UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC
30900005335

Instituto de Geociências
BIBLIOTECA
T327e.2
U. S. P.

# ESTUDO DAS MINERALIZAÇÕES FILONEANAS AURÍFERAS DO DEPÓSITO DE PIRIRICA, VALE DO RIBEIRA, SP.

Sonia Aparecida Abissi Nogueira

Orientador: Prof. Dr. Aledir Paganelli Barbour

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

COMISSÃO EXAMINADORA

| | nome | ass. |
|---|---|---|
| Presidente: | Dr. Aledir P.Barbour | Aledir P Barbour |
| Examinadores: | Dr. José V.Valarelli | Valarelli |
| | Dr. Jorge S.Bettencourt | Jorge Silva Bettencourt |

São Paulo
1990

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

# ESTUDO DAS MINERALIZAÇÕES FILONEANAS AURÍFERAS DO DEPÓSITO DE PIRIRICA, VALE DO RIBEIRA, SP.

Instituto de Geociências
BIBLIOTECA
T327e.2
U. S. P.

Sonia Aparecida Abissi Nogueira

Orientador: Prof. Dr. Aledir Paganelli Barbour

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

COMISSÃO EXAMINADORA

| | nome | ass. |
|---|---|---|
| Presidente: | Dr. Aledir P.Barbour | |
| Examinadores: | Dr. José V.Valerelli | |
| | Dr. Jorge S.Bettencourt | |

São Paulo
1990

*Para*
*Melanie e Matias Basílio*

# ÍNDICE

Resumo ..... iv
Abstract ..... vi
Agradecimentos ..... viii

1 - Introdução ..... 1
2 - Localização da área e acessos ..... 2
3 - Metodologia de trabalho ..... 4
3.1 - Amostragem ..... 4
3.2 - Petrografia ..... 4
3.3 - Análises químicas de rocha total ..... 4
3.4 - Calcografia ..... 5
3.5 - Análise pelo sistema MEV-EDS ..... 5
3.6 - Análise Pb/Pb ..... 5
3.7 - Estudos de Microtermometria ..... 5
4 - Geologia Regional ..... 7
4.1 - Contexto geológico ..... 7
4.2 - Contexto Estrutural-Tectônico ..... 8
4.3 - Metamorfismo ..... 10
4.4 - Geocronologia ..... 11
5 - Geologia Local ..... 13
5.1 - Litologia ..... 13
5.2 - Comportamento estrutural ..... 14
5.3 - Metamorfismo ..... 15
6 - Petrografia ..... 16
6.1 - Tipos litológicos principais ..... 16
6.2 - Natureza das rochas metabásicas ..... 19
7 - Petroquímica ..... 24
8 - Mineralizações auríferas da região do Piririca ..... 33
8.1 - As mineralizações no Vale do Ribeira ..... 33
8.2 - Distribuição das mineralizações auríferas do Piririca num contexto regional ..... 35
8.3 - O sistema filoneano das mineralizações ..... 36
8.4 - Contrôles das mineralizações ..... 40
8.5 - Mineralogia das mineralizações ..... 41
8.6 - Descrição dos minerais de minério ..... 52
9 - Estudos microtermométricos das inclusões fluidas das mineralizações do Piririca ..... 63
9.1 - Considerações gerais ..... 63
9.2 - Metodologia de estudo das inclusões fluidas ..... 64
9.3 - Os fluidos mineralizantes em depósitos auríferos ..... 65
9.4 - Classificação e descrição dos principais tipos de inclusões fluidas das mineralizações da região do Piririca ..... 66
9.5 - Os dados obtidos pela microtermometria ..... 70
9.6 - Considerações a partir dos dados de microtermometria ..... 76
10 - Provável modêlo genético das mineralizações ..... 83
11 - Considerações finais e conclusões ..... 85
12 - Referências bibliográficas ..... 88

# ÍNDICE DE FIGURAS

FIGURA 1 - Mapa de localização ..... 2
FIGURA 2 - Mapa geológico regional ..... em anexo
FIGURA 3 - Distribuição das unidades litoestratigráficas na Faixa de Dobramentos Apiaí ..... 8
FIGURA 4 - Compartimentação tectônica da Faixa de Dobramentos Apiaí ..... 11
FIGURA 4 - Mapa geológico local ..... em anexo
FIGURA 6 - Projeção dos valores de c versus mg de Niggli no diagrama de Leake ..... 28
FIGURA 7 - Diagrama de k versus c de Niggli ..... 30
FIGURA 8 - Diagrama de k versus mg de Niggli ..... 30
FIGURA 9 - Diagrama de $Na_2O$ versus c de Niggli ..... 31
FIGURA 10 A, B, C - Diagramas de discriminação das séries toleíticas, cálcio-alcalinas e alcalinas ..... 32
FIGURA 11 - Mapa de localização de minas e prospectos ..... 34
FIGURA 12 - Dados de composição isotópica de Pb em galenas das mineralizações estudadas ..... 37
FIGURA 13 A, B, C, D - Espectros obtidos no sistema MEV-EDS de sulfoantimonietos das mineralizações estudadas ..... 48/49
FIGURA 14 A, B, C - Histogramas da variação de temperatura de fusão do $CO_2$ ($TfCO_2$) ..... 71
FIGURA 15 - Histogramas da variação de temperatura de homogeneização do $CO_2$ ($ThCO_2$) ..... 72
FIGURA 16 - Histograma da variação de temperatura de homogeneização total (Th) ..... 75
FIGURA 17 - A. Histogramas da variação de temperatura de fusão do gelo (Tfg). B. Estimativa da salinidade ..... 75
FIGURA 18 - Condições estimadas de P e T para os veios $P_2$, $S_3$ e $S_5$ ..... 78
FIGURA 19 - Condições estimadas de P e T para os veios K e $Q_2$ ..... 79

# ÍNDICE DAS TABELAS E QUADROS

TABELAS 1,2,3 - Análises químicas e parâmetros de Niggli ..... 25-27
TABELA 4 - Principais características morfológicas, petrográficas e microtermométricas das inclusões fluidas descritas ..... 77
QUADRO 1 - Paragênese temporal dos minerais primários e secundários das mineralizações da região do Piririca ..... 51

# ÍNDICE DE FOTOGRAFIAS

FOTOGRAFIAS 1,2,3 - Detalhes dos veios de quarzo sulfetados $S_3$, U e $D_2$ ..... 38/39
FOTOGRAFIA 4 - Detalhe do provável zoneamento sugerido para os veios estudados ..... 39
FOTOGRAFIA 5 - Alteração supérgena de arsenopirita, veio $P_2$ ..... 60

# ÍNDICE DE FOTOMICROGRAFIAS

FOTOMICROGRAFIAS 1,2,3,4, - Rochas metabásicas portadoras de anfibólios (anfibolitos) ..... 18 e 20
FOTOMICROGRAFIAS 5,6,7, - Rochas metabásicas não portadoras de anfibólios ..... 21/22
FOTOMICROGRAFIA 8 - Rocha metabásica encaixante das mineralizações com "esqueletos" de ilmenita e pirita de granulação fina ..... 42
FOTOMICROGRAFIAS 9,10,11,12, - Venulação e preenchimento de fraturas em cristais de pirita de granulação grossa por calcopirita, boulangerita, blenda e grupo do fahlore ..... 44/45
FOTOMICROGRAFIAS 13,14, - Vênulas de quartzo e de pirita de granulação fina posteriores aos cristais de pirita e arsenopirita de granulação grossa ..... 46
FOTOMICROGRAFIAS 15,16, - Relações significativas de idade entre cristais de pirita e arsenopirita de granulação grossa ..... 47
FOTOMICROGRAFIAS 17,18, - Alteração supérgena em arsenopirita e calcopirita ..... 50
FOTOMICROGRAFIAS 19,20, - Cristais de pirita e arsenopirita de granulação grossa com evidências de fraturamentos e milonitização ..... 53
FOTOMICROGRAFIAS 21,22,23,24,25,26,27, - Grânulos de ouro preenchendo fraturas e cavidades em cristais de pirita e arsenopirita de granulação grossa ..... 54-57
FOTOMICROGRAFIA 28 - Cristal de arsenopirita com inclusões de ilmenita ..... 57
FOTOMICROGRAFIA 29 - Galena associada com boulangerita ..... 60
FOTOMICROGRAFIAS 30,31,32,33, - Inclusões fluidas carbônicas (A), aquo-carbônicas (C) e eminentemente aquosas (D) em quartzo dos veios estudados ..... 68/69

# RESUMO

As mineralizações filoneanas auríferas da região do Piririca, Vale do Ribeira, de características epigenéticas, parecem estar relacionadas a uma zona de cisalhamento dúctil-rúptil, limitada pelos lineamentos Agudos Grandes e Ribeira, de expressão regional.

Estratigraficamente a região faz parte de uma seqüência de rochas metavulcano-sedimentares, com metabásicas associadas, de baixo grau metamórfico, pertencente à Formação Perau.

Os veios mineralizados mais significativos estão associados às rochas metabásicas, que se intercalam de forma concordante nos metassedimentos finos, e são constituídas essencialmente por anfibólios da série tremolita-actinolita, plagioclásio sódico, epidoto-zoisita e clorita, associação típica de baixo grau de metamorfismo.

Estudos petrográficos e petroquímicos sugerem para essas rochas básicas, uma natureza intrusiva, possivelmente sub-vulcânica, com composição original de um gabro ou diabásio. Indicam ainda, que sofreram variações composicionais, associadas provavelmente a processos não isoquímicos de adição de K, Na e Ca, provocados por fenômeno de alteração hidrotermal.

O ouro aparece quase sempre, preenchendo fraturas e cavidades de pirita e arsenopirita de granulação grossa, que representam os minerais mais abundantes entre os sulfetos estudados. Em quantidades subordinadas observam-se: calcopirita, boulangerita, bournonita, jamesonita, grupo do fahlore, blenda, galena, bornita, e ilmenita. Quartzo leitoso branco constitui o mineral de ganga dominante.

A tentativa de estabelecimento de uma paragênese temporal entre os minerais acima considerados, coloca pirita e arsenopirita de granulação grossa e ilmenita como anteriores a uma fase de brechação/milonitização, após a qual seguiram os outros minerais relacionados, geralmente preenchendo vênulas e fraturas nos dois sulfetos principais.

O estudo de inclusões fluidas no quartzo leitoso branco mostrou a presença de inclusões primárias do tipo carbônicas, aquo-carbônicas e eminentemente aquosas que permitiram sugerir fluidos mineralizantes aquosos, ricos em $CO_2$ (>25 moles % $CO_2$), de baixa salinidade (<11 eq % peso NaCl), com temperaturas de deposição de moderadas a altas (200-400°C).

Análises da composição isotópica de Pb de galenas dos veios sulfetados estudados, indicam para as soluções mineralizantes uma origem crustal a partir de processos de remobilização das rochas encaixantes, associados a eventos metamórficos regionais de idade entre 1,4 e 1,1 b.a., a exemplo do que acontece com galenas de depósitos plumbo-argentíferos do Vale do Ribeira.

A integração dos resultados obtidos nos estudos realizados e a comparação com trabalhos em depósitos de ouro de outras partes do mundo, sugerem um modelo

metamórfico para a derivação dos fluidos mineralizantes, entendendo-se que possam ser originados a partir de processos de devolatilização dos terrenos metamórficos de baixo grau, capazes de produzir fluidos carbônicos e aquo-carbônicos de baixa salinidade, com zonas de cisalhamento representando elementos fundamentais para a efetivação dos processos de lixiviação, transporte, canalização e interação fluido-rocha encaixante.

# ABSTRACT

The gold-bearing vein from the Piririca region, Ribeira Valley, State of São Paulo, Brazil, show epigenetic features and seem to be mainly related to a ductile-brittle shear zone, which is subordinated to the Agudos Grandes and Ribeira tectonic lineaments, of regional expression

From a stratigraphic point of view the area belongs to a sequence of metavolcanic sedimentary rocks with associated metabasic rocks, which are characterized by a low degree of metamorphism. These rocks are correlated to the Perau Formation.

The most significant mineralized veins are associated to metabasic rocks, concomitantly intercalated to fine metasediments. They are mainly constituted by amphibole of the tremolite-actinolite series, sodium plagioclase, epidote-zoizite and chlorite, a typical association of low grade metamorphism.

Petrographic and chemical analyses suggest for these basic rocks an intrusive, possibly sub-volcanic origin, with an initial composition of a gabbro or a diabase. Furthermore the studies indicate variations in the mineralogical composition. They are probably associated to non isochemical addition processes of K, Na and Ca as a result hydrotermal alteration.

Gold is almost always present, filling fractures and cavities of coarse grained pyrite and arsenopyrite, which are the main components of the mineralization. In subordinated quantities the following minerals have been detected: chalcopyrite, boulagerite, bournonite, jamesonite, fahlore group, sphalerite, bornite and ilmenite. Milky quartz represents the dominant gangue.

The paragenetic sequence here proposed might be considered as a preliminary attempt. In this way coarse grained pyrite, arsenopyrite and ilmenite are considered as an early main phase of sulphide deposition, whose assemblage have been affected by a brecciation/mylonitization deformation episode. The post-deformation mineral assemblage, already referred, occurs as filling materials of veinlets and fractures which cut across pyrite and arsenopyrite crystals.

Fluid inclusions data of the milky quartz have indicated primary $CO_2$ and $H_2O$-$CO_2$ inclusions, which suggest aqueous mineralizing fluids, rich in $CO_2$ (> 25 mole % $CO_2$) of low salinity (< 11 wt% NaCl equiv.) and with deposition temperatures ranging between 200 and 400·C.

The Pb isotopic analyses carried out on the sulphide vein galenas indicate a crustal origin for the mineralizing solutions and the Pb might be derived of metasedimentary and basement rocks. Similarly to the lead-silver deposits from the Ribeira Valley, the ores might be emplaced during regional metamorphism, between 1.4 and 1.1 Ga.

The integration of the results obtained during this research and the comparison with similar research which have been done on other gold deposits. suggests a metamorphic

model for the origin of the mineralizing fluids. These fluids might be derived from devolatilization processes of low metamorphic terranes, and would be able to produce $CO_2$ and $H_2O$-$CO_2$ fluids with low salinity, and shear zones as fundamental elements through which processes of leaching, transport and fluid/wall-rock interaction would act.

# AGRADECIMENTOS

O desenvolvimento deste trabalho tornou-se possível graças à Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais (CPRM), que autorizou os estudos e facilitou o acesso a todos os dados da pesquisa realizada na área do Piririca. Agradeço especialmente à colaboração dos colegas geólogos da SUREG-São Paulo.

Ao Professor Doutor Aledir P. Barbour pela orientação dos trabalhos, sugestões e críticas.

Ao amigo e Professor Valdecir A. Janasi pela orientação, sugestões e incentivo nos estudos de petrografia e petroquímica.

Ao Professor Doutor Jorge S. Bettencourt pela colaboração e acompanhamento dos trabalhos, com valiosas críticas e sugestões.

Ao Professor Doutor José V. Valarelli e em especial à Rosa M. S. Bello pela orientação e incentivo no estudo de inclusões fluidas.

Ao Professor Doutor José M. V. Coutinho pela colaboração nos estudos petrográficos.

Ao Professor Doutor João B. Moreschi pelas sugestões e incentivo durante a elaboração desta dissertação.

Ao colega geólogo Fernando A. Pires pelas sugestões e crítica sobre a geologia regional e local da área do Piririca.

Ao Professor Doutor Colombo C. Tassinari pelas análises isotópicas de Pb em galenas dos sulfetos estudados e colaboração prestada na sua interpretação.

Ao laboratório da B. P. Mineração Ltda. (LBPM), em especial ao geólogo Mauro Yamamoto pela execução das análises químicas das rochas.

Ao Departamento de Geologia da Companhia Brasileira de Metalurgia e Mineração (CBMM), em especial ao geólogo Bruno F. Riffel, pela execução de análises de seções polidas pelo sistema MEV-EDS.

A Flávio M. S. Carvalho pela obtenção de difratogramas e colaboração na sua interpretação.

Na parte técnica foi importante a colaboração de Almerinda F. Palmeira na confecção de seções polidas, de Claudio Hopp pela preparação de läminas delgadas e de Jaime S. Marcos pela fotografias das amostras dos veios estudados.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) e à Coordenação de Aperfeiçoamneto de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela assistência financeira indispensável.

À FINEP-PADCT (Proc. 42.86.0545.00) pela subvenção de parte dos trabalhos de campo e laboratoriais.

Ao Instituto Geológico (Secretaria do Meio Ambiente do Estado de São Paulo) pela liberação nos períodos de atuação intensiva de pesquisa e redação desta dissertação e apoio logístico indispensável na confecção dos exemplares.

Finalmente agradecemos a todos aqueles que de alguma forma contribuiram para que esta dissertação pudesse se realizar, através dos serviços de digitação/impressão a laser, desenho, xerox e em especial à Gráfica do Instituto de Geociências pela encadernação dos exemplares.

# 1 - Introdução

O estudo e classificação de depósitos de ouro apresentam situações controvertidas, com pesquisadores diversos apoiando suas teorias, ora no ambiente geológico e modo de ocorrência dos depósitos, ora numa conjunção de fatores estruturais, litológicos e mineralógicos, ou então num aspecto mais particular de tipo de alteração produzido nas rochas encaixantes das mineralizações. Desta forma, várias tendências existem sem que nenhuma delas possa ser considerada ainda, a tipologia ideal para os depósitos de ouro.

No Brasil, a partir do levantamento realizado para desenvolver este trabalho, foi possível observar que o atual nível de conhecimento da geologia e condições de formação dos depósitos de ouro está muito aquém daquilo que vem sendo feito em países com mais tradição em pesquisa, como é o caso do Canadá e Austrália. Com exceção de estudos mais detalhados, com metodologias mais atualizadas aplicadas aos depósitos da região do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais e às mineralizações auríferas da Fazenda Brasileiro, Bahia, encontramos alguns poucos trabalhos de destaque nos demais Estados.

Este quadro reflete, de modo geral, a grande necessidade de aprofundamento dos trabalhos já realizados e a execução de projetos ou linhas de pesquisa integrados (multidisciplinares).

A maioria das mineralizações auríferas, no Brasil, ocorre dentro de terrenos granito-"greenstone" de idades arqueanas e do proterozóico inferior da região centro-leste. As litologias do proterozóico médio e superior mostram quantidades de ouro mais limitadas, associadas com formações ferríferas ou com pequenos depósitos relacionados a veios de quartzo e com mineralizações de composição polimetálica.

Na região do Piririca, município de Iporanga, Vale do Ribeira (SP) ocorrem diversos veios de quartzo sulfetados contendo Au e Ag, relacionados à zonas de cisalhamento, em terrenos de rochas metassedimentares com intercalações concordantes de rochas metabásicas, do proterozóico médio.

Poucos estudos foram realizados na área, com finalidade de se compreender as condições de formação desses depósitos filonares. Os principais trabalhos constituem projetos de pesquisa da CPRM/SUREG-SP.

Este trabalho teve como objetivo um estudo pormenorizado no sentido de ampliar os conhecimentos sobre as mineralizações de ouro e das rochas encaixantes, utilizando-se para tal metodologias pertinentes ao tipo de jazimento.

Através de estudos de caracterização geológica, estrutural, mineralógica, petrográfica e química procurou-se estabelecer um provável modelo genético para essas mineralizações auríferas, dentro do contexto geológico do Vale do Ribeira e demais mineralizações.

## 2. Localização da área e acessos

A região do Piririca,uma das pertencentes ao Projeto Eldorado (CPRM,1982),situa-se no Município de Iporanga, Vale do Ribeira, extremo sul do Estado de São Paulo, próximo à divisa com o Estado do Paraná, figura 1.

Posiciona-se na parte central da bacia do Rio Ribeira de Iguape, apresentando características peculiares de relevo, devido a interação litologia-eventos tectônicos, o que provocou a formação de cristas orientadas esculpidas nas rochas metassedimentares.

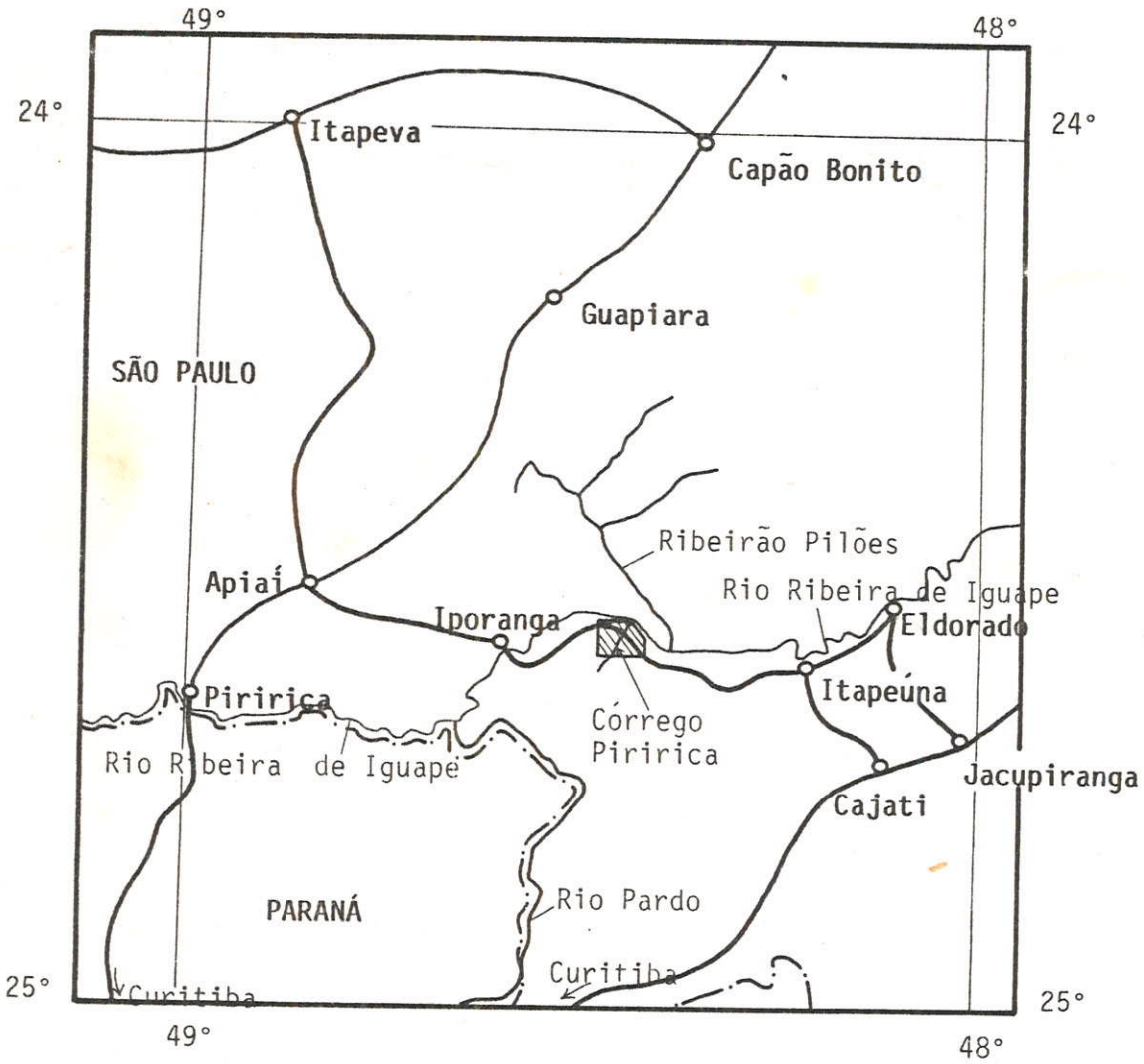



figura 1. Mapa de localização

A partir de São Paulo, a área pode ser atingida pela rodovia BR-116 (São Paulo-Curitiba), num trajeto de 217 Km até Jacupiranga, e mais 25 Km até Eldorado Paulista. A partir daí, segue-se pela SP-165 até a cidade de Iporanga, percorrendo-se mais 72 Km. Esta rodovia corta a área em questão, a cerca de 25 Km de Iporanga, servindo portanto, como principal acesso à mesma.

# 3. Metodologia de Trabalho

## 3.1. Amostragem

Este trabalho foi baseado, fundamentalmente, no estudo de amostras de afloramentos dos filões e de testemunhos de furos de sondagem, produtos da pesquisa realizada pelo Projeto Eldorado (CPRM, 1982) na região do Córrego Piririca. Foram realizados 36 furos de sonda, dos quais amostraram-se 13 para este estudo. É necessário ressaltar aqui, que o estado de conservação do material testemunhado, prejudicou em parte, a seleção de amostras.

A amostragem dos afloramentos dos filões também apresentou problemas, pois os trabalhos de campo do Projeto Eldorado terminaram em 1981 e a autorização da CPRM para os estudos de pesquisa somente foi concedida em agosto de 1985. Assim os poucos afloramentos da área e o decapeamento realizado em alguns filões subaflorantes se tornaram bastante prejudicados pelo crescimento da vegetação. Não obstante, foram recuperadas algumas amostras dos filões, utilizadas na confecção de lâminas petrográficas, seções polidas e estudo de inclusões fluidas.

## 3.2. Petrografia

Foram estudadas cerca de 130 lâminas delgadas, de amostras de testemunhos de sondagem, realizada na região do Pirica, sendo que destas, 65 lâminas foram colocadas à disposição da pesquisa, pela CPRM.

Neste estudo, consideraram-se as características mineralógicas, texturais e paragenéticas, com vista ao estudo de aspectos do metamorfismo, de alteração hidrotermal e/ou transformações metassomáticas.

## 3.3. Análises químicas de rocha total

Foram selecionadas cerca de 42 amostras. A escolha baseou-se em dados de descrições macroscópicas e microscópicas dos testemunhos dos furos de sonda. As amostras analisadas constituiram-se em grande parte, por rochas básicas metamorfizadas, algumas delas com indícios de alteração hidrotermal e/ou tranformação metassomática, sendo que nesses casos, comparações com protolitos mostraram-se praticamente inviáveis.

As análises químicas foram realizadas no Laboratório da B.P.Mineração LTDA - LBPM, no Rio de Janeiro. Foram analisados elementos maiores e menores, em porcentagem em peso dos óxidos ($SiO_2$, $Al_2O_3$, FeO - calculado como Fe total, CaO, MgO, $Na_2O$, $K_2O$, $TiO_2$, MnO, $P_2O_5$ e PPC) e alguns elementos traços, resultados em ppm (B, Ba, Be, Ce, Co, Cr, Cu, La, Li, Mo, Pb, Sn, Sr, V, Y, Zn e Zr).

O método empregado foi o ICP - plasma de emissão (análise multielementar simultânea), com exceção de $Na_2O$ e PPC para os quais utilizou-se o método de absorção atômica.

No tratamento dos resultados das análises químicas, foi usado do programa GEOQUANT da CPRM/DNPM, o módulo de Petrologia (Petroquímica - normas e índices), para o cálculo dos parâmetros de Niggli, necessários na confecção de diversos diagramas das análises litoquímicas realizadas.

### 3.4. Calcografia

Foram estudadas cerca de 75 seções polidas, sendo que a maioria é de amostras mineralizadas dos filões quartzosos de Piririca, e algumas são das rochas encaixantes. Procurou-se caracterizar a mineralogia, a textura e a paragênese dos filões.

### 3.5 Análise pelo sistema MEV-EDS

Foram analisadas cerca de 12 seções polidas pelo sistema de microanálises Link Analytical AN 10000, acoplado ao microscópio eletrônico de varredura, Cambrigde Stereoscan S200, do Departamento de Geologia da CBMM, que possibilita através de "software" de aplicação, caracterizar a química qualitativa de fases minerais, suas zonalidades composicionais, finas inclusões e transformações desenvolvidas no estado sólido ou subsólido.

### 3.6. Análise Pb/Pb

Foram efetuadas análises de Pb/Pb em duas amostras de galena dos veios mineralizados, para se conseguir indicações sobre suas idades e a provável fonte da solução mineralizante.

Foram utilizados o Modelo Stacey e Kramers (1975) para o cálculo das idades, e o Modelo de Plumbotectônica de Zartman e Doe (1981) para as informações sobre a origem do Pb.

Esses estudos foram realizados no Centro de Pesquisas Geocronológicas da USP.

### 3.7. Estudos de Microtermometria

Foram realizados estudos de microtermometria, em amostras de quartzo associado aos veios mineralizados, que envolvem medidas das temperaturas de mudança de fases que ocorrem nos fluidos das inclusões encontradas neste quartzo, tanto a baixas (-180· C) como a altas (600· C)temperaturas, através de uma platina de aquecimento e resfriamento adaptada a um microscópio comum.

O modo como estas mudanças de fases ocorrem e suas respectivas temperaturas, fornecem dados relevantes sobre a composição, salinidade, densidade, temperatura e pressão dos fluidos envolvidos nos processos mineralizantes considerados.

Esses estudos foram realizados no Laboratório de Inclusões Fluidas, do Departamento de Mineralogia e Petrologia da USP.

# 4. Geologia Regional

## 4.1. Contexto Geológico

Até o momento, diversas propostas foram formuladas por pesquisadores que se ocuparam do estabelecimento das unidades litoestratigráficas, nos terrenos pré-cambrianos complexos da região sudeste de São Paulo e Paraná.

Dentre os diversos trabalhos realizados na região do Vale do Ribeira (SP/PR), podem ser citados entre outros: Projeto Sudeste (CPRM, 1974), Projeto Integração e Detalhe Geológico no Vale do Ribeira (CPRM, 1981), Projeto Anta Gorda (CPRM, 1981, 1982, 1983), Piekarz (1981), Pontes (1982), Fritzsons Jr. et al. (1981), Scholl et al. (1982), Campos Neto (1983), Chiodi Fº (1984), Hasui et al.(1984 aeb), IPT (1985, 1986), Campanha et al. (1986, 1987), Soares (1987, 1988), Ebert et al. (1988) e Pires (1988).

Todos estes trabalhos, entre outros, contribuiram para o estabelecimento de novos parâmetros acerca das unidades litoestratigráficas da região sudeste de São Paulo e Paraná, não se chegando contudo a um ponto comum.

Procurando situar a área de estudo do Piririca num contexto geológico regional, dentro dos diversos trabalhos realizados na região, temos o seguinte quadro:

De acordo com Hasui et al. (1976, 1980), a área faz parte da Faixa de Dobramentos Apiaí, constituida por coberturas vulcano-sedimentares proterozóicas de baixo a médio grau metamórfico.

O Projeto Eldorado (CPRM, 1982), em trabalho de mapeamento na escala 1:25.000, situa a região de estudo dentro do Grupo Açungui (no mapa da figura 2, encontra-se localizada a área do Piririca a fim de se mostrar sua situação geológica regional). Posteriormente Chiodi Fº (1984) relaciona a mesma região com o Grupo Setuva, mais especificamente à Formação Perau e correlatos, que foi definida originalmente por Piekarz (1981) e Takahashi et al. (1981).

No trabalho do IPT (1985), em levantamento sistemático na escala 1:50.000 das Folhas Iporanga e Gruta do Diabo, a área do Piririca faria parte do Grupo Açungui, seqüência Rio das Pedras, originalmente definida por Campos Neto (1983).

Posteriormente, Campanha et al. (1986) embora continue a considerar a região como Grupo Açungui (de acordo com o trabalho anterior IPT, 1985) passa a relacioná-la com a Formação Perau. Esta conceituação da Formação Perau é novamente apresentada pelos mesmos autores, Campanha et al. (1987), em trabalho envolvendo considerações sobre correlações estratigráficas numa escala regional desvinculada no entanto, do Grupo Açungui (no mapa da figura 3, foi localizada a área do Piririca, situando sua geologia num contexto regional).

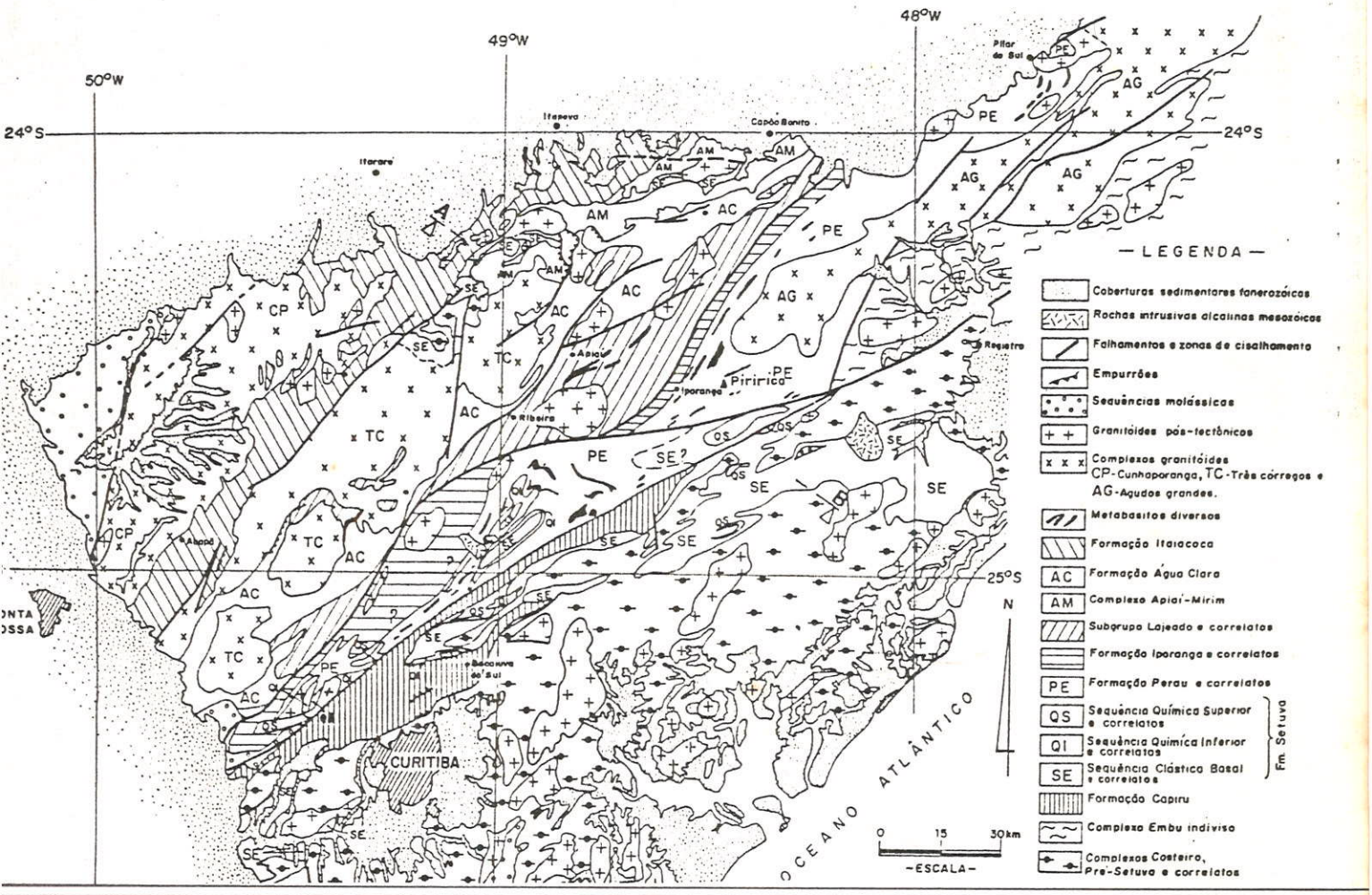



Figura 3 - Distribuição das unidades litoestratigráficas na Faixa de Dobramentos Apiaí (Campanha et al., 1987)

Em Pires (1988), a região do Piririca se relaciona especificamente ao Complexo Turbidítico Rio das Pedras.

Em trabalho inédito Silva e Câmara (1990), continuam a adotar o modelo de Chiodi Fº (1984), com algumas modificações, onde a área do Piririca se encontra relacionada ao Grupo Setuva, Formação Perau e correlatos.

### 4.2. Contexto Estrutural-Tectônico

Segundo Campanha et al. (1986, 1987) uma rede de zonas de cisalhamento transcorrente recorta toda a região da Faixa de Dobramentos Apiaí, deformando a estruturação regional pré-existente, originando rejeitos da ordem de quilômetros, e dificultando a reconstrução paleogeográfica.

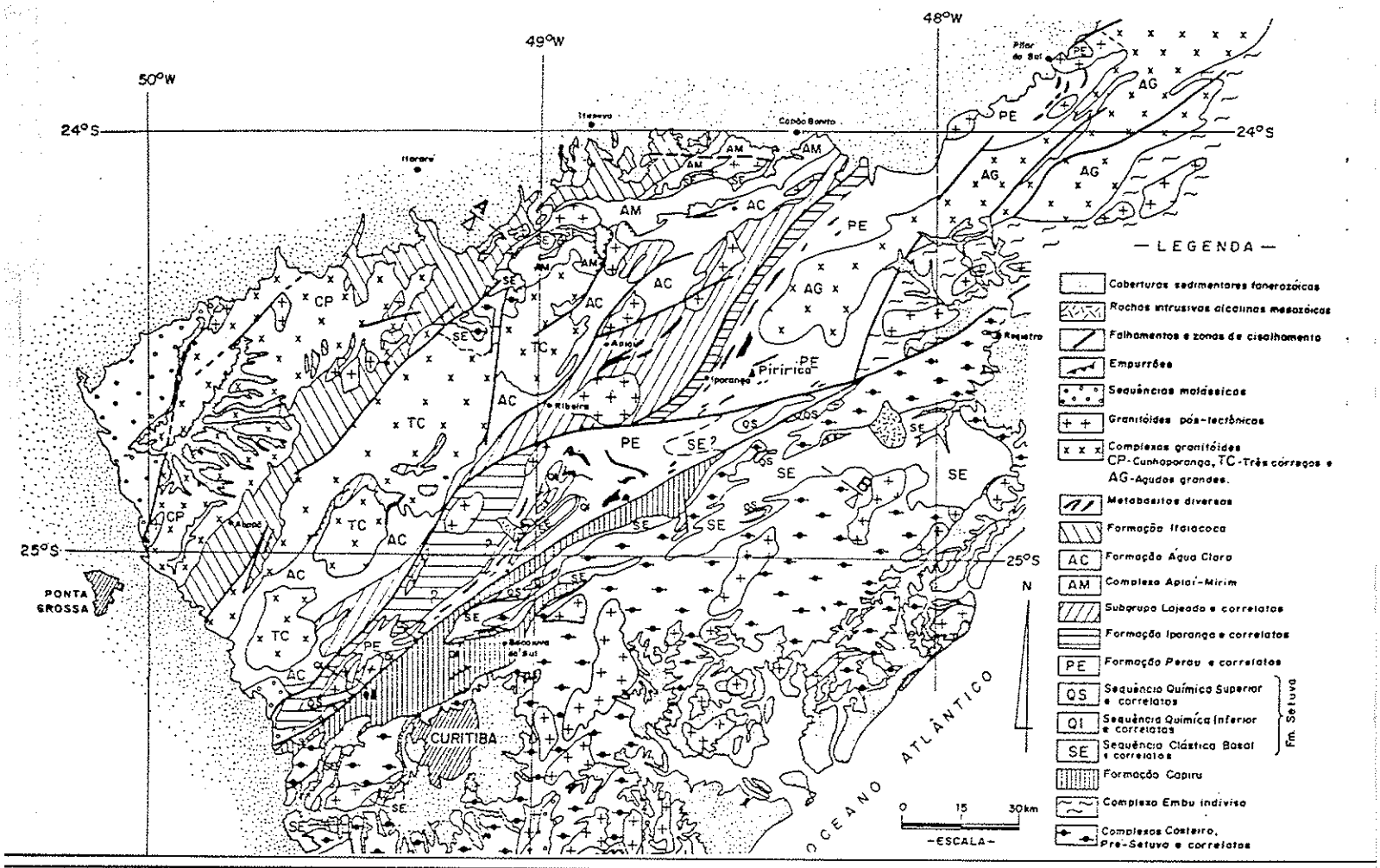



Figura 3 - Distribuição das unidades litoestratigráficas na Faixa de Dobramentos Apiaí (Campanha et al., 1987)

Em Pires (1988), a região do Piririca se relaciona especificamente ao Complexo Turbidítico Rio das Pedras.

