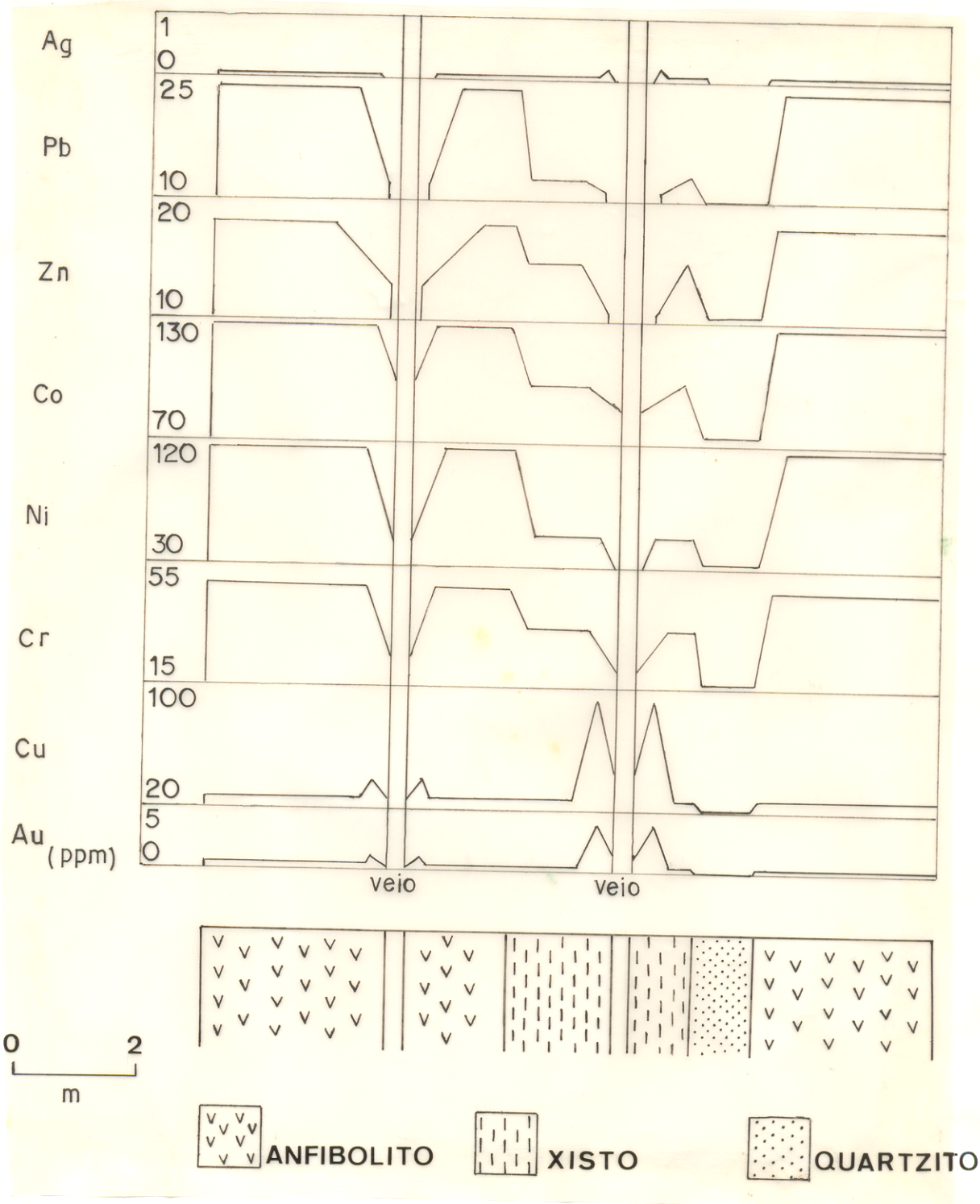


Figura 4.20. Distribuição dos elementos Au, Cu, Co, Cr, Ni, Zn, Pb e Ag, numa pequena seção de uma frente de lavra no garimpo do Manelão.

O ouro ocorre em concentrações inferiores a 2 ppm nos anfibolitos e xistos pouco afetados pela deformação e/ou hidrotermalismo. No entanto, esta concentração é duplicada nas zonas externa e intermediária de alteração hidrotermal, principalmente no domínio dos xistos, onde observa-se um maior conteúdo de pirita e calcopirita. Na zona interna ou fílica, em contato com os veios de quartzo, as concentrações de ouro são reduzida a valores abaixo de 1 ppm.

Entre os elementos traços Cu, Co, Cr, Ni, Zn e Pb, apenas Cu apresenta uma certa correlação positiva com Au, sobretudo, nos xistos hidrotermalizados. Os demais exibem, ao contrário, uma correlação negativa. Apenas no domínio dos quartzitos, observa-se uma marcante redução conjunta nas concentrações destes elementos.

Os teores de Ag são extremamente baixos (<0.1ppm) tanto nos anfibolitos como nos xistos inalterados, porém exibem um pequeno aumento (<0.3ppm) na zona intermediária de alteração hidrotermal no domínio dos xistos.

Em linhas gerais, observa-se uma depleção destes elementos em direção à zona interna de alteração hidrotermal. A correlação positiva entre Au e Cu está relacionada diretamente às zonas mais ricas em minerais sulfetados, principalmente pirita e calcopirita. Ag por ocorrer normalmente associada ao Au em depósitos primários hidrotermais, acompanha a distribuição deste metal.

4.2.6. **Mecanismo de formação de veios e circulação de fluidos na unidade São Manoel**

A formação do sistema de fraturas D e R', resulta da evolução deformacional das zonas de cisalhamento dúctil a dúctil-rúptil, de acordo com RAMSAY (1980). Na área em estudo, tal deformação exibe uma cinemática sinistral ($\sigma1>\sigma3$), com as fraturas de cisalhamento sintéticas D, orientadas paralela a subparalelamente à

direção de cisalhamento principal, enquanto que as antitéticas R' são obliquas a estas (Figura 4.21a e b).

Segundo Tchalenko *apud* ROBERTS (1988), a geração de fraturas extencionais inicia-se pelas fraturas de Riedel de baixo ângulo (R) e de alto ângulo (R'), seguidas pelas de tipo P e, por último, as de tipo D, que ocupam as partes centrais das zonas de cisalhamento. Tal sistema tem sido descrito em vários depósitos de ouro em veios, como por exemplo nas minas de Sigma, Duport e Henderson, no Canadá (GUHA *et al.*, 1983; ROBERT & BROWN, 1986; SMITH, 1986), na jazida de Fazenda Maria Preta e nos garimpos da região do Gurupi, no Brasil (COSTA *et al.*, 1988, COELHO *et al.*, 1991).

De acordo com o modelo de GUHA *et al.* (1983), a circulação dos fluidos nestas fraturas é devida aos espaços vazios criados pelo deslocamento relativo entre superfícies irregulares (Figura 4.21c). Durante este movimento, a diferença de pressão ("*stress*") entre as zonas de tensão (Pf<Ps) e as zonas de alívio (Pf>Ps) gera um gradiente favorável à circulação de fluidos entre poros e descontinuidades das rochas encaixantes. A interação fluido-rocha limita-se às zonas de alívio e sua intensidade depende da diferença de pressão e da permeabilidade da rocha (FYFE *et al.*,1978).

Desta interação, desenvolve-se o processo de alteração hidrotermal, responsável pelas transformações mineralógicas e químicas das rochas, diminuindo sua permeabilidade. Entretanto, o contínuo fluxo de fluido aumenta a pressão da fase fluida (Pf) na zona de alívio e as paredes das rochas, agora impermeáveis, podem romper-se, ocorrendo fraturamento hidráulico (KISHIDA, 1984; KISHIDA & KERRICH, 1987). A geração de novas fraturas restabelece a circulaçaõ dos fluidos, que permeando as rochas continuam promovendo a alteração hidrotermal.