Em trabalho inédito Silva e Câmara (1990), continuam a adotar o modelo de Chiodi Fº (1984), com algumas modificações, onde a área do Piririca se encontra relacionada ao Grupo Setuva, Formação Perau e correlatos.

### 4.2. Contexto Estrutural-Tectônico

Segundo Campanha et al. (1986, 1987) uma rede de zonas de cisalhamento transcorrente recorta toda a região da Faixa de Dobramentos Apiaí, deformando a estruturação regional pré-existente, originando rejeitos da ordem de quilômetros, e dificultando a reconstrução paleogeográfica.

Ebert (1988), considera as zonas de cisalhamento relacionadas com a região dos lineamentos Lancinha, Ribeira e Morro Agudo, pertencentes ao sistema anastomosado de lineamento regionais, que se estende ao longo do Cinturão Móvel Costeiro. Segundo o autor, as estruturas da região acima considerada mostram características geométricas e cinemáticas que se correlacionam em todo o Cinturão, principalmente zonas de cisalhamento dúctil de alto ângulo sinmetamórficas com inflexões, rotações e deslocamento dextrais associados.

Considera ainda, Ebert (1988), que estes lineamentos representam zonas de fraqueza crustal, e foram reativados após sua atividade dúctil principal, diversas vezes no Proterozóico e Fanerozóico.

Silva e Câmara (1990), situam a região do Piririca dentro de uma faixa de rochas orientadas NE-SW, limitada por lineamentos de expressão regional: Lineamentos Agudos Grandes e Ribeira, de características transcorrentes, com aproximadamente 25 km de extensão por 5 km de largura, denominada Faixa de Cisalhamento Piririca.

Esta faixa segundo os autores acima citados, é constituida por diversas zonas de cisalhamento estreitas com alto ângulo e direção variando entre N25-45E, de caráter anastomosado, cuja feição principal é a alternância de zonas de maior e menor deformação. Muitas vezes, contatos geológicos paralelizados à foliação tectônica, indicam o resultado de um processo de cisalhamento com características transcorrente dextral.

O estilo de deformação apresentado por Campanha et al. (1986, 1987), para as rochas da Formação Perau (onde foi localizada a área de estudo do Piririca), mostra-se com dobramentos cerrados e transposição a nível de afloramento associado a uma primeira fase de deformação ($D_1$) mais importante , à qual se sobrepõem ainda, duas outras fases de dobramento ($D_2$ e $D_3$).

Pires (1988), em suas considerações na região de Iporanga e Apiaí, apresenta em linhas gerais, que a área sofreu duas fases principais de deformação, representadas por um cisalhamento de baixo ângulo e outro de alto ângulo, acompanhados de metamorfismo regional, cavalgamentos e transcorrências. O cisalhamento de baixo ângulo é caracterizado por uma foliação subparalela ao acamamento reliquiar, que nos metaritmitos do Complexo Turbidítico Rio das Pedras (correspondente à Formação Perau de Campanha et al., 1986 e 1987) origina dobras isoclinais recumbentes, onde a superfície dobrada é o acamamento. O cisalhamento de alto ângulo caracteriza-se por uma foliação, normalmente uma crenulação, subvertical, plano axial às dobras fechadas e isoclinais métricas a decamétricas, sendo responsável por transposição generalizada no Complexo Turbidítico Rio das Pedras e por inúmeras zonas de cisalhamento dúctil de caráter transcorrente. Reconhece ainda deformações tardias, representadas por clivagens de crenulação, porém suas relações não se encontram bem definidas.

Os modelos tectônicos propostos para a região vão desde uma evolução geossinclinal clássica, até modelos de rifteamento inicial, com abertura oceânica restrita e posterior colisão continental, aulacógenos e megazonas de cisalhamento dúctil sub-horizontais relacionadas a

cinturões móveis de idade arqueana tardia, com rifteamento posterior de idade proterozóica e formação de bacias alongadas restritas (Campanha et al., 1987).

Chiodi Fº (1984) considerando especificamente os grupos Açungui e Setuva, relaciona-os mais caracteristicamente às estruturas tafrogênicas.

O predominio de metasedimentos muito finos, com contribuição vulcanogênica da Formação Perau, é segundo Campanha et al. (1987), sugestivo de um ambiente marinho profundo. A Formação Iporanga caracterizaria um depósito tipo "wildflysh" e o Sub-grupo Lajeado uma seqüência plataformal de águas rasas. Esse contexto paleogeográfico definiria um talude ou fossa abissal para as seqüências vulcano-sedimentares correspondentes às Formações Iporanga e Perau. O padrão deposicional intenso, e as feições acentuadas de cisalhamento seriam sugestivos de uma região de "melange".

Os autores (Campanha et al., 1987), relacionam a área compreendida pelas Formações Iporanga e Perau à uma Zona de Sutura, sugerindo para a Faixa de Dobramentos Apiaí, um modelo de subducção de placa oceânica de SE para NW e posterior colisão continental (ver figura 4)

Uma conceituação recente para a região de Apiaí e Iporanga, é apresentada por Pires (1988), que propõe uma nova concepção para o Grupo Açungui, reconhecendo para este, cinco seqüências deposicionais e um complexo turbidítico que refletiriam episódios transgressivos e regressivos e diferentes ambientes de sedimentação. Segundo o autor, a Formação Perau corresponderia ao Complexo Turbidítico Rio das Pedras, cujos metassedimentos teriam se depositado em águas relativamente profundas, e sugeririam ser os representantes distais (franjas de "outer fan/basin plain"), dos demais sistemas turbidíticos que compõem o Grupo Açungui.

### 4.3. Metamorfismo

As rochas da região foram afetadas, em sua maior parte, por um metamorfismo regional que atingiu o grau fraco de Winkler (1977), sendo verificadas, contudo, variações de grau metamórfico que podem chegar localmente, ao grau médio.

De acordo com os estudos petrográficos realizados por IPT (1985), a maioria das paragêneses observadas nos metasedimentos são essencialmente clorita + sericita, enquanto que as rochas metabásicas são constituidas essencialmente por epídoto + actinolita + clorita e plagioclásios de composição sódica (albita).

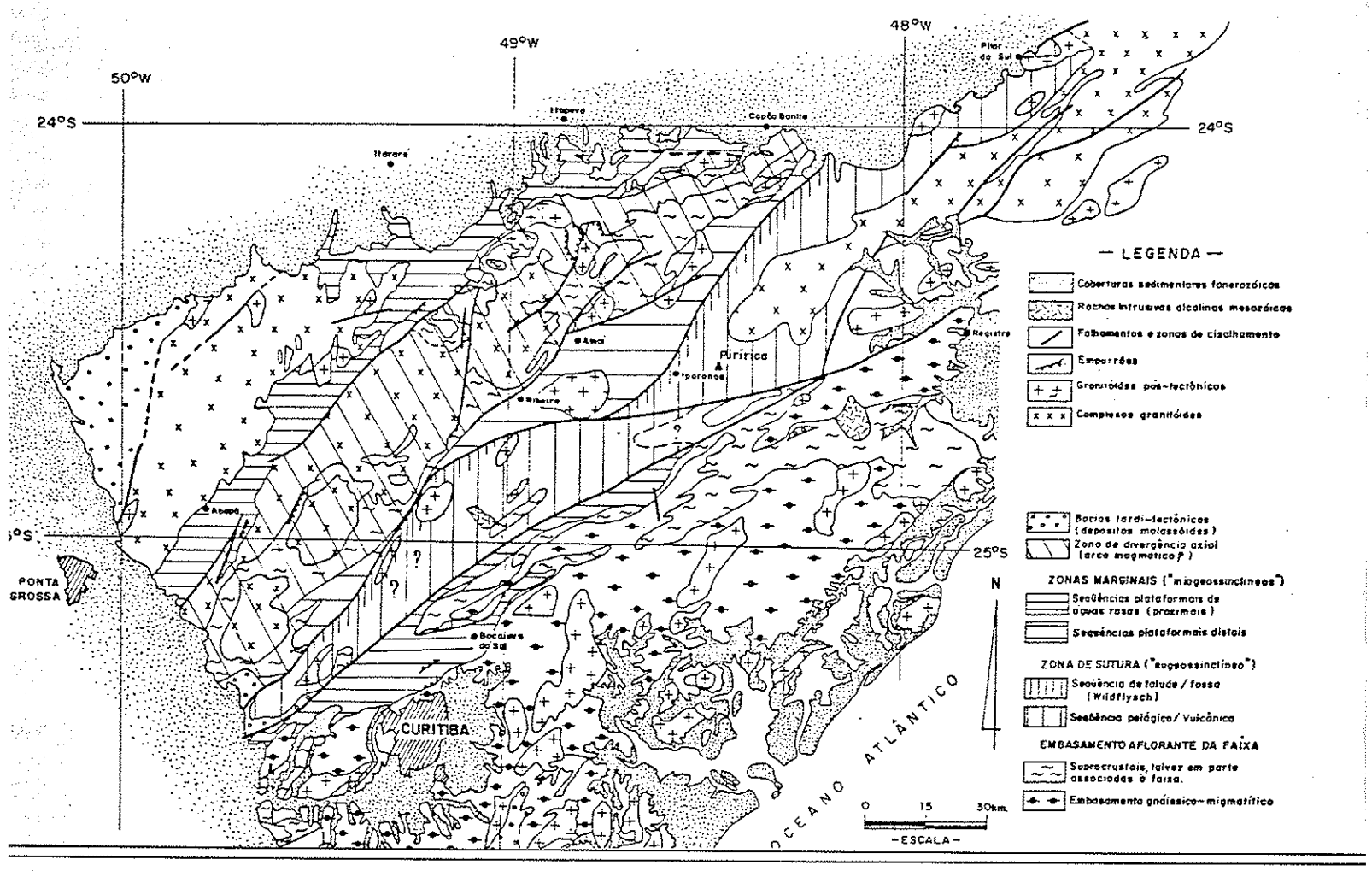



Figura 4 - Compartimentação Tectônica da Faixa de Dobramentos Apiaí ( Campanha et al., 1987)

### 4.4. Geocronologia

O estabelecimento de um intervalo de tempo para as rochas metavulcano-sedimentares da região, se mostra bastante problemático, pelas dificuldades de interpretação das determinações radiométricas em rochas afetadas por diversos episódios deformacionais e metamórficos.

As únicas referências de datações realizadas em rochas da seqüência metavulcano-sedimentar Perau foram mencionadas em Batolla Jr. et al. (1981), que cita duas isócronas de referência Rb/Sr obtidas em micaxistos e filitos, que forneceram valores de 1.170 m.a., Ro = 0,708 e 1.330 m.a., Ro = 0,726.

Alguns trabalhos sobre medidas de composições isotópicas de Pb em galenas de mineralizações de chumbo do Vale do Ribeira (SP/PR), foram realizados por Damasceno (1966), Damasceno et al. (1968), Projeto Anta Gorda (1982, 1983) e Tassinari et al. (1990).

Em Tassinari et al. (1990), as mineralizações de Pb conhecidas do Vale do Ribeira (SP/PR), aparecem classificadas em dois tipos, segundo Fleischer (1976). Jazimentos tipo "Panelas" que se caracterizam por constituirem mineralizações epigenéticas, discordantes e associadas preferencialmente às rochas carbonáticas. Jazimentos tipo "Perau", que são singenéticos, concordantes, associando-se às formações ferríferas e/ou corpos de barita.

Segundo os autores, os trabalhos prévios de análises isotópicas de Pb permitiram caracterizar para os jazimentos tipo "Perau", idades próximas a 1.400 m.a. e para os jazimentos tipo "Panelas", idades mais jovens entre 1.200 a 1.000 m.a. Os estudos realizados pelos mesmos autores atribuem, por sua vez, para o primeiro grupo de jazimentos, idades predominantemente entre 1.700 a 1.600 m.a., e para o segundo grupo de jazimentos, idades entre 1.200 a 1.100 m.a.

Para Tassinari et al. (1990), as rochas das sequências metamórficas da Faixa de Dobramentos Apiaí depositaram-se entre 1,8 e 1,5 b.a. sofrendo um metamorfismo entre 1,3 a 1,0 b.a. com superimposição de novo metamorfismo próximo a 700 m.a., durante o Proterozóico Superior.

## 5. Geologia Local

Um mapeamento geológico de detalhe da área do Piririca foi realizado pelo Projeto Eldorado (CPRM, 1982) na escala 1:4.000. As discussões apresentadas a seguir são baseadas principalmente neste projeto e em dados coletados durante as pesquisas efetuadas na área, para a realização deste trabalho. A figura 5 mostra a geologia local da área do Piririca, de acordo com o trabalho acima citado, destacando os conjuntos litológicos, sem entrar em considerações estratigráficas.

### 5.1. Litologias

#### a. Metapelitos

As rochas mais frequentes mapeadas compreendem metapelitos, constituidos principalmente por ardósias, filitos e metaritmitos. São em geral de cor cinza claro a esverdeadas, granulação fina e clivagem proeminente, com uma composição mineralógica a base de sericita, clorita e quartzo. É freqüente a alteração da cor destas rochas para tons róseos e vermelhos, devido a impregnação de óxido de ferro. Incluem-se entre essas rochas variedades de ardósia ou filitos carbonosos, que embora não sejam aflorantes, foram detectados em furos de sonda.

#### b. Rochas carbonatadas

Associados aos tipos litológicos acima citados, temos calcio-filitos e ardósias calcíferas que apresentam a constituição básica dos metapelitos somados à participação de dolomita e/ou calcita.

Subordinadamente temos rochas de granulação muito fina, cuja composição carbonática predominante, aparece freqüentemente entremeada por material pelítico (sericita, clorita e quartzo), sendo denominadas de metacalcários.

#### c. Quartzitos

Também subordinadamente, temos rochas quartzíticas e metasiltíticas, cuja composição básica é quartzo, sericita, biotita, clorita (pouca), destacando-se a orientação dos minerais placóides nos quartzitos.

#### d. Rochas metabásicas

Intercaladas concordantemente nos metasedimentos finos e nas rochas carbonatadas, aparecem rochas classificadas genericamente como metabasitos, com granulação média a fina, de cor verde escuro, compactas, podendo apresentar também um caráter foliado. Os principais constituintes mineralógicos são anfibólios da série tremolita-actinolita,

placioclásios sódicos, epídoto-zoisita e clorita. Em menor proporção aparecem hornblenda, calcita, ilmenita e opacos.

### 5.2. Comportamento Estrutural

De acordo com as considerações feitas por Campanha et al. (1986, 1987); Pires (1988) e pelos trabalhos de campo realizados na área e proximidades pelos Projeto Eldorado (CPRM, 1982) e Projeto Pilões (CPRM, 1986), as rochas da região do Piririca mostram duas fases principais de deformação, sendo reconhecidas também deformações tardias, representadas principalmente por clivagens de crenulação pouco definida.

A estruturação regional das rochas mostra uma orientação preferencial NE, assinalada preferencialmente pelo acamamento ($S_0$) e foliação ($S_1$). O acamamento ($S_0$) apresenta-se com uma estratificação evidente nos metasedimentos, com planos pouco espaçados entre si (mili-centimétricos), destacados pela coloração e/ou variação composicional. Ao microscópio as bandas mostram-se enriquecidas ora em minerais micáceos, ora em minerais quartzo-feldspáticos. A direção preferencial dos planos de acamamento variam de N30E a N60E com mergulhos em torno de 40° a 60°, oscilando para norte e sul em função dos dobramentos verticais.

Em decorrência de uma primeira fase de deformação ($D_1$) temos a foliação $F_1$, uma das feições estruturais mais constantes da região, bem definida nos metasedimentos, consistindo numa clivagem ardosiana, milimetricamente espaçada, e xistosidade geralmente paralela ou sub-paralela ao acamamento, onde os minerais micáceos como clorita e sericita, se distribuem. Essa clivagem ardosiana plano axial, define para a região dobras isoclinais, com flancos cerrados e de alto mergulho.

Associada a uma segunda fase de deformação ($D_2$), temos o aparecimento de uma clivagem de crenulação ($S_2$), com bandamento diferenciado submilimétrico, mais conspícua nas bandas pelíticas, de direção NE-SW e altos mergulhos, definindo para a região dobras abertas e fechadas sem orientação bem definida,.

Considerando a região do Piririca dentro da Faixa de Cisalhamento Piririca, conforme estabelecido por Silva e Câmara (1990), os falhamentos definidos para a área de estudo no mapeamento escala 1:4.000, Projeto Eldorado (1982), fazem parte de zonas de cisalhamento estreitas, dentro desta faixa.

Relacionados a estas zonas de cisalhamento citadas, são encontrados veios de quartzo, geralmente mineralizados, com direções predominantes entre N20-45E e mergulhos variáveis de alto a baixo ângulo. Estes veios estão, na maioria das vezes, orientados segundo a foliação principal e são relacionados quase sempre às rochas de natureza metabásica, e em menor quantidade aos metasedimentos.

### 5.3. Metamorfismo

De acordo com o estudo petrográfico a mineralogia identificada, indica um metamorfismo de grau fraco ou no fácies xisto verde.

Os metapelitos apresentam uma paragênese caracterizada principalmente por clorita + secirita + quartzo, que evidenciam um metamorfismo de baixo grau, em condições de pressão e temperatura inferiores às da isógrada da biotita (Winkler, 1977).

As rochas metabásicas mostram uma associação representada por actinolita + epídoto + albita + clorita, típica do grau fraco, abaixo de isógrada hornblenda estável (Winkler, 1977).

Em algumas situações estudadas nas rochas metabásicas, observam-se relictos de hornblenda marron e piroxênio cálcico incolor em cristais de actinolita, que podem refletir as reações que afetaram as rochas básicas originais. Os piroxênios originais devem ter passado para hornblenda e esta para actinolita em reação retrometamórfica dentro do campo do grau fraco.

# 6. Petrografia

Tendo em vista a complexidade na definição dos tipos litológicos que constituem as rochas metabásicas da área, os estudos petrográficos foram concentrados nestas rochas. Através de amostras coletadas nos furos de sondagem, já que em afloramentos a diferenciação é praticamente imperceptível dado ao grau de intemperismo e metamorfismo que mascaram as estruturas reliquiares, procurou-se caracterizar pela composição, estrutura e textura os diferentes tipos litológicos.

As rochas metasedimentares, carbonáticas ou não, também foram analisadas ao microscópio, para uma melhor caracterização.

## 6.1. Tipos litológicos principais

### a) Rochas metasedimentares

Os litotipos preponderantes são ardósias, filitos e metaritmitos síltico-argilosos e síltico-arenosos de coloração cinza esverdeada, quando frescos, e róseos, alaranjados, castanhos ou avermelhados, quando alterados. Quase sempre exibem estruturação rítmica, bandada ou laminada, onde alternam-se leitos mais ou menos sílticos, com cores mais claras ou escuras. Apresentam textura granoblástica e lepidoblástica, granulometria muito fina, embora localmente possa ser mais grossa. Algumas vezes observam-se estruturas primárias reliquiares, como estratificação gradacional e rítmica ($S_0$), preservadas, que geralmente encontram-se paralelizadas à uma clivagem ardosiana ($S_1$), crenulada por microdobras que geram uma clivagem de crenulação ($S_2$).

Sericita e quartzo, são os minerais predominantes com clorita abundante em algumas bandas e turmalina, apatita, feldspato e opacos como acessórios mais freqüentes.

Tais paragêneses indicam metamorfismo de grau fraco na concepção de Winkler (1977).

Estas litologias transicionam localmente, para quartzitos e metasiltitos, com quartzo, sericita, biotita, clorita (pouca) e turmalina, zircão, leucoxênio e opacos como acessórios.

Detectados somente nos furos de sonda, incluem-se entre os metapelitos, variedades de ardósias e/ou filitos carbonosos, com as mesmas características microscópicas dos litotipos preponderantes, a não ser pela presença de abundante material opaco em minúsculos grãos, dando uma coloração escura às rochas, que adicionalmente podem ser ricas em pirita idiomórfica.

Associados aos metasedimentos essencialmente terrígenos dominantes, aparecem os calcio-filitos e ardósias calcíferas onde o material pelítico encontra-se entremeado com

massas amorfas de dolomita (mais frequente do que calcita), apresentando uma granulação fina, e geralmente uma certa orientação, definida pelo paralelismo dos minerais micáceos.

Ainda associados a metasedimentos essencialmente terrígenos e calcio-filitos, temos metacalcários de granulação muito fina, estrutura maciça, incipientemente orientados, constituidos essencialmente por massas de dolomita, algumas vezes associada com calcita. O carbonato aparece com finas intercalações de material pelítico, constituido por minúsculas palhetas de clorita, sericita e quartzo, com opacos e rutilo como acessórios.

**b) Rochas metabásicas**

As rochas metabásicas acham-se intercaladas concordantemente nas rochas metasedimentares (pelíticas e carbonáticas), apresentando quando frescas, coloração cinza esverdeado escura, granulação média a fina, estrutura maciça, que muitas vezes toma um nítido caráter foliado. Quando alteradas, adquirem uma coloração ocre tendendo a avermelhada.

Sua composição mineralógica essencial inclui anfibólios da série tremolita-actinolita, plagioclásios sódicos (representados principalmente pela albita), epídoto, clorita e acessoriamente hornblenda, carbonato (calcita e/ou dolomita), ilmenita, quartzo, apatita e opacos.

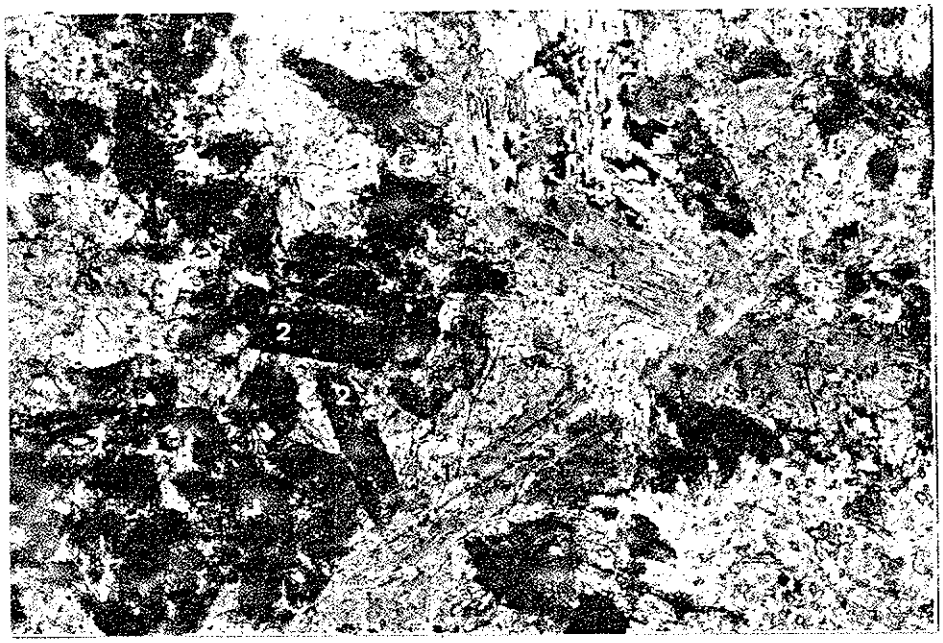
As rochas metabásicas foram reunidas com base em critérios petrográficos em dois grupos: os metabasitos portadores de anfibólio e aqueles não portadores.

**Metabasitos portadores de anfibólio**

Foram colocados nesse grupo as rochas metabásicas cuja associação mineralógica constitui-se essencialmente de anfibólio da série tremolita-actinolita, albita,epídoto, com clorita, carbonato e opacos como acessórios. Apresentam-se geralmente maciças, com granulação média e relictos de textura intergranular e subofítica são encontrados em algumas amostras. Podem ser denominadas de anfibolitos.

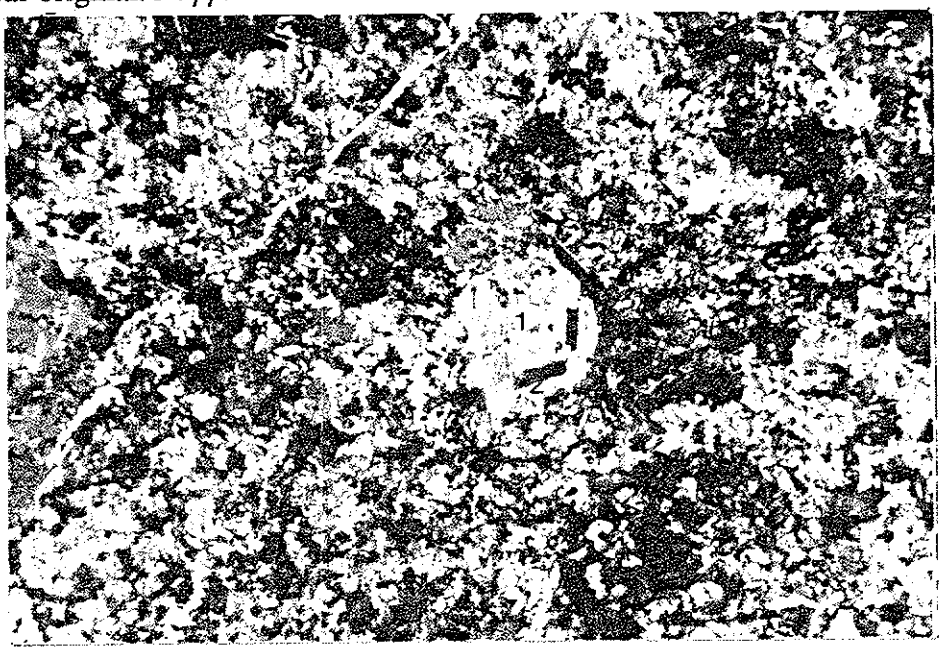
O plagioclásio original encontra-se em geral totalmente epidotizado, mas com freqüência preserva-se o hábito tabular (fotomicrografia 1), por vezes aparecem como inclusões junto às bordas de cristais maiores de piroxênios (fotomicrografia 2).

A tremolita-actinolita verde claro e hábito fibroso (dimensões de 0,3 a 1,0 mm, com alguns porfiroblastos de 2 a 3 mm), é o mineral mais abundante dessas rochas, englobando frequentemente ripas de plagioclásio epidotizado (dimensões de 0,1 a 0,5 mm, algumas vezes atingindo mais de 1 mm). Além da albita, o epídoto também é um mineral importante, ocorrendo em certa quantidade e, provavelmente formado em grande parte às expensas do




100 μ

Fotomicrografia 1 - Rocha metabásica portadora de anfibólios (anfibolito). Anfibolios tremolita - actinolita verde claro com hábito fibroso (1), englobando ripas de plagioclásios epidotizados (2) que preservam o hábito tabular original. N. //.




580 μ

Fotomicrografia 2 - Rocha metabásica portadora de anfibólios (anfibolito). Relicto de piroxênio cálcico incolor (1) com inclusões de plagioclásio epidotizado de hábito tabular, junto às bordas (2), em meio a uma massa de anfibólios tremolita - actinolita e plagioclásios de granulação mais fina. N.X.

plagioclásio original da rocha básica. Em algumas amostras observa-se a presença de relictos (até 0,1 mm) de hornblenda marron (fotomicrografia 3), de piroxênios cálcicos incolores (0,1 a 0,2 mm), preservados dentro dos cristais de tremolita-actinolita. Em alguns casos, os piroxênios estão preservados quase totalmente, atingindo dimensões de até 2 mm (fotomicrografia 4).

Em parte das amostras os minerais opacos se apresentam na forma de "esqueletos", transformados em leucoxênio, enquanto que um segundo conjunto caracteriza-se pela quase ausência desses minerais opacos.

**Metabasitos não portadores de anfibólio**

Enquadram-se nesse grupo a grande maioria das rochas metabásicas estudadas, e que se intercalam numa escala métrica com as rochas metabásicas portadoras de anfibólios. Apresentam normalmente uma granulação fina a média, algumas vezes com orientação dos minerais micáceos caracterizando uma textura granolepidoblástica.

São rochas compostas principalmente de carbonato, sericita, clorita (± albita e quartzo). Definem-se três grupos principais, com base na proporção relativa dos minerais essenciais: carbonato-clorita (± sericita, quartzo); carbonato-sericita (± clorita, quartzo) e carbonato-albita-clorita (± epídoto, sericita, quartzo).

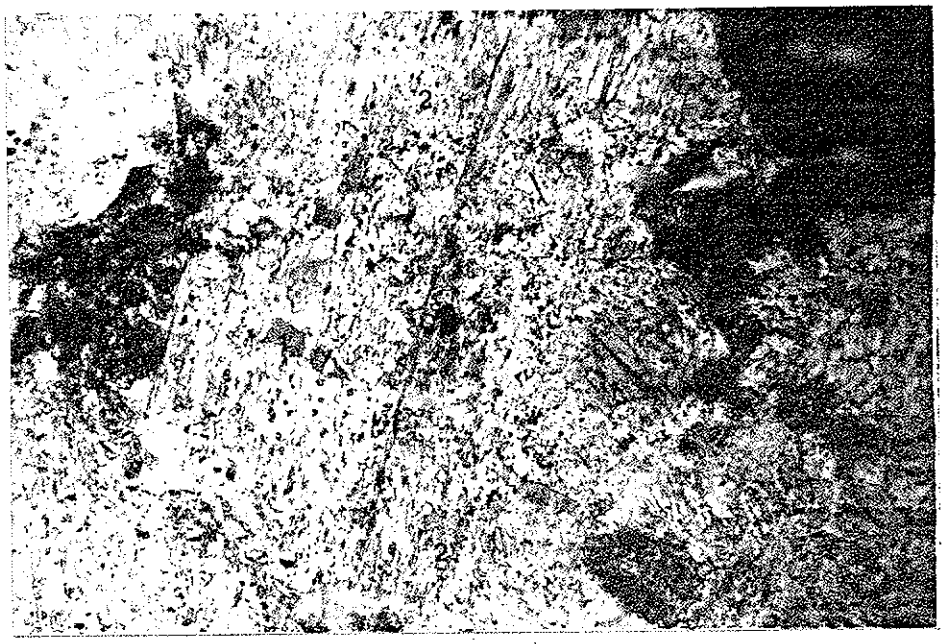
A presença de relictos de minerais opacos, na forma de "esqueletos" de leucoxênio, com dimensões geralmente acima de 1 mm, é comum principalmente nos dois últimos grupos acima citados (fotomicrografias 5 e 6).

Esse agrupamento se reflete diretamente nas caracterísitcas químicas das amostras, conforme será visto adiante (ítem 7).

Encontram-se desde variedades foliadas ("xistos"), até aquelas onde a foliação é incipiente, e os minerais essenciais ocorrem com freqüencia em massas milimétricas, com típico aspecto de pseudomorfos (fotomicrografia 7).

**6.2. Natureza das rochas metabásicas**

As relações de contato das rochas metabásicas com as rochas metasedimentares nem sempre são claras. Muitas vezes são concordantes, embora esta relação comumente não possa ser considerada primária, devido as deformações que afetaram essas rochas. Da mesma forma, relações aparentemente discordantes podem ter origem devido aos mesmos processos deformacionais, em função do comportamento mais competente das rochas básicas em relação aos metasedimentos.

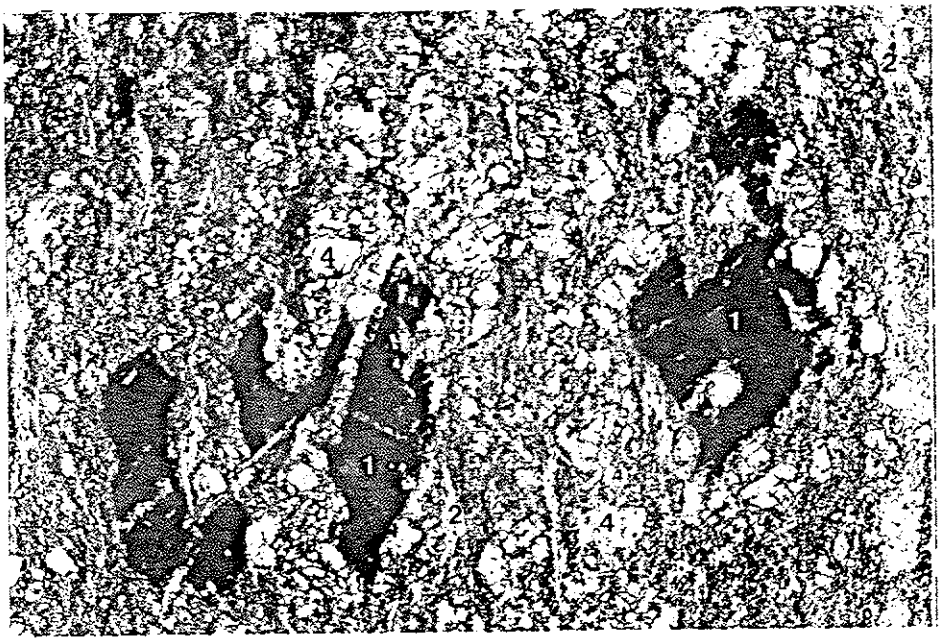



100 μ

Fotomicrografia 3 - Rocha metabásica portadora de anfibólios (anfibolito). Relictos de hornblenda marron (1), preservados dentro de cristais de tremolita - actinolita verde-claro (2). N.//.

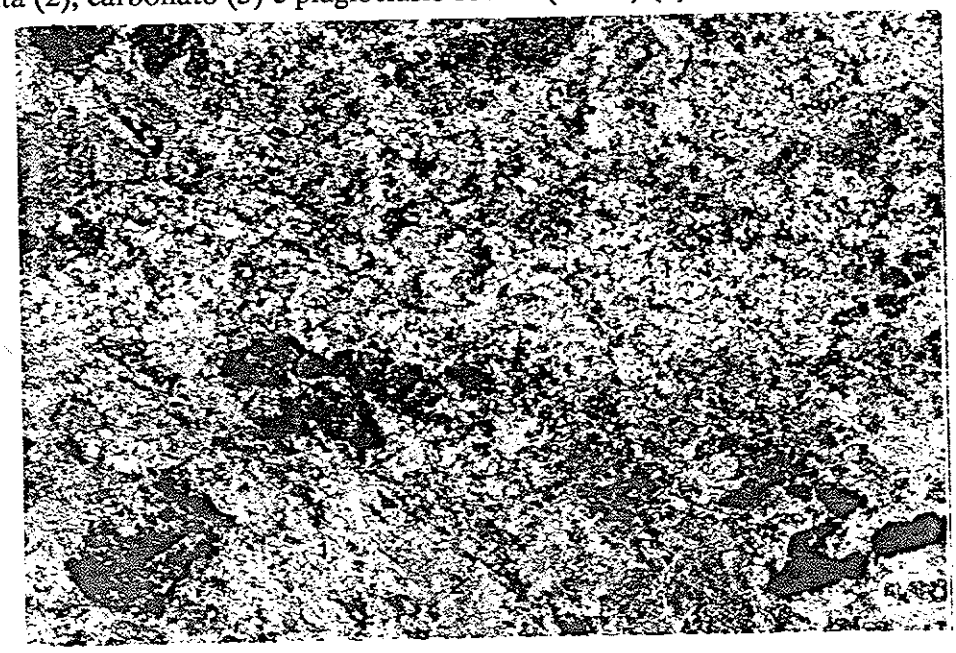
580 μ

Fotomicrografia 4 - Rocha metabásica portadora de anfibólios (anfibolito).. Cristais de piroxênios cálcicos preservados quase totalmente (1), em meio a uma massa de granulação mais fina constituída de tremolita - actinolita (2), plagioclásios epidotizados (3) e opacos (4). N.X.




580 μ

Fotomicrografia 5 - Rocha metabásica não portadora de anfibólios. Relictos de minerais opacos (ilmenita leucoxenizada) (1), dispersos numa matriz com clorita (2), carbonato (3) e plagioclásio sódico (albita) (4). N.X.



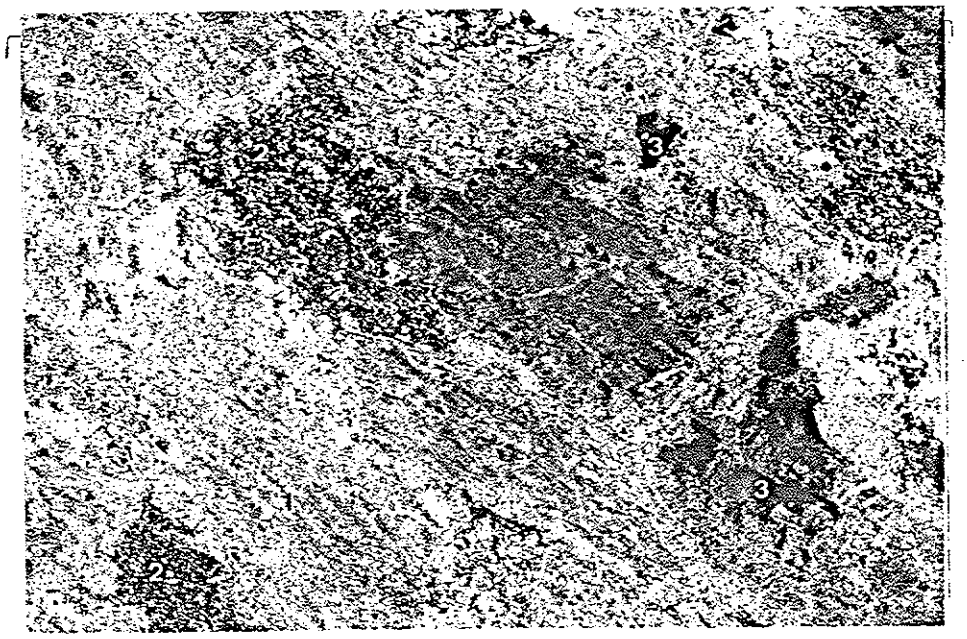

580 μ

Fotomicrografia (6) - Rocha metabásica não portadora de anfibólios. Indícios de alteração hidrotermal com formação de sericita (1) e carbonatos (2). Opacos (preto) dispersos na matriz mais fina. N.X.

O metamorfismo ao qual estas rochas se submeteram tem um carater regional, e levaram à associações minerais de baixa temperatura, condizentes com o grau fraco (Winkler, 1977) e caracterizando o facies xisto verde (Turner, 1968). As evidências desse metamorfismo estão indicadas na natureza sódica do plagioclásio (albita) e pela composição tremolita-actinolítica do anfibólio. Outros minerais indicadores de baixo grau metamórfico são a clorita, o epídoto e a sericita.

As transformações sofridas pelas rochas básicas, ocasionadas pelo metamorfismo de diferentes fases de deformação, acrescidas provavelmente por uma alteração hidrotermal provocada pelos fluidos mineralizantes, obliteraram quase completamente as indicações texturais e estruturais de sua origem.

Algumas indicações, localmente preservadas e reconhecidas sugerem para as rochas básicas uma natureza intrusiva, provavelmente sub-vulcânica. Entre elas se destacam: relictos de textura intergranular e subofítica, relictos de minerais magmáticos (hornblenda marron e piroxênio cálcico incolor) dentro de cristais de tremolita-actinolita, e o tamanho de alguns minerais magmáticos (piroxênios cálcicos e opacos com dimensões acima de 2 mm) e de alguns pseudomorfos derivados de minerais magmáticos (anfibólios tremolita-actinolita e plagioclásios tabulares quase totalmente epidotizado-saussuritizados com dimensões acima de 2 mm).




Fotomicrografia 7 - Rocha metabásica não portadora de anfibólios. Rocha básica alterada hidrotermalmente, onde os minerais essenciais carbonato (1) e clorita (2) ocorrem como massas milimétricas com típico aspecto de pseudomorfos. O material de côr castanho-escura (3) representa restos de opacos. N.X.

A associação mineralógica e as indicações acima citadas, podem ser relacionadas à uma rocha básica de composição gabróide ou diabásica.

Embora não tenham sido observadas, nas lâminas petrográficas estudadas, feições típicas de "pillow-lavas", amígdalas, estruturas de fluxo ou material tufáceo, não se descarta a possibilidade de ter ocorrido uma atividade vulcânica associada às rochas básicas intrusivas.

## 7. Petroquímica

Para o estudo das rochas metabásicas foram efetuadas análises químicas de rocha total, cujos resultados serviram para auxiliar na caracterização da natureza primária dessas rochas.

Além disso, parte das variações composicionais observadas parecem ser o resultado de processos metassomáticos superimpostos, provavelmente relacionados a hidrotermalismo.

Os resultados das análises químicas para os elementos maiores, menores e traços estão apresentados nas tabelas 1, 2 e 3 ao lado dos parâmetros de Niggli correspondentes.

Entre as **rochas metabásicas portadoras de anfibólio** (anfibolitos)destaca-se um **primeiro grupo (A)** de amostras, que apresentam composições químicas semelhantes às de basaltos típicos segundo Nockolds (1979) (tabela 1 e figura 6). Ressalta-se contudo, o caráter muito pobre em K dessas rochas (figuras 7 e 8), o que pode refletir alterações pós-magmática.

No entanto, muitas dessas rochas metabásicas definem um **segundo grupo (B)**, quimicamente distinto. Diferenças mineralógicas acentuadas em relação ao grupo anterior não são observadas, a não ser por uma menor quantidade de minerais opacos. Essas rochas anfibolíticas se caracterizam por apresentarem teores mais elevados de Ca e Mg, acima dos valores encontrados normalmente em basaltos (tabela 1 e figura 6). Tal fato pode ser explicado por uma adição de "dolomita" nestas rochas, seja na forma de pequenos veios e vênulas (que não puderam ser separados para a análise química), seja como um processo metassomático de adição de Ca e Mg.

Por outro lado, esse **grupo de rochas anfibolíticas (B)** se mostra empobrecido em Fe, Ti e Na em relação ao grupo anterior. O fato de que elas possuem menor quantidade de minerais opacos, sugere que possam derivar de um conjunto de rochas básicas químicamente distinto, e/ou que elas sofreram algum processo não isoquímico (lixiviação de Fe e Ti?) pós-magmático.

Os diagramas da figura 10 A,B e C discriminam os campos das séries toleítica, alcalina e cálcio-alcalina para rochas de composição basáltica. As amostras das **rochas anfibolíticas (grupos A e B)** se situam sempre no campo toleítico, assim como a amostra típica de basalto toleítico (1). Pode-se observar no diagrama da figura 10 B, os valores mais baixos e mais altos em Ca e Mg, respectivamente, que distinguem os grupos A e B dessas rochas.

A composição química das **rochas metabásicas não portadoras de anfibólio (grupos C, D e E)** é bastante variada e difere significativamente das composições obtidas para os grupos anteriores (A e B). As variações mostram correspondência com a variação na mineralogia dessas rochas: aumentos de K, Na e Ca

## TABELA 1 - ANÁLISES QUÍMICAS E PARÂMETROS DE NIGGLI

| | | Anfibolitos (▲) Fe, Ti > | | | Basaltos Típicos ** ▲1 ▲2 ▲3 | | | Anfibolitos ( o ) Ca, Mg > Fe, Ti < | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | SN-11 | SN-54 | SN-71 | N-14 | N-15 | N-16 | SN-07 | SN-27 | SN-30 | SN-34 | SN-47 | SN-55 | SN-57 | SN-66 |
| % | $SiO_2$ | 44.89 | 44.38 | 46.33 | 50.83 | 46.19 | 51.31 | 43.82 | 44.30 | 43.59 | 40.57 | 42.29 | 42.15 | 44.43 | 42.78 |
| | Al2O3 | 14.11 | 13.69 | 15.45 | 14.20 | 15.02 | 18.60 | 12.65 | 11.69 | 11.74 | 13.50 | 12.71 | 13.84 | 17.27 | 13.37 |
| | FeO* | 11.12 | 11.26 | 11.21 | 11.65 | 11.44 | 8.43 | 7.02 | 6.79 | 7.42 | 6.15 | 6.64 | 9.10 | 6.50 | 9.85 |
| | TiO2 | 1.11 | 1.11 | 1.02 | 2.03 | 2.54 | 0.88 | 0.33 | 0.28 | 0.36 | 0.33 | 0.33 | 0.68 | 0.62 | 0.76 |
| | MgO | 6.96 | 7.14 | 5.82 | 6.34 | 9.05 | 5.95 | 9.59 | 10.33 | 10.44 | 7.87 | 10.06 | 9.28 | 5.07 | 9.15 |
| | CaO | 9.07 | 11.94 | 7.46 | 10.42 | 10.82 | 10.30 | 14.94 | 12.94 | 15.45 | 13.92 | 13.54 | 12.19 | 11.51 | 12.92 |
| | Na2O | 3.30 | 2.42 | 3.34 | 2.23 | 2.78 | 2.93 | 1.27 | 0.84 | 1.21 | 1.83 | 0.73 | 1.61 | 3.14 | 2.02 |
| | K2O | 0.14 | 0.06 | 0.06 | 0.82 | 0.89 | 0.74 | 0.31 | 0.06 | 0.16 | 0.27 | 0.06 | 0.06 | 0.45 | 0.06 |
| | P2O5 | 0.11 | 0.11 | 0.09 | 0.23 | 0.38 | 0.12 | 0.02 | 0.02 | 0.04 | 0.02 | 0.02 | 0.06 | 0.07 | 0.06 |
| | MnO | 0.16 | 0.21 | 0.17 | 0.18 | 0.17 | 0.15 | 0.15 | 0.13 | 0.14 | 0.11 | 0.13 | 0.18 | 0.13 | 0.18 |
| | PPC | 2.98 | 3.04 | 3.27 | - | - | - | 4.50 | 6.95 | 3.94 | 11.07 | 7.62 | 4.81 | 5.16 | 3.92 |
| PPM | Ba | 487 | 29 | 55 | - | - | - | 10 | 5 | 5 | 19 | 5 | 21 | 31 | 41 |
| | Be | 1 | 1 | 1 | - | - | - | 1 | 1 | 1 | 1 | 0.5 | 1 | 0.5 | 1 |
| | Ce | 22 | 25 | 25 | - | - | - | 25 | 25 | 25 | 25 | 25 | 25 | 25 | 25 |
| | Co | 54 | 50 | 56 | - | - | - | 50 | 55 | 45 | 45 | 52 | 49 | 36 | 53 |
| | Cr | 276 | 269 | 110 | - | - | - | 717 | 694 | 610 | 473 | 631 | 556 | 109 | 501 |
| | Cu | 142 | 60 | 131 | - | - | - | 56 | 45 | 31 | 29 | 63 | 86 | 41 | 152 |
| | La | 5 | 5 | 5 | - | - | - | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 |
| | Li | 21 | 12 | 20 | - | - | - | 17 | 16 | 13 | 26 | 8 | 20 | 24 | 25 |
| | Mo | 5 | 5 | 5 | - | - | - | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 |
| | Pb | 77 | 58 | 35 | - | - | - | 82 | 44 | 66 | 87 | 50 | 78 | 59 | 78 |
| | Sn | 47 | 89 | 25 | - | - | - | 62 | 63 | 62 | 65 | 58 | 114 | 54 | 78 |
| | Sr | 892 | 341 | 185 | - | - | - | 136 | 124 | 151 | 186 | 169 | 176 | 298 | 224 |
| | Zn | 79 | 79 | 83 | - | - | - | 59 | 96 | 65 | 48 | 51 | 101 | 58 | 77 |
| | Zr | 56 | 61 | 49 | - | - | - | 20 | 10 | 17 | 12 | 11 | 32 | 28 | 43 |
| | V | 326 | 316 | 356 | - | - | - | 185 | 189 | 197 | 184 | 199 | 254 | 213 | 274 |
| | Y | 16 | 18 | 18 | - | - | - | 5 | 5 | 6 | 6 | 5 | 11 | 9 | 13 |
| P. Niggli | c | 23.78 | 29.46 | 20.75 | 26.92 | 24.72 | 26.69 | 35.43 | 32.41 | 35.51 | 35.71 | 33.44 | 29.43 | 31.69 | 30.28 |
| | mg | 0.52 | 0.53 | 0.48 | 0.49 | 0.58 | 0.55 | 0.70 | 0.73 | 0.71 | 0.69 | 0.73 | 0.64 | 0.58 | 0.62 |
| | al | 20.17 | 18.54 | 23.60 | 19.98 | 18.87 | 26.51 | 16.49 | 16.10 | 14.83 | 19.03 | 17.25 | 18.36 | 26.11 | 17.22 |
| | ti | 2.03 | 1.92 | 1.99 | 3.68 | 4.07 | 1.61 | 0.55 | 0.49 | 0.58 | 0.59 | 0.57 | 1.15 | 1.20 | 1.25 |
| | K | 0.03 | 0.02 | 0.01 | 0.20 | 0.17 | 0.14 | 0.14 | 0.03 | 0.08 | 0.09 | 0.05 | 0.02 | 0.09 | 0.02 |
| | alk | 8.00 | 5.49 | 8.51 | 6.47 | 6.96 | 8.01 | 3.18 | 2.01 | 2.74 | 4.68 | 1.73 | 3.62 | 8.57 | 4.38 |

* Fe total calculado como FeO

** Médias para basalto toleítico (1), basalto alcalino (2) e basalto calcio-alcalino (3), segundo Nockolds (1979)

## TABELA 2- ANÁLISES QUÍMICAS E PARÂMETROS DE NIGGLI

| | | carb, ser (± Cl, qz) (△) K, Ti > | | | | | carb, alb,cl(±epi,ser,qz)xisto(□) Na, Ti > | | | | Metapelitos (⊕) | | | | | | Siltito típico |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | SN-04 | SN-20 | SN-35 | SN-36 | SN-43 | SN-12 | SN-60 | SN-61 | SN-65 | SN-01 | SN-02 | SN-45 | LP-89 | LP-91 | LP-92 | P17** |
| % | $SiO_2$ | 41.94 | 36.34 | 48.66 | 35.67 | 40.96 | 39.16 | 43.55 | 40.53 | 36.68 | 59.63 | 58.48 | 54.59 | 58.20 | 44.62 | 51.98 | 58.10 |
| | $Al_2O_3$ | 12.33 | 12.39 | 13.03 | 10.31 | 13.35 | 13.52 | 14.52 | 15.26 | 14.26 | 15.58 | 16.03 | 16.38 | 8.29 | 18.97 | 16.23 | 15.40 |
| | $FeO^*$ | 9.13 | 12.80 | 9.48 | 10.50 | 13.41 | 14.30 | 9.59 | 12.06 | 10.44 | 5.43 | 5.51 | 5.05 | 3.27 | 6.46 | 5.61 | 6.06 |
| | $TiO_2$ | 0.71 | 1.45 | 1.43 | 0.76 | 1.46 | 2.21 | 1.05 | 1.31 | 0.93 | 0.50 | 0.53 | 0.47 | 0.42 | 0.47 | 0.38 | 0.65 |
| | MgO | 5.07 | 4.42 | 1.51 | 4.94 | 3.73 | 5.52 | 6.35 | 7.72 | 8.14 | 2.68 | 1.98 | 7.23 | 7.13 | 6.91 | 6.10 | 2.44 |
| | CaO | 7.51 | 7.97 | 4.78 | 10.22 | 6.01 | 5.62 | 6.12 | 3.74 | 9.30 | 0.79 | 1.62 | 0.99 | 2.20 | 2.15 | 0.46 | 3.11 |
| | $Na_2O$ | 0.55 | 0.67 | 2.72 | 0.88 | 2.55 | 3.66 | 2.42 | 3.77 | 3.63 | 3.23 | 1.89 | 2.96 | 0.68 | .97 | 1.62 | 1.30 |
| | $K_2O$ | 2.55 | 3.09 | 2.26 | 2.01 | 1.24 | 0.06 | 0.99 | 0.12 | 0.06 | 3.57 | 4.29 | 2.05 | 2.87 | 3.44 | 2.59 | 3.24 |
| | $P_2O_5$ | 0.06 | 0.09 | 0.21 | 0.09 | 0.13 | 0.09 | 0.06 | 0.11 | 0.09 | 0.18 | 0.20 | 0.09 | 0.21 | 0.14 | 0.11 | 0.17 |
| | MnO | 0.30 | 0.21 | 0.13 | 0.32 | 0.27 | 0.20 | 0.12 | 0.46 | 0.20 | 0.09 | 0.06 | 0.31 | 0.56 | .39 | 0.34 | - |
| | PPC | 12.16 | 10.76 | 10.07 | 14.87 | 11.02 | 10.01 | 9.28 | 8.76 | 11.05 | 2.86 | 4.22 | 9.85 | 8.23 | 7.51 | 5.67 | - |
| PPM | Ba | 147 | 85 | 71 | 88 | 129 | 106 | 89 | 238 | 140 | 531 | 1122 | 500 | 410 | 727 | 679 | - |
| | Be | 2 | 4 | 1 | 3 | 3 | 4 | 2 | 2 | 2 | 3 | 4 | 2 | 2 | 2 | 3 | - |
| | Ce | 25 | 25 | 25 | 25 | 25 | 25 | 25 | 25 | 19 | 61 | 85 | 80 | 60 | 81 | 60 | - |
| | Co | 51 | 57 | 34 | 40 | 47 | 64 | 42 | 61 | 49 | 31 | 31 | 125 | 158 | 157 | 128 | - |
| | Cr | 295 | 10 | 10 | 182 | 10 | 10 | 10 | 269 | 389 | 81 | 92 | 115 | 73 | 91 | 81 | - |
| | Cu | 161 | 648 | 591 | 405 | 31 | 41 | 75 | 69 | 115 | 25 | 15 | 97 | 168 | 178 | 112 | - |
| | La | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 | 34 | 30 | 37 | 34 | - |
| | Li | 24 | 28 | 15 | 29 | 31 | 44 | 40 | 42 | 44 | 34 | 34 | 63 | 70 | 74 | 51 | - |
| | Mo | 5 | 5 | 5 | 55 | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 | 12 | 5 | 5 | - |
| | Pb | 92 | 90 | 35 | 66 | 56 | 96 | 98 | 75 | 87 | 69 | 92 | 306 | 287 | 326 | 250 | - |
| | Sn | 25 | 65 | 54 | 98 | 93 | 96 | 91 | 137 | 77 | 25 | 25 | 25 | 105 | 25 | 25 | - |
| | Sr | 109 | 72 | 83 | 98 | 114 | 304 | 139 | 159 | 245 | 45 | 66 | 18 | 56 | 51 | 23 | - |
| | Zn | 70 | 106 | 61 | 86 | 92 | 110 | 122 | 118 | 84 | 51 | 61 | 622 | 592 | 533 | 560 | - |
| | Zr | 41 | 52 | 118 | 32 | 106 | 71 | 39 | 69 | 57 | 97 | 99 | 183 | 216 | 185 | 155 | - |
| | V | 257 | 620 | 107 | 272 | 372 | 858 | 305 | 360 | 293 | 59 | 71 | 107 | 110 | 85 | 76 | - |
| | Y | 8 | 16 | 23 | 17 | 26 | 19 | 11 | 22 | 20 | 17 | 18 | 18 | 14 | 19 | 16 | - |
| P. Niggli | c | 24.47 | 23.78 | 18.90 | 30.79 | 18.64 | 15.92 | 18.39 | 10.49 | 23.23 | 3.62 | 7.63 | 3.53 | 9.99 | 7.05 | 1.81 | 13.64 |
| | mg | 0.49 | 0.38 | 0.22 | 0.45 | 0.33 | 0.40 | 0.54 | 0.52 | 0.58 | 0.46 | 0.39 | 0.71 | 0.77 | 0.64 | 0.65 | 0.42 |
| | al | 22.06 | 20.31 | 28.23 | 17.07 | 22.74 | 21.03 | 23.97 | 23.21 | 19.54 | 38.12 | 40.33 | 32.05 | 20.73 | 34.24 | 34.96 | 37.12 |
| | ti | 1.62 | 3.03 | 3.95 | 1.61 | 3.17 | 4.37 | 2.21 | 2.54 | 1.63 | 1.56 | 1.70 | 1.17 | 1.34 | 1.03 | 1.11 | 2.00 |
| | K | 0.75 | 0.75 | 0.35 | 0.60 | 0.24 | 0.01 | 0.21 | 0.02 | 0.01 | 0.42 | 0.60 | 0.31 | 0.74 | 0.51 | 0.70 | 0.62 |
| | alk | 6.59 | 7.32 | 15.01 | 6.03 | 9.47 | 9.49 | 8.39 | 9.68 | 8.32 | 22.51 | 19.56 | 13.75 | 10.55 | 9.61 | 11.79 | 13.62 |

* Fe total calculado como FeO

** Média para siltito, segundo Pettijohn (1975)

## TABELA 3 - ANÁLISES QUÍMICAS E PARÂMETROS DE NIGGLI

Carb, Cl (± ser,qz) (◇ ) - Ca, Mg e PPC >

| | | SN-06 | SN-14 | SN-16 | SN-17 | SN-21 | SN-22 | SN-31 | SN-48 | SN-49 | SN-50 | SN-56 | LP-86 | LP-94 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| % | $SiO_2$ | 40.92 | 35.81 | 37.94 | 40.64 | 36.7 | 43.57 | 44.06 | 36.87 | 35.63 | 35.95 | 41.09 | 30.72 | 33.32 |
| | $Al_2O_3$ | 10.94 | 13.6 | 8.87 | 12.59 | 7.04 | 12.94 | 16.19 | 10.18 | 11.78 | 13.8 | 11.71 | 9.12 | 11.16 |
| | $FeO^*$ | 6.26 | 7.56 | 6.89 | 8.1 | 5.82 | 9.64 | 5.44 | 7.49 | 5.19 | 6.5 | 7 | 7.86 | 5.47 |
| | $TiO_2$ | 0.27 | 0.53 | 0.38 | 0.6 | 0.38 | 0.72 | .48 | 0.41 | 0.31 | 0.48 | 0.38 | 0.43 | 0.37 |
| | MgO | 8.41 | 8.44 | 10.16 | 8 | 8.12 | 6.98 | 8.64 | 10.57 | 5.42 | 5.42 | 9.71 | 8.78 | 10.93 |
| | CaO | 11.37 | 10.95 | 13.36 | 10.14 | 17.75 | 8.49 | 8.16 | 13.17 | 12.71 | 13.17 | 9.51 | 7.51 | 10.34 |
| | $Na_2O$ | 0.05 | 1.97 | 0.22 | 1.02 | 0.06 | 1.95 | 2.42 | 0.17 | 2.26 | 2.34 | 1.61 | 0.69 | 0.61 |
| | $K_2O$ | 0.79 | 0.06 | 0.06 | 0.58 | 0.06 | 0.06 | 1.89 | 0.06 | 1.57 | 1.37 | 0.06 | 2.35 | 2.9 |
| | $P_2O_5$ | 0.02 | 0.05 | 0.02 | 0.04 | 0.02 | 0.07 | .07 | 0.04 | 0.04 | 0.04 | 0.02 | 0.07 | 0.02 |
| | MnO | 0.18 | 0.18 | 0.14 | 0.16 | 0.18 | 0.15 | .12 | 0.12 | 0.14 | 0.14 | 0.11 | 0.23 | 0.31 |
| | PPC | 14.17 | 14.17 | 17.03 | 12.46 | 17.14 | 10.66 | 12.12 | 15.55 | 18.59 | 13.8 | 12.61 | 14.95 | 18.74 |
| PPM | Ba | 16 | 11 | 18 | 38 | 5 | 65 | 140 | 5 | 65 | 95 | 5 | 162 | 223 |
| | Be | .5 | 1 | 1 | 2 | 2 | 1 | 1 | 2 | 2 | 2 | 1 | 1 | 2 |
| | Ce | 25 | 25 | 25 | 25 | 25 | 25 | 25 | 25 | 25 | 25 | 25 | 25 | 25 |
| | Co | 50 | 46 | 52 | 50 | 45 | 46 | 145 | 56 | 36 | 30 | 57 | 105 | 135 |
| | Cr | 647 | 525 | 565 | 51 | 335 | 277 | 119 | 501 | 103 | 123 | 556 | 56 | 401 |
| | Cu | 82 | 40 | 54 | 34 | 68 | 118 | 138 | 71 | 46 | 99 | 250 | 290 | 114 |
| | La | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 |
| | Li | 51 | 43 | 41 | 71 | 46 | 49 | 92 | 42 | 16 | 40 | 51 | 57 | 79 |
| | Mo | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 | 21 | 5 | 5 | 5 | 5 |
| | Pb | 43 | 15 | 75 | 67 | 73 | 35 | 165 | 58 | 65 | 111 | 94 | 189 | 179 |
| | Sn | 25 | 25 | 65 | 60 | 59 | 25 | 25 | 102 | 67 | 79 | 78 | 120 | 93 |
| | Sr | 58 | 70 | 55 | 73 | 92 | 141 | 104 | 46 | 164 | 223 | 66 | 85 | 98 |
| | Zn | 117 | 96 | 70 | 98 | 81 | 76 | 597 | 76 | 42 | 64 | 102 | 434 | 593 |
| | Zr | 5 | 24 | 16 | 29 | 21 | 36 | 109 | 20 | 19 | 25 | 15 | 137 | 112 |
| | V | 159 | 215 | 213 | 246 | 227 | 281 | 203 | 226 | 178 | 232 | 214 | 169 | 174 |
| | Y | 2.5 | 8 | 7 | 11 | 8 | 14 | 10 | 7 | 10 | 12 | 7 | 11 | 10 |
| P. Niggli | c | 32.82 | 28.79 | 35.06 | 28.22 | 47.08 | 24.43 | 22.21 | 33.25 | 36.35 | 36.17 | 26.04 | 22.7 | 26.88 |
| | mg | 0.7 | 0.66 | 0.72 | 0.63 | 0.71 | 0.56 | 0.73 | 0.71 | 0.64 | 0.59 | 0.71 | 0.66 | 0.77 |
| | al | 17.37 | 19.66 | 12.8 | 19.26 | 10.27 | 20.46 | 24.23 | 14.13 | 19.43 | 20.83 | 17.63 | 15.16 | 15.96 |
| | ti | 0.55 | 0.98 | 0.7 | 1.17 | 0.71 | 1.45 | 0.92 | 0.73 | 0.65 | 0.92 | 0.73 | 0.91 | 0.67 |
| | K | 0.91 | 0.02 | 0.15 | 0.27 | 0.4 | 0.02 | 0.34 | 0.19 | 0.31 | 0.28 | 0.02 | 0.69 | 0.76 |
| | alk | 1.54 | 4.82 | 0.66 | 3.63 | 0.29 | 5.23 | 9.03 | 0.53 | 8.95 | 8.09 | 4.14 | 6.12 | 5.92 |

* Fe total calculado como FeO

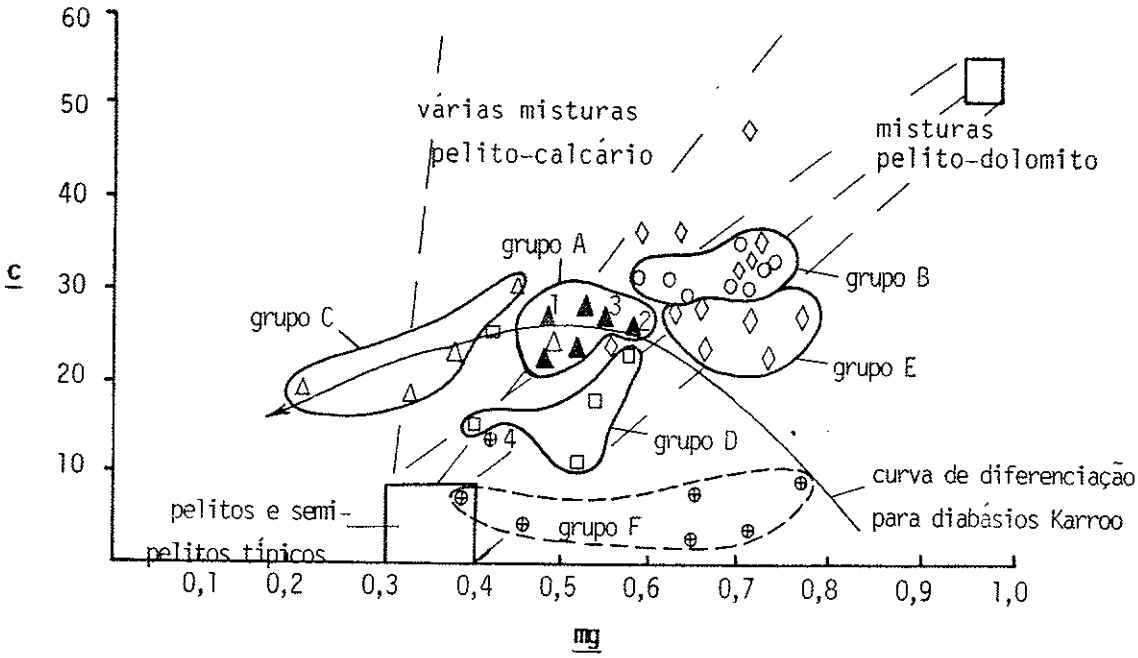



**figura 6** – Projeção dos valores de c versus mg de Niggli no diagrama de Leake (1964)

▲ -Rochas metabásicas anfibolíticas – Grupo A (<K)

o -Rochas metabásicas anfibolíticas - Grupo B (>Ca, Mg)

△ -Rochas metabásicas - Grupo C (>K)

□ -Rochas metabásicas - Grupo D (>Na)

◇ -Rochas metabásicas - Grupo E (>Ca)

⊕ -Rochas metapelíticas - Grupo F

1,2 e 3▲-Médias para basaltos toleítico, alcalino e cálcio-alcalino respectivamente, segundo Nockolds (1979, pag. 128)

4⊕-Média para siltito segundo Pettijohn (1975, pag 274)

refletem grupos de rochas respectivamente ricos em sericita (C), albita (D) e carbonato (E). Tais variações sugerem adição metassomática dos elementos químicos acima, em rochas metabásicas, fenômeno que aparentemente está ligado ao processo de geração de veios e de mineralizações da área, como se verá posteriormente.

Os contrastes químicos entre os grupos de rochas podem ser melhor visualizados nos diagramas apresentados nas figuras 6, 7, 8 e 9, onde foram lançados os parâmetros de Niggli c, mg e k e de $Na_2O$.

No diagrama da figura 6, observa-se a proximidade das amostras anfibolíticas do grupo A com as amostras de basalto típicas (1, 2 e 3), enquanto que as amostras do grupo B mostram um enriquecimento em Ca e Mg, localizando-se na mesma região das rochas do grupo E (ricas em Ca), no campo das misturas pelito-dolomito. De modo geral, as rochas dos grupos C, D e E se dispersam com relação às composições das rochas do grupo A e das amostras de basaltos típicos.

Essa tendência pode ser visualizada nas figuras 7 e 8 onde ocorre uma dispersão a partir das amostras de basaltos tipicos (1, 2 e 3), em direção a um campo mais rico em K de rochas do grupo C, e/ou em direção a valores mais elevados de Ca para rochas do grupo E (figuras 6 e 7), e/ou em direção a valores maiores de Na para rochas do grupo D (figura 9).

Para comparação foram também plotadas, análises de rochas pelíticas (F) da área e uma amostra de composição média de siltito (4) de Pettijohn (1975), (tabela 2). Observa-se que alguns pelitos da região do Piririca são comparativamente mais ricos em Mg (6-7% MgO contra 2,5% de MgO), o que pode refletir contrastes da área-fonte. Algumas evidências petrográficas (cristais um pouco mais desenvolvidos de clorita concentrados em camadas), sugerem a probabilidade de contribuição (tufácea) de material básico na constituição desses pelitos. Por outro lado, os diagramas apresentados, aliados às observações petrográficas, descartam a possibilidade de que as rochas metabásicas dos grupos C, D e E constituam meras misturas de material "básico e pelítico". Uma possível (porém improvável) exceção, são algumas amostras do grupo E cujas composições se situam em geral, entre as das metabásicas do grupo A e os pelitos do grupo F (figura 8).

Sumarizando, as rochas metabásicas da região do Piririca sofreram variações composicionais, segundo as quais foram caracterizadas em grupos distintos entre si.

Muito próximas à composição de amostras típicas de basalto, temos o grupo A de rochas anfibolíticas, com valores mais baixos em K. O grupo B de rochas anfibolíticas apresenta por sua vez, valores acentuadamente mais elevados de Ca e Mg, com uma dispersão maior com relação às amostras típicas, sugerindo adição desses elementos por veios/vênulas ou por outro processo pós-magmático.

Nos demais grupos de rochas metabásicas (C, D e E, sem anfibólios), onde os minerais originais foram em parte transformados em pseudomorfos (sericita, carbonato, etc) ocorrem variações de composição associadas a processos não isoquímicos de adição de K,

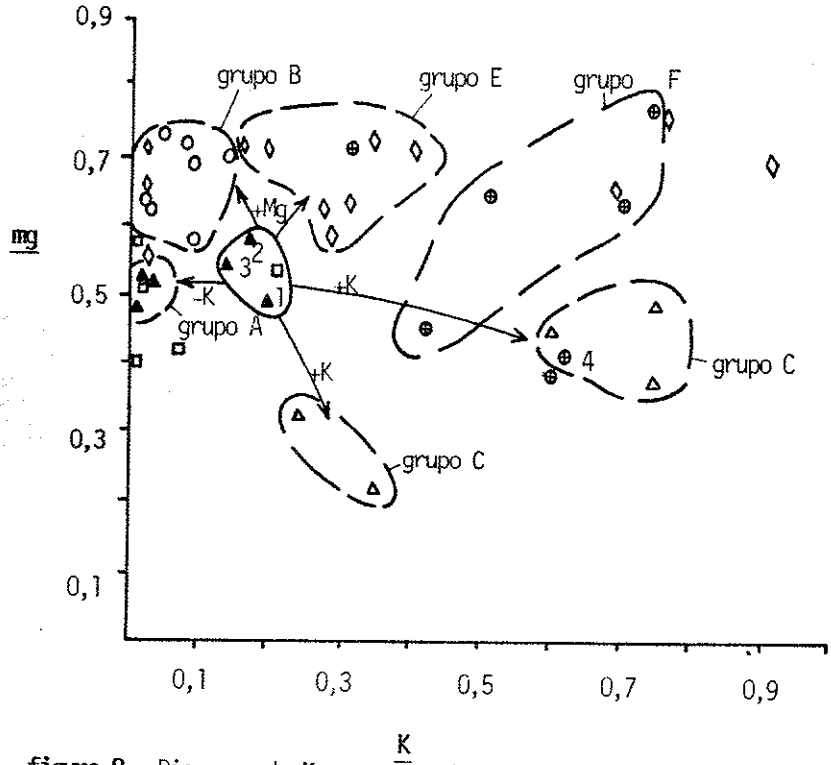



**figura 8** – Diagrama de K versus mg de Niggli.
Simbologia como na figura 6.

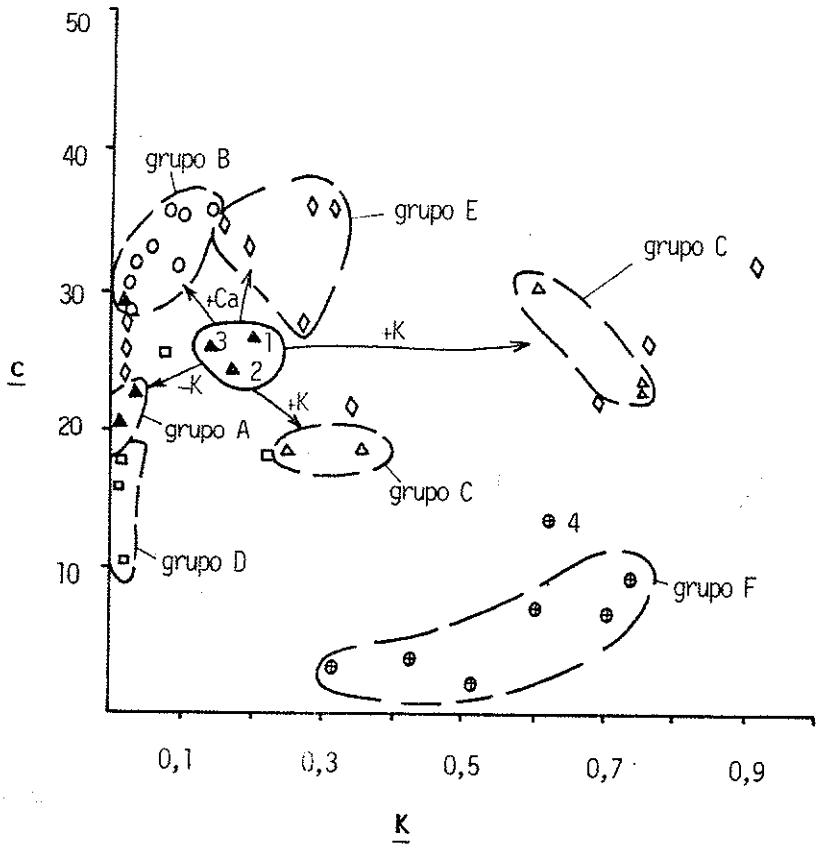



**figura 7** – Diagrama de K versus c de Niggli.
Simbologia como na figura 6.

Na e Ca, que provocam a dispersão dessas rochas a partir das amostras de basaltos típicas em direção a campos mais ricos nesses elementos.

Foram encontradas dificuldades na amostragem das rochas metabásicas encaixantes das mineralizações auríferas estudadas, devido a falta de exposição adequada dos veios.

Os resultados obtidos na área do Piririca devem ser considerados de natureza preliminar. Não foi possível estabelecer com base nas proporções dos minerais presentes, a distinção de faixas com graus de alteração de intensidade variável nas rochas metabásicas encaixantes das mineralizações. Pelo controle de localização das amostras nos furos de sondagem, observa-se uma tendência de aumento de carbonatos, sericita e albita em direção aos veios.

Ainda assim, os estudos petrográficos e químicos em amostras de testemunho de sondagem, mostraram evidências de variações químicas sofridas por estas rochas, sugerindo fenômeno de alteração hidrotermal com interação fluido mineralizante - rocha encaixante, a exemplo do que ocorre nas mineralizações de ouro da Fazenda Brasileiro, Bahia (Marimon, 1986), na jazida de Hunt, Austrália (Phillips e Groves, 1984), na jazida de Kerr-Addison, Canadá (Kishida, 1984), entre outros.

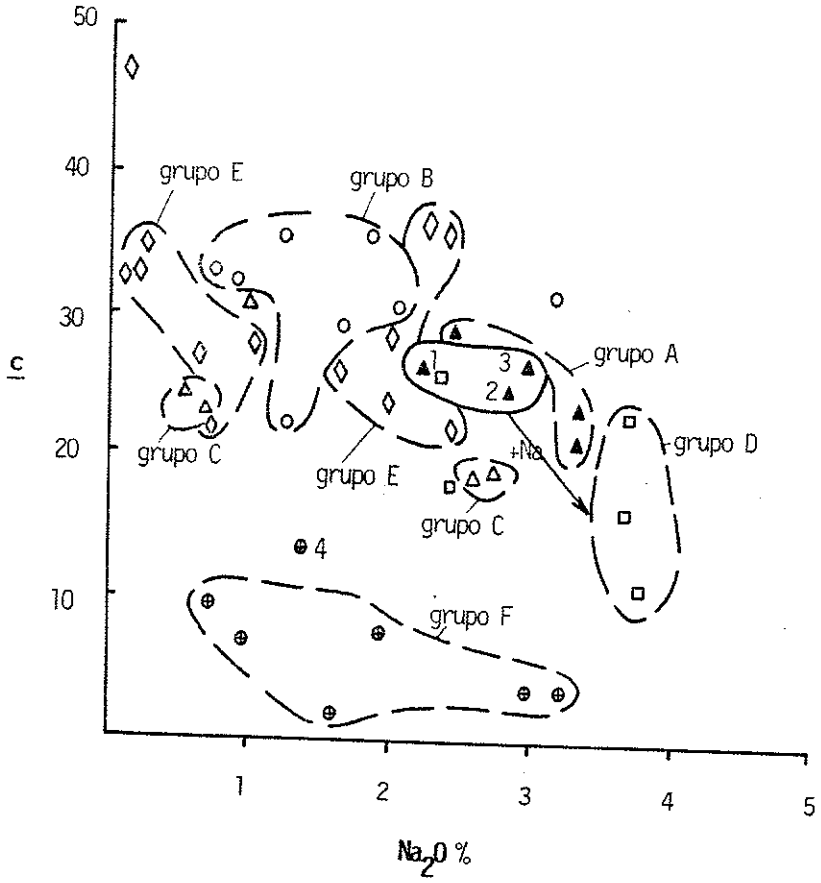
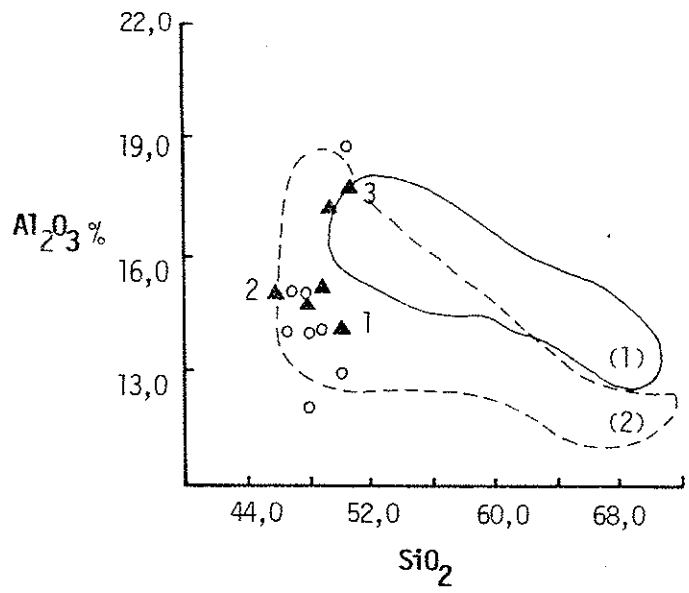



**figura 9**- Diagrama de $Na_2O$ x c de Niggli.

Simbologia como na figura 6.