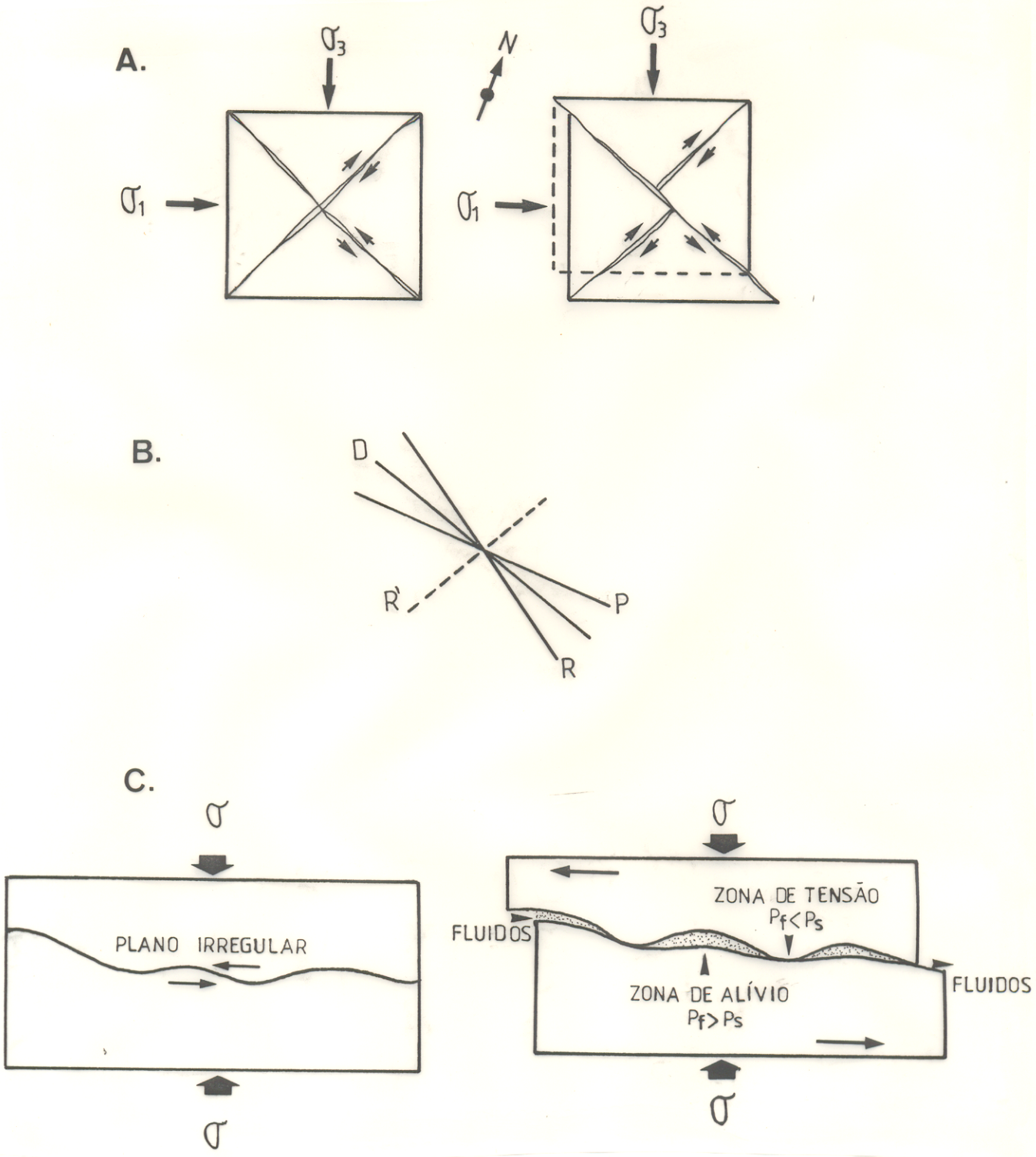


Figura 4.21. Modelo geomecânico de formação dos veios e circulação de fluidos. Em a), formação das fraturas de cisalhamento D e R', submetidas a cinemática sinistral; em b), relação geométrica entre as principais fraturas de cisalhamento; e em c), deslocamento entre superfícies irregulares gerando espaços e permitindo a percolação de fluidos, onde Pf = pressão fluida e Ps = pressão sólida (Adaptado de GUHA *et al.*, 1983).

4.2.7. **Natureza do fluido mineralizante**

A maioria dos depósitos de ouro em veios ocorrem em sequências metavulcano-sedimentares arqueanas de tipo "*greenstone belts*". Fluidos de origem metamórfica têm sido considerados como responsáveis pela formação destes depósitos auríferos tanto na Austrália (PHILLIPS & GROVES, 1983 e 1984) como no Canadá (KERRICH & FREYER 1979; CAMERON,1989b).

Segundo este modelo, fluidos gerados a partir da devolatilização das rochas vulcânicas da base dos "*greenstone belts*", durante o estágio de máxima deformação e metamorfismo regional, são canalizados para cima através da reativação de falhas profundas, reagem com rochas quimicamente favoráveis (unidades ricas em ferro) e são aprisionados ao longo de fraturas extensionais. Esses fluidos apresentam baixa a moderada salinidade, baixa densidade, composição áquo-carbônica (75% H_2O e 25% CO_2) e transportam o ouro sob a forma de complexos solúveis (GROVES & PHILLIPS, 1987; GROVES *et al.*, 1987; CAMERON, 1989a; GROVES *et al.*, 1991; PHILLIPS, 1993).

Este processo ocorre sob condições físico-químicas compatíveis à transição das fácies xisto-verde e anfibolito (FYFE & KERRICH, 1984; BARKER & FOSTER, 1993). Granitóides sincinemáticos, formados a partir da fusão da crosta siálica durante o mesmo evento, auxiliam na redistribuição do calor e favorecem a mistura de fluidos (GROVES *et al.*, 1984; GROVES & PHILLIPS, 1987).

O ouro torna-se solúvel nas suas formas oxidadas Au^{+} e Au^{+3} e pode ser transportado em soluções hidrotermais sob a forma de diferentes complexos, sendo cloro e enxofre os ligantes mais comuns. A temperaturas acima de 300°C a mobilização do ouro é mais eficaz através dos complexos de cloro ($AuCl_2$) (BARNES, 1979; SEWARD, 1984; FYFE & KERRICH, 1984). Os thiocomplexos de ouro em equilíbrio com pirita e pirrotita, no intervalo de 160 a 300°C, sob pressão de 1 a 5 kb e em condições

de pH entre 3 e 10, são estáveis sob as formas de $AuHS^0$ em soluções ácidas, $Au(HS)^-_2$ em soluções neutras ou próximas de neutras e $Au_2(HS)_2S^{-2}$ em soluções alcalinas (SEWARD, 1973). Em fluidos metamórficos de caráter redutor, envolvendo assembéia mineral de fácies xisto-verde contendo pirita, $Au(HS)^-_2$ é muito mais estável do que $AuCl_2$ (PHILLIPS, 1993).

A precipitação do ouro é controlada basicamente pela diminuição da temperatura e da pressão no interior das fraturas extensionais permeáveis, desenvolvidas por cisalhamento ou por fraturamento hidráulico (HODGSON, 1989). O decréscimo da pressão favorece o processo de efervescência, o qual aumenta a concentração e provoca a remoção dos constituintes voláteis, tornando a solução mais alcalina e menos eficiente no transporte do ouro (SKINNER, 1979). A diminuição da temperatura também provoca a precipitação da silica e a formação dos veios de quartzo (FYFE & KERRICH, 1984).