A

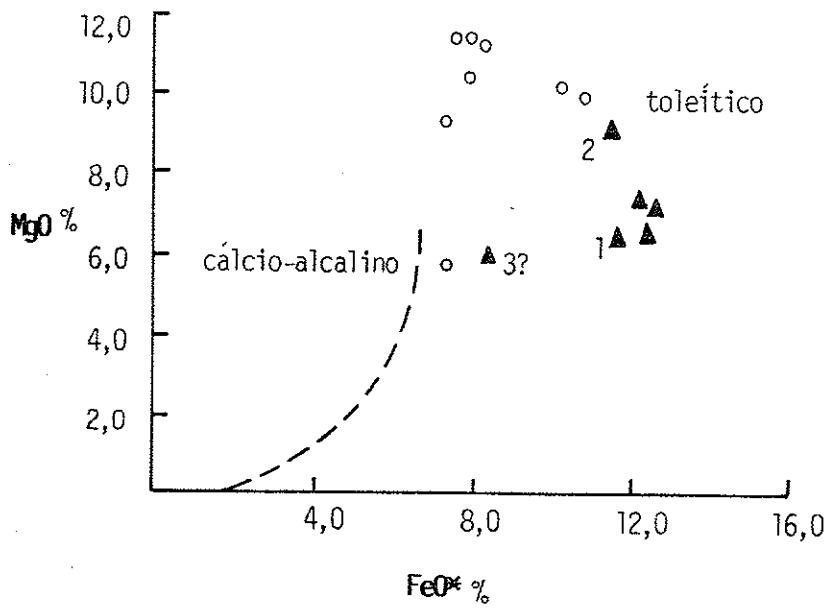



legenda: ▲ -Rochas anfibolíticas do Grupo A.

o -Rochas anfibolíticas do Grupo B.

▲ 1, 2 e 3 - amostras típicas de basaltos toleítico, alcalino e cálcio-alcalino (Nockolds, 1979).

B




(* FeO total calculado como FeO)

C

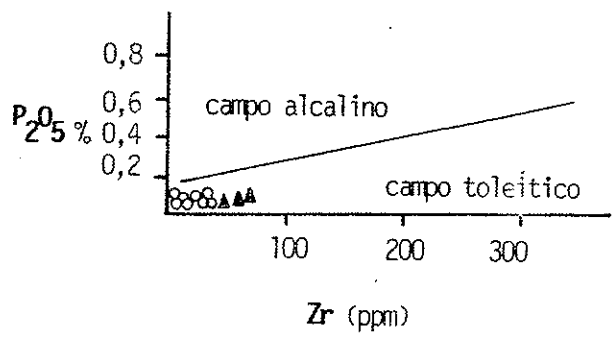



**figura 10** - A. Diagrama de Tegyey (1980) com separação das séries toleítica (2) e cálcio-alcalina (1).

B. Diagrama de Tegyey (1980), discriminando as séries toleíticas e cálcio-alcalinas.

C. Diagrama Zr x $P_2O_5$ Floyd e Winchester (1975)

# 8 - Mineralizações auríferas da região do Piririca

## 8.1 - As mineralizações auríferas no Vale do Ribeira

De acordo com o levantamento executado por Morgental et al (1981), o desbravamento do Vale do Ribeira está intimamente ligado à procura de metais, principalmente ouro e prata. Depoimentos de historiadores remontam ao século XVI, época do o inicio das primeiras descobertas de ouro no distrito de Apiaí. A presença de jesuítas, no século XVII, lavando os sedimentos de diversos rios do Vale do Ribeira, principalmente da região de Iporanga e Xiririca, também encontra-se documentada.

O primeiro trabalho específico sobre o ouro na região do Vale do Ribeira, segundo Morgental et al (1981), pertence a José Bonifácio de Andrade e Silva e Martin Francisco Ribeiro de Andrade, em sua viagem mineralógica à província de São Paulo (1805), destacando a potencialidade do distrito aurífero de Iporanga e dos rios Ivaporunduva, Pilões, Juquiá, Assungui, Batatal, São Lourenço e outros.

Após a descoberta de distritos auríferos mais ricos em Minas Gerais, Bahia, Goiás e Mato Grosso, a mineração de ouro em São Paulo decresceu, provocando o abandono da atividade extrativa deste metal durante o século XIX.

Poucas atividades foram desenvolvidas entre o final do século passado e o início deste, destacando-se os trabalhos na Mina do Morro do Ouro, em Apiaí, paralisados em 1942, e os levantamentos do Governo do Estado de São Paulo, em especial no rio Pedro Cubas, entre 1939 e 1942.

Devido provavelmente, aos teores relativamente baixos das mineralizações auríferas do Vale do Ribeira, e as baixas cotações do ouro no mercado internacional, até meados da década de 70 nenhum trabalho importante foi desenvolvido na região, com interesse nestas mineralizações.

A partir de 1970, ainda segundo Morgental et al (1981), a CPRM através de projetos de mapeamento geológico de caráter regional, desenvolvidos na região para o DNPM, começou a destacar a importância da pesquisa do ouro na bacia do rio Ribeira de Iguape, para a avaliação da potencialidade aurífera dos extensos depósitos aluvionares e das ocorrências de ouro primário.

Foi entretanto, a partir de atividades de pesquisas próprias que a CPRM iniciou em 1977 a execução do Projeto Eldorado, e assim descobriu as mineralizações auríferas polimetálicas, associadas a veios de quartzo da região do Piririca, entre outras.

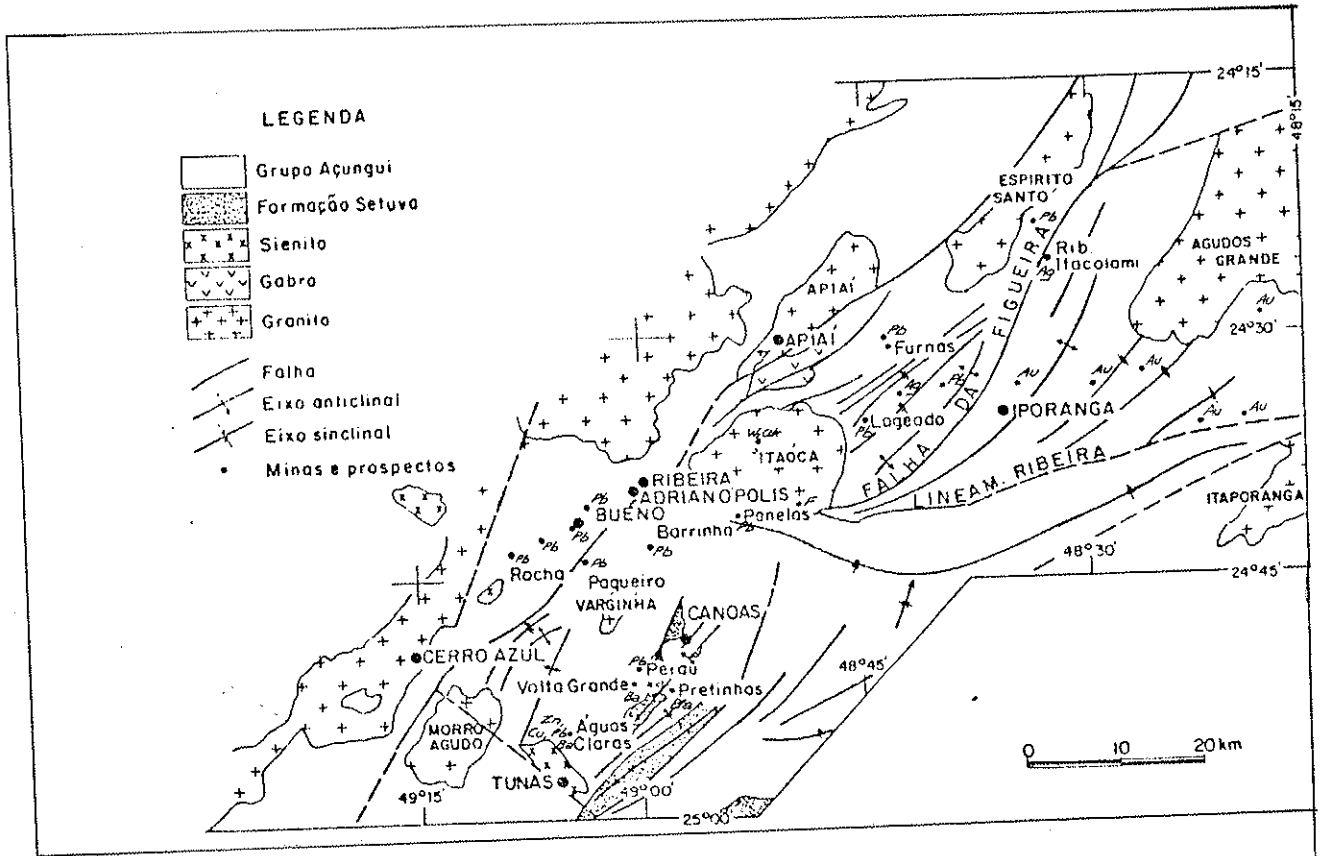



Figura 11 - Mapa de localização de minas e prospectos (modificado de Barbour et al., 1988)

O ouro primário é conhecido em diversas localidades no Vale do Ribeira:

- em Piririca, Passagem , Barra dos Pilões, Cobrasil, relacionado a mineralizações sulfetadas polimetálicas em veios de quartzo, associados principalmente às rochas metabásicas de uma seqüência vulcano-sedimentar (Formação Perau, Campanha et al, 1986), em faixas de cisalhamento.

- em Panelas, Furnas, Lageado, entre outras, relacionado a mineralizações plumbo-argentíferas epigenéticas e singenéticas, associadas a rochas carbonatadas da mesma seqüência vulcano-sedimentar acima citada.

- em Cavalo Magro e Rio Cruzeiro, relacionado a veios de quartzo com pirita aurífera, encaixado em rochas graníticas do maciço Agudos Grandes.

Além de mineralizações auríferas e plumbo-argentíferas, são conhecidas no Vale do Ribeira depósitos de barita que se associam a mineralizações sulfetadas de Cu, Pb, Zn de características exalativo-vulcano-sedimentar, também relacionadas à seqüência vulcano-sedimentar citada.

Associado ao batólito granítico Itaoca são conhecidos escarnitos mineralizados em tungstênio e mais raramente em ouro e cobre.

Na figura 11 temos um mapa de localização das principais mineralizações no Vale do Ribeira.

### 8.2 - Distribuição das mineralizações auríferas do Piririca num contexto regional

As mineralizações auríferas da região do Piririca, são de natureza epigenética e parecem estar espacialmente relacionadas a uma zona de cisalhamento transcorrente, dentro da Faixa de Cisalhamento Piririca (Silva e Câmara, 1990), que atravessa uma seqüência de rochas vulcano-sedimentar dentro da Faixa de Dobramentos Apiaí (Hasui et al, 1976). Tassinari et al (1990), considera que as seqüências metamórficas dessa Faixa de Dobramentos depositaram-se entre 1,8 e 1,5 b.a., sofrendo um metamorfismo entre 1,3 e 1,0 b.a., com superimposição de um evento metamórfico pelo menos termal durante o Proterozóico Superior, próximo a 700 m.a.

Pelo trabalho de Ebert et al (1988), o desenvolvimento dessas zonas de cisalhamento na região do Vale do Ribeira, pode ter sido concomitante à principal fase de deformação ($D_1$), responsável pelas estruturas penetrativas regionais, especialmente a foliação metamórfica $S_1$. Segundo o autor, existem indícios de fenômenos transcorrentes atuando durante a tectônica tangencial de baixo ângulo $D_1$.

Foram efetuadas análises de Pb/Pb, em duas amostras de galena associadas aos veios de quartzo mineralizados. As idades aproximadas foram calculadas pelo Modêlo Stacey e Kramers (1975) e forneceram os seguintes dados.

| Nº campo | 206Pb/204Pb | 207Pb/204Pb | 208Pb/204Pb | Idade m.a. |
|---|---|---|---|---|
| F-28 | 17,0199±0,039% | 15,6745±0,046% | 37,5556±0,054% | 1.303 |
| F-06 | 17,6239±0,014% | 15,4732±0,014% | 36,75015±0,017% | 1.270 |

O Modêlo de Plumbotectônica de Zartman e Doe (1981), apresentado no diagrama da figura 12, mostra uma origem crustal para o chumbo formador das galenas analisadas.

Tassinari et al (1990), efetuaram estudos em alguns depósitos de Pb e Ag da região do Vale do Ribeira, especialmente o tipo "Panelas" de Fleischer (1976), que apresenta características epigenéticas e se encontra encaixado na mesma seqüência vulcano-sedimentar da região do Piririca. Os isótopos de Pb e Sr indicaram para as soluções mineralizantes uma origem crustal, por processos de remobilização das rochas encaixantes, associados com os eventos metamórficos regionais, com idades entre 1,4 e 1,1 b.a.

Desta forma, os dados de composição isotópica de Pb nas galenas das mineralizações do Piririca, estão de acordo com os resultados obtidos nos estudos dos autores acima citados.

### 8.3 - O sistema filoneano das mineralizações

Na área estudada foram detectados pelo Projeto Eldorado (CPRM, 1982), diversos veios de quartzo mineralizados, que segundo Silva e Câmara (1990), estão provavelmente relacionados a uma zona de cisalhamento de alto ângulo, de direção entre N 40-45· E, com evidências de movimentação horizontal a sub-horizontal dextral.

Grande parte dos veios, denominados em campo por $P_1$, $P_2$, $S_1$, $S_3$, $S_5$, L, $F_1$, $F_2$ entre outros (figura 5, mapa geológico local), mostram uma orientação paralela à direção de cisalhamento (N 40-45· E), com mergulhos variáveis de alto a baixo ângulo. Esses veios apresentam-se geralmente boudinados e estirados, com pouco fraturamento (fotografia 1).

São observados também, alguns veios denominados por K, $Q_2$, I, H, U, entre outros (figura 5), com orientação geral N 20-25· E, e mergulhos variáveis. Esses veios formam ângulos de 15 a 20· com a direção do cisalhamento, mostrando-se quase sempre fraturados (fotografia 2).

Alguns poucos veios detectados, chamados de E e $D_2$ (figura 5), têm uma orientação geral praticamente E-W. Encontram-se formando ângulos de 45· com a direção de cisalhamento, e estão intensamente fraturados (fotografia 3).

De modo geral, os veios mostram um carater descontínuo ao longo do comprimento, com espessuras muito irregulares variando entre 0,10 e 2,50 m, com um teor médio de 2,0 g/t de Au.

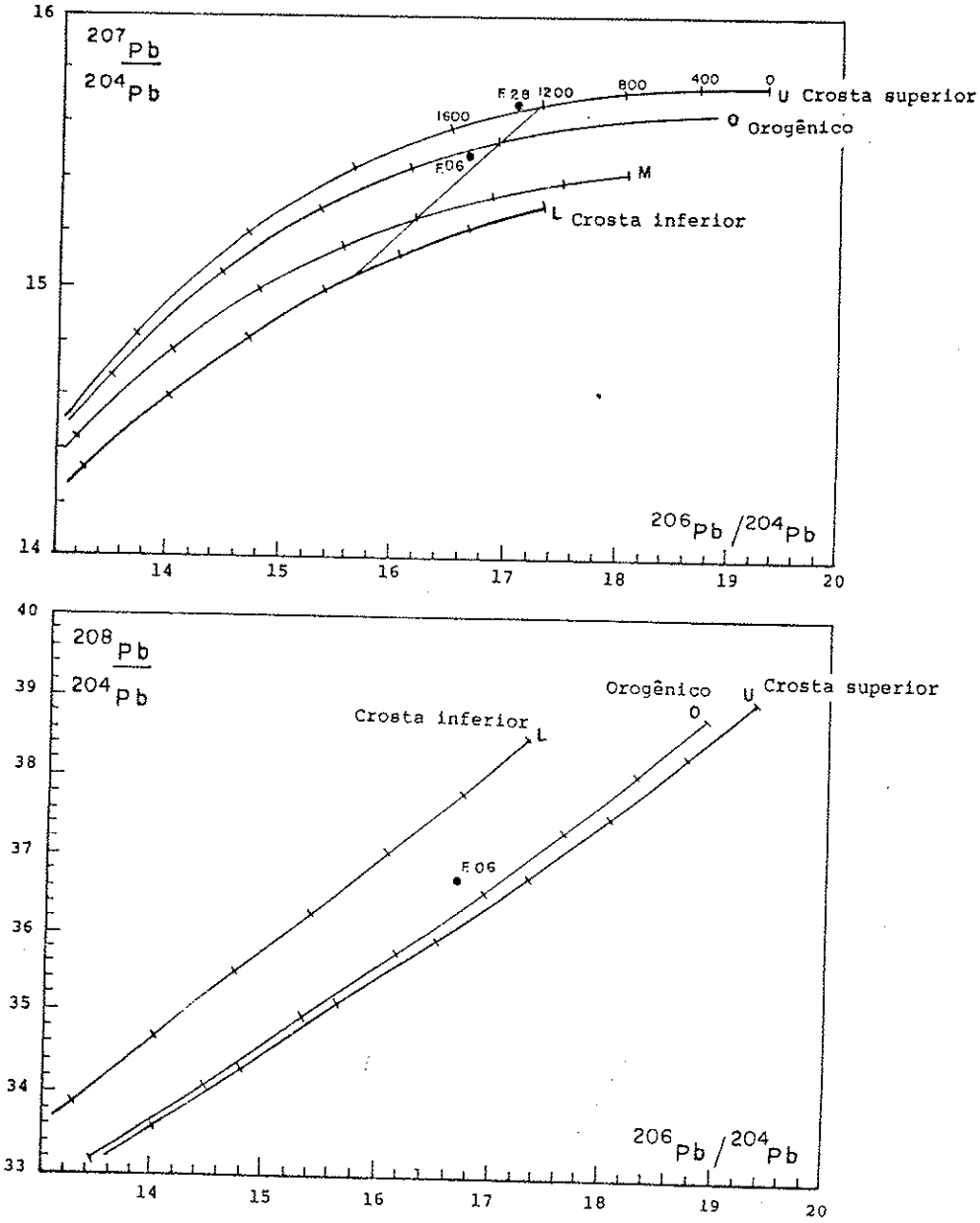
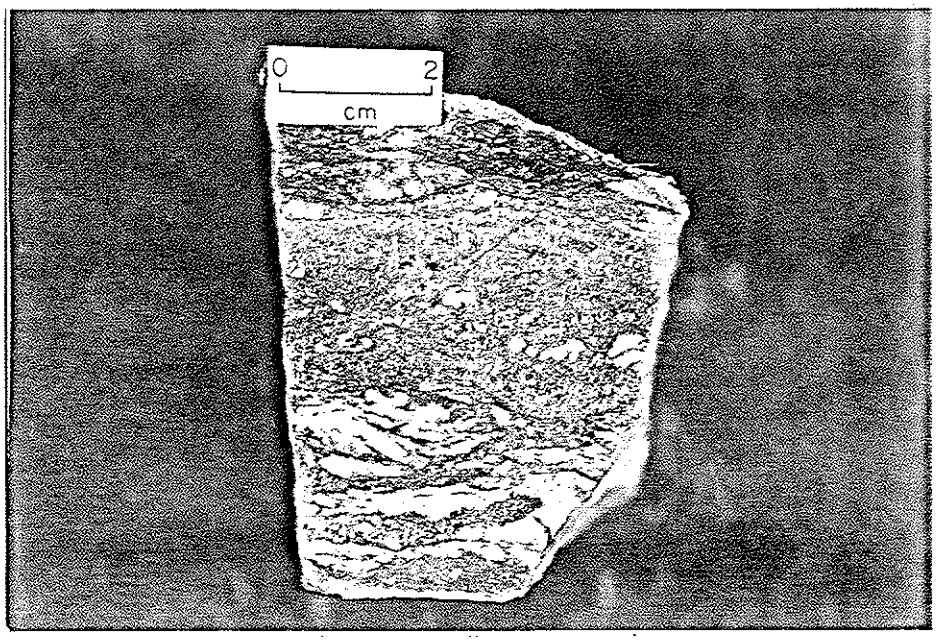
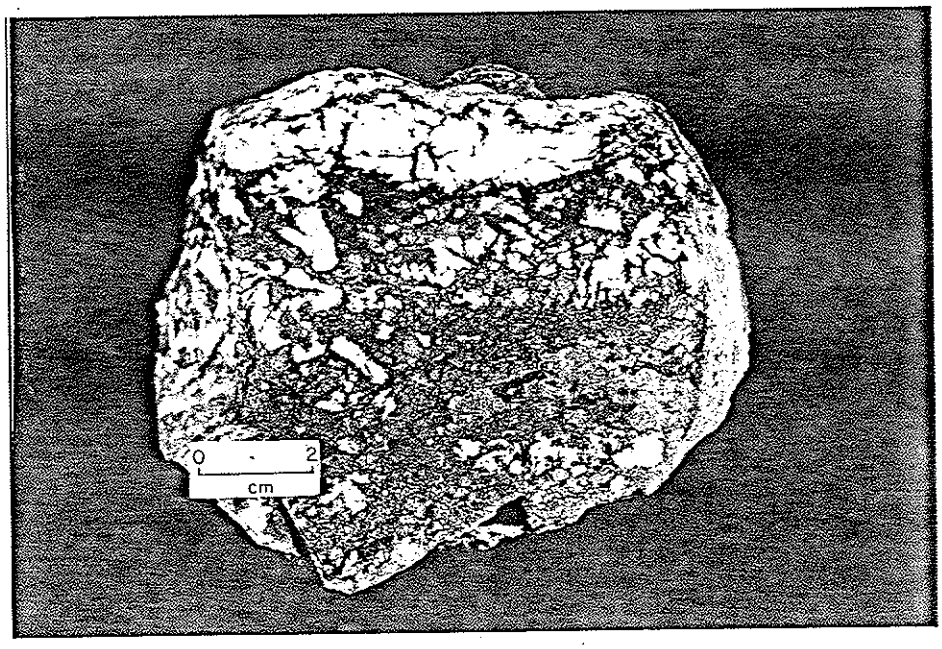


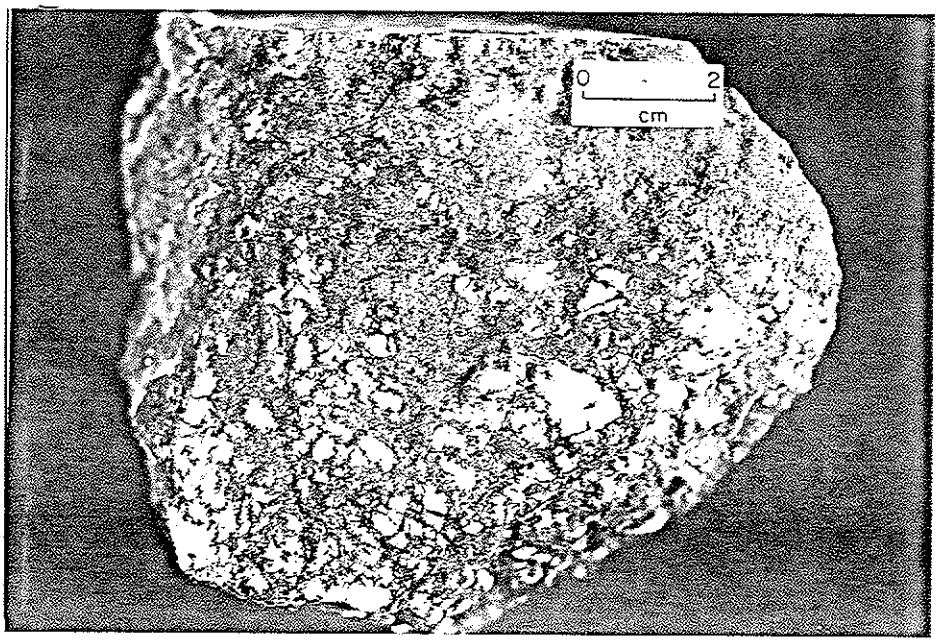

**Figura 12** - Dados de composição isotópica de Pb das mineralizações filoneanas quartzosas auríferas, contendo galena, em curvas de evolução do modelo de plumbo-tectônica, segundo Zartmam e Doe, 1981



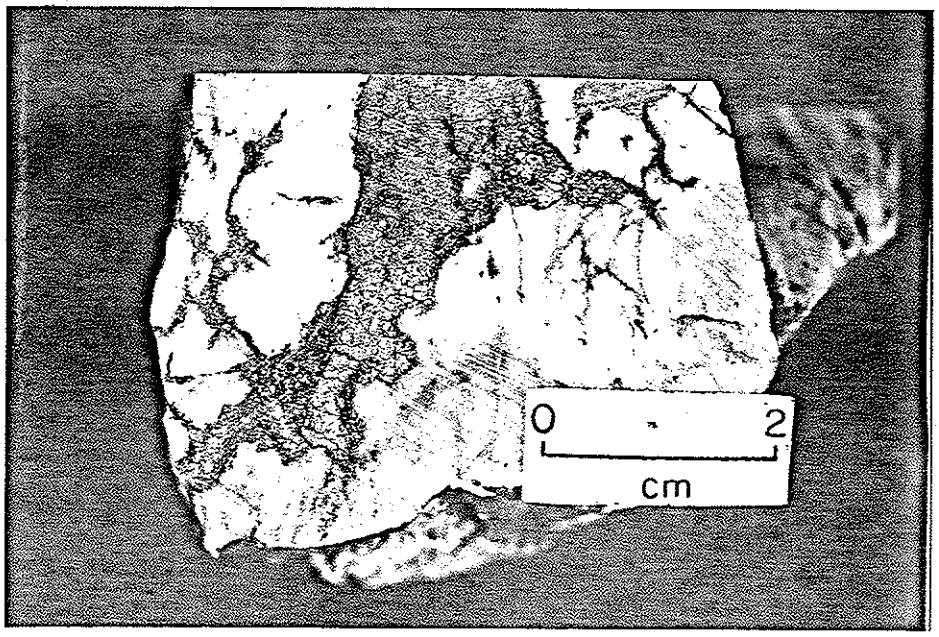

Fotografia 1 - Veio de quartzo sulfetado ($S_3$) com orientação paralela à direção de cisalhamento (N 40-45· E). Mostra-se geralmente boudinado e estirado, com pouco fraturamento.




Fotografia 2 - Veio de quartzo sulfetado (U), com orientação formando ângulo (15-20·) com a direção de cisalhamento. Mostra-se geralmente fraturado.




Fotografia 3 - Veio de quartzo sulfetado ($D_2$), com orientação formando ângulo (45°) com a direção de cisalhamento. Mostra-se geralmente intensamente fraturado.




Fotografia 4 - Zona de sulfetos maciços que se desenvolve geralmente ao lado de uma zona de quartzo leitoso (U). Algumas vezes observa-se preenchimento de pequenas fraturas nesse quartzo com sulfetos .

A tentativa de estabelecimento da geometria dos veios dentro de uma zona de cisalhamento é ainda bastante preliminar, pois muito pouco se conhece do comportamento estrutural da região estudada, assim como de suas mineralizações.

Pelas características acima indicadas, pode-se sugerir com base em modelos de zonas de cisalhamentos (Ramsay, 1980) e trabalhos específicos em áreas de mineralizações relacionadas a estas zonas (Colvine et al. 1984; Andrews et al. 1986; Hodgson 1988 e 1989, entre outros), que as mineralizações da área do Piririca estariam ocorrendo num sistema de veios associado a uma zona de cisalhamento de comportamento dúctil-rúptil, com movimentação dextral.

Em função do modêlo proposto, e utilizando-se dos experimentos de Riedel (1929) e Hodgson (1989), os veios paralelos à direção de cisalhamento poderiam ser veios do tipo C (centrais); aqueles que formam ângulos de 15 a 20° com essa direção, veios tipo P (pressão); enquanto que os veios com ângulo a 45° dessa direção, seriam do tipo T (tensão).

**8.4 - Contrôle das mineralizações**

As mineralizações filoneanas auríferas acham-se estratigraficamente associadas a uma seqüência de rochas metavulcano-sedimentares, com intercalações concordantes de corpos metabásicos, de baixo grau metamórfico. Esta seqüência, nos trabalhos de Campanha et al (1986, 1987) é chamada de Formação Perau (figura 2). Essas mineralizações não são concomitantes às rochas associadas, apresentando características epigenéticas.

Os veios mineralizados mais significativos estão hospedados em rochas metabásicas geralmente milonitizadas e brechadas, embora ocorram também nos metassedimentos, e nesses casos são, via de regra, de menor expressão.

Essa diferença pode estar relacionada à competência relativa entre os dois tipos de rochas, aliada a suas características químicas. As rochas metabásicas são mais competentes que os tipos metasedimentares, facilitando a formação de aberturas maiores durante as fases de deformação a que estiveram submetidas, e permitindo assim o acesso e circulação de maior quantidade de soluções mineralizantes.

Através dos estudos petrográficos e químicos realizados, essas rochas teriam a composição original de um gabro/diabásio , com uma natureza intrusiva, e provavelmente sub-vulcânica. Além disso mostram evidências de alteração hidrotermal, como resultado da interação fluido mineralizante - rocha encaixante, processo este que se encontra superimposto ao metamorfismo de baixo grau que atingiu esses litótipos.

Conforme já citado anteriormente, uma zona de cisalhamento parece representar um controle estrutural importante dos sistemas de veios detectados na área.

## 8.5 Mineralogia das mineralizações

Muitas mineralizações foram detectadas na área, no entanto, as condições de amostragem dos veios aflorantes, assim como a confiabilidade de sua localização nos perfis dos furos de sonda executados, limitaram o estudo da mineralogia às amostras dos veios $P_2$, $S_1$, $S_3$, $S_5$, K e $Q_2$ principalmente, com algumas seções polidas analisadas nos veios U, E, $D_2$, L e $F_2$.

A observação das amostras dos veios acima citados, permitiu através de um estudo de caráter preliminar, sugerir um provável zoneamento para estas mineralizações. Em alguns veios desenvolve-se próximo à rocha encaixante, uma zona constituida de quartzo de cor escura, granulação fina, com pequena quantidade de sulfetos finamente disseminados, constituida principalmente por pequenos cristais de pirita.

Logo a seguir, passa-se para uma zona de quartzo leitoso, bastante comum a todas as mineralizações da área. Apresenta-se geralmente estéril, ou com raro sulfeto. O quartzo mostra uma estrutura boudinada e/ou estirada, e às vezes fraturada.

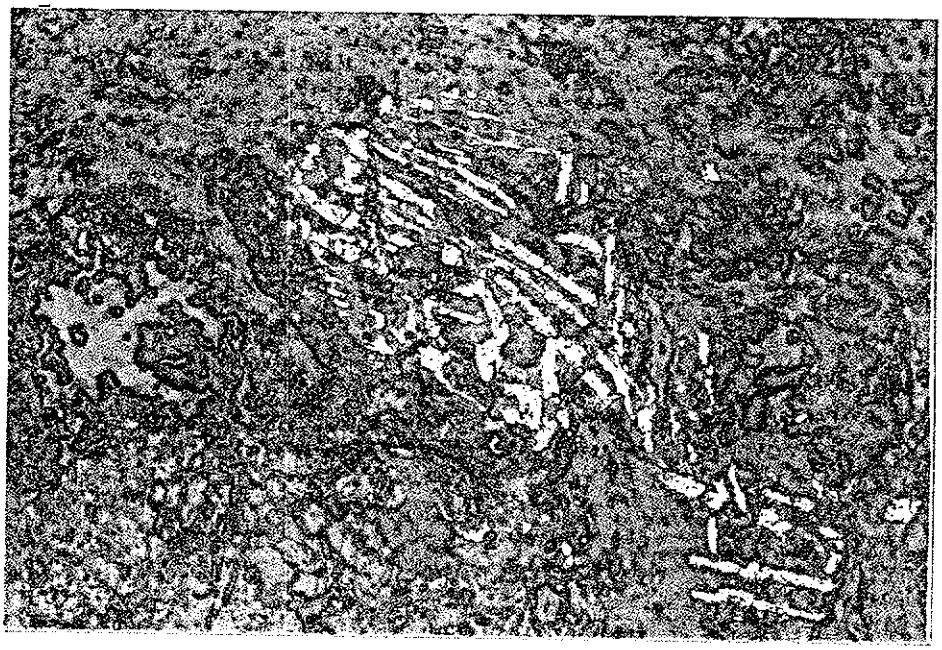
Esta região está diretamente associada a uma zona de sulfetos maciços, que se desenvolve ao seu lado, invadindo-a, e chegando mesmo a preencher pequenas fraturas no quartzo leitoso (fotografia 4). Os sulfetos constituem-se principalmente de pirita e arsenopirita, e subordinadamente de calcopirita, boulangerita, bournonita, jamesonita, galena, blenda, grupo do fahlore e bornita, formando associações em que apenas alguns comparecem, e nem sempre estão presentes em todos os veios.

A ganga é essencialmente quartzosa, com carbonato em quntidades subordinadas.

Alguns minerais de alteração foram observados, tais como covelina, calcocita, limonita, goethita/lepidocrocita, além de sulfatos de cobre (não determinados).

Foram estudadas por microscopia de luz refletida cerca de 75 seções polidas, amostradas essencialmente na zona de sulfetos maciços, sendo algumas de rochas encaixantes. Procurou-se identificar as fases mineralógicas presentes, as características texturais dos minerais e estabelecer uma provável paragênese.

As amostras de rochas encaixante estudadas, constituiram-se de rochas metabásicas e revelaram a presença frequente de ilmenita quase sempre na forma de "esqueletos" de leucoxênio, de pequenos cristais idiomórficos de magnetita e de pirita de granulação fina, também idiomórfica e fraturada (fotomicrografia 8).



580 μ

Fotomicrografia 8 - Rocha metabásica encaixante das mineralizações, com ilmenita na forma de "esqueletos" de leucoxênio (1) e pequenos cristais de pirita de granulação fina (2).

No estudo das seções polidas da zona sulfetada, algumas relações de um mineral para outro foram observadas. Embora provavelmente, muitas delas possam ter algum significado, apenas um número pequeno pode fornecer relações de idade com certeza razoável.

As venulações de um mineral em outro, são as relações que forneceram dados mais convincentes sobre a ordem relativa de formação dos minerais. Contemporaneidade ou sobreposição, provavelmente parecem ter ocorrido, mas nenhum bom critério pode ser evidenciado.

Exemplos destas relações aparecem frequentemente nos veios estudados, com calcopirita, boulangerita, bournonita, blenda, grupo do fahlore e ouro venulando ou preenchendo fraturas e cavidades de cristais de pirita e arsenopirita (fotomicrografias 9,10,11). Algumas vezes a calcopirita parece substituir a pirita de granulação grossa, ao redor de suas bordas (fotomicrografia 12).

Vênulas de ganga quartzosa, nítidamente posterior, com cristais de pirita idiomórfica sem fraturamento, aparecem cortando pirita e arsenopirita milonitizadas e cataclasadas (fotomicrografia 13). Essas vênulas podem se constituir também de pequenos cristais idiomórficos de pirita, e atravessarem a ganga quartzosa (fotomicrografia 14).

Relações geralmente significativas, mas sujeitas a várias interpretações são mostradas por romboédros perfeitos ou cristais irregulares de arsenopirita dentro ou penetrando cristais de pirita, sugerindo arsenopirita tardia em relação à pirita ou, pirita tardia envolvendo

cristais já formados de arsenopirita, ou contemporaneidade entre ambas. As mesmas relações com pirita no lugar de arsenopirita, também são observadas (fotomicrografias 15 e 16).

Utilizando-se do sistema de micro-análises (sistema MEV-EDS), foi possível caracterizar qualitativamente, que os sulfoantimonietos mostram relações significativas entre si, sugerindo contemporaneidade ou sobreposição. Os espectros obtidos em diferentes fases minerais associadas, estão apresentados na figura 13 A, B, C e D, indicando variações de composição com fases compostas por Pb, Sb, S (boulangerita); Pb, Cu, Sb, S (bournonita); Cu, Sb, S (grupo do fahlore) e Pb, Cu, Zn, Fe, Sb, S (jamesonita).

Limonitização de pirita; arsenopirita transformando-se em hidróxido de ferro (goethita/lepidocrocita), (fotomicrografia 17) e textura colofórmica de covelina em calcopirita (fotomicrografia 18), podem ser chamadas de feições subsequentes desses minerais.

O quadro 1 procura representar essas relações de idade dos minerais da zona maciça de sulfetos dos veios $P_2$, K, $Q_2$, $S_1$, $S_3$ e $S_5$ principalmente , encaixados em rochas metabásicas.

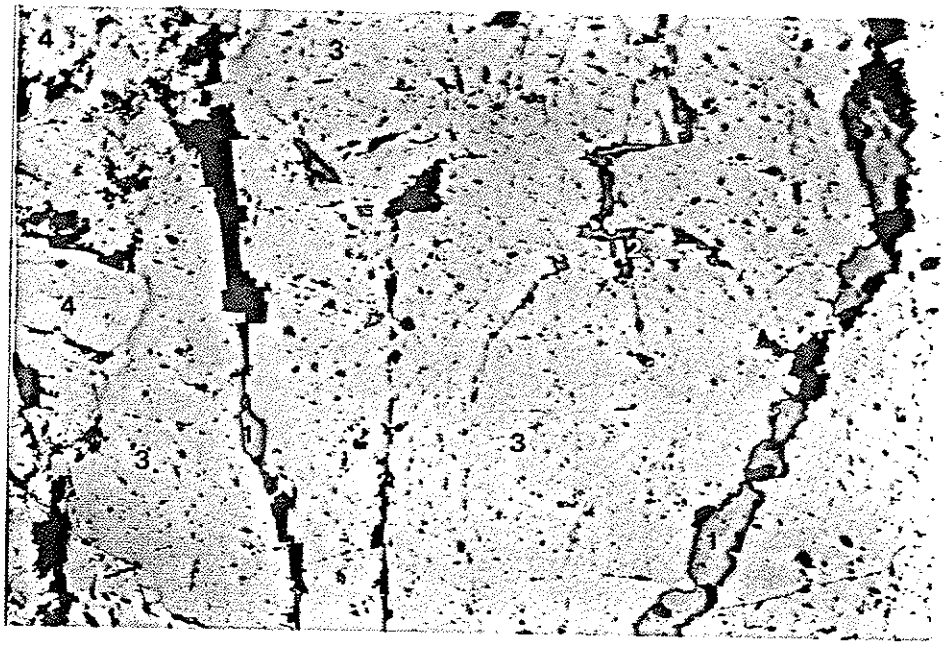
De acordo com este quadro foi possível identificar nos veios estudados, 3 grupos principais de minerais opacos.

O primeiro grupo é constituido por pirita e arsenopirita de granulação grossa, que representam os minerais mais abundantes, geralmente presentes em todos os veios, sendo também macroscópicamente os dois sulfetos visíveis. Acham-se frequentemente fraturados (fotomicrografia 19), algumas vezes mostrando feições de milonitização e estiramento (fotomicrografia 20). Não foi possível estabelecer uma relação conclusiva de idade entre esses dois sulfetos. O conjunto de observações indica tanto a arsenopirita posterior como também provavelmente anterior à pirita e algumas vezes pode-se pensar em contemporaneidade ou sobreposição entre ambas. Alguns indícios parecem sugerir em determinadas situações onde, por exemplo, cristais de arsenopirita com padrões de fraturamento diferentes estão lado a lado, que possa ocorrer neste estádio da mineralização mais de uma geração de arsenopirita e/ou pirita.

O segundo grupo é constituido por calcopirita, boulangerita, bournonita, jamesonita, grupo do fahlore, galena, blenda e bornita, presentes em pequenas quantidades nas amostras estudadas. Bornita e blenda têm uma distribuição menos ampla. Algumas vezes galena, boulangerita e calcopirita foram observadas macroscopicamente.

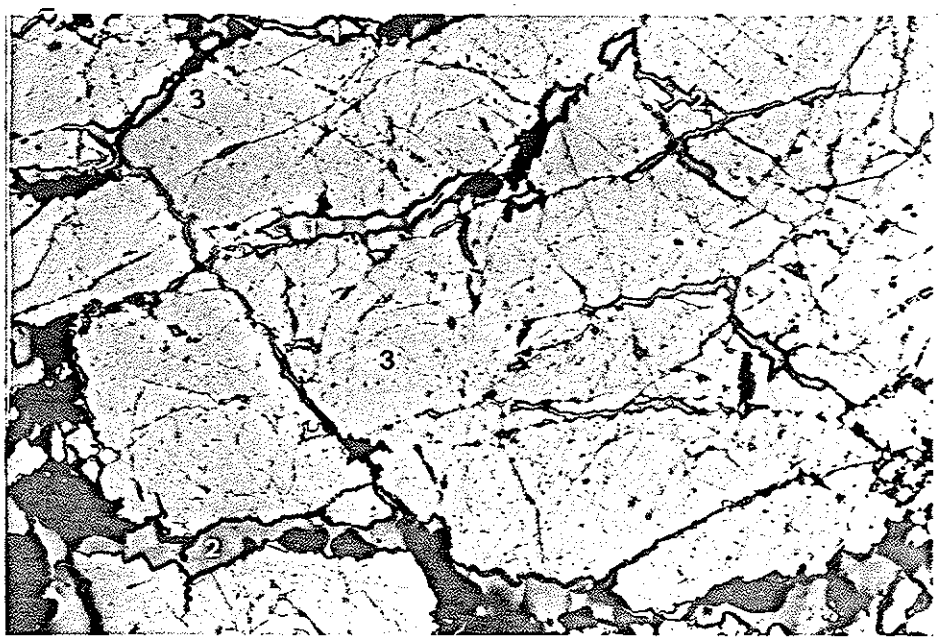
Este grupo é claramente tardio em relação aos minerais do primeiro grupo. O tipo mais comum de relação significativa entre esses minerais é em forma de vênulas, ao longo de fraturas da pirita e arsenopirita. Isto sugere que em algum momento durante e/ou após a deposição desses dois sulfetos e anteriormente à deposição dos minerais do segundo grupo tenha havido uma fase de brechação (fotomicrografias 9, 10, 11). Os minerais do segundo grupo não mostram evidências de fraturamentos.

Uma provável seqüência de deposição entre esses minerais é muito difícil de ser estabelecida, pois não mostram relações convincentes entre si.



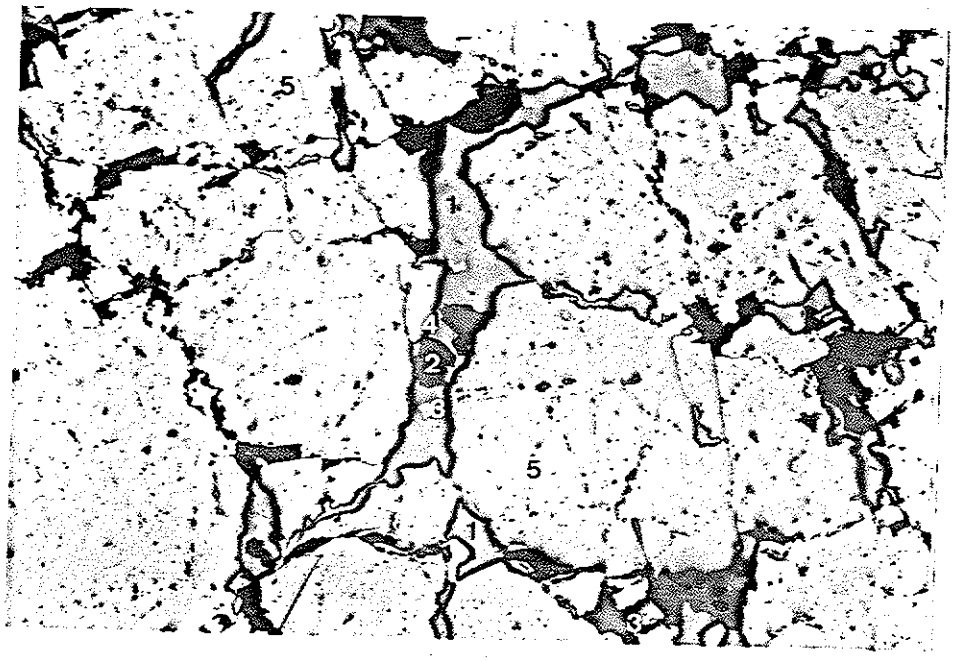

100μ

Fotomicrografia 9 - Calcopirita (1) e boulangerita (2) preenchendo fraturas e cavidades em cristais de pirita de granulação grossa (3). À esquerda arsenopirita de granulação grossa (4). A ganga quartzosa aparece em preto. N.//.



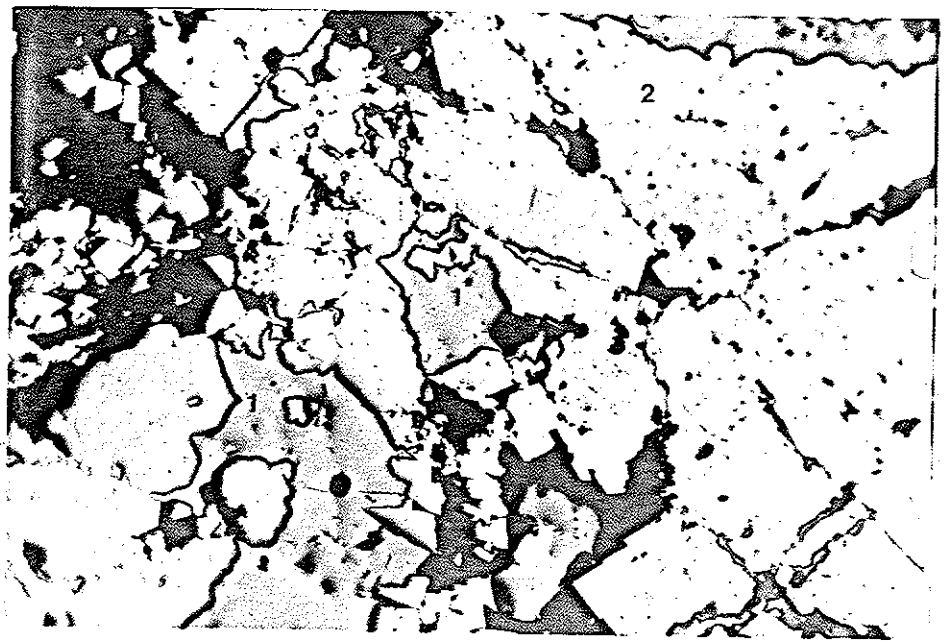

100μ

Fotomicrografia 10 - Boulangerita (1) e grupo do fahlore (2) venulando cristais de granulação grossa de pirita fraturada (3). N.//




100μ

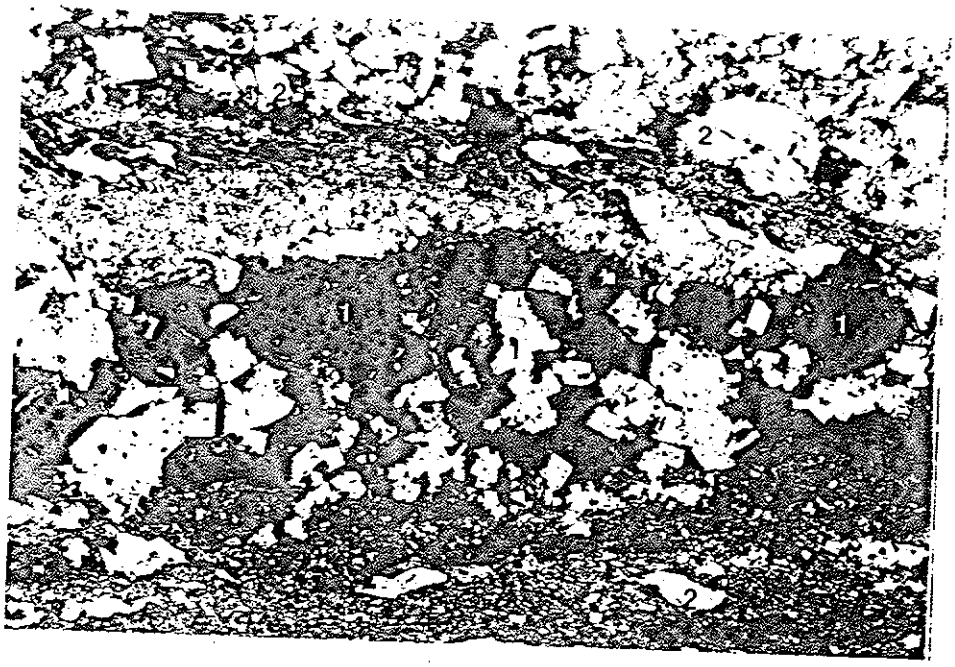
Fotomicrografia 11 - Calcopirita (1), blenda (2), boulangerita (3) e grupo do fahlore (4) venulando pirita de granulação grossa fraturada (5). A ganga quartzosa aparece em preto. N.//.




100μ

Fotomicrografia 12 - Calcopirita (1) substituindo cristais de pirita de granulação grossa (2) e preenchendo fraturas e cavidades no seu interior. N.//.

Instituto de Geociências
BIBLIOTECA

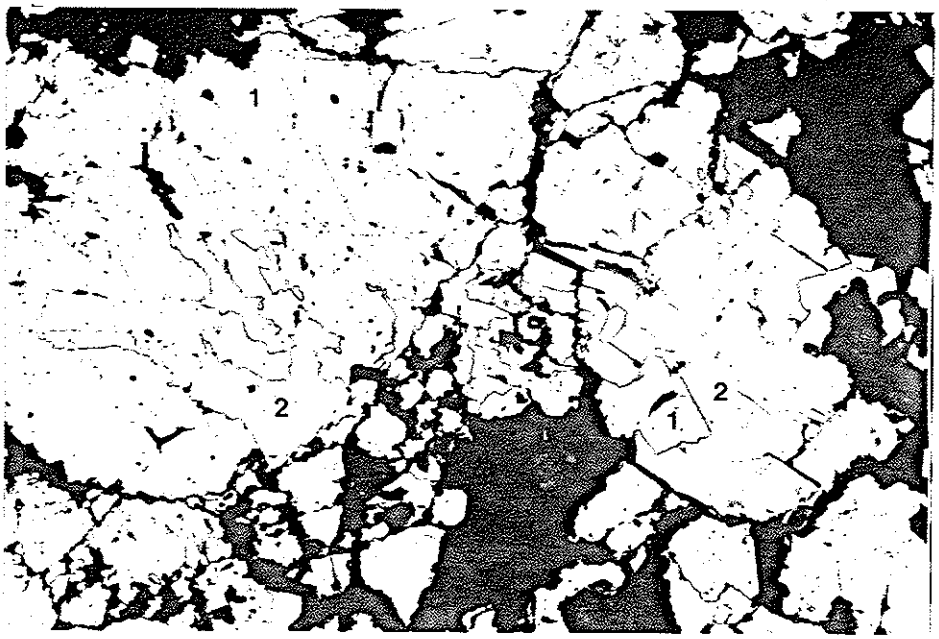



270 μ

Fotomicrografia 13 - Vênula de quartzo com cristais de pirita idiomórficos (1) posterior aos cristais de pirita e arsenopirita de granulação grossa milonitizados e cataclasados (2), associados com ilmenita (cinza). N.//.

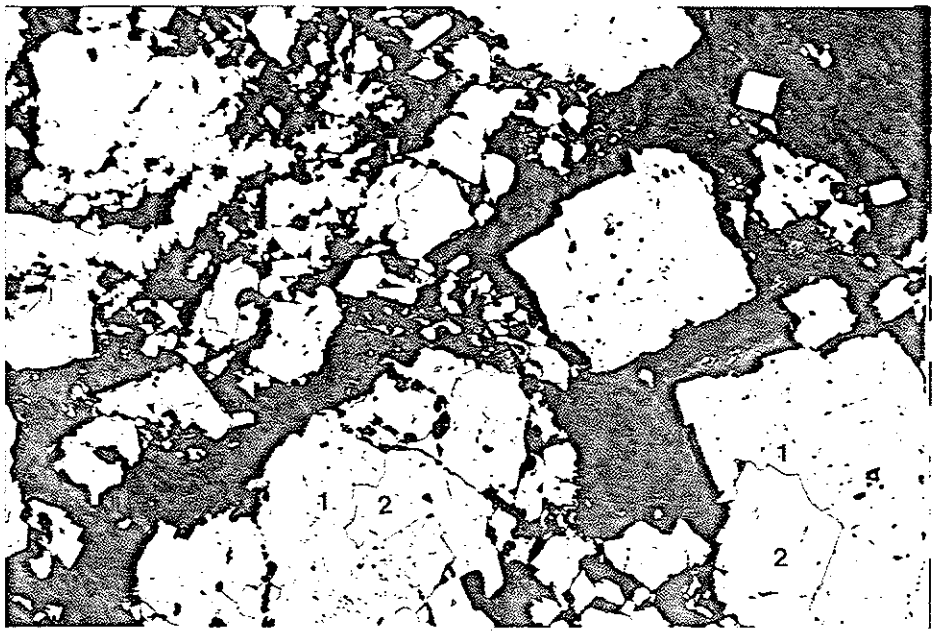
270 μ

Fotomicrografia 14 - Pirita venular de granulação fina (1) associada com boulangerita (2), atravessando ganga quartzosa anterior (3). N.//.

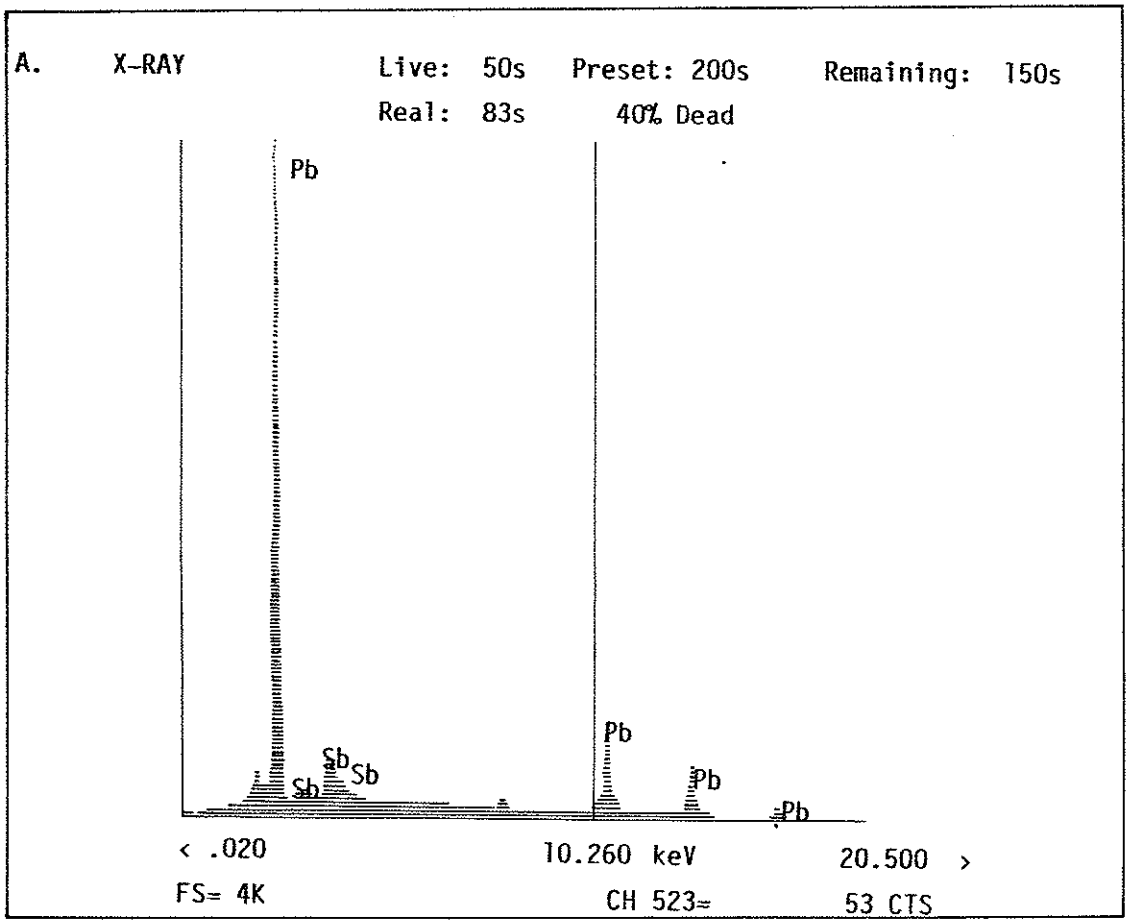



100 μ

Fotomicrografias 15 e 16 - Relações significativas entre pirita (1) e arsenopirita (2) de granulação grossa. Podem indicar arsenopirita tardia com relação à pirita, ou pirita tardia envolvendo arsenopirita já formada, ou contemporaneidade entre ambas. N.//.




270 μ



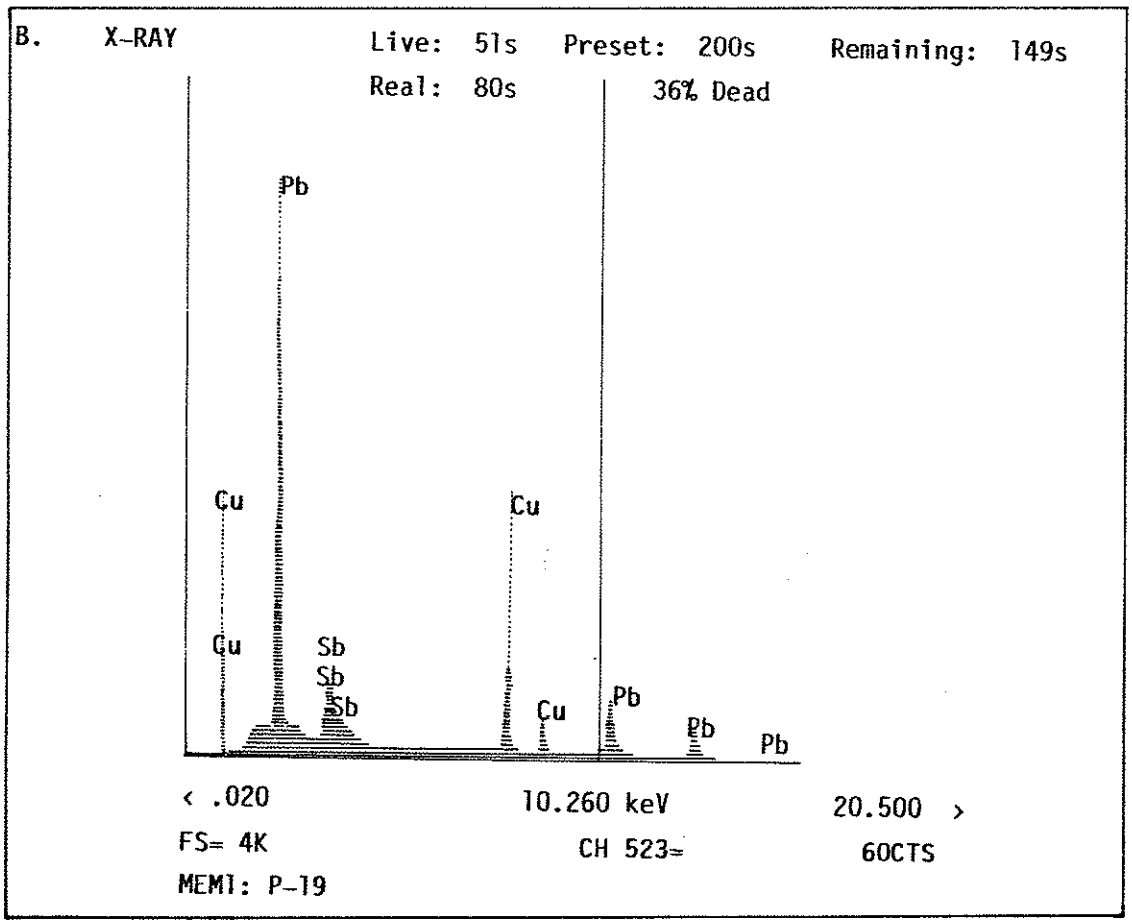
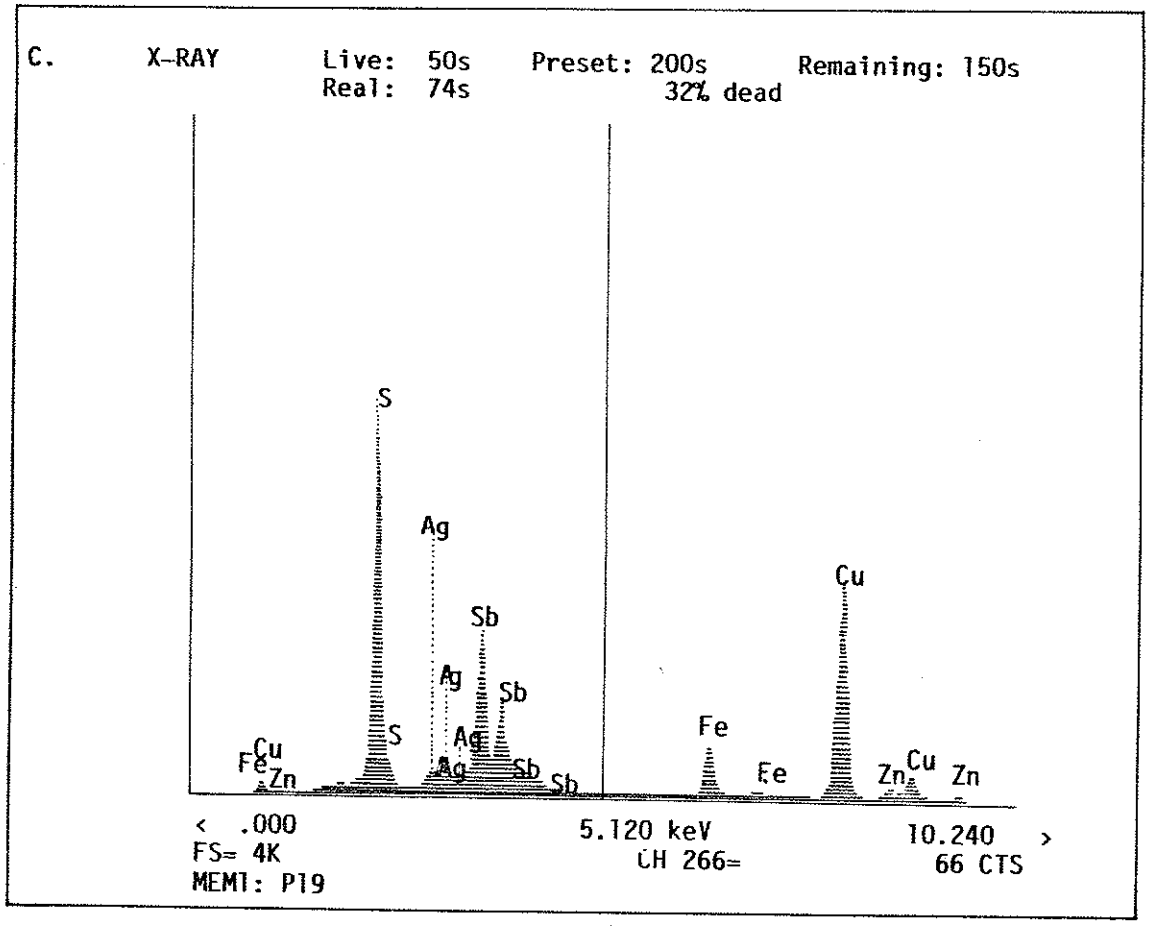




Figura 13 A,B- Espectros obtidos no sistema MEV-EDS de sulfoantimonietos. No espectro A a composição (Pb, Sb, S) provavelmente se re-



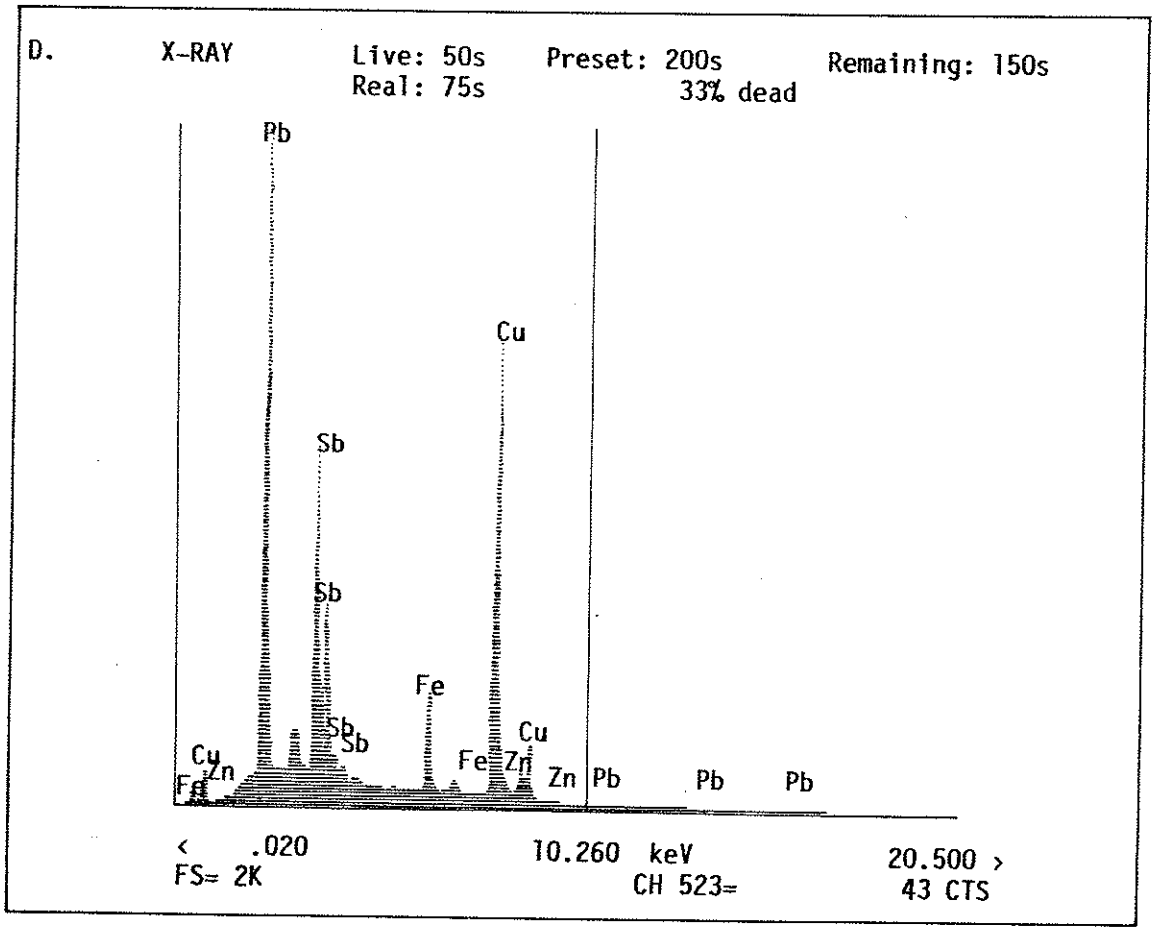
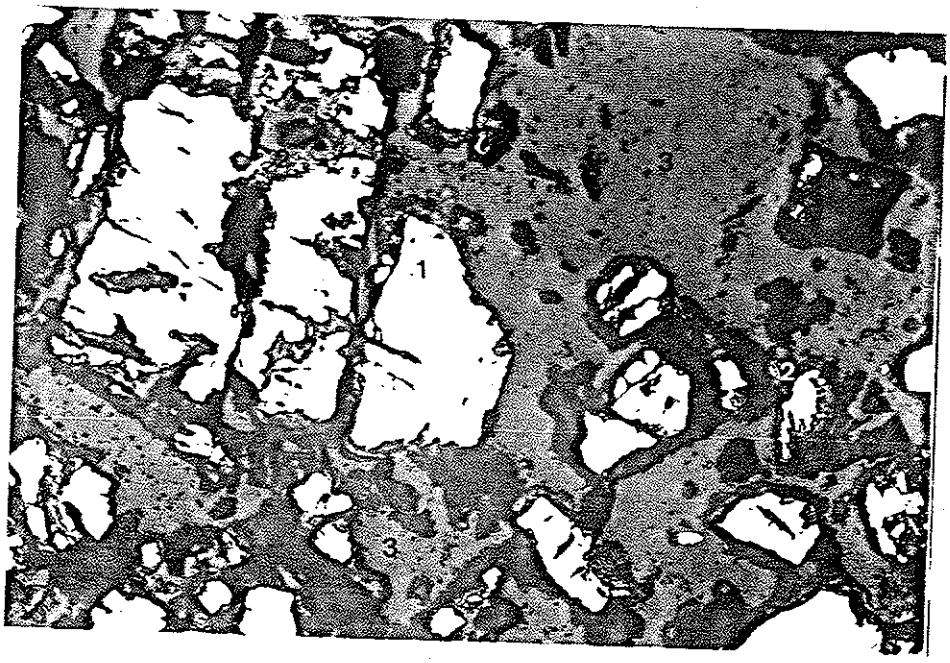
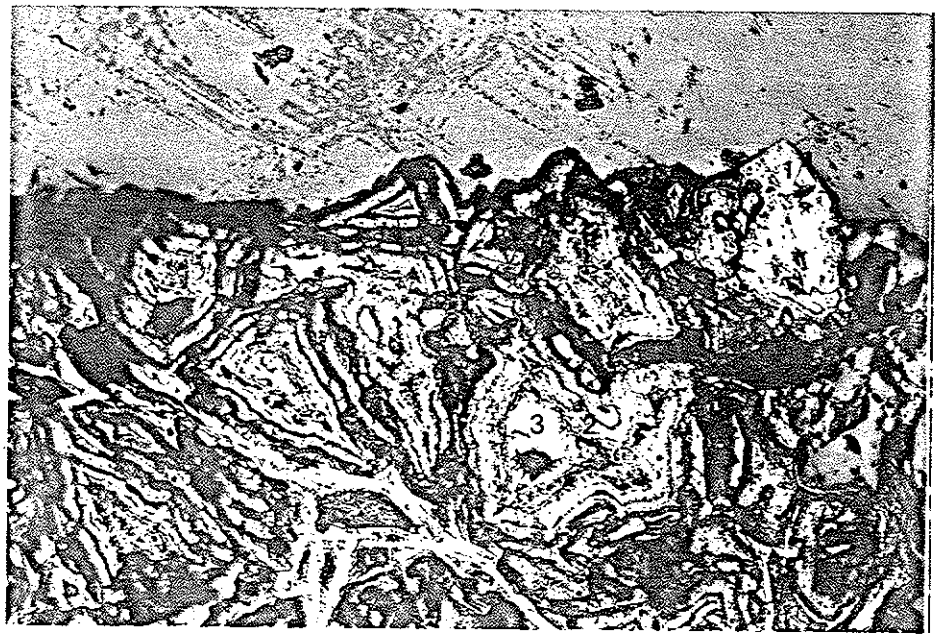




Figura 13 C,D- Espectros obtidos no sistema MEV-EDS



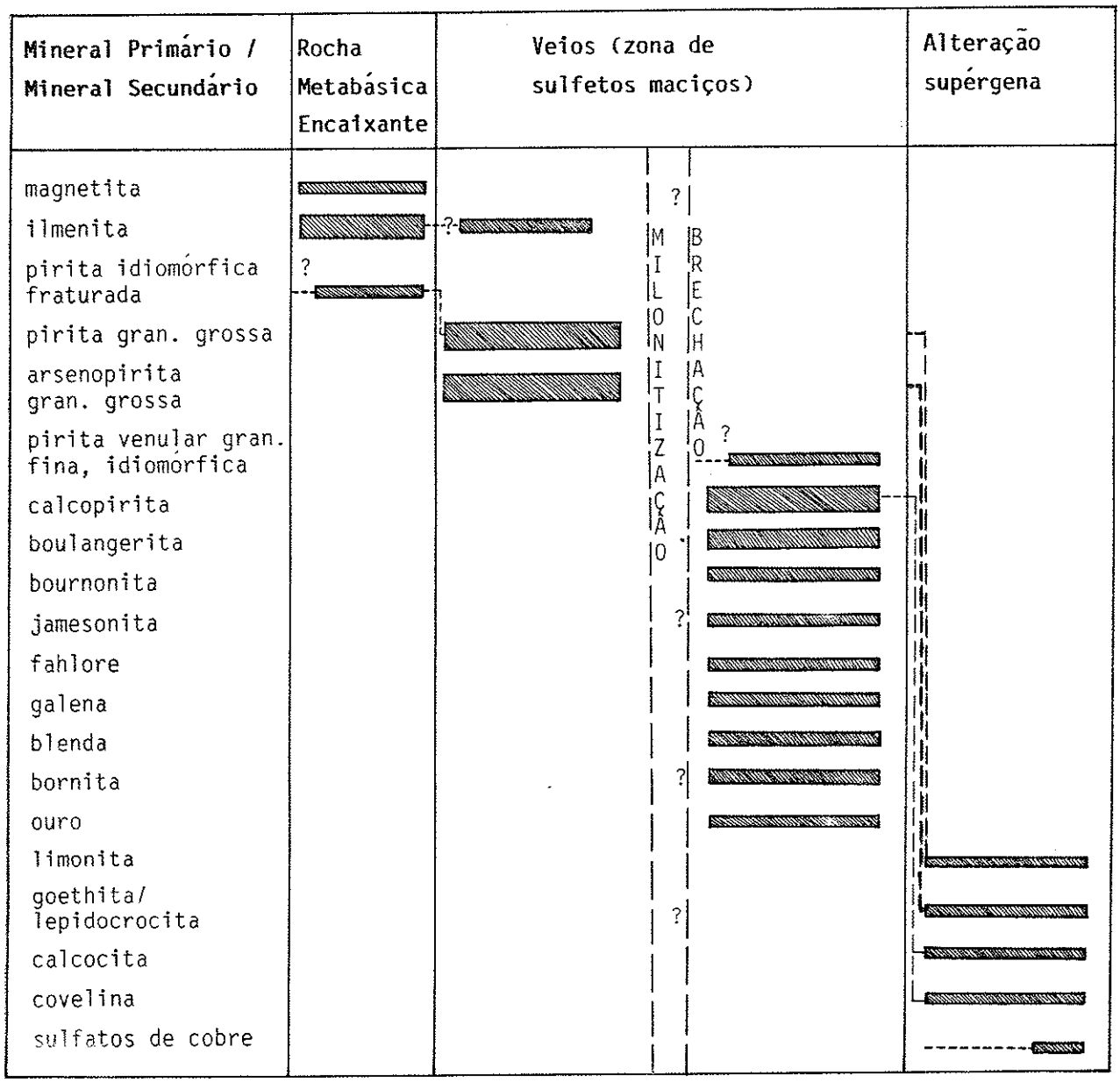

80 μ

Fotomicrografia 17 - Cristais de arsenopirita de granulação grossa (1) transformando-se em goethita/lepidocrocita (2), em meio a ganga quartzosa (3). N.//.




100 μ

Fotomicrografia 18 - Alteração supérgena de calcopirita (1) em covelina (2) e calcocita (3) originando uma tipica textura colofórmica. N.//.




**Quadro 1** - Paragênese temporal dos minerais primários e secundários das mineralizações $P_2$, $S_1$, $S_3$, $S_5$, K e $Q_2$ da região de Piririca.

Além dos minerais citados, observa-se frequentemente a presença de cristais idiomórficos de pirita, de granulometria mais fina, associados a venulas (às vezes constituida também por quartzo), nitidamente posteriores aos minerais do primeiro grupo (Fotomicrografias 13, 14).

O terceiro grupo é constituido de minerais de alteração supérgena: limonita, covelina, calcocita, hidróxido de ferro (goethita/lepidocrocita) e sulfatos de cobre (não determinados ), que se formaram a partir dos minerais dos grupos anteriores (Fotomicrografias 17, 18).

O ouro foi observado em muitas seções polidas dos veios estudados associado preferencialmente à fraturas, vênulas e cavidades de pirita e arsenopirita de granulação mais grossa do primeiro grupo (Fotomicrografias 21, 22, 23, 24, 25, 26, 27).

Entre os veios estudados alguns deles (L, $F_2$, $D_2$), apresentaram uma mineralogia mais simples. Apesar da limitação devido ao número pequeno de amostras, foi possível observar que no primeiro grupo a pirita é abundante e a arsenopirita aparece em pequena quantidade. No segundo grupo a calcopirita é praticamente o único mineral, com quantidade subordinada de pirita mais fina associada à vênulas. Os minerais de alteração supérgena, do terceiro grupo, estão presentes representados por covelina, limonita, hidróxido de ferro (goethita/lepidocrocita) e sulfatos de cobre.