Segundo SEWARD (1984) e FYFE & KERRICH (1984), a deposição do ouro a partir de cloretos é controlada pelos seguintes fatores: a) diminuição da temperatura e da atividade dos ions Cl^- causada pela diluição; b) aumento do pH em decorrência da perda de CO_2 durante o processo de efervescência; e c) diminuição da fugacidade do oxigênio (fO_2), favorecendo o aumento da concentração de enxofre reduzido na solução. No caso de thiocomplexos, a deposição é controlada por: a) diminuição da temperatura, da pressão e do pH durante a ascenção dos fluidos; e b) aumento de fO_2 e consequente decréscimo da concentração de enxofre reduzido.

A precipitação do ouro a partir de um thiocomplexo pode ser representada pela reação (4.7), (Compilada de PHILLIPS & GROVES, 1984):

$$4HAu(HS)_2 + 2H_2O = 4Au + 8H_2S + O_2.$$

4.2.8. **Modelo genético proposto**

Na área em estudo, observa-se um quadro geotectônico similar ao dos "*greenstone belts*" do "*Yilgarn Block*" na Austrália (GROVES, 1993) e da "*Superior Province*" no Canadá (ROBERTS, 1988). Nestas regiões, a mineralização aurífera ocorre também vinculada a sistemas de fraturas extensionais (estruturas de segunda ordem) adjacentes a falhamentos transcrustais não mineralizados (estruturas de primeira ordem). Esta característica sugere a existência de um contraste entre a pressão do fluido e o regime de temperatura dentro destas estruturas, que permitiria a deposição seletiva do ouro (EISENLOHR *et al.*, 1989).

Tais similaridades nos levam a optar, em que concerne o depósito filoniano do garimpo do Manelão, por um modelo genético envolvendo fluidos de natureza metamórfica, em grande parte canalizados através da ZCT Bacajá, e aprisionados em fraturas extensionais desenvolvidas na unidade São Manoel. Estes fluidos, provavelmente, misturaram-se com outros fluidos, principalmente de natureza magmática, provenientes do alojamento do granitóide Felício Turvo. Os estudos microtermométricos preliminares caracterizam tais fluidos como sendo de composição essencialmente aquosa, de salinidade baixa a média e de baixa densidade. Entretanto, apesar do CO_2 não ter sido detectado, não se afasta a possibilidade deste composto estar presente em baixas concentrações nestes fluidos.

A presença de ouro nos grãos de pirita permite sugerir ainda, que este metal teria sido mobilizado e migrado sob a forma de thiocomplexos ($Au(HS)^-_2$) em soluções hidrotermais próximas da neutralidade.

4.3. MINERALIZAÇÃO LATERÍTICA

No ambiente residual o ouro encontra-se principalmente no horizonte argiloso mosqueado e, subordinadamente, em fragmentos da crosta ferruginosa dispersos na cobertura coluvial.

No primeiro caso, o ouro ocorre geralmente sob a forma de finas partículas (< 1mm) de hábito lamelar (Figura 4.22a). Pode também ocorre em diminutos agregados, preenchendo fissuras e cavidades nos veios de quartzo parcialmente fragmentados que cortam este horizonte.

No segundo caso, o ouro apresenta-se em pequenas pepitas (< 3mm) de forma granular subarredondada, superfície fosca e exibindo, por vezes, feições de sobrecrescimento, intercrescidas com óxi-hidróxidos de ferro (Figura 4.22b).

Análises pontuais obtidas por meio de microssonda eletrônica revelaram, apesar de certa variação nos resultados, um grau de pureza ou "*fineness*" (1000 Au/Au+Ag) bem mais elevado no ouro laterítico que no ouro primário (Tabela 4.1).

Este elevado grau de pureza mostra claramente que o ouro primário foi submetido a processos de lixiviação ou mais provavelmente de remobilização e redeposição.

4.3.1. **Mecanismos de remobilização e redeposição de Au e Ag em ambiente laterítico**

Durante a lateritização, o ouro e a prata podem ser solubilizados sob efeito do ataque de ácidos inorgânicos e/ou orgânicos. Nestas condições, tanto o ouro como a prata podem ser remobilizados sob a forma de complexos, sendo posteriormente redepositados em determinados horizontes do perfil de alteração (KRAUSKOPF, 1951; CLOKE & KELLY, 1964; BAKER,1978; MANN, 1984; WEBSTER & MANN, 1984; WILSON, 1984; FREYSSINET *et al.*, 1989; MACHESKY *et al.*, 1991). As variações nos

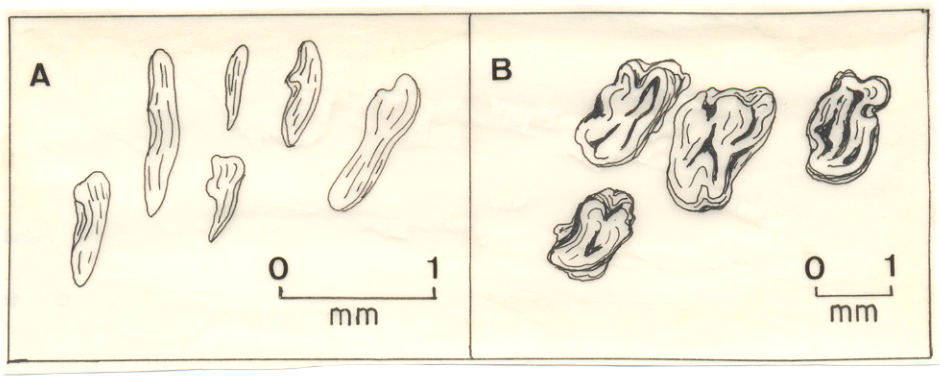


Figura 4.22. Morfologia das partículas de ouro encontradas na cobertura laterítica. Em a), partículas finas de hábito lamelar; e em b), pequenas pepitas exibindo, por vezes, feições de sobrecrescimento.

Tabela 4.1. Comparação dos graus de pureza das partículas de ouro primário e laterítico.

	PARTICULAS DE OURO					
	PRIMARIO			LATERITICO		
	Au	Ag	Outros (*)	Au	Ag	Outros (*)
	82.09	16.54	1.37	94.94	3.87	1.19
	83.65	15.11	1.24	95.54	2.40	2.06
	83.69	15.80	0.51	96.26	3.51	0.23
	83.71	14.83	1.46	96.78	2.36	0.86
	83.92	14.41	1.67	98.75	0.64	0.61
	84.51	14.16	1.33	98.79	0.66	0.55
	84.62	13.75	1.63	99.17	0.51	0.32
	85.39	12.15	2.46	99.25	0.38	0.37
	85.71	12.89	1.40	99.64	0.21	0.15
	87.91	11.32	0.77			
	88.11	10.57	1.32			
	89.35	9.10	1.55			
média (%)	85.22	13.38	1.39	97.68	1.61	0.70
fineness (1000Au/Au+Ag)	864.30			983.78		

(*) Outros = Pt, Sb, Te, Bi, Se e As.

valores do pH e Eh do meio, controlariam a redeposição do ouro e da prata em ambiente laterítico, chegando a modificar a composição da fase Au-Ag (SKHAROVA *et al.*, 1981; MANN, 1984).

Entre os diferentes complexos iônicos solúveis gerados nessas condições, os mais estudados são os cloretos e os thiosulfatos.

A maioria dos modelos teóricos admitem que os cloretos são os principais responsáveis pela remobilização do ouro e da prata. Contudo, estes modelos implicam em concentrações de Cl^- mais elevada do que as existentes naturalmente em ambiente laterítico (BENEDETTI & BOULÈGUE, 1991). Ademais, esta remobilização só seria possivel sob condições particularmente ácidas, desenvolvidas durante a oxidação de um depósito mineral (KRAUSKOPF, 1951; CLOKE & KELLY, 1964; MANN, 1984).