### 8.6 Descrição dos minerais de minério

#### Pirita ($FeS_2$)

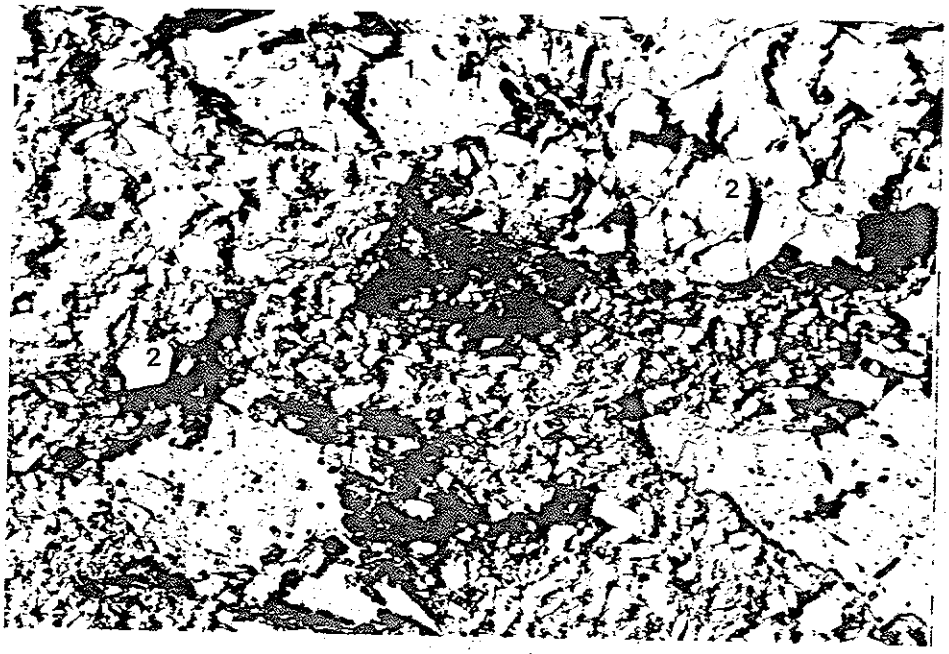
A pirita juntamente com a arsenopirita são os dois sulfetos mais abundantes das mineralizações estudadas, chegando muitas vezes a participarem com mais de 90% em relação aos demais minerais opacos presentes.

Apresenta-se geralmente como cristais euhedrais a sub-euhedrais, com contornos geométricos definidos, porém com bordas irregulares. Esses cristais podem aparecer disseminados e isolados na ganga ou formando agregados irregulares.

A dimensão dos diâmetros dos grãos varia amplamente desde muito finos (poucas micra) até 3mm. Em geral predominam cristais entre 1 e 2 mm, que na maioria das vezes conservam os contornos cúbicos piritoedrais originais.

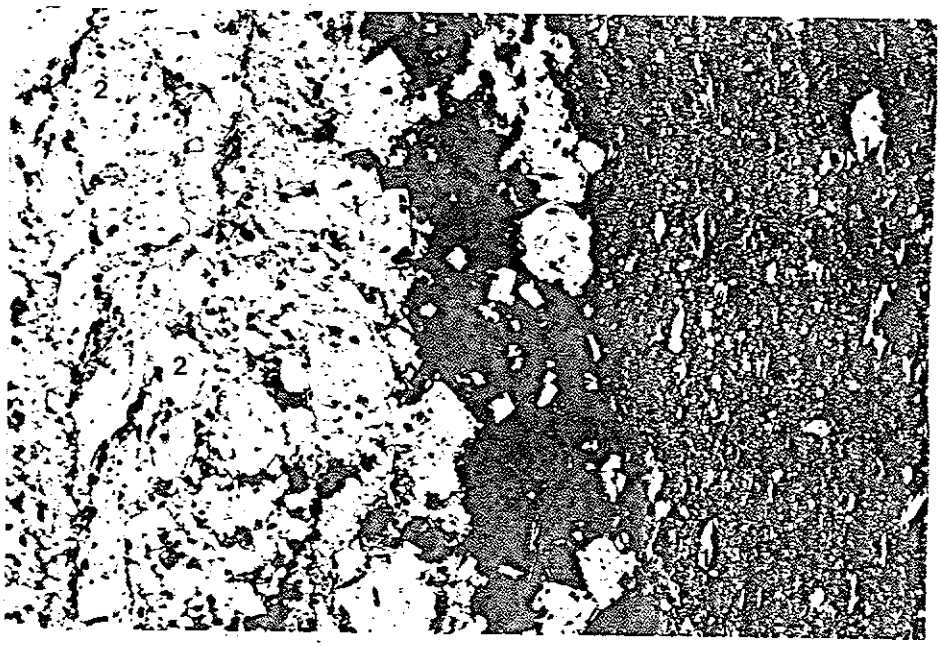
Grande parte dos cristais de pirita acha-se fraturada ou mesmo cataclasada, às vezes exibindo uma textura milonítica (fotomicrografias 19 e 20), com fraturas irregulares.

Aspecto comum da pirita é a presença de várias inclusões de ganga, além de calcopirita, galena, boulangerita, blenda e arsenopirita. A arsenopirita apresenta sempre, nas inclusões, hábito idiomórfo ao passo que os outros minerais são xenomorfos, distribuindo-se irregularmente no grão de pirita.



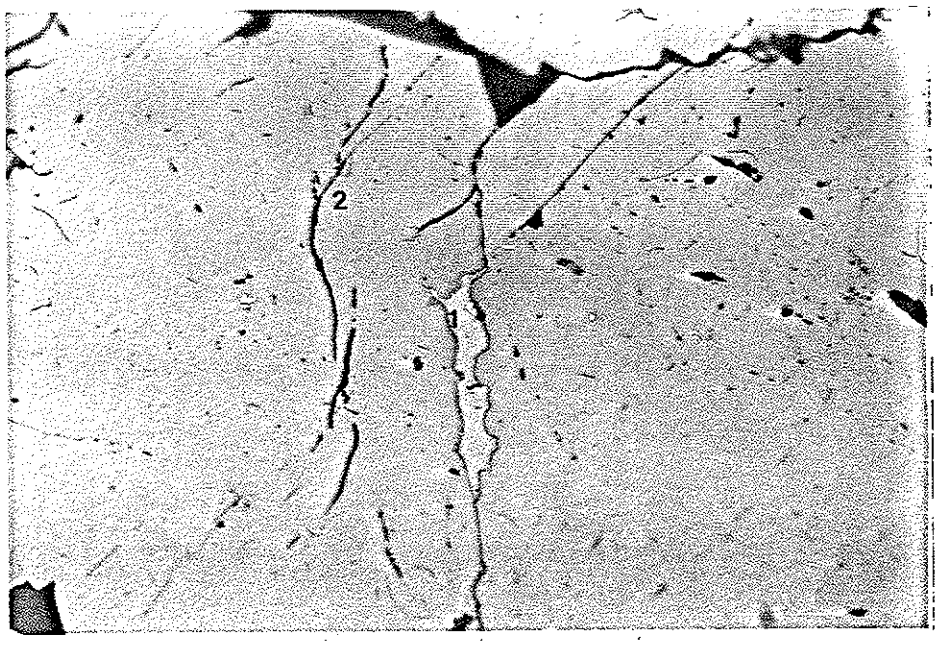

580 μ

Fotomicrografia 19 - Pirita (1) e arsenopirita (2) de granulação grossa intensamente cataclasadas. A ganga quartzosa aparece em preto. N.//.

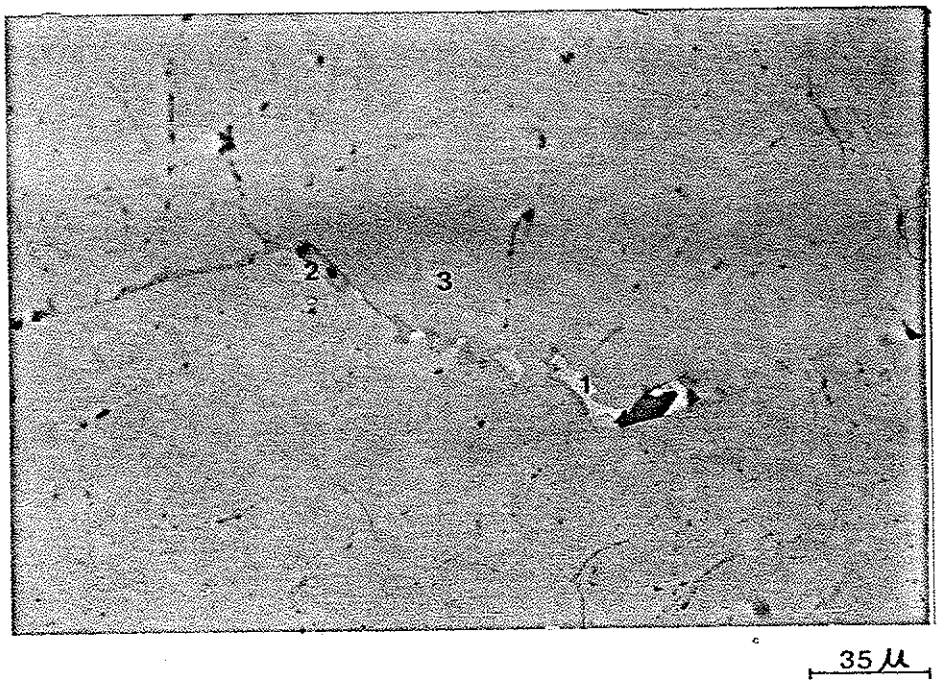



580 μ

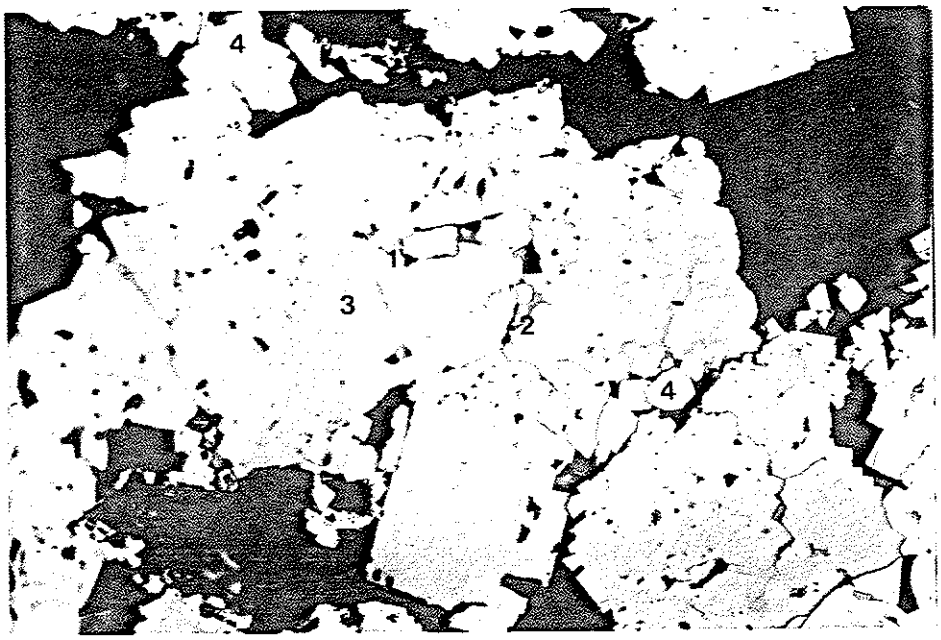
Fotomicrografia 20 - Pirita e arsenopirita de granulação grossa mostrando feições de milonitização e estiramento (1), e de cataclasamento (2). Na parte central, vênula quartzosa com pirita idiomórfica nitidamente posterior. N.//.




Fotomicrografia 21 - Grânulos de ouro (1) apresentando lados arqueados para dentro, preenchendo fratura em pirita de granulação grossa (2). N.//.




Fotomicrografia 22 - Grânulos de ouro (1) com lados arqueados para dentro, associados com bournonita (2), preenchendo fratura em arsenopirita de granulação grossa (3). N.//.

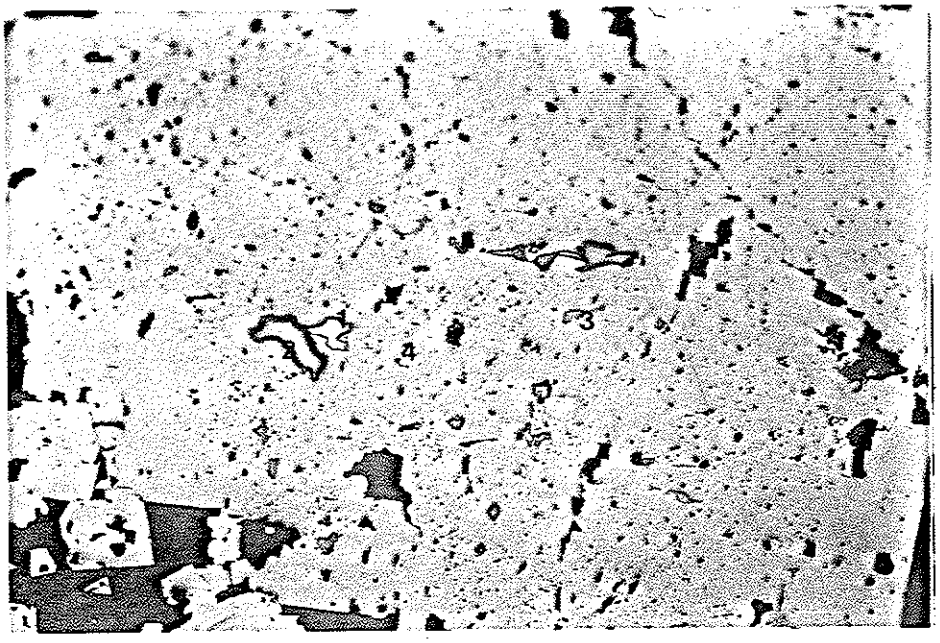



80 μ

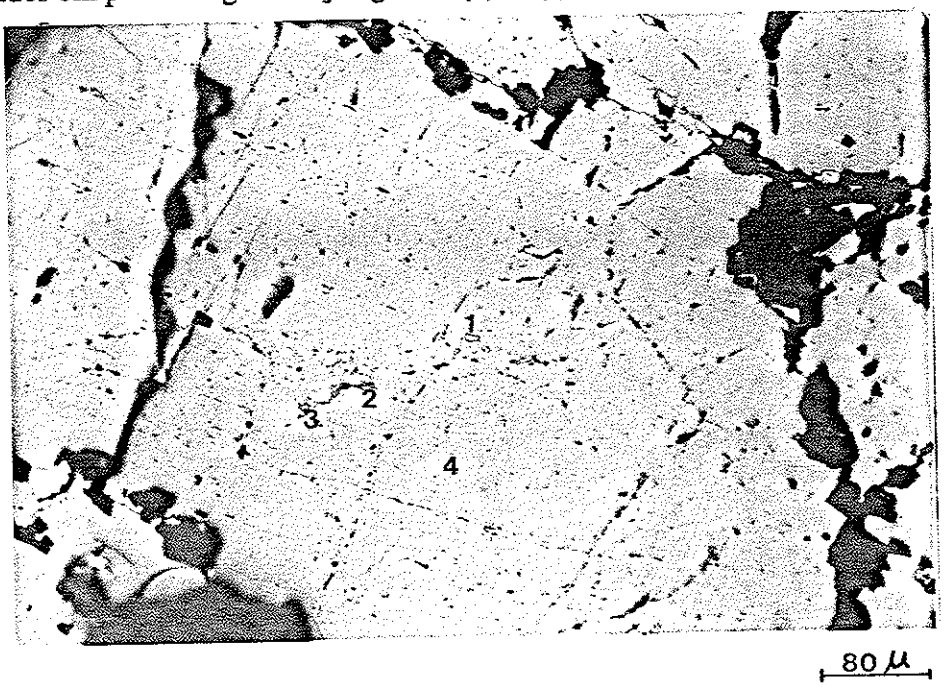
Fotomicrografia 23 - Ouro (1) e calcopirita preenchendo cavidades em pirita de granulação grossa (3). Pequenos cristais de arsenopirita (4) aparecem inclusos ou bordejando a pirita. N.//.

80 μ

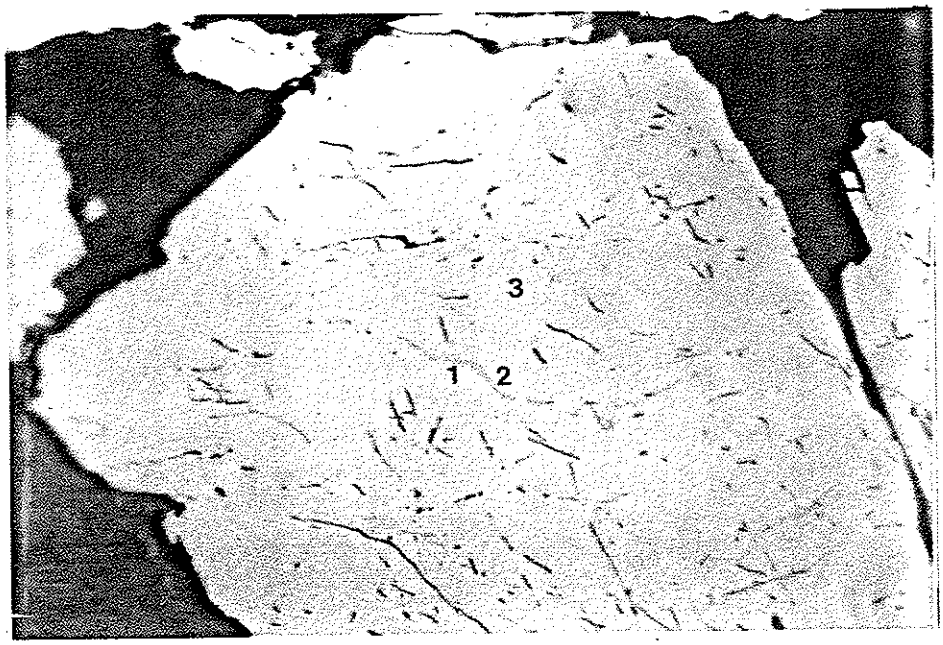
Fotomicrografia 24 - Grânulos de ouro (1) em grande quantidade em pirita de granulação grossa (2). Calcopirita (3) e boulangerita (4) aparecem preenchendo cavidades. N.//.



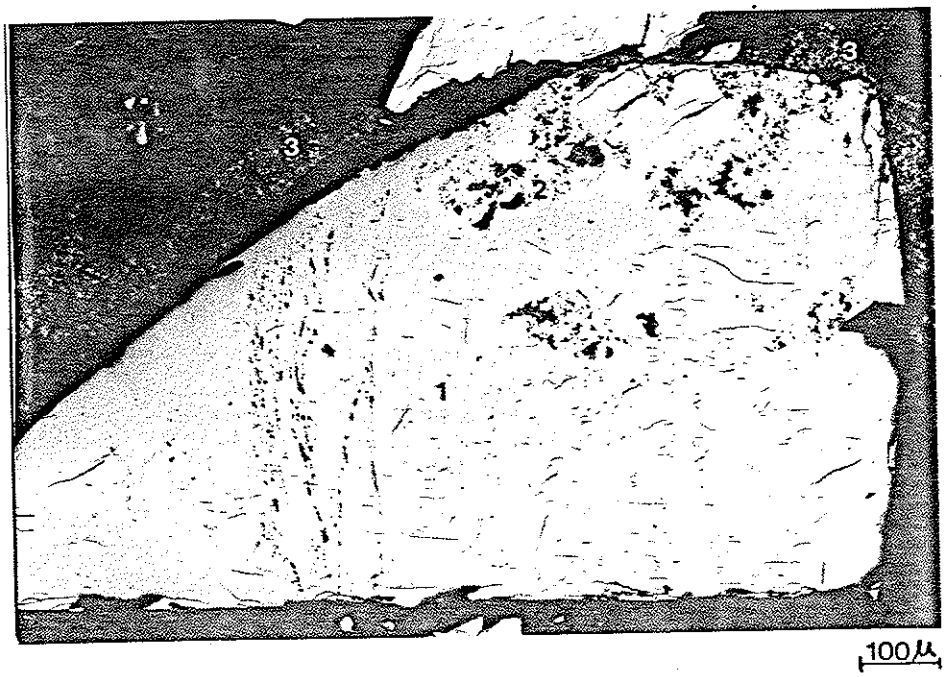

Fotomicrografia 25 - Ouro (1) bournonita (2) e calcopirita (3) preenchendo cavidades em pirita de granulação grossa (4). N.//.




Fotomicrografia 26 - Ouro em pequena quantidade (1), calcopirita (2) e bournonita (3), preenchendo cavidades em pirita de granulação grossa (4). N.//.




Fotomicrografia 27 - Ouro (1) e mineral de côr castanha (?) (2) preenchendo vênula em arsenopirita de granulação grossa (3). N.//.




Fotomicrografia 28 - Cristal de arsenopirita de granulação grossa (1) com pequenas inclusões de ilmenita (2), que também é observada disseminada na ganga na forma de pequenos grãos (3). N.//.

As fraturas na pirita podem estar preenchidas pelos minerais e associações seguintes: calcopirita; boulangerita; calcopirita + boulangerita; calcopirita + blenda + boulangerita + grupo do fahlore; boulangerita + bournonita + grupo do fahlore (fotomicrografias 9,10 e 11).

Algumas vezes observa-se a substituição de pirita por calcopirita (fotomicrografia 12).

Relações de intercrescimento entre pirita e arsenopirita, ambas idiomórficas onde uma nítidamente penetra a outra, sugerem cristalização simultânea para os dois minerais, embora em determinadas situações, a arsenopirita pareça ser posterior à pirita ou vice versa (fotomicrografias 15 e 16).

Foi identificada ainda, pirita de granulação mais fina, com cristais euhedrais e sem fraturamento, em vênulas nititamente posteriores às piritas de granulação mais grossa (fotomicrografias 13 e 14).

**Arsenopirita (FeAsS)**

Arsenopirita constitui o segundo sulfeto mais abundante na mineralização. Apresenta hábito geralmente idiomórfico, com seções retangulares, romboédricas, ou uma combinação dessas duas formas geométricas. Pode também aparecer como cristais hipidiomórficos e às vezes xenomorfos, com bordos irregulares.

Como a pirita, ocorre também esparsa na ganga quartzosa, isolada ou formando agregados irregulares, conservando seus contornos euhedrais. Sua granulação varia bastante com diâmetros desde micra até poucos milímetros.

Mostra-se igualmente fraturada, exibindo algumas vezes textura cataclástica e milonitica (fotomicrografias 19 e 20). As fraturas sugerem planos latentes de clivagem do mineral, embora também se apresentem irregulares. Raramente se observa preenchimento dessas fraturas por calcopirita, ou outro mineral. Pode apresentar inclusões pequenas de ilmenita (fotomicrografia 28).

Participa também dos agregados de pirita, formando uma massa contínua de sulfetos idiomórficos. Conforme já citado, as relações periféricas entre cristais de arsenopirita e pirita sugerem diversas interpretações para o estabelecimento de uma paragênese entre eles.

**Calcopirita ($CuFeS_2$)- Bornita ($Cu_5FeS_4$)**

A calcopirita em termos de abundância mostra-se nitidamente em menor quantidade do que pirita e arsenopirita. É no entanto um mineral comum nos veios estudados.

Apresenta-se com hábito xenomorfo formando agregados granulares com diâmetro médio desde poucas micras até 1 mm. Ocorre na ganga quartzosa, isolada ou associada a outros minerais como boulangerita, blenda, bornita, bournonita, grupo do fahlore e galena. Pode aparecer também bordejando arsenopirita e pirita, ou cimentando fragmentos destes dois minerais, às vezes com substituição da pirita. Usualmente preenche fraturas nestes dois sulfetos, ou constitui pequenas inclusões na pirita (fotomicrografas 9,11 e 12).

Bornita ocorre muito subordinadamente em agregado granular xenomorfo, sempre associada à calcopirita.

**Boulangerita ($Pb_5Sb_4S_{11}$), Jamesonita ($Pb_4FeSb_6S_{14}$), Bournonita ($CuPbSbS_3$), Grupo do fahlore ($Cu_3(Zn,Fe)SbS_3$)**

Representam todos eles sulfoantimonietos e aparecem intimamente associados, ocorrendo frequentemente disseminados na ganga quartzo-carbonática, junto com calcopirita, galena e blenda.

Mostram um hábito xenomorfo na forma de agregados granulares. A boulangerita e a bournonita preenchem comumente fraturas na pirita, e mais raramente na arsenopirita, sozinhas ou associadas com os demais minerais citados (fotomicrografias 9,10 e 11).

As relações entre esses minerais é bastante significativa, conforme comentado anteriormente, sugerindo contemporaneidade ou mesmo sobreposição entre eles.

**Galena (PbS)**

A galena ocorre associada principalmente à ganga quartzo-carbonática, de forma isolada ou junto com os sulfoantimonietos e blenda, sempre em pequenas quantidades. Comumente é idiomórfa, exibindo as típicas feições triangulares.

Aparece também, de forma xenomorfa constituindo inclusões na pirita. Parece mostrar uma preferência em se associar perifericamente com a boulangerita (fotomicrografia 29).

**Blenda (ZnS)**

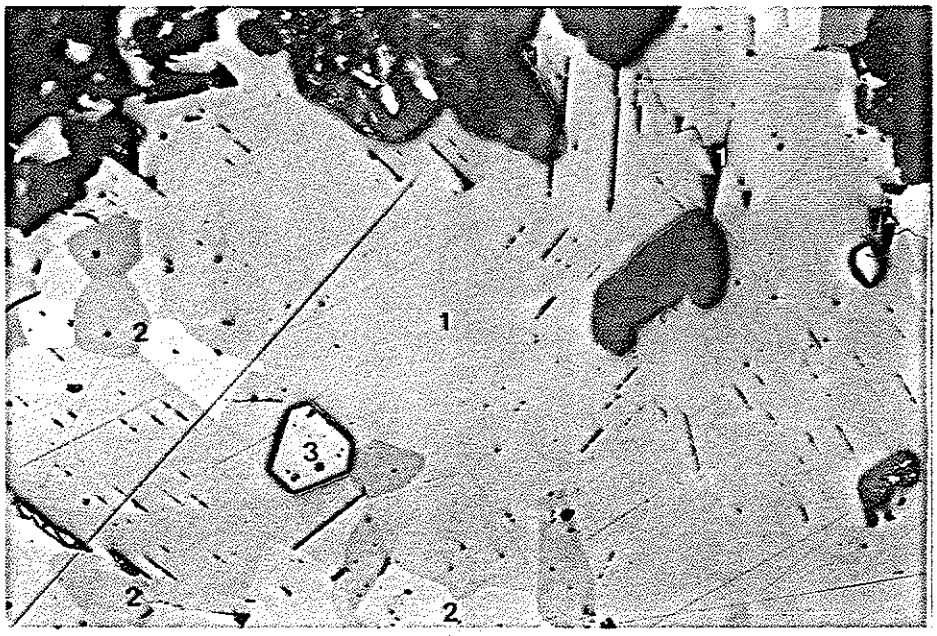
É um sulfeto raro na mineralização, sempre com hábito xenomorfo, em pequenos grãos (<0,01 mm), disseminados na ganga. Ocorre ainda como inclusões na pirita, calcopirita e galena, e às vezes preenche fraturas em grãos brechados de pirita, juntos com outros minerais (fotomicrografia 11).

A blenda mostra-se em alguns casos associada perifericamente à galena, e à calcopirita em contatos suaves, com relações que sugerem simultaneidade.

**Ilmenita ($FeTiO_3$)**

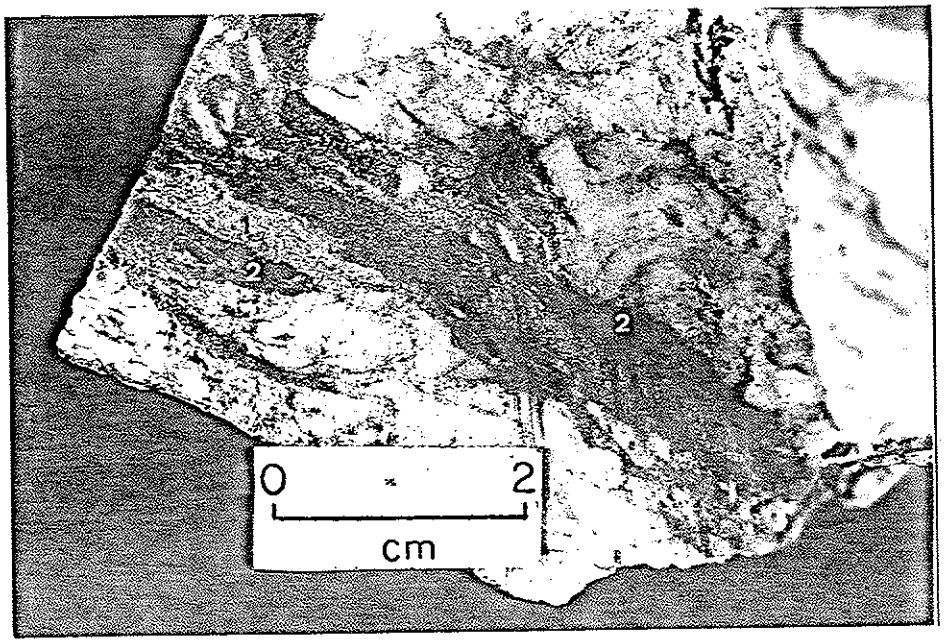
Ilmenita ocorre geralmente disseminada na rocha básica encaixante, em grãos xenomórficos e quase totalmente substituidos por leucoxênio. A granulação é muito variável, com alguns grãos atingindo 0,8 mm de diâmetro.

Apresentam às vezes, finíssimas ex-soluções de hematita, e em alguns cristais se observa geminação lamelar. Em geral estão intensamente corroídos por minerais de ganga, que produzem estruturas em "esqueletos" (fotomicrografia 8).




100 μ

Fotomicrografia 29 - Galena exibindo típica feição triangular (1), associada com boulangerita (2) e apresentando inclusão de cristal de pirita (3). N. ligeiramente cruzado.




Fotografia 5 - Zona de sulfeto maciço, no veio $P_2$, constituída principalmente por arsenopirita (1), exibindo alteração supérgena para hidróxido de ferro (goethita/lepidocrocita) (2).

Ilmenita não mostra relação periférica com nenhum outro mineral do minério. Aparece algumas vezes disseminada em pequenos grãos na ganga quartzosa (<0,08 mm), representando talvez recristalização da geração anterior associada à rocha básica. É observada também, constituindo pequenas inclusões na arsenopirita e pirita (fotomicrografia 28).

**Covelina (CuS) - Calcocita ($Cu_2S$)**

A covelina e a calcocita são sulfetos encontrados na maior parte das amostras, substituindo a calcopirita. Muitas vezes, manchas ou corpos irregulares de calcopirita são encontrados dispersos em massa de covelina, formando ilhas. Em algumas situações a alteração da calcopirita em covelina origina uma típica textura colofórmica (fotomicrografia 18).

A associação calcocita - covelina é observada muitas vezes, onde calcopirita é envolvida por uma auréola de calcocita, bordejada por pequenas agulhas de covelina, como produto de alteração mais avançada.

**Limonita - Goethita/Lepidocrocita ($FeOHO_nH_2O$)**

Incluem-se aqui todos os óxidos de ferro hidratados supérgenos, frequentemente associados à pirita e arsenopirita.

A limonita se apresenta formando massas pseudomorfas de pirita, que macroscopicamente se apresenta como um pó avermelhado, com aspecto terroso nas amostras dos veios aflorantes.

A goethita/lepidocrocita se associa comumente à arsenopirita, apresentando-se macroscopicamente como massas escuras englobando esse mineral (Fotografia 5). Em lamina delgada formam um agregado amorfo de cor castanha, enquanto que nas seções polidas aparecem como pseudomorfos de arsenopirita (fotomicrografia 17). Uma única análise de difração de raio - X, revelou a presença de hidróxido de ferro neste material, sem contudo chegar a uma determinação conclusiva sobre as duas espécies citadas.

**Sulfatos de cobre**

A identificação desses minerais ao microscópio é muito difícil devido à dimensão dos cristais. A provável presença desses minerais foi feita através da observação macroscópica das amostras dos veios aflorantes, nos quais se notou um agregado pulverulento e terroso, de cor verde-clara, que recobre os sulfetos oxidados. Uma análise de difração de raio-X deste material não revelou bons resultados, mostrando apenas se tratar de um composto hidratado com cobre.

**Ouro**

A forma mais usual em que o ouro se apresenta é a de grânulos, com formatos irregulares exibindo quase sempre contornos quadráticos ou retangulares, normalmente com lados arqueados para dentro (fotomicrografias 21 e 22).

A dimensão é muito variável, desde poucas micra até grânulos que atingem 0,12 mm na maior dimensão.

O ouro encontra-se associado a cristais de pirita e arsenopirita do primeiro grupo, preenchendo fraturas e cavidades. Raramente foi observado na ganga, e quando isto ocorre, está sempre adjacente aos sulfetos citados.

O ouro na pirita apresenta-se geralmente sozinho nas fraturas ou cavidades, raramente ocupando o mesmo orificio com outro mineral (fotomicrografias 21, 23, 24, 25 e 26).

No preenchimento de fraturas e vênulas na arsenopirita mostra-se geralmente acompanhado de bournonita (fotomicrografia 22), ou de um mineral de cor castanha, não determinado (fotomicrografia 27).

O ouro não apresentou, em nenhuma situação observada inclusões de outros minerais, e nas amostras estudadas não foi detectado macroscópicamente.

# 9. Estudos microtermométricos de inclusões fluidas das mineralizações do Piririca

## 9.1. Considerações gerais

Inclusões fluidas são porções de fluidos inclusos nos minerais na faixa de 1-20 $\mu$m (grande maioria das inclusões), embora algumas possam exceder a 1 mm. Essas inclusões podem ter sido aprisionadas nas irregularidades dos minerais durante sua cristalização (inclusões primárias), ou então por processos que ocorreram posteriormente à sua formação (inclusões secundárias)

Roedder (1984 a), considera que as inclusões fluidas são elementos importantes na caracterização dos fluidos mineralizantes e das condições de deposição do minério, podendo ocorrer nos depósitos minerais tanto nos minerais de minério como nos de ganga. Ressalta ainda que as inclusões primárias são de grande importância, uma vez que apresentam o fluido responsável pela mineralização, embora em muitos depósitos de veios quartzosos auríferos, os fluidos mineralizantes podem ter se introduzido num estádio posterior à cristalização do quartzo, deixando assim seu registro em algumas gerações de inclusões secundárias.

Fuzikawa (1985), explica que a denominação de inclusão fluida abrange inclusões com fases líquidas, gasosas e sólidas. Desta forma, em relação ao número de fases presentes, as inclusões fluidas são denominadas de monofásicas quando à temperatura ambiente (≈ 25° C), apresentam uma só fase líquida ou gasosa; bifásicas quando contêm duas fases, sejam elas líquida + gasosa, líquida + sólida, duas líquidas (líquidos imiscíveis), ou sólida + gasosa; trifásica quando apresentam três fases, onde as mais comuns são duas líquidas + gasosa e líquida + gasosa + sólida; e polifásica ou multifásicas quando são constituidas por quatro ou mais fases.

As substâncias gasosas mais comuns presentes nas inclusões são $H_2O$ (vapor), $CO_2$, CO, $CH_4$, $N_2$, $SO_2$, $H_2S$ e $H_2$. Nas fases líquidas há uma predominância absoluta de $H_2O$, mas a presença de $CO_2$ líquido não é incomum. As fases sólidas podem ocorrer em inúmeras variedades, as mais comuns são cloretos de sódio, potássio, cálcio , magnésio, ferro, etc. Sulfatos e carbonatos também não são raros.

No estudo de inclusões fluidas de depósitos minerais, para a interpretação dos dados obtidos, é necessário considerar algumas hipóteses básicas (Weisbrod, 1976): a) os fluidos aprisionados representam amostras de soluções associadas a uma determinada paragênese mineral; b) as propriedades físico-químicas do fluido permanecem constantes após seu aprisionamento na cavidade de uma inclusão, que é considerada isolada e quimicamente inerte e c) o fluido originalmente aprisionado é homogêneo.

Essas hipóteses podem ser discutidas, como por exemplo a primeira, para a qual poucos estudos experimentais têm sido realizados no sentido de se provar sua validade, pois muitos processos podem ocasionar alterações físicas e químicas nas inclusões, após seu aprisionamento. A crepitação natural, por exemplo, pode causar a perda total do fluido de uma inclusão e pelo fenômeno de estrangulamento ("necking down") as inclusões devido ao resfriamento ou recristalização da rocha hospedeira mudam seus volumes originais, dividindo suas cavidades em outras inclusões, cujos fluidos apresentarão características físico-químicas diferentes do que foi originalmente aprisionado.

No caso da segunda hipótese, pode acontecer a possibilidade de perda ("leakage"), ou reintrodução de outros fluidos em inclusões que sofrem altos gradientes de pressão.

### 9.2. Metodologia de estudo das inclusões fluidas

A composição química do conteúdo fluido das inclusões pode ser estabelecida qualitativamente e quantitativamente por várias técnicas analíticas destrutivas (como por exemplo: cromatografia de gases, microssonda eletrônica e iônica, espectrometria de massa, etc.) e não destrutivas (microtermometria, espectroscopia por efeito Raman, etc.)

A aplicação de métodos não destrutivos que mantenham a integridade das amostras é de grande importancia e necessária na identificação completa dos vários componentes que compõem os fluidos das inclusões.

A microtermometria é o método destrutivo mais simples utilizado, e envolve medida das temperaturas de mudança de fases que ocorrem nos fluidos das inclusões, numa faixa de temperatura entre -180° a 600° C, através de uma platina de aquecimento e resfriamento adaptada a um microscópio petrográfico normal.

A mudança de temperatura poderá provocar mudanças das fases presentes nas inclusões, cujos processos, na maioria dos casos podem ser observados e quantificados. O modo como estas mudanças de fases ocorrem e as respectivas temperaturas em que acontecem, fornecem dados relevantes sobre a composição, salinidade, densidade, temperatura e pressão dos fluidos envolvidos nos processos petrogenéticos ou mineralizantes considerados.

Uma técnica analítica não destrutiva para análise qualitativa e quantitativa do conteúdo químico do fluido das inclusões, que vem sendo desenvolvida mais recentemente, é a espectroscopia Raman que permite a identificação de substancias que devido a sua presença em quantidades subordinadas, não são detectadas geralmente pela microtermometria.

### 9.3. Os fluidos mineralizantes em depósitos auríferos

O estudo das inclusões fluidas em depósitos auríferos, apesar de sua crescente importancia, estará sempre sujeito a limitações relacionadas principalmente com o aspecto de evidências de que as inclusões estudadas representam de fato, os fluidos transportadores do ouro.

Segundo Roedder (1984a), grande parte dos depósitos de ouro primários formaram-se pela dissolução, transporte e deposição por fluidos aquosos quentes, a partir de uma fonte geralmente desconhecida, sob pressões variadas e determinado ambiente geológico. Provavelmente algumas gerações de inclusões fluidas encontradas nos minerais hospedeiros ou associados ao ouro, nestes depósitos, representam os fluidos responsáveis pela mineralização.