Neste caso, o processo de remobilização é descrito pelas reações (4.8 e 4.9), (Compiladas de MANN, 1984):

$$4Au^0 + 16Cl^- + 3O_2 + 12H^+ = 4AuCl^-_4 + 6H_2O$$

e

$$4Ag + 4Cl^- + O_2 + 4H^+ = 4AgCl^0 + 2H_2O$$

Segundo MANN (1984), um baixo pH e uma elevada concentração do íon Cl^- seriam os requisitos para a remobilização e dissociação da fase Au-Ag, enquanto que uma redução na concentração deste íon, juntamente com o aumento do pH, provocariam a redeposição do ouro. Esta redeposição ocorreria na interface entre as zonas mosqueada e pisolítica/concrecionada, implicando na precipitação conjunta do ouro e de óxi-hidróxidos de ferro, devido à ação redutora de Fe^{+2} sobre $AuCl^{-4}$, como mostra a reação (4.10), (Compilada de MANN, 1984):

$$AuCl_4 + 3Fe^{+2} + 6H_2O = Au^0 + 3FeOOH + 4Cl^- + 9H^+$$

Este mesmo processo não ocorreria com a prata, devido ao seu baixo potencial redox ($Ag/AgCl^{0}$), resultando na separação da fase Au-Ag e com o ouro sendo redepositado com um elevado grau de pureza. A presença de Fe^{+2} e a diminuição do pH no perfil de alteração, seriam explicados através da ferrólise dos sulfetos primários (MANN, 1984).

Por outro lado, os thiosulfatos são mais frequentes nos depósitos minerais oxidados. Os complexos ($Au(SO_3)^{-3}_2$ e $Ag(SO_3)^{-3}_2$) são estáveis em condições alcalinas a neutras e podem transportar a fase Au-Ag por consideráveis distâncias (WEBSTER, 1986; BENEDETTI & BOULÈGUE, 1991). Este mecanismo consiste na oxidação da paragênese sulfetada, dissolução do ouro e da prata primários, remobilização e redeposição do ouro em meio relativamente ácido junto com óxi-hidróxidos de ferro, de acordo com as respectivas reações (Compiladas de PLYUSNIN et al., 1981; BUTT, 1989):

pirita

$$2FeS_2 + 3O_2 = 2Fe^{+2} + 2S_2O^{-2}_3 \qquad \text{reação (4.11)}$$

$$Au^{0} + 2S_2O^{-2}_3 = Au(S_2O_3)^{-3}_2 \qquad \text{reação (4.12)}$$

$$Au(S_2O_3)^{-3} + 2H^{+} = 2Au^{+} + 4S^{0} + SO^{-2}_4 + H_2O \qquad \text{reação (4.13)}$$

$$Au^{+} + Fe^{+2} + 2H_2O = Au^{0} + FeOOH + 3H^{+} \qquad \text{reação (4.14)}$$

Quando as partículas de ouro são extremamente finas, o metal pode ser remobilizado na forma de complexos hidratados ($Au(H_2O)^{+2}$), os quais são muito instáveis em ambiente laterítico, podendo ser reduzidos ao estado coloidal e adsorvidos por óxi-hidróxidos de ferro (BENEDETTI & BOULÈGUE, 1991).

Alguns experimentos têm demonstrado que o ouro pode também ser complexado e remobilizado pela ação de ácidos húmicos, gerados através da ação

microbial no processo de decomposição das coberturas vegetais presentes nas regiões submetidas a condições lateritizantes (BAKER, 1978; BUTT, 1989).

4.3.2. **Modelo genético proposto.**

No garimpo do Manelão, o elevado grau de pureza do ouro laterítico e a presença de teores de ouro em grãos de pirita, permitem sugerir como mecanismos de remobilizaçaõ deste metal, a ação de complexos orgânicos e thiosulfáticos.

Os primeiros apresentam baixa mobilidade, devido a rápida decomposição desses complexos, enquanto que os segundos, mais estãveis, seriam produzidos pela oxidação da paragênese sulfetada. A precipitação do ouro dar-se-aria principalmente na crosta ferruginosa e, subordinadamente, no horizonte argiloso mosqueado.

Uma outra alternativa plausível, relativa principalmente às partículas menores, seria a preservação do ouro primário, fortemente depletado de seu conteúdo de prata por lixiviação.

Nas coberturas lateríticas desenvolvidas sobre sequências de tipo "*greenstone belt*", a heterogeneidade litológica pode interferir na composição do perfil de alteração e, consequentemente, na distribuição do ouro (MANN, 1984; DAVY & EL-ANSARY, 1986). No garimpo do Manelão, esta heterogeneidade é observada através das variações laterais na coloração, textura e composição mineralógica dos horizontes lateríticos.

Em vários depósitos lateríticos, o ouro mostra uma nítida tendência a se concentrar preferencialmente nos horizontes superiores. Entretanto, em certos depósitos da Amazônia e da África, os perfis lateríticos apresentam-se truncados e recobertos por materiais alóctones, os quais exibem conteúdos de ouro completamente diferentes e mascaram a assinatura geoquímica supergênica do depósito (LECOMTE, 1988; COSTA,

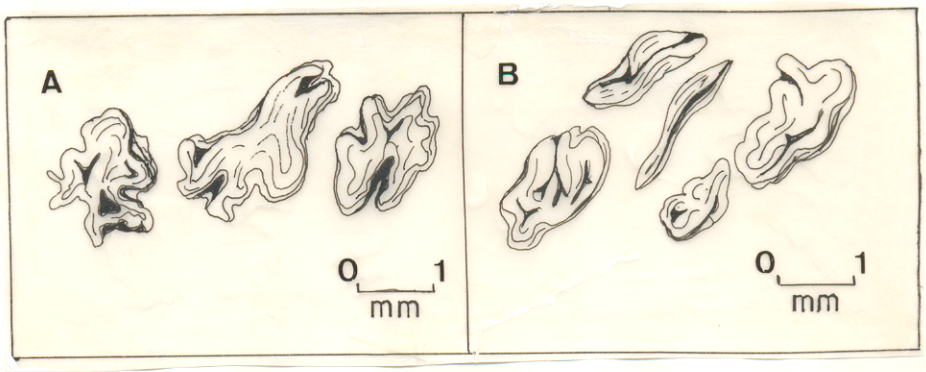


Figura 4.23. Morfologia das partículas de ouro encontradas nos depósitos colúvio-aluvionares. Em a), pepitas da cobertura coluvial; em b) pepitas subarredondadas de depósito aluvial.

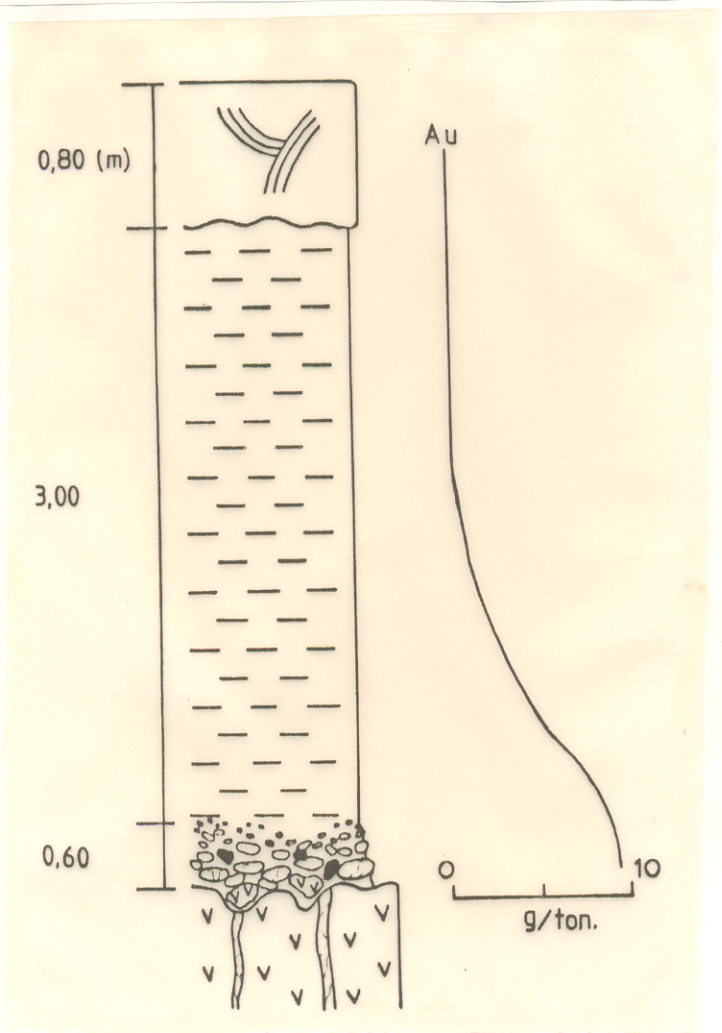


Figura 4.24. Distribuição da concentração do ouro no perfil aluvial do garimpo do Manelão.

1993). Esta situação se verifica também no garimpo do Manelão, onde o nível conglomerático coluvial trunca e recobre grande parte da cobertura laterítica.

4.4. MINERALIZACÃO COLÚVIO-ALUVIONAR

Na cobertura coluvial o ouro encontra-se sob as formas de finas partículas delgadas e pequenas pepitas distribuídas de modo bastante heterogêneo. As pepitas apresentam contornos subarredondados a subangulosos e tamanho milimétrico (Figura 4.23a), sendo registrada pelos garimpeiros a ocorrência de pepitas de até 3g. Este ouro também exibe uma elevada pureza, denunciando sua provável origem laterítica com posterior retrabalhamento pelos processos erosivos. As partículas e pepitas ocorrem normalmente na matriz caolinítica mosqueada e, menos frequentemente, em fragmentos de veios de quartzo e de crosta laterítica.

Nas formações aluviais ao longo do "*flat*" do igarapé São Manoel, o ouro encontra-se principalmente na forma de pepitas granulares milimétricas, subarredondadas e de superfície polida (Figura 4.23b). Ocorre ainda, subordinadamente, na forma de finas partículas delgadas e polidas. Este ouro mostra-se concentrado, preferencialmente, na matriz argilo-arenosa do nível de cascalho basal, no qual foram registrados teores médios da ordem de 10 g/ton. (Figura 4.24).

5. CONCLUSÕES

Os resultados obtidos neste trabalho, levam-nos às seguintes discussões e conclusões, quanto ao quadro geológico-estrutural e às mineralizações da área do garimpo do Manelão:

1. A área em estudo foi afetada por deformações relacionadas à instalação do Cinturão de Cisalhamento Itacaiunas. A sua evolução arqueano-proterozóica foi marcada por três eventos tectônicos sucessivos: a) uma extensão litosférica, que resultou em embaciamento e deposição da sequência metavulcano-sedimentar São Manoel; b) um evento compressivo, gerador do Cinturão de Cisalhamento Itacaiunas, através de empurrões frontais de NE para SW e responsável pelo alojamento do granitóide estratóide Felício Turvo; e c) um evento transcorrente direcional sinistral de ESE para WNW, que mascara as estruturas tectógenas pretéritas e impõe um novo arranjo geométrico-estrutural à área.

2. As rochas da área foram submetidas a um metamorfismo regional de grau médio, compatível com a fácies anfibolito baixo a médio. No entanto, devido à heterogeneidade da deformação cisalhante superimposta e à mobilização de fluidos, as paragêneses minerais foram em parte desestabilizadas para a fácies xisto-verde alto.

3. Possivelmente durante o Mesozóico, a área foi submetida a novos e suaves esforços extensionais, que favoreceram o alojamento de diques gabróicos e diabásicos.

4. Entre o final do Terciário e o início do Quaternário, desenvolveu-se sobre a sequência metavulcano-sedimentar São Manoel, uma cobertura laterítica imatura. Esta cobertura foi em seguida truncada e recoberta por um nível conglomerático coluvial.

5. Com a instalação da atual rede de drenagem, as coberturas laterítica e coluvial foram retrabalhadas e recobertas pelos aluviões atuais a subatuais do igarapé São Manoel.

6. O garimpo do Manelão hospeda mineralizações auríferas primária, laterítica e colúvio-aluvionar, as quais estão geologicamente associadas ou desenvolvidas sobre a sequência metavulcano-sedimentar São Manoel.

7. O ouro primário ocorre principalmente em partículas visíveis de baixo grau de pureza (864.30), inclusas em veios de quartzo e quartzo-albita, ocupando fraturas extensionais de tipos D e R' desenvolvidas por cisalhamento. Pode também encontrar-se incluso em grãos de pirita, presentes nas rochas encaixantes hidrotermalizadas e nos veios de quartzo.

8 Os estudos microtermométricos preliminares revelaram que os fluidos mineralizantes são essencialmente aquosos, de baixa a moderada salinidade e baixa densidade. Entretanto, não se descarta a possibilidade da presença de CO_2 em baixas concentrações nestes fluidos.

9. Foram identificadas duas populações de inclusões fluidas com salinidades distintas. As inclusões bifásicas mostram temperatura de homogeneização (Th) entre +160°C e +180°C, enquanto que as trifásicas sofreram decrepitação entre +315°C e +325°C, antes da Th ser atingida. Esses fatos, são diagnósticos de uma misturação de fluidos, além da presença de uma fase fluida mais antiga e com Th da ordem de 400°C.

10. Tais fluidos teriam sido originado durante o estágio de máxima deformação e metamorfismo regional, sendo canalizados em boa parte pela ZCT Bacajá. Teriam ainda, misturado-se com fluidos magmáticos oriundos do alojamento do granitóide Felício Turvo e aprisionados em fraturas extensionais de cisalhamento desenvolvidas na unidade São Manoel.

11. Os efeitos da alteração hidrotermal são observados nos limites laterais de alguns veios de quartzo e nos anfibolitos e xistos da unidade São Manoel. Na zona mais externa de alteração a rocha adquire textura brechóide, marcada por vênulas e pseudo-nódulos

de quartzo e epidoto. Na zona intermediária, desenvolveu-se uma assembléia propilítica, constituída por clorita, epidoto, quartzo e plagiocásio (albita), além de minerais metálicos. Na zona interna, desenvolvida em contato com os veios de quartzo, ocorre uma alteração fílica, representada por uma associação de filossilicatos dos tipos serecita, muscovita, paragonita e outros, bem como de plagiocásio (albita) e quartzo.

12. A paragênese de minerais metálicos é simples e melhor observada nas zonas externa e intermediária de alteração hidrotermal. É constituída por pirita, pirrotita, ilmenita, rutilo, calcopirita e ouro disseminados tanto nas rochas como nos veios. Esses minerais são agrupados nas seguintes associações paragenéticas: a) pirrotita, ilmenita e pirita 1; e b) pirita 2, rutilo, calcopirita e ouro. O primeiro grupo é de formação precoce e seus componentes são substituídos total a parcialmente pelos minerais do segundo grupo. Esta cronologia relativa é estabelecida, principalmente, pela substituição da pirrotita e da pirita 1 pela pirita 2, e da ilmenita pelo rutilo.