Desta forma, o estudo conduzido nestas inclusões poderá fornecer os parâmetros físico-químicos de temperatura, pressão, densidade e composição desses fluídos e, talvez auxiliar na compreensão dos fatores que controlaram a deposição do ouro.

Ainda de acordo com Roedder (1984a), os estudos de cristais de quartzo de filões quartzosos auríferos simples, apresentam um número muito grande de inclusões, geralmente secundárias, onde dificilmente se reconhecem inclusões primárias. A correlação entre essas inclusões secundárias e os fluidos mineralizantes é bastante complexa, pois geralmente o ouro se introduz em fases posteriores à cristalização inicial do quartzo, correspondentes à vários estádios de recristalização, associados a períodos de deformação e metamorfismo.

Outros depósitos de ouro são constituidos por uma assembléia mineralógica polimetálica complexa, usualmente formada por uma sucessão de estádios, um dos quais, provavelmente deve estar relacionado com a deposição do ouro. Desta forma, mesmo que a seqüência de deposição tenha sido estabelecida corretamente, os fluidos que depositaram quartzo num estádio primário (no qual são realizados geralmente estudos das inclusões fluidas), podem não ser idênticos ou mesmo semelhantes aqueles que depositaram em estádio posterior, o ouro. De fato, esses fluidos apresentam diferenças em muitos aspectos.

Pouca coisa tem sido desenvolvida nesta área, para resolver o problema. As aproximações, aparentemente, mais claras e diretas envolvem a procura de ouro em solução nas inclusões fluidas e o estudo de inclusões no próprio ouro.

O estudo de inclusões fluidas em depósitos de ouro vêm se ampliando rapidamente. Roedder (1984a, b) com seus trabalhos para compreensão da natureza dos fluidos hidrotermais relacionados com mineralizações auríferas, destaca-se com o melhor sumário sobre os registros de inclusões fluidas para todos os tipos de depósitos de ouro.

Trabalhos de Phillips e Groves (1983), Groves et al.(1984) e Ho (1987) no oeste da Austrália, de Robert e Kelly (1987) no Canadá e de Xavier (1987) no Brasil, caracterizam os fluidos responsáveis pelas mineralizações auríferas em terrenos vulcano-sedimentares arqueanos como soluções aquosas pouco salinas (<5 eq % NaCl), com quantidades

significativas de $CO_2$ (geralmente acima de 25 moles % $CO_2$) e temperatura de deposição variando num intervalo entre 200° e 400° C. Nestes terrenos devem ser incluídos, o ouro associado aos depósitos de sulfetos maciços de metais básicos, cujas soluções mineralizantes se caracterizam por serem eminentemente aquosas, com pouco ou nenhum $CO_2$, de salinidade baixa (<3,5 eq % NaCl) e temperatura de deposição variando entre 200° e 370° C (Spooner, 1981)

Estudos realizados por Spooner (1981) e Roedder (1984b) sobre inclusões fluidas em soluções responsáveis por depósitos epitermais de Au-Ag e Au-Ag-Pb-Zn de idade Mesozóica/Cenozóica, vinculados a intrusivas de baixa profundidade e sistemas geotermais ativos, revelaram a presença de fluidos eminentemente aquosos, com salinidades baixas (<5 eq % NaCl), e temperaturas de deposição geralmente abaixo de 300° C.

Roedder (1984b) e Spooner (1981), em trabalhos sobre depósitos de cobre porfirítico, onde o ouro algumas vezes é extraído como subproduto, caracterizam os fluidos mineralizantes como soluções aquosas hipersalinas (salmouras, >60 eq % NaCl) e temperaturas de deposição acima de 750° C.

Estudos de inclusões fluidas aplicados a depósitos de ouro associados a cinturões ardosianos dobrados (complexos metamórficos de baixo a médio grau)de idades Pré-cambrianas a Paleozóicas, são ainda em número pequeno e representam trabalhos isolados. Alguns resultados obtidos (Roedder, 1984b), caracterizam os fluidos mineralizantes como soluções aquosas ricas em $CO_2$, de baixa salinidade e temperatura de homogeneização entre 200° e 350° C.

### 9.4. Classificação e descrição dos principais tipos de inclusões fluidas das mineralizações da região do Piririca

Os estudos de inclusões fluidas tiveram como objetivos principais a determinação das características físico-químicas dos fluidos mineralizantes relativas a sua composição, salinidade e densidade; a estimativa dos intervalos de pressão e temperatura do estádio da mineralização; a identificação se possível de possíveis linhas de evolução desses fluidos; a discussão, com base nos resultados obtidos e dados da literatura, sobre as formas (complexos ligantes) pelas quais o ouro deva ter sido transportado e depositado; e o aprendizado da técnica do estudo de inclusões fluidas e sua utilização na compreensão da gênese de depósitos minerais.

O material estudado constitui-se de quartzo dos veios mineralizados, tendo sido selecionadas amostras de veios de comportamento estrutural semelhante. Foram amostrados os veios paralelos à direção de cisalhamento ($P_2$, $S_3$ e $S_5$) e os veios que formam ângulos com essa direção (K e $Q_2$).

O quartzo, de acordo com o que ficou estabelecido na paragênese destes filões, é anterior ao estádio de sulfetação. Os sulfetos invadiram o quartzo, e podem ter sido responsáveis pelas mudanças observadas petrograficamente, relativas a diminuição do

número de inclusões fluidas presentes e consequente aumento da limpidez do quartzo que permaneceu entre êles.

A metodologia de trabalho consistiu no estudo tipológico e microtermométrico de inclusões fluidas selecionadas microscópicamente no quartzo leitoso externo e interno aos sulfetos; no tratamento estatístico dos dados microtermométricos para a caracterização de populações dos fluidos presentes e, na interpretação dos resultados com base em dados experimentais disponíveis na literatura.

Foram selecionadas somente inclusões fluidas cujo modo de ocorrência e morfologia sugeriram tratar-se de inclusões primárias. Foram classificadas quatro tipos:

**Tipo A**: inclusões compostas principalmente por $CO_2$, que podem ser chamadas de inclusões carbônicas.

**Tipo B**: inclusões compostas por uma fase aquosa e outra rica em $CO_2$. Embora haja uma certa variação, a maioria das inclusões mostra uma predominância de sua fase carbônica (V CO2/ Vt > 0,80). Estas inclusões podem ser chamadas como aquo-carbônicas.

**Tipo C**:são inclusões com a mesma composição das inclusões tipo B, apresentando como diferença a diminuição no conteúdo de $CO_2$, e uma fase aquosa mais desenvolvida, mostrando uma razão média V $CO_2$/Vt em torno de 0,40. Estas inclusões podem ser chamadas, também, de aquo-carbônicas.

**Tipo D**: são inclusões eminentemente aquosas, onde as proporções de $CO_2$ não ultrapassam 20% do volume total.

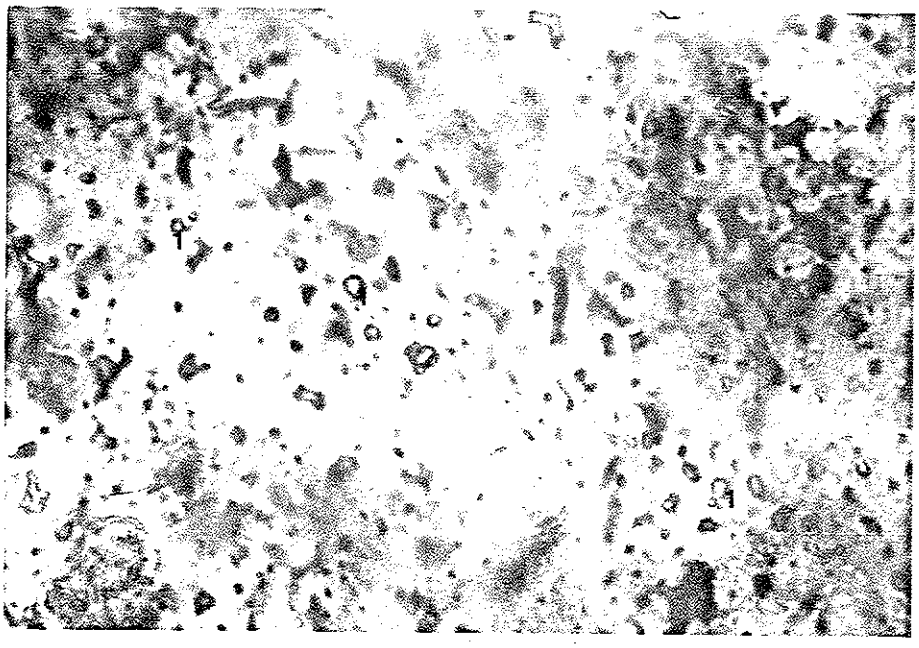
O número de fases dessas inclusões (A, B, C e D) não pode ser precisado a temperatura ambiente (25· C), uma vez que as homogeneizações do $CO_2$ ocorrem num intervalo amplo de temperatura.

**Inclusões Carbônicas (Tipo A) e Aquo-carbônicas (Tipo B e C)**

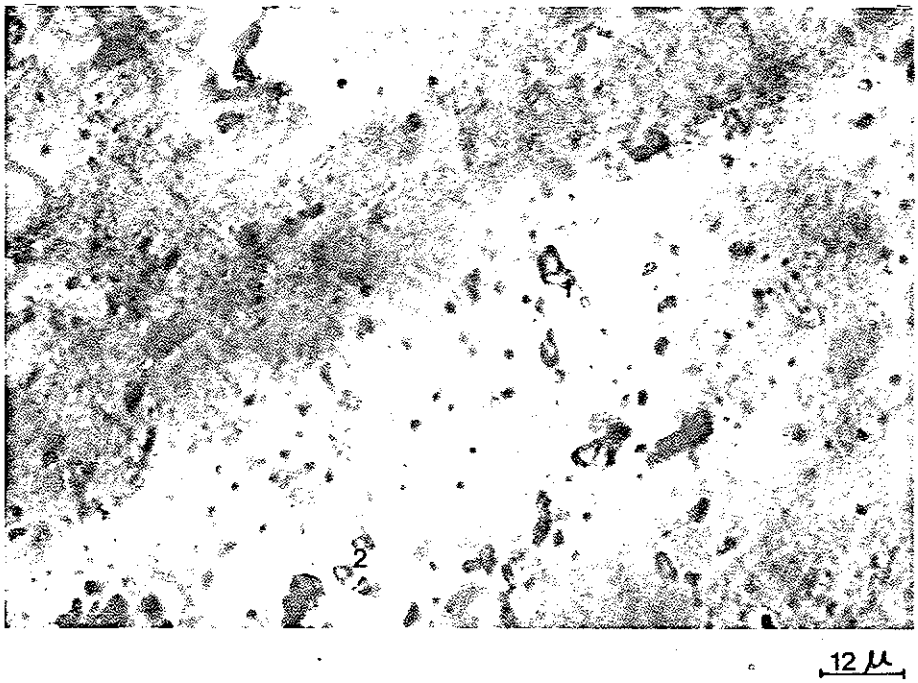
As inclusões tipo A, B e C são agrupadas no mesmo item por causa de seu modo de ocorrência comum e coexistência em vários conjuntos de inclusões. Dentre elas, as monofásicas carbônicas (A) são as mais abundantes e localizam-se em grandes grupos sem orientação, no interior dos cristais de quartzo das amostras selecionadas. As inclusões tipo B e C são encontradas coexistindo com as do tipo A, isoladas ou em grupos, também sem orientação.

Quanto ao tamanho, as inclusões do Tipo A, apresentam dimensões muito pequenas, geralmente < 5$\mu$m. Mostram-se geralmente com formatos arredondados, mas muitas vezes, seus contornos são de cristais negativos com formatos poligonais irregulares (fotomicrografias 30, 31 e 33).

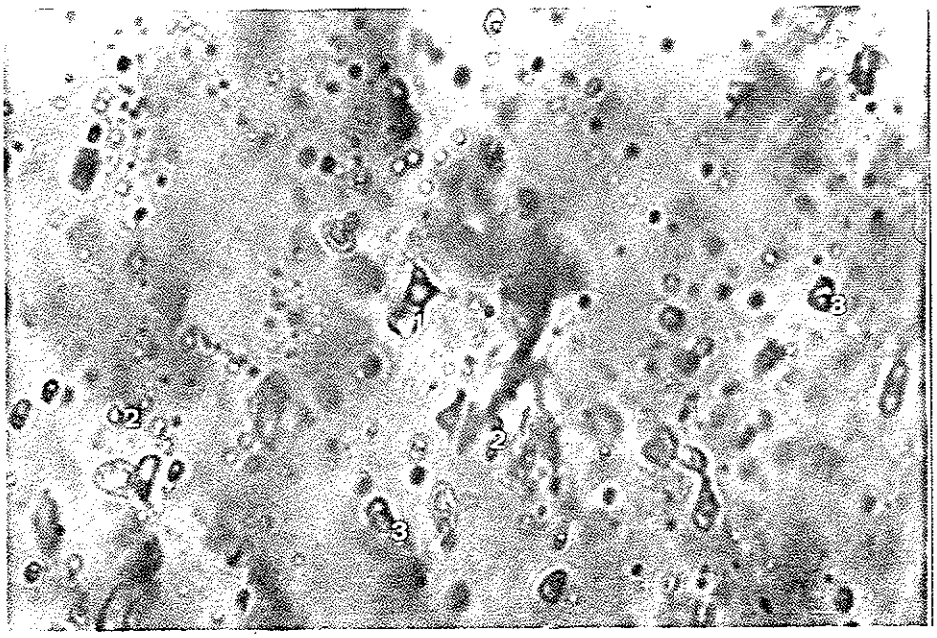
As inclusões tipo B e C possuem dimensões maiores variando de 5 a 10 $\mu$m, com formatos de cristais negativos ovalados, poligonais e irregulares (fotomicrografias 31 e 32)




Fotomicrografia 30 - Inclusões fluidas carbônicas (tipo A) (1) em quartzo do veio $P_2$. N.//.

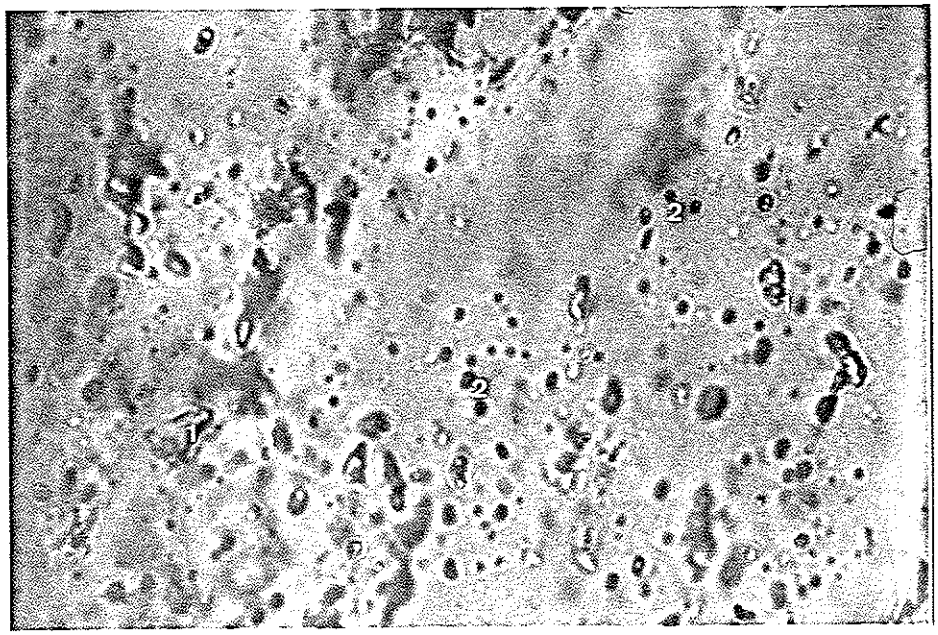



Fotomicrografia 31 - Inclusões fluidas aquo-carbônicas (tipo C) (1) e carbônicas (tipo A) (2) em quartzo do veio $Q_2$. N.//.




12 μ

Fotomicrografia 32 - Inclusões fluidas aquo-carbônicas (tipo C) (1), carbônicas (tipo A) (2) e eminentemente aquosas (tipo D) (3) em quartzo do veio $Q_2$. N.//.




12 μ

Fotomicrografia 33 - Inclusões fluidas eminentemente aquosas (tipo D) (1) e carbônicas (tipo A) (2) em quartzo do veio $Q_2$. N.//.

**Inclusões eminentemente aquosas (Tipo D)**

Inclusões aquosas com fase líquida desenvolvida, foram encontradas nos veios K e $Q_2$, e muito raramente nos veios $P_2$, $S_3$ e $S_5$. Aparecem nos cristais de quartzo seguindo prováveis alinhamentos e também de forma isolada junto com as demais inclusões. Mostram formatos muito variáveis e irregulares, com dimensões entre 5 e 10 $\mu$m (fotomicrografias 32 e 33).

Algumas vezes, nos dois grupos dos veios foram observadas inclusões, principalmente do tipo B e C, sugerindo possíveis alinhamentos. Mais raramente foi assinalada a presença de inclusões apresentando indicios de "necking down". Tanto para um caso, como para o outro, essas inclusões não foram selecionadas para os estudos microtermométricos.

**9.5. Os dados obtidos pela microtermometria**

**a. Dados composicionais**

As inclusões fluidas do tipo A, B e C, nos veios $P_2$, $S_3$ e $S_5$, mostram temperaturas de fusão do $CO_2$ ($TfCo_2$) variando de -58,1 a -56,5; -58,1 a -56,5 e -58,9 a -56,5 respectivamente, com pico de maior freqüência situado entre -56,9 e -57,3. Devido a grande coerência dos resultados, estes são apresentados num único histograma, da figura 14 A.

O histograma da figura 14 B mostra as temperaturas de fusão do $CO_2$ ($TfCO_2$) para as mesmas inclusões tipo A, B e C nos veios K e $Q_2$, com variações de -59,1 a -56,7, -62,9 a -56,5 e -60,5 a -56,5 respectivamente, com um pico de maior freqüência entre -57,7 e -58,1, embora tenha sido observada uma grande dispersão nos resultados, principalmente pela inclusão tipo B.

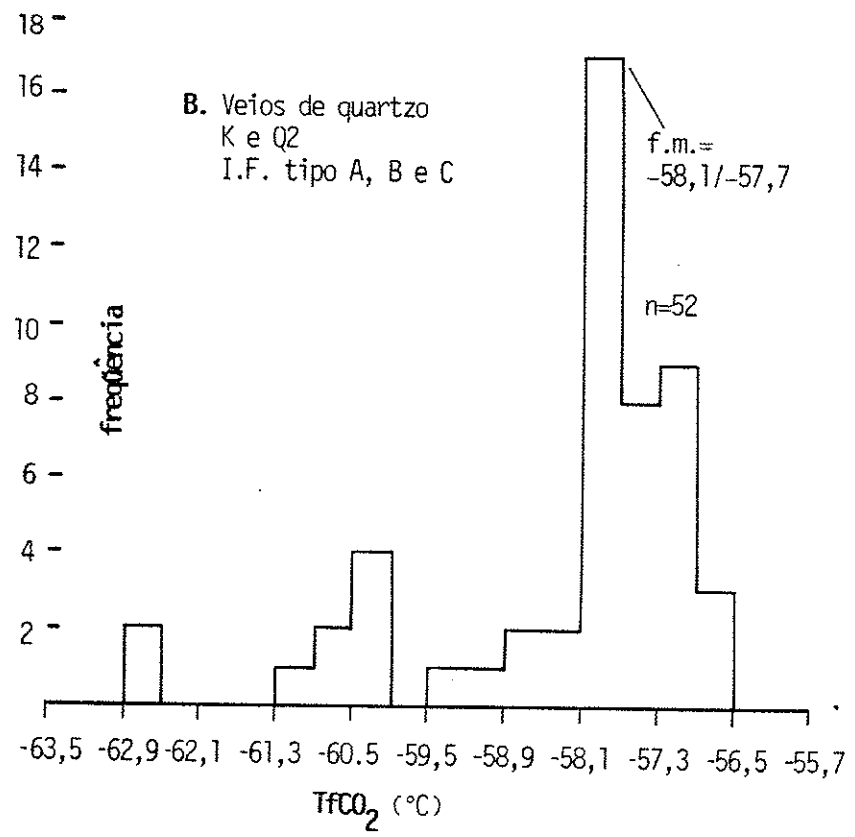
Estes veios, K e $Q_2$ apresentam também as inclusões fluidas tipo D, que ocorrem apenas raramente (em pequena quantidade) nos veios $P_2$, $S_3$ e $S_5$. Os dados de $TfCO_2$ dessas inclusões são mostrados no histograma da figura 14 C, onde se observa sua variação entre -59,7 a -56,5, com pico entre -57,7 e -57,3, e menor espalhamento, relativamente as inclusões tipo A, B e C dos mesmos veios.

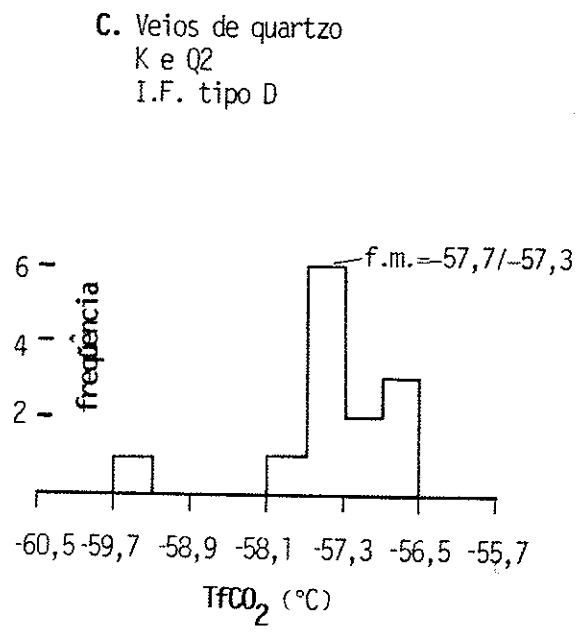
A forte depressão observada na $TfCO_2$ dessas inclusões tipo A, B, C e D, indica que além do $CO_2$ como substância constituinte, contêm outros componentes dissolvidos em quantidades subordinadas.

**b. Temperatura de homogeneização do sistema carbônico($ThCO_2$)**

As temperaturas de homogeneização do $CO_2$ ($ThCO_2$) das inclusões carbônicas (tipo A), aquo-carbônicas (tipo B e C) e eminentemente aquosas (tipo D), dos veios estudados ocorrem no estado líquido e apresentaram através do tratamento estatístico um amplo intervalo de variação (figura 15).

O histograma da $ThCO_2$ para as inclusões tipo A dos veios $P_2$, $S_3$ e $S_5$ mostra uma variação de -4 a 28° C, com pico de freqüência máxima em torno de 20 a 24° C. As mesmas



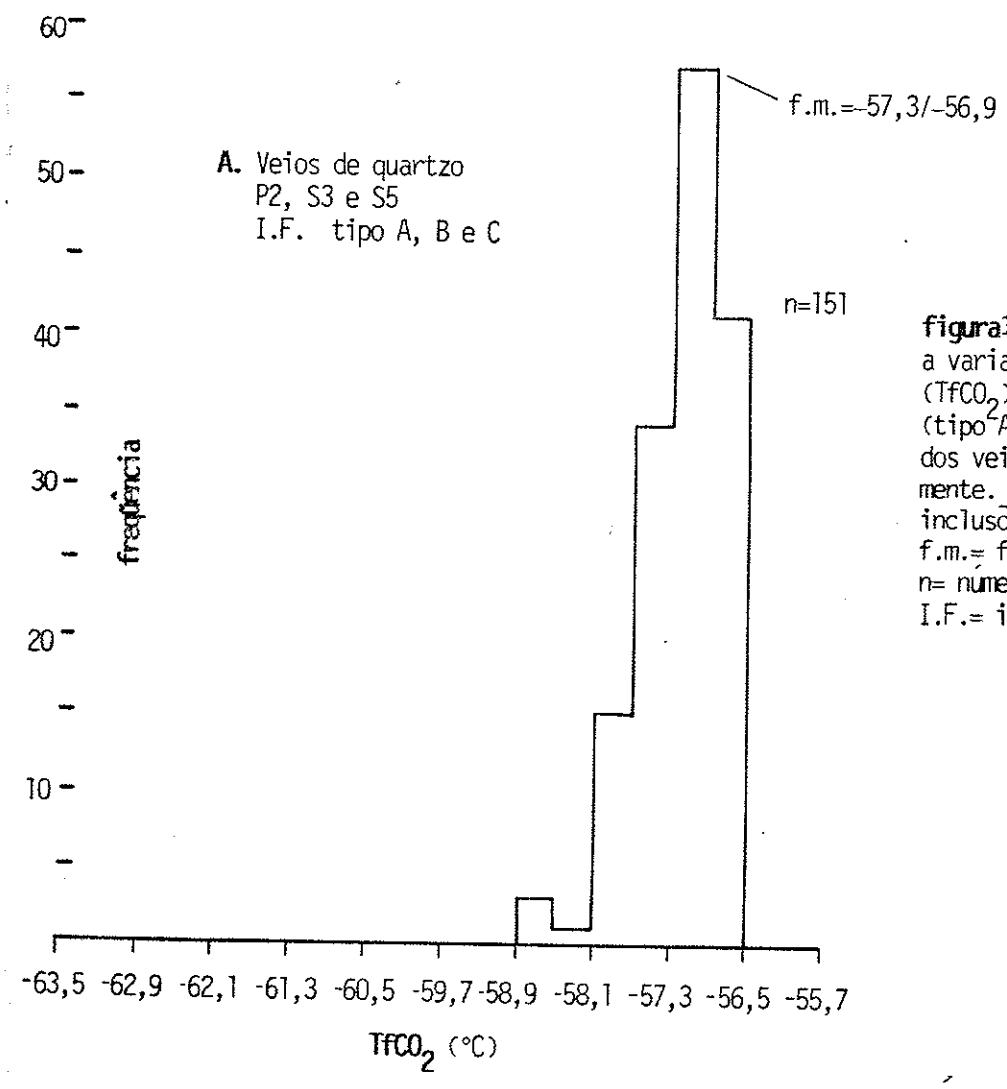




**figura14**- Os histogramas A e B representam a variação de temperatura de fusão do $CO_2$ ($TfCO_2$) para as inclusões carbônicas (tipo A) e aquo-carbônicas (tipos B e C) dos veios P2, S3 e S5 e K e Q2 respectivamente. No histograma C são representadas as inclusões eminentemente aquosas (tipo D).
f.m.= freqüência máxima
n= número de inclusões
I.F.= inclusão fluida

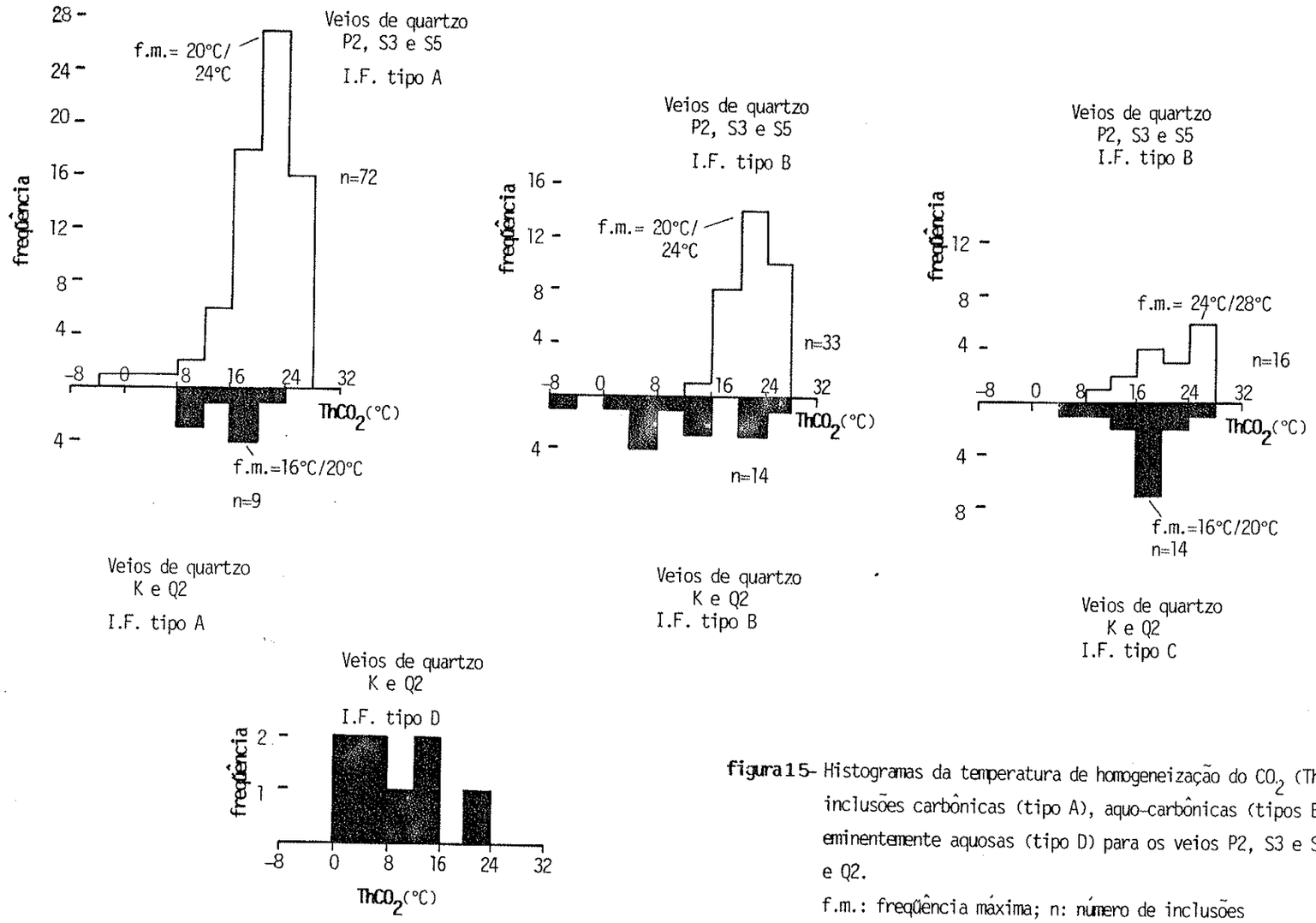



**figura 15**- Histogramas da temperatura de homogeneização do $CO_2$ ($ThCO_2$) em inclusões carbônicas (tipo A), aquo-carbônicas (tipos B e C) e eminentemente aquosas (tipo D) para os veios P2, S3 e S5 e K e Q2.

f.m.: freqüência máxima; n: número de inclusões

I.F.: inclusão fluida

inclusões, para os veios K e $Q_2$, apresentam uma $ThCO_2$ variando de -4 a 24· C, com pico máximo entre 16 a 20· C (figura 15).

Os dados de homogeneização do $CO_2$ para as inclusões tipo B, presentes nas amostras dos veios $P_2$, $S_3$ e $S_5$, mostram um intervalo de variação de 12 a 28· C, com um pico de frequência de 20 a 24· C, igual ao apresentado pelas inclusões tipo A. Nos veios K e $Q_2$, a $ThCO_2$ varia entre -8 a 28· C, sem um pico de frequência máxima reconhecido (figura 15).

As inclusões tipo C, nos veios $P_2$, $S_3$ e $S_5$, apresentam uma $ThCO_2$ com variação entre 8 e 28·, com pico de freqüência máxima entre 24 e 28· C. As mesmas inclusões nos veios K e $Q_2$, mostram uma $ThCO_2$ com intervalo de variação entre 4 e 28· C, com freqüência máxima entre 16 e 20· C (figura 15).

Para as inclusões tipo D, que ocorrem nos veios K e $Q_2$, o intervalo de variação da $ThCO_2$ é de 0 a 24· C, sem um pico de freqüência máximo definido (figura 15).

De modo geral as temperaturas de homogeneização do $CO_2$ ($ThCO_2$), das inclusões asssociadas aos veios $P_2$, $S_3$ e $S_5$ ocorrem em temperaturas mais altas comparativamente. ao que acontece nos veios K e $Q_2$.

Foram observadas em amostras dos dois grupos de veios, algumas temperaturas de homogenização entre 80 e 90· C, que podem ser indicadoras da presença de $CH_4$.

**c. Temperatura de homogeneização total (Th)**

As inclusões carbônicas (tipo A) homogeneizam-se à temperaturas iguais ou inferiores à 31,1· C (temperatura crítica do $CO_2$), e portanto fornecem dados sobre a densidade de seus fluidos e a isócora ao longo da qual foram aprisionados.

As inclusões aquo-carbônicas (tipo B e C) e eminentemente aquosas (tipo D) embora apresentem homogeneização do $CO_2$, passam a constituir um sistema fluido totalmente homogêneo, em temperaturas mais elevadas, chamadas de temperaturas de homogeneização total (Th). Essas temperaturas podem estimar as condições minimas de P e T de formação do depósito mineral.

A homogeneização total das inclusões fluidas tipo B e C, nos dois grupos de veios, ocorre quase sempre no estado gasoso com o aumento gradual do tamanho da bolha, ou algumas vezes, pelo desaparecimento do menisco (estado crítico). Tais fatos prejudicaram bastante a observação do fenômeno de homogeneização total, pois a determinação precisa do final do processo torna-se difícil devido a dimensão da bolha, tamanho reduzido das inclusões e efeitos óticos à temperaturas altas.

A homogeneização total das inclusões fluidas tipo D, dos veios K e $Q_2$, ocorrem no estado líquido, tendo sido mais fácil neste caso, a observação do fenômeno.

Apesar da pequena quantidade de medidas obtidas, estas foram representadas em histogramas, para uma melhor visualização. Na figura 16, o histograma de temperatura de

homogeneização total (Th) para inclusões dos tipos B e C nos veios $P_2$, $S_3$ e $S_5$, mostra uma variação entre 250 e 500· C, com freqüência maior entre 300 e 400· C.

Na mesma figura 16, o histograma de Th para inclusões tipo B e C nos veios K e $Q_2$, apresentam uma variação de temperatura entre 300 e 500· C, com coincidência da freqüência máxima entre 300 e 400· C, mostrada pelas mesmas inclusões nos veios $P_2$, $S_3$ e $S_5$.

Várias inclusões aquo-carbônicas, tipo C principalmente, crepitam mesmo antes de se homogeneizarem (na faixa dos 300· C), fenômeno este atribuido a um aumento da pressão interna do fluido durante aquecimento, que se torna maior que a pressão confinante.

As inclusões eminentemente aquosas (tipo D), apresentam um intervalo de variação da Th de 100 a 500· C, com pico de maior freqüência entre 200 e 300· C (figura 16).

Em todos os casos, inclusões tipo B, C e D permaneceram sem se homogeneizarem até 520· C (condições limite do aparelho de microtermometria).

A grande dispersão dos resultados de Th,pode ser devida tanto às dificuldades na obtenção das medidas devido aos problemas já apresentados, como a ocorrência de escape de gases ("leakage" ou "necking down"), visíveis em algumas situações.

**d. Salinidade**

A salinidade é conhecida em termos de equivalente da porcentagem em peso de NaCl (eq % NaCl), uma vez que os íons $Na^+$ e $Cl^-$ são os mais comumente encontrados em soluções naturais.

A salinidade é determinada pela temperatura de fusão do gelo (tfg) ou pela temperatura de fusão dos clatratos complexos de $CO_2$ (tfCl), quando estes ocorrem. (Clatratos são substâncias cristalinas, nas quais uma rede cristalina expandida de gelo forma "espaços" que contêm moléculas de gases, Roedder, 1984b).

Os dados de tfg obtidos nas inclusões fluidas dos veios $P_2$, $S_3$ e $S_5$ (principalmente tipo C), foram poucos e limitados pelo seus tamanhos reduzidos. As medidas realizadas permitiram inferir que a salinidade é baixa, em geral inferior a 6-7 eq % NaCl.

As inclusões aquo-carbônicas tipo B e C, dos veios K e $Q_2$, forneceram tfg variando de -12 a 0· C, com uma freqüência máxima entre -4 e -8· C, conforme histograma da figura 17 A. Em algumas inclusões foi observada a tfCl com intervalo de variação amplo, entre 3,5 e 8,4· C, devido ao fato de se ter conseguido poucos dados (tamanho reduzido das inclusões fluidas).

No diagrama da figura 17 B (Collins, 1979), as temperaturas de fusão de gelo (tfg) e as temperaturas de fusão de clatrato (tfCl) das inclusões tipo B e C plotadas, mostram coerência nos dados de salinidade. Como existe maior número de dados de tfg, pode-se considerar com mais segurança a salinidade variando entre 7 e 11,5 eq % de NaCl e portanto mais elevada que a estimada nos veios $P_2$, $S_3$ e $S_5$.

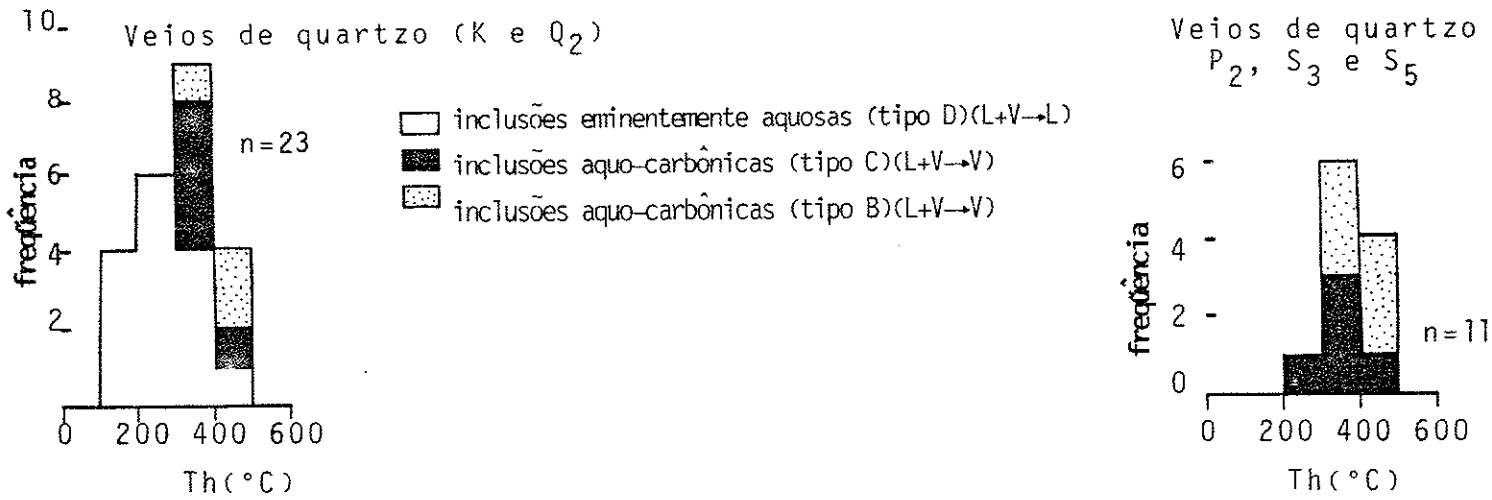



**figura16**- Histograma de variação da temperatura de homogeneização total (Th) de inclusões aquo-carbônicas (tipos B e C) e eminentemente aquosas (tipo D) dos veios de quartzo K e Q2 e P2, S3 e S5. n= número de inclusões.