13. A presença de ouro em grãos de pirita, sugere que o metal foi remobilizado deste sulfeto e transportado sob a forma de thiocomplexos ($Au(HS)^{-2}$) em soluções hidrotermais relativamente neutras. A diminuição da temperatura, sendo precipitado como ouro nativo nos veios de quartzo. Segundo BOYLE (1979), esta é uma característica de muitos depósitos, nos quais o ouro remobilizado a partir de sulfetos é redepositado dentro de um intervalo termal de 150° e $175^{o}C$.

14. As concentrações de Au nas rochas encaixantes mostram uma correlação positiva com Cu e Ag, principalmente nas zonas hidrotermais com maior conteúdo de minerais metálicos, tais como pirita e calcopirita. Em direção à zona interna de alteração hidrotermal, observa-se uma diminuição dos teores destes metais.

15. A presença de partículas de ouro com elevado grau de pureza (983.78) na cobertura laterítica desenvolvida sobre as rochas da unidade São Manoel, evidencia que, pelo menos, parte do ouro foi remobilizado e redepositado. Tal processo teria ocorrido a

partir da ação de complexos orgânicos ou thiosulfatados ($Au(S_2O_3)^{-3}_2$), com o ouro sendo redepositado nos horizontes mais superiores, junto com óxi-hidróxidos de ferro.

16. As acumulações auríferas colúvio-aluvionares provém do retrabalhamento dos depósitos primário e laterítico. No depósito coluvial o ouro ocorre distribuido de forma bastante heterogênea, enquanto que nos aluviões o metal concentra-se, principalmente, nos estratos sedimentares mais basais.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA, F.F.M. 1967. Origem e evolução da plataforma brasileira. **Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia**, Rio de Janeiro, DNPM, 241: 1-36.

ALMEIDA, F.F.M.; HASUY, Y.; NEVES, B.B.B.; FUCK, R.A. 1977. Províncias estruturais brasileiras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8., Campina Grande (PB), 1977. **Atas**. Campina Grande, SBG. p. 363-391.

AMARAL, G. 1974. **Geologia Pré-Cambriana da região Amazônica**. São Paulo, Universidade de São Paulo. Instituto de Geociências. 212p. Tese (Livre Docência), USP. 1974.

ARAÚJO, O.J.B. & MAIA, R.G.N. 1991. **Serra dos Carajás folha SB.22-Z-A - Estado do Pará;** Texto explicativo. Brasília, CPRM-DNPM. 136p. (Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Programa Grande Carajás).

ARAÚJO, O.J.B.; MAIA, R.G.N.; JOÃO, X.S.J.; COSTA, J.B.S. 1988. A Megaestruturação Arqueana da Folha Serra dos Carajás. In: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE GEOLOGIA, 7., Belém, 1988. **Anais**. Belém, SBG-DNPM. p. 324-338.

BAKER, W.E. 1978. The role of humic acid in the transport of gold. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, 42(6):645-649.

BARKER, A.J. & FOSTER, R.P. 1993. Metamorphic fluids and mineral deposits. **Mineralogical Magazine**, 57(388):363-364.

BARNES, H.L. 1979. Solubilities of ore minerals. In: BARNES, H.L., ed. **Geochemistry of hydrothermal deposits II**. New York, John Wiley & Sons. p.404-460.

BELL, T.H. & HAMMOND, M.R. 1984. On the internal geometry of mylonite zones. **Journal of Geology**, 92(6):667-686

BENEDETTI, M. & BOULÈGUE, J. 1991. Mechanism of gold transfer and deposition in a supergene environment. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, 55(6):1539-1547.

BIGARELLA, J.J. & MOUSINHO, M.R. 1965. Considerações a respeito dos terraços fluviais, rampas de colúvios e várzeas. **Boletim Paranaense de Geografia**, 16 (17): 153-197.

BOAVENTURA, R.S. 1974. Geomorfologia. In: BRASIL.Projeto RADAMBRASIL.**Folha SB.22 Araguaia e parte da Folha SC.22 Tocantins**; geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro. II/1-II/30.(Levantamento de Recursos Naturais, 4).

BOYLE, R.W. 1979. The Geochemistry of gold and its deposits. **Canadian Geological Survey Bulletin**, 280:548p.

BUTT, C.R.M. 1989. Geomorphology and climatic history - keys to understanding geochemical dispersion in deeply weathered terrains, exemplified by gold. In: GARLAND, G.D., ed. **Exploration'87**. Ontario, Geological Survey. p.323-334.(Special Publication, 3).

CAMERON, E.M. 1989a. Derivation of gold by oxidative metamorphism of a deep ductile shear zone: part 1. Conceptual model. **Journal of Geochemical Exploration**, 31(2):135-147.

CAMERON, E.M. 1989b. Derivation of gold by oxidative metamorphim of a deep ductile shear zone: part 2. evidence from the Bamble Belt, South Norway. **Journal of Geochemical Exploration**, 31(2):149-169.

CHRISTIE-BLICK, N. & BIDDLE, K.T. 1985. Deformation and basin formation along strike-slip faults. In:BIDDLE, K.T. & CHRISTIE-BLICK, N., ed. **Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation**. Tulsa. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. p.1-34. (Special Publication, 37).

CLOKE, P.L. & KELLY, W.C. 1964. Solubility of gold under inorganic supergene conditions. **Economic Geology**, 59:259-270.

COELHO, C.E.; FAURE, M.; PROST, A.E.P.; TOURAY, J.C. 1991. Kinematic study of the Fazenda Maria Preta gold deposit, Bahia, Brazil: Metallogenic implications. In:LADEIRA, E.A., ed. **Brazil'91. The economics geology, geochemistry and genesis of gold deposits**. Belo Horizonte. Balkema/Rotterdam. p. 657-658.

CORDANI, V.G. & NEVES, B.B.B. 1982. The Geologic evolution of South America during the archean and early proterozoic. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, SBG, 12(1-3): 78-88.

CORDANI, V.G.; TASSINARI, C.C.G.; KAWASHITA, K. 1984. A Serra dos Carajás como região limítrofe entre provincias tectônicas. **Ciências da Terra**, 9:6-11.

CORDANI, V.G.; TASSINARI, C.C.G.; TEIXEIRA, W.; BASEI, M.A.S.; KAWASHITA, K. 1979. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. In: CONGRESSO DE GEOLOGIA CHILENO, 2., Arica, 1979. **Actas**. Chile. v.4, p.137-148.

COSTA, E.J.S. Geotectônica. In: OLIVEIRA, J.R. *et al.* **Serra Pelada Folha SB.22-X-C-Estado do Pará**; minuta do relatório final. Belém, CPRM-DNPM (Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Programa Grande Carajás) (no prelo).

COSTA, E.J.S. & OLIVEIRA, J.R. 1992. Folha Serra Pelada (SB.22-X-C): aspectos litoestruturais e tectônicos, In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., São Paulo, 1992. **Anais**. São Paulo, SBG. v.2, p.146-148.

COSTA, J.B.S. & SIUEIRA, J.B. 1990. Transtração e transpressão ao longo do Lineamento Cinzento (região da Serra dos Carajás). **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, 20(1-4):234-238.

COSTA, J.B.S.; PASTANA, J.M.N.; COSTA, E.J.S.; JOÃO, X.S.J. 1988. A Faixa de cisalhamento Tentugal na folha SA.23-Y-B. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., Belém, 1988. **Anais**. Belém, SBG. v. 5, p.2257-2266.

COSTA, J.B.S.; TEIXEIRA, N.P.; PINHEIRO, R.V.L.; BEMERGUY, R.L. 1990. Os Sistemas estruturais transcorrentes do cinturão Itacaiúnas na região de Curionópolis, leste do Estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., Natal, 1990. **Anais**. Natal, SBG. v. 5, p. 2340-2357.

COSTA, M.L. 1990. Lateritos e lateritização. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., Natal, 1990. **Anais**. Natal, SBG, V.1, p. 404-421.

COSTA, M.L. 1991. Aspectos geológicos dos lateritos da Amazônia. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo. 21(2):146-160.

COSTA, M.L. 1993. Gold distribuition in lateritic profiles in South America, Africa and Australia: application to geochemical exploration in tropical regions. **Journal of Geochemical Exploration**, 47(1-3):143-163.

CRAWFORD, M.L. 1981. Fluid inclusions in metamorphic rocks - low and mediun grade. In: HOLLISTER, L.S. & CRAWFORD, M.L. ed. Short course in fluid inclusions, applications to petrology. Toronto, **Mineralogical Association of Canada**. v.6, p.157-187.

DAVIS, G.H. 1984. **Structural Geology of rocks and regions.** New York, John Wiley. 492p.

DAVY, R. & EL-ANSARY, M. 1986. Geochemical patterns in the lateritic profile at the Boddington gold deposits, Western Australia. **Juornal of Geochemical Exploration**, 26(2):119-144.

EISENLOHR, B.N.; GROVES, D.; PARTINGTON, G.A. 1989. Crustal-scale shear zones and their significance to archaean gold mineralization in Western Australia. **Mineralium Deposita**, 24(1):1-8.

FREYSSINET, Ph.; ZEEGERS, H.; TARDY, Y. 1989. Morphology and geochemistry gold grains in lateritic prolfiles of Southern Mali. **Juornal of Geochemical Exploration**, 32(1-3):17-31.

FYFE, W.S. & KERRICH, R. 1984. Gold: natural concentration process. In: FOSTER, R.P., ed. **Gold'82. The Geology, geochemistry and genesis of gold deposits.** Balkema/Rotterdam, Geological Society of Zimbabwe.p.99-127.(Special Publication, 1).

FYFE, W.S.; PRICE, N.J.; THOMPSON, A.B. 1978. **Fluids in the earth's crust: development in geochemistry 1**. Amsterdan, Elsevier. 383p.

GROVES, D.J. 1993. The Crustal continum model for late-Archaean lode-gold deposits of the Yilgarn Block, Western Australia. **Mineralium Deposita**, 28(6):366-374.

GROVES, D.J. & PHILLIPS, G.N. 1987. The Genesis and tectonic control un archaean gold deposits of the Western Australian Shield - A metamorphic replacemente model. **Ore Geology Reviews**, 2:287-322.

GROVES, D.J.; BARLEY, M.E.; CASSIDY, K.C.; HAGEMANN, S.G.; HO, S.E.; HRONSKY, J.M.A.; MIKUCKI, E.J.; MUELLER, A.G.; McNAUGHTON, N.J.; PERRING, C.S.; RIDLEY, J.R. 1991. Archaean lode-gold deposits: the products of crustal-escale hydrothermal systems. In: LADEIRA, E.A., ed. **Brazil'91. The Economics geology, geochemistry and genesis of gold deposits**. Belo Horizonte, Balkema/Rotterdam. p.299-305.

GROVES, D.J.; PHILLIPS, G.N.; HO, S.E.; HENDERSON, C.A.; CLARK, M.E.; WOAD, G.M. 1984. Controls on distribution of archaean hydrothermal gold deposits in Western Australia. In: FOSTER, R.P., ed. **Gold'82. The Geology, geochemistry and genesis of gold deposits**. Balkema/Rotterdam, Geological Society of Zimbabwe. p.689-712. (Special Publication, 1).

GROVES, D.J.; PHILLIPS, N.; HO, S.E.; HOUSTOUN, S.N.; STANDING, C. 1987. Craton-scale distribution of archaean greenstone gold deposits: predictive capacity of the metamorphic model. **Economic Geology**, 82(8):2045-2058.

GUHA, J. ARCHAMBAULT, G.; LEROY, J. 1983. A Correlation between the evolution of mineralizing fluid and the geomechanical development of a shear zone as illustrated by the Henderson 2 mine, Quebec. **Economic Geology**, 78(8): 1605-1618.

HAAS Jr., J.L. 1971. The Effect of salinity on the maximum thermal gradiente of a hydrothermal system at hydrostatic pressure. **Economic Geology**, 66(6):940-9446.

HASUY, Y.; HARALYI, N.L.E.; SCHOBBENHOUSE, C. 1984. Elementos geofísicos e geológicos da região Amazônica: subsídios para o modelo geotectônico. In: SYMPOSIUM AMAZÔNICO, 2., Manaus, 1984. **Anais**. Manaus, DNPM/CNPq. p. 129-141.

HASUY, Y. & HARALYI, N.L.E. 1985. Integração de informações geofísicas e geológicas na definição de estruturas crustais brasileiras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 2., Goiânia, 1985. **Ata**. Goiânia, SBG. p. 1-18.

HODGSON, C.J. 1989. Patterns of mineralization. In: BURSNALL, J.T. ed.. **Mineralization and shear zones**. Quebec, Geological Association of Canada. Short Course Notes, 6(3): 51-88.

IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A. 1971. A Guide to the chemical classification of the cammon volcanic rocks. **Canadian Journal of Earth Sciences**, 8(5): 523-548.

JOÃO, X.S.J.; VALE, A.G.; LOBATO, T.A.M. 1987. **Altamira Folha SA.22-Y-D-Estado do Pará.** Texto explicativo. Brasília, CPRM-DNPM. 31p. (Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Programa Grande Carajás).

KERRICH, R. & FREYER, B.J. 1979. Archaean precious metal hydrothermal systems, Dome Mine, Abitibi Greenstone Belt II. REE and oxygen isotope relations. **Canadian Journal of Earth Sciences**, 16(3):440-458.

KISHIDA, A. 1984. **Hydrotermal alteration zoning and gold concentration at the Kerr-Addison mine.** Ontario, University of Western Ontario. 231p. Thesis PhD. 1984.

KISHIDA, A. & KERRICH, R. 1987. Hydrotermal alteration zoning and gold concentration at the Kerr-Addison archaean lode gold deposit, Kirkland Lake, Ontario. **Economic Geology**, 82(3):649-690.

KRAUSKOPF, K.B. 1951. The solubility of gold. **Economic Geology,** 46(8):858-878.

LA ROCHE, H. 1986. Classification et nomenclature des roches ignées: un essai de restauration de la convergence entre systématique quantitative, typologie d'usage et modélisation génétique. **Bulletin de la Société Géologique de France**, 8(2):337-353.

LECOMTE, P. 1988. Stone line profiles: importance in geochemical exploration. **Juornal of Geochemical Exploration**, 30(1):35-61.

LIMA, M.J.C. 1984. Evolução do Cráton Amazônico no Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., Rio de Janeiro, 1984. **Anais**. Rio de Janeiro, SBG. v.7, p.3.032-3.039.

LOBATO, L.M. 1992. **Ouro em zonas de cisalhamento: aspectos relacionados à alteração hidrotermal**. Notas de curso. Universidade Federal de Minas Gerais. 18p.

MACHESKY, M.L.; ANDRADE, W.O.; ROSE, A.W. 1991. Adsorption of gold (III) - cloride and gold (I) - thiosulfate anions by goethite. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, 55(3):769-776.

MANN, A.W. 1984. Mobility of gold and silver in lateritic weatherins profiles: some observations from Western Australia. **Economic Geology,** 79(1):38-49.

MARTINS, R.C.; ARAÚJO, O.J.B.; NEVES, L.F. 1979. **Projeto integração geológica-geofísica do sul do Pará.** Brasília, DNPM-CPRM. v.1-5, 178p.

MIYASHIRO, A. 1973. **Metamorphism and metamorphic belts.** London, George Allen & Unwin. 492 p.

OLIVEIRA, A.J. 1928. Reconhecimento geológico do rio Xingu, Estado do Pará. **Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico**. Rio de Janeiro, (29): 3-22.

OLIVEIRA, J.R.; SILVA NETO, C.S.; COSTA, E.J.S. **Serra Pelada Folha SB.22-X-C-Estado do Pará;** minuta do relatório final.Belém, CPRM-DNPM. (Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Programa Grande Carajás). (no prelo).

PASSCHIER, C.W. & SIMPSON, C. 1986. Porphyroclast system as kinematic indicators. **Journal of Structural Geology**, 8(8): 831-843.

PHILLIPS, G.N. 1993. Metamorphic fluids and gold. **Mineralogical Magazine**, 57(3):365-374.

PHILLIPS, G.N. & GROVES, D.I. 1983. The Nature of archaean gold-bearing fluids as deduced from gold deposits of Western Australia. **Juornal of the Geological Society of Australia**, 30:25-39.

PHILLIPS, G.N. & GROVES, D.I. 1984. Fluid access and fluid-wall rock interation in the genesis of the archaean gold-quartz vein deposit at Hunt Mine, kambalda, Western Australia. In: FOSTER, R.P. ed.. **Gold'82: The Geology, geochemistry and genesis of gold deposits**. Balkeman/Rotterdam, Geological Society of Zimbabwe. p.389-416.(Special Publication, 1).

PLYUSNIN, A.M.; POGRELNYAK, Y.F.; MIRONOV, A.G.; ZHOMODIK, S.M. 1981. The Behavior of gold in the oxidation of gold-bearing silfides. **Geochemical International**, 18(3):116-123.

PONÇANO, W.L. BISTRICHI, C.A.; CARNEIRO, C.D.R.; ALMEIDA,M.A.; PIRES NETO, A.G.; ALMEIDA, F.F.M. 1979. O Conceito de sistemas de relevo aplicado ao mapeamento geomorfológico do Estado de São Paulo. In: SIMPOSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, Rio Claro (SP), 1979. **Anais**. Rio Claro, SBG, v.2, p. 253-262.

RAMSAY, J.G. 1980. Shear zone geometry: a review. **Journal of Structural Geology**, 2(12): 83-99.

ROBERT, F. & BROWN, A. C. 1986. Archean gold-bearing quartz veins at the Sigma Mine, Abitibi greenstone-belt, Quebec: Part I. Geologic relations and formation of the vein system. **Economic Geology**, 81(3):578-592.

ROBERTS, R.G. 1988. Ore deposit models: Archean lode gold deposits. **Geoscience Canada**, 14(1): 37-52.

ROEDDER, E. 1984. Fluid-inclusion evidence bearing on the environments of gold deposition. In: FOSTER, R.P. ed..**Gold'82. The Geology, geochemistry and genesis of gold deposits**. Balkema/Rotterdam. Geological Society of Zimbabwe. p.129-163.(Special Publication, 1).

ROSE, A.W. & BURT, DM. 1979. Hydrothermal alteration. In: BARNES, H.L. ed.. **Geochemistry of hidrothermal ore deposits.** 2 ed. New York. John Wiley & Sons. c 5;173-235.

SEWARD, T.M. 1973. Thio complexes of gold and the transport of gold in hydrothermal ore solutions. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, 37(3):379-399.

SEWARD, T.M. 1984. The Transport and deposition of gold in hidrothermal systems. In: FOSTER, R.P. ed.. **Gold'82. The Geology, geochemistry and genesis of gold deposits**. Balkema/Rotterdam, Geological Society of Zimbabwe. p.165-181.(Special Publication, 1).

SHEPHERD, T.J.; RANKIN, A. H.; ALDERTON, D.H.M. 1985. **A Practical guide to fluid inclusion studies.** London, Blackie & Son Limited. 239p.

SILVA, G.G.; LIMA, M.J.C.; ANDRADE, A.R.F.; ISSLER, R.S.; GUIMARÃES, G. 1974. Geologia. In: BRASIL-DNPM. Projeto RADAMBRASIL. **Folha SB.22 Araguaia e parte da Folha SC.22 Tocantins**; geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro. I/1-I/143. (Levantamento de Recursos Naturais, 4).

SIQUEIRA, J.B. 1990. **Evolução litoestrutural do duplex distensivo do Salobo.** Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 125p. Tese (Mestrado em Geologia) - Curso de Pós-Graduação em Geociências, Centro de Geociências, UFPa, 1990.

SKHAROVA, M.S.; BATRAKOVA, A.Y.U.; RYAKHOUSAYA, S.K. 1981. The Effects of Ph on the deposition of gold and silver from aqueous solution. **Geochemical International**, 18(2):28-34.

SKINNER, B.J. 1979. The Many origins of hydrothermal mineral deposits. In: BARNES, H.L., ed. **Geochemistry of hydrothermal ore deposits II**. New York, John Wiley & Sons. p.1-21.

SMITH, P. M. 1986. Duport, a structurally controled gold deposit in Northwestern Ontario, Canada. In: MAcDONALD, A.J., ed. INTERNATIONAL SYMPHOSIUM ON THE GEOLOGY OF GOLD (GOLD'86), Toronto. Proceedings. p.197-212.

SOARES, P.C. & FIORI, P.A. 1976. Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em geologia. **Notícias Geomorfológicas.** Campinas (SP), 16 (32): 71-104.

STANTON, R.L. 1972. **Ore petrology**. New York, McGraw-Hill Book. 713p.

STRECKEISEN, A. 1976. To each plutonic rocks its proper name. **Earth-Science Reviews**, 12(1):1-33.

SUDAM. 1984. **Atlas climatológico da Amazônia brasileira.** Projeto de hidrologia e climatologia da Amazônia (PHCA). Belém, (Publicação, 39).

TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C.C.G.; CORDANI, V.G.; KAWASHITA, K. 1989. A Review of the geochronology of the Amazonian Craton: tectonic implications. **Precambrian Research**, 42(3-4):213-227.

VEIGA, A.T.C.; DARDENE, M.A.; SALOMÃO, E.P. 1988. Geologia dos aluviões auríferos e estaníferos da Amazônia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., Belém. 1988. **Anais**. Belém, SBG, v.1, p. 164-177.

VELOSO, P.H.; JAPIASSU, A.M.S.; GÓES FILHO, L.; LEITE, P.F. 1974. Vegetação. In: BRASIL-DNPM. Projeto RADAMBRASIL. **Folha SB.22 Araguaia e parte da Folha SC.22 Tocantins**; geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro. p. IV/9-119 (Levantamento de Recursos Naturais, 4).

WEBSTER, J.G. 1986. The Solubility of gold and silver in the system Au-Ag-S-O_2-H_2O at 25°C and 1 atm. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, 50(9):1.837-1.845.

WEBSTER, J.G. & MANN, A.W. 1984. The Influence of climate geomorfhology and primary geology on the supergene migration of gold and silver. **Journal of Geochemical Exploration**, 22(1-3):21-42.

WERNICKE, B. 1985. Uniform sense normal simple shear of the continental litosphere. **Canadian Journal of Earth Sciences**, 22(1):108-125.

WILSON, A.F. 1984. Origin of quartz-free gold nuggets and supergene gold found in laterites and soils - a review and some new observations. **Australian Journal of Earth Sciences**, 31(3):303-316.

WINCHESTER, J.A. & FLOYD, P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation produts using immobile elements. **Chemical Geology**, 20(4):325-343.

WINKLER, H.G.F. 1977. **Petrogênese das rochas metamórficas**. Tradução de. Carlos B. Jr., Porto Alegre, Edgard Blücher. 254p.

WOODCOCK, N.H. & FISCHER, M. 1986. Strike-slip duplexes. **Journal of Structural Geology**, 8(7):725-735.

YARDLEY, B.W.D. 1989. **An introduction to metamorphic petrology.** New York, Longman Scientific & Technical. 248p.