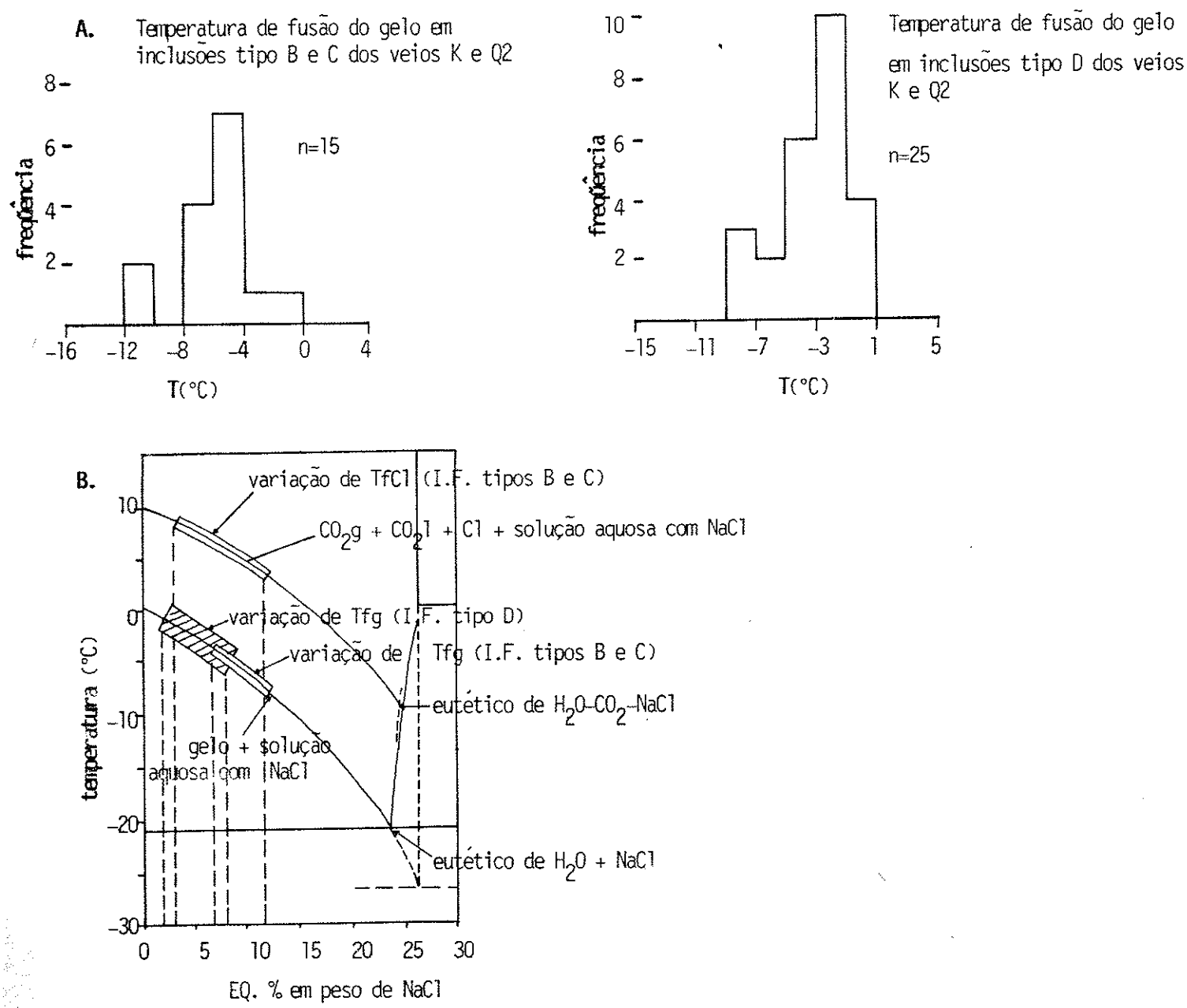



**figura17**- **(A)** Histogramas da variação da temperatura de fusão do gelo em inclusões aquo-carbônicas (tipos B e C) e eminentemente aquosas (tipo D) nos veios K e Q2;

**(B)** Salinidade dos fluidos mineralizantes dos veios K e Q2, com base na temperatura de

Quanto as inclusões eminentemente aquosas (tipo D), dos veios K e $Q_2$, apresentaram tfg variando de -9 a 1·, com maior freqüência entre -1 e -5· C (histograma da figura 17 A), o que permitiu a deteminação de uma salinidade variando entre 2 e 7 eq % NaCl, no diagrama de Collins (1979), figura 17 b. Estas inclusões mostraram uma salinidade inferior aos tipos B e C.

Os dados obtidos pelos estudos de microtermometria além das considerações anteriores, permitiram a determinação de isocoras e as composições totais das inclusões fluidas, a partir do programa de computação de Crawford and Nickolls (1985). Esse programa se utiliza das porcentagens volumétricas de $CO_2$ das inclusões fluidas e das temperaturas de homogeneização de $CO_2$ mais apropriadas (extraídas dos histogramas da figura 15).

As caracteristicas dos diversos tipos de inclusões fluidas (A,B,C e D), bem como os dados de microtermometria e os resultados obtidos a partir dos mesmos, encontram-se resumidos na tabela 4 (os dados apresentados representam sempre médias das maiores freqüências observadas). As isócoras relativas aos veios $P_2$, $S_3$ e $S_5$ e K e $Q_2$, encontram-se nas figuras 18 e 19, respectivamente.

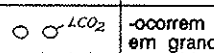
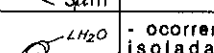
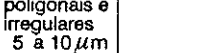
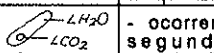
### 9.6. Considerações a partir dos dados de microtermometria

Com relação à precisão, os dados microtermométricos obtidos neste estudo estiveram sujeitos a fontes de erros diferentes. Alguns fatores estão diretamente associados ao equipamento de medidas microtermométicas (calibração do aparelho e velocidade de aquecimento das amostras). Outros relacionam-se com as dificuldades na observação e definição exata da temperatura de mudanças de fases, devido ao tamanho reduzido das inclusões (<10 $\mu$m), às reflexões internas intensas e à crepitação anterior ao fenômeno de homogeneização. Além disso, conforme já citado anteriormente, as inclusões tipo B e C se homogeneizam pelo aumento da bolha (para o estado gasoso), o que dificulta a observação final do fenômeno.

O modo de ocorrência das inclusões fluidas do tipo A, B e C estudadas em quartzo dos veios auríferos da região do Piririca e os parâmetros físico-químicos caracterizados, permitiram sugerir algumas considerações sobre uma provável linha evolutiva dos fluidos mineralizantes, suas condições de pressão e temperatura e possíveis origens.

Numa **primeira situação**, pode-se inferir a partir das isócoras (figura 18 e 19) que houve uma evolução progressiva dos fluidos mineralizantes, desde composições inicialmente ricas em $CO_2$ mais quentes (>400· C), para soluções gradativamente aquosas à

**Tabela 4** - Características gerais das inclusões fluidas de amostras dos veios mineralizados da região do Piririca. $VCO_2/Vt$ = Relação entre o volume da fase carbônica e o volume total da inclusão; $TfCO_2$ = Temperatura de fusão do $CO_2$; Tfg = Temperatura de fusão do gelo; TfCl = Temperatura de fusão de clatratos; $ThCO_2$ = Temperatura de homogeneização do $CO_2$ no estado líquido (l); Th = Temperatura de homogeneização total no estado gasoso (V); $Z_i$ = Fração molar da espécie i na inclusão; dv = Densidade do $CO_2$; d = Densidade global.

| Amostra | Tipo Inclusão | Morfologia | Modo de ocorrência | Microtermometria (°C) | | | | | | Composição média (mol%) | | dV média ($g/cm^3$) | d média ($g/cm^3$) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | $VCO_2/Vt$ | $TfCO_2$ | Tfg | TfCl | $ThCO_2$ (l) | Th (V) | $Z\ H_2O$ | $Z\ CO_2$ | | |
| Veios P2 S3 S5 | Carbônica Tipo A |   arredondadas, cristais negativos com formatos poligonais ou em diamante < 5μm | -ocorrem em grande quantidade dentro dos cristais de quartzo, sem orientação | 1,00 | -57,1 | - | - | 22 | - | - | 100 | 0,75 | 0,75 |
| | Aquo-carbônica Tipo B |   -cristais negativos com formatos ovalados ou poligonais e irregulares 5 a 10 μm | - ocorrem isoladas nos cristais de quartzo | 0,90 | -57,1 | - | - | 24 | 300 a 400 | 0,27 | 0,73 | 0,73 | 0,75 |
| | Aquo-carbônica Tipo C |   - cristais negativos com formatos poligonais e irregulares 5 a 10 μm | - ocorrem isoladas nos cristais de quartzo | 0,43 | -57,1 | - | - | 26 | 300 a 400 | 0,82 | 0,18 | 0,70 | 0,87 |
| Veios K e Q2 | Carbônica Tipo A | - idem Tipo A Veios $P_2$, $S_3$, $S_6$ | - ocorrem isoladas nos cristais de quartzo | 1,00 | -57,9 | - | - | 10 e 18 | - | - | 100 | 0,86 (Th = 10) e 0,79 (Th = 18) | 0,86 (Th = 10) e 0,79 (Th = 18) |
| | Aquo-carbônica Tipo B | -idem Tipo B Veios $P_2$, $S_3$, $S_6$ | - ocorrem isoladas nos cristais de quartzo | 0,90 | -57,9 | -4 a -8 | 3,5 a 8,4 | 6 e 22 | 300 a 400 | 0,77 (Th = 6) e 0,74 (Th = 22) | 0,23 (Th = 6) e 0,26 (Th = 22) | 0,89 (Th = 6) e 0,80 (Th = 22) | 0,90 (Th = 6) e 0,82 (Th = 22) |
| | Aquo-carbônica Tipo C | -idem Tipo C Veios $P_2$, $S_3$, $S_6$ | - ocorrem isoladas nos cristais de quartzo | 0,41 | -57,9 | -4 a -8 | 3,5 a 8,4 | 18 | 300 a 400 | 0,82 | 0,18 | 0,77 | 0,91 |
| | Eminente/e aquosas Tipo D |   - formas muito irregulares e variáveis 5 a 10 μm | - ocorrem segundo uma direção sugerindo alinhamento | 0,12 | -57,5 | -1 a -5 | - | 6 | 200 a 300 | 0,95 | 0,05 | 0,91 | 0,99 |

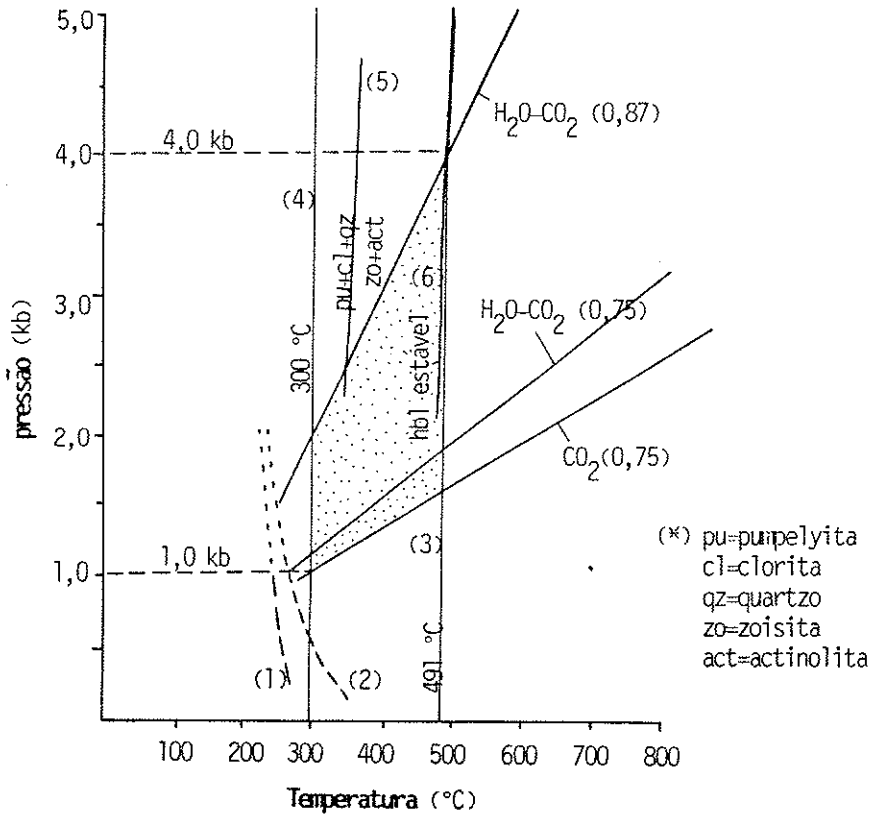



**figura18**- Diagrama P-T representando as isócoras, o campo de variação das condições de aprisionamento dos fluidos obtido pelos estudos microtermométricos e pelas paragêneses observadas.

Legenda ▒ condições estimadas P e T de aprisionamento dos fluidos mineralizantes dos veios P2, S3 e S5.

1 e 2: curvas críticas do sistema $H_2O$-$CO_2$, considerando 0,70 e 0,20 moles % de $CO_2$ respectivamente (dados de Bowers & Helgenson, 1983);

3: limite termal superior de estabilidade da assembléia pirita + arsenopirita (não corrigida pela pressão)( Sharp et al., 1985);

4: temperatura mínima de homogeneização total (th) das inclusões aquo-carbônicas (tipo B e C );

5: curva que representa as condições limite de metamorfismo de grau fraco (Winkler, 1977 - fig. 15.2, curva 2) (*);

6: curva que representa o limite de estabilidade da hornblenda (hbl) (Winkler, 1977 - fig. 15.2).

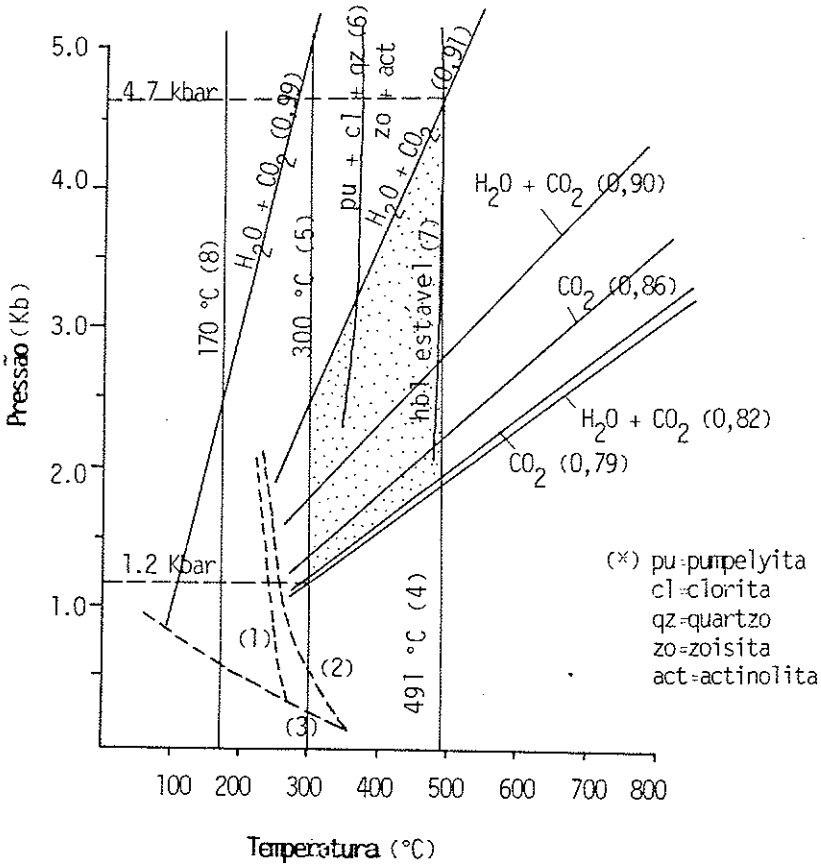



**figura 19**-Diagrama P-T representando as isócoras e o campo de variação das condições de aprisionamento dos fluidos, obtido pelos estudos microtermométricos e pelas paragêneses observadas.

legenda: ▒ Condições estimadas de P e T do aprisionamento dos fluidos mineralizantes dos veios K e Q2.

1, 2 e 3: curvas críticas do sistema $H_2O$, considerando 0,70, 0,20 e 0,05 moles% de $CO_2$. (dados de Bowers & Helgenson, 1983).

4: limite termal superior de estabilidade da assembléia pirita + calcopirita (não corrigida pela pressão) (Sharp et al., 1985).

5: Temperatura mínima de homogeneização total (Th) das inclusões aquo-carbonáticas (tipo B e C).

6: Curva que representa as condições limite do metamorfismo de grau fraco (Winkler, 1977 - fig. 15.2, curva 2) (x)

7: Curva que representa o limite de estabilidade da hornblenda (hbl) ( Winkler, 1977 - fig 15.2)

8: Temperatura mínima de homogeneização total (Th) das inclusões eminentemente aquosas (tipo D)

temperaturas mais baixas (300· C), considerando-se os vários estádios de interação fluido/rocha encaixante.

Nos diagramas das figuras 18 e 19, observa-se que as isócoras das inclusões tipo A, B e C cruzam o campo P-T delimitado a partir dos estudos microtermométricos e da reação arsenopirita-pirita segundo (Sharp et all, 1985), paragênese essa encontrada nos veios de quartzo estudados e com a qual o ouro associa-se intimamente.

Esta associação foi utilizada para o estabelecimento do limite superior de temperaturas, uma vez que estas não puderam ser obtidas por microtermometria (limitações do aparelho). O limite inferior de temperaturas foi delimitado pela média dos menores valores das temperaturas de homogeneização total (Th).

Assim sendo estabeleceu-se um campo de variação das condições P-T durante o aprisionamento das inclusões, representado nos veios $P_2$, $S_3$ e $S_5$ por temperaturas variando de 491 a 300· C e pressões de 4 a 1 kb, e nos veios K e $Q_2$ por temperaturas entre 491· e 300· C e pressões de 4,7 a 1,2 kb (figuras 18 e 19).

Deve ser observado no entanto, que as condições de pressão obtidas podem não significar precisamente as reais, uma vez que nos diagramas P-T são representadas as pressões litostáticas que não consideram as condições reinantes em zonas de cisalhamento, como é o caso da região estudada.

De modo geral, embora exista uma ampla variação das Th, nota-se nos histogramas da figura 16, que as inclusões aquo-carbônicas, tipo B, apresentam uma tendência para valores mais elevados se comparadas com as do tipo C. Esse fato vem reforçar a proposta sugerida de evolução dos fluidos, com o abaixamento da temperatura.

Numa tentativa de se estabelecer a origem dos fluidos mineralizantes, os dados obtidos através de estudos petrográficos foram combinados com as isócoras relativas às inclusões fluidas descritas.

Uma paragênese frequentemente encontrada nas rochas metabásicas encaixantes é constituida por clorita+epidoto+ albita + tremolita - actinolita. Essa associação em equilíbrio é representativa do limite entre o grau metamórfico incipiente e o grau fraco, podendo representar a reação pumpelyita+clorita+quartzo = zoisita+actinolita (Winkler, 1977).

Outra relação observada é a passagem da hornblenda original para actinolita-tremolita: essa transformação se dá à temperaturas próximas de 500· C, aumentando muito pouco com a pressão crescente (Winkler, 1977).

As curvas de equilíbrio referentes às reações citadas, foram retiradas da figura 15.2 pagina 181 de Winkler (1977) e localizadas nos diagramas P-T (figuras 18 e 19). Essas curvas delimitaram uma faixa de temperaturas dentro dos campos P-T estabelecidos anteriormente para os veios considerados, sugerindo uma origem metamórfica para os fluidos mineralizantes.

A própria composição desses fluidos é também indicativa de sua origem metamórfica, uma vez que fluidos derivados do metamorfismo de baixo grau apresentam salinidades baixas, sendo compostos por $H_2O$ + $CO_2$ (Roedder, 1984 b).

A provável presença de $CH_4$ em muitas inclusões, pode ser associada aos filitos carbonosos intercalados à seqüência metasedimentar da região estudada. Esta relação reforça a sugestão de uma vinculação entre os fluidos e as rochas metamórficas encaixantes. Esse tipo de associação é encontrada no trabalho de Ho (1987), que estudou inclusões fluidas de diversos depósitos de ouro arqueanos, do oeste da Austrália.

Uma **outra situação** que pode ser considerada para explicar alguns tipos de inclusões fluidas compostas por $H_2O$-$CO_2$, com proporções variáveis dos componentes, é seu aprisionamento em ambiente de fluidos originalmente heterogêneos. Esta hipótese exclui a anterior, uma vez que exige inclusões cogenéticas (as inclusões tipo A, B e C pelo seu modo de ocorrência, poderiam ser consideradas cogenéticas).

Segundo Roedder (1984 b) inclusões individuais formadas a partir de sistemas heterogêneos aprisionam diferentes razões das fases presentes. O caso mais simples é quando são formadas duas inclusões com composições extremas, as quais deverão se homogeneizar à mesma temperatura. Essa temperatura representaria a própria temperatura de aprisionamento dessas inclusões. Os casos mais complexos são aqueles onde ocorrem inclusões de composições intermediárias, onde suas temperaturas de homogeneização são maiores que as de aprisionamento (ver figura 9-1, Roedder, 1984 b).

As inclusões fluidas aquo-carbônicas tipo B e C que apresentam frações molares de $CO_2$ variando entre 0,71 e 0,74 e 0,16 a 0,20 respectivamente, podem nãorepresentar composições extremas puras, mas intermediárias e assim as temperaturas de homogeneização obtidas seriam relativamente maiores que as de aprisionamento. As inclusões carbônicas tipo A, por sua vez, como possuem 100% de $CO_2$ poderiam estar em um extremo da curva solvus. No entanto, inclusões compostas apenas por $H_2O$ que representariam o outro extremo dessa curva, não foram encontradas.

Roedder (1984 b) sugere que nos casos de inclusões fluidas com composições intermediárias, o valor mínimo das temperaturas de homogeneização obtido, poderia ser considerado como o mais próximo da temperatura de aprisionamento, embora esse procedimento envolva uma série de imprecisões. Segundo essa hipótese, a temperatura mínima de aprisionamento também poderia ser sugerida pelo cruzamento das isócoras de inclusões fluidas cogenéticas.

O modo de ocorrência das inclusões tipo A, B e C sugere terem sido desenvolvidas contemporaneamente ou a partir de uma certa evolução durante a cristalização do quartzo. As duas hipóteses devem ser consideradas, embora os dados corroborem mais com a alternativa de evolução dos fluidos mineralizantes.

Finalmente, com relação às inclusões fluidas eminentemente aquosas (tipo D), cuja salinidade e temperatura de homogeneização (Th) apresentam valores inferiores às demais, pode-se sugerir uma formação posterior, com aprisionamento em fases tardias da evolução citada na primeira hipótese, e que não envolveram os veios $P_2$, $S_3$ e $S_5$. Essas inclusões apresentam um ligeiro alinhamento dentro do cristal de quartzo, sugerindo um caráter secundário. Além disso, sua isócora encontra-se totalmente fora do campo metamórfico delimitado na figura 19.

## 10 - Provável modêlo genético das mineralizações

Nos últimos anos muitos estudos integrados de mineralizações auríferas, principalmente aquelas relacionadas ao arqueano, têm sido realizados envolvendo considerações sobre ambientes tectônicos, controles estruturais, natureza e composição dos fluidos mineralizantes e controles deposicionais. Esses estudos levam sempre a uma convergência de modêlos que destacam processos de mineralização epigenéticos, controlados estruturalmente (Groves et al., 1989; Perring et al., 1987; Hodgson, 1988; Colvine et al., 1984).

As mineralizações auríferas da região do Piririca estão associadas a veios de quartzo sulfetados epigenéticos, controlados por uma zona de cisalhamento de características dúctil-rúptil dextral (Silva e Câmara, 1990), que atravessa uma seqüência de rochas metavulcano-sedimentares de baixo grau metamórfico denominada de Formação Perau (Campanha et al., 1986), cuja idade de deposição estaria entre 1,8 e 1,5 b.a., sofrendo metamorfismo entre 1,3 e 1,0 b.a. (Tassinari et al., 1990).

Os veios mais significativos estão associados às rochas de composição básica (gabro/diabásio). Estudos petrográficos evidenciaram uma natureza intrusiva ou sub-vulcânica para estas rochas, que se acham metamorfizadas em baixo grau, no facies xisto verde.

A microtermometria realizada em inclusões fluidas de quartzo dessas mineralizações revelaram soluções aquosas ricas em $CO_2$ (geralmente acima de 25 moles % $CO_2$), de baixa salinidade (<11 eq% peso em NaCl), com temperaturas de deposição moderadas a altas (200-400· C).

Esses dados são concordantes com estudos de inclusões fluidas em depósitos de ouro associados a complexos metamórficos, de baixo a médio grau, de idades pré-cambrianas a paleozóicas, bem como à terrenos vulcano-sedimentares arqueanos.

Os resultados microtermométricos foram combinados com os estudos petrográficos das rochas encaixantes, sugerindo nos diagramas das figuras 18 e 19, uma relação significativa entre as condições P-T de formação dos fluidos mineralizantes e o metamorfismo de baixo grau, ao qual estas rochas foram submetidas.

A delimitação de uma faixa de temperaturas relativas às condições de metamorfismo da área de estudo, dentro do campo de variação P-T estabelecido para o aprisionamento das inclusões fluidas, sugere uma origem metamórfica para os fluidos mineralizantes.

A própria composição das inclusões reforça a sugestão de uma origem metamórfica para os fluidos mineralizantes, uma vez que segundo Roedder (1984 b), fluidos aquosos ricos em $CO_2$, de baixa salinidade resultam da devolatilização de terrenos metamórficos, visto que fluidos superficiais ou magmáticos apresentam salinidade moderada a alta.

Da mesma forma as variações composicionais observadas nas rochas metabásicas encaixantes , relacionadas à adição de Ca, Na e K nas proximidades das mineralizações, e a provável presença de $CH_4$ em muitas inclusões, associado talvez aos filitos carbonosos intercalados à seqüência metasedimentar da região estudada, corrobora a sugestão de uma interação entre os fluidos e as rochas metamórficas encaixantes.

A hipótese formulada a partir dos estudos das inclusões fluidas, de uma evolução progressiva dos fluidos mineralizantes, desde soluções em condições de temperaturas maiores que 400· C e ricas em $CO_2$, para soluções gradativamente aquosas a temperaturas mais baixas (<300· C), também confirma uma interação fluido/rocha encaixante.

Os dados isotópicos de Pb obtidos em galenas das mineralizações estudadas indicaram uma origem crustal para os fluidos mineralizantes, que a exemplo do que é citado em Tassinari et al. (1990), provavelmente estariam vinculados a processos de remobilização do Pb das rochas encaixantes durante eventos metamórficos regionais (1,4 a 1,1 b.a)

A exemplo do que acontece em outros depósitos de ouro associados às zonas de cisalhamento (Perring, 1987; Groves et al., 1987; Hodgson, 1988), que se apresentam concomitantes com a evolução tectono-metamórfica da região , as mineralizações auríferas da região do Piririca podem estar temporalmente posicionadas, após o pico do metamorfismo regional.

A íntima associação dos sulfetos: pirita e arsenopirita com o ouro, a natureza dos elementos relacionados (Sb, As), juntamente com a baixa salinidade e alto teor de $CO_2$ dos fluidos das inclusões, sugerem que de maneira geral, as soluções mineralizantes formadas em temperaturas entre 200 e 400· C, possam ser redutoras (alta razão $\Sigma H_2S/\Sigma SO_4$) e relativamente alcalinas. De acordo com Seward (1984), o ouro poderia ser favoravelmente transportado na forma de tio-complexos do tipo $Au(HS)_2^-$, $HAu(HS)_2^-$ ou $HAu(HS)_2S^{-2}$, pois apresentam solubilidade alta nestas condições acima citadas. Groves et al. (1984) consideram que a precipitação do ouro pode ter resultado principalmente de mudanças no $\Sigma S$, $fO_2$ e pH, ocasionadas pelas reações entre os fluidos e a rocha encaixante.

Em resumo, as mineralizações auríferas da região do Piririca, e outros depósitos de ouro detectados por Silva e Câmara (1990) e Projeto Pilões (CPRM, 1986) em áreas adjacentes no Vale do Ribeira, todos eles associados a uma Faixa de Cisalhamento em seqüência de rochas metavulcano-sedimentares de baixo grau metamórfico, podem ser considerados epigenéticos seguindo um modêlo metamórfico de derivação de fluidos aquosos ricos em $CO_2$ (contendo Au), a partir da devolatilização desses terrenos metamórficos (em especial, das rochas metabásicas associadas), com zonas de cisalhamento representando elementos fundamentais nos processos de canalização dos fluidos hidrotermais e de interação fluido-rochas encaixantes.

## 11 - Considerações finais e conclusões

1 - A região do Piririca está inserida em uma seqüência de rochas metavulcano-sedimentares, com metabásicas associadas, de baixo grau metamórfico,e relacionada à Formação Perau. Pode ser situada dentro de uma faixa de rochas orientadas NE-SW, limitada por lineamentos de expressão regional: lineamentos Agudos Grandes e Ribeira, de características transcorrentes, com aproximadamente 25 km x 5 km, denominada Faixa de Cisalhamento Piririca.

Essas seqüências metamórficas da Faixa de Dobramento Apíaí depositaram-se entre 1,8 e 1,5 b.a., sofrendo um metamorfismo entre 1,3 e 1,0 b.a., com superimposição de um evento metamórfico próximo a 700 m.a., durante o Proterozóico Superior.

2 - As rochas metabásicas acham-se intercaladas concordantemente nos metasedimentos finos e são constituidas por uma associação de anfibólios da série tremolita-actinolita, plagioclásio sódico (albita), epídoto-zoisita e clorita, típica de grau fraco. De acordo com critérios petrográficos essas rochas metabásicas foram reunidas em dois grupos: os metabasitos portadores de anfibólios (anfibolitos) e aqueles não portadores, compostos principalmente por carbonato, sericita, clorita (± albita e quartzo).

3 - As transformações sofridas pelas rochas básicas ocasionadas pelo metamorfismo e metassomatismo provocado provavelmente por alteração hidrotermal associada aos fluidos mineralizantes, obliteraram quase completamente as indicações texturais e estruturais de sua origem. Os estudos petrográficos sugerem para as rochas básicas uma natureza intrusiva, provavelmente subvulcanica, com composição original de um gabro ou diabásio.

4 - As rochas metabásicas encaixantes das mineralizações, de acordo com os estudos petroquímicos, sofreram variações composicionais associadas provavelmente a processos não isoquímicos de adição de K, Na e Ca, sugerindo fenômeno de alteração hidrotermal, com interação fluido-rocha encaixante. Não foi possível estabelecer um zoneamento hidrotermal, contudo o balanço químico indica de maneira preliminar, uma tendência de aumento de carbonatos, sericita e albita em direção aos veios.

5 - As mineralizações filoneanas auríferas estudadas são de carater epigenético, e aquelas mais significativas estão associadas às rochas metabásicas, embora ocorram também em metasedimentos porém com menor expressão.Estão espacialmente relacionadas a uma zona de cisalhamento dúctil-rúptil de alto ângulo, de direção entre N 40-45° E, com evidênciass de movimentação horizontal a sub-horizontal dextral.

Ficou difícil caracterizar os diferentes conjuntos de veios dentro do sistema teórico de cisalhamento dúctil-rúptil (estruturas Riedel: fraturas antitéticas (R'),

sintéticas (R), de tração (T) e de pressão (P) ), pois pouco se conhece sobre o comportamento estrutural da região estudada e de suas mineralizações.

6 - Pode-se dizer que os controles das mineralizações da região do Piririca são de caráter estratigráfico (seqüência metavulcano-sedimentar), litológico (principalmente rochas metabásicas concordantes com os metasedimentos da seqüência citada) e estrutural (zona de cisalhamento de comportamento dúctil-rúptil).

7 - O estudo da mineralogia das mineralizações foi realizado na zona de sulfetação maciça de alguns veios quartzosos selecionados, onde certas relações significativas puderam fornecer relações de idade entre os minerais presentes. As venulações de um mineral em outro são as relações mais convincentes sobre a ordem relativa de formação dos minerais. Contemporaneidade ou sobreposição, parecem ter ocorrido, mas sem um bom critério para evidenciá-las.

8 - Os principais minerais opacos da zona sulfetada em ordem de abundância são: pirita e arsenopirita de granulação grossa. Em quantidades subordinadas aparecem: calcopirita, boulangerita, bournonita, jamesonita, grupo do fahlore, blenda, galena, bornita, ilmenita, pirita venular fina e ouro.

Quartzo leitoso branco constitui o mineral de ganga dominante, com carbonato em quantidades pequenas.

Minerais de alteração supérgena são representados por:covelina, calcocita, limonita, goethita / lepidocrocita e sulfatos de cobre.

9 - Ilmenita, pirita e arsenopirita de granulação grossa constituem os minerais mais antigos. A eles seguiram-se, após uma fase de brechação/milonitização os demais minerais citados anteriormente, geralmente preenchendo vênulas e fraturas nos dois sulfetos mais antigos.

O ouro encontra-se associado à pirita e arsenopirita de granulação grossa, preenchendo fraturas e cavidades, isolado ou junto com outro mineral.

10 - O estudo microtermométrico de inclusões fluidas em quartzo das mineralizações do Piririca revelaram a presença de inclusões do tipo carbônicas, aquo-carbônicas e eminentemente aquosas, que através dos dados obtidos, indicaram fluidos mineralizantes aquosos, ricos em $CO_2$ (> 25 moles % $CO_2$), de baixa salinidade (<11 eq % peso em NaCl), com temperaturas de deposição de moderadas à altas (200-400· C).

11 - O modo de ocorrência das inclusões estudadas sugere terem sido desenvolvidas contemporaneamente ou a partir de uma certa evolução durante a cristalização do quartzo. As duas hipóteses podem ser consideradas, embora os dados corroborem mais com a alternativa de evolução progressiva dos fluidos mineralizantes, desde composições inicialmente mais quentes (> 400· C) e ricas em $CO_2$, para soluções

gradativamente aquosas a temperaturas mais baixas (< 300° C), considerando-se os vários estádios de interação fluido/rocha encaixante. Estes fluidos podem ter sido gerados após o pico do metamorfismo regional.

12 - Os dados de composição isotópica de Pb nas galenas dos veios quartzosos sulfetados da região do Piririca aproximam-se dos dados das galenas de depósitos plumbo-argentíferos do Vale do Ribeira, onde os isótopos de Pb e Sr indicam para as soluções mineralizantes uma origem crustal, por processos de remobilização do Pb das rochas encaixantes, associados com os eventos metamórficos regionais, de idades entre 1,4 e 1,1 b.a.

13 - A integração entre os dados obtidos nos estudos realizados nas mineralizações filoneanas auríferas da região do Piririca, e a comparação com trabalhos em depósitos de ouro de outras partes do mundo, permitiram sugerir um modêlo metamórfico de derivação de fluidos aquosos ricos em $CO_2$ (contendo Au), a partir da devolatilização dos terrenos metamórficos de baixo grau a que estão associados (em especial rochas metabásicas), e onde as zonas de cisalhamento representam elementos fundamentais para a efetivação dos processos de lixiviação, transporte, canalização dos fluidos hidrotermais e de interaçào fluido-rocha encaixante. Não deve ser descartada a hipótese de que o carbono possa estar associado a rochas do embasamento mais antigo.

14 - Considerando as dificuldades encontradas durante o desenvolvimento dessa dissertação, com relação a alguns temas abordados, seria interessante recomendar como estudos futuros: a caracterização dos diferentes conjuntos de veios dentro de um sistema de cisalhamento e o seu controle por estruturas Riedel; a organização interna desses veios e o sistema de alteração hidrotermal das rochas encaixantes dos filões. Esses trabalhos poderiam contribuir no esclarecimento de muitas questões que não foram respondidas a contento.

## 12 - Referências Bibliográficas


Andrews, A.J.; Hugon, H.; Durocher, M.; Corfu, F, and Lavigne, M.J. - 1986 - The anatomy of a gold-bearing greenstone belt, Red Lake, Northwestern, Ontario, Canadá. In: Proc. Gold'86 Symposium, Toronto. pag. 3-22.

Barbour, A.P.; Macedo, A.B. e Hypolito, R. - 1988 - Correlaçào dos elementos prata, chumbo, zinco e ferro com bário em algumas jazidas sulfetadas do Vale do Ribeira, Estados de São Paulo e Paraná - Bol. IG-USP, Ser. Cient., 19:1-21.

Batolla Jr. F.; Silva A.T.S.F.; Algarte, J.P.L. - 1981 - O pré-cambriano da região sul-sudeste do Estado de São Paulo e este-nordeste do Estado do Paraná. In: Simp. Reg. Geol., 3, Curitiba, 1981. Anais ... SBG, v.1, pag. 94-108.

Borin, Jr., T.; Pinto, G.C.; Silva, A.A.G.P.; Morgental, A. e Castro, V.T.S. - 1980 - Mineralizações filoneanas polimetálicas contendo ouro e prata, associadas a metais básicos descobertos pelo Projeto Eldorado, Vale do Ribeira, São Paulo. In: Cong.Bras.Geol., 31, Camboriú, 1980. Anais ... SBG, v.3, pag. 1444-1458.

Campanha, G.A.; Bistrichi, C.A.; Almeida, M.A. - 1987 - Considerações sobre a organização litoestratigráfica e evolução tectônica da faixa de dobramentos Apiaí. In: Simp. Sul Bras. Geol., 3, Curitiba, 1987. Anais ... SBG, v.2, pag. 725 a 742.

Campanha, G.A.; Gimenez Fº, A.; Caetano, S.L.V.; Pires, F.A.; Dantas, A.S.L.; Teixeira, A.L.; Dehira, L.K. - 1986 - Geologia e estratigrafia da região das folhas Iporanga e Gruta do diabo, Vale do Ribeira, São Paulo. In: Cong. Bras.Geol, 34, Goiania, 1986. Anais ... SBG, v.1., pag. 1058-1073.

Campos Neto, M.C. - 1983 - Contribuição à litoestratigrafia do Grupo Açungui no Sudeste do Estado de São Paulo. In: Simp. Reg.Geol., 4, São Paulo, 1983. Atas ... SBG, v.1, pag.103-112.

Chiodi Fº, C. - 1984 - Contribuição à geologia das regiões sul paulista e leste paranaense - Grupos Açúngui e Setuva. In: Cong.Bras.Geol., 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais .. SBG, v.5, pag.2394-2406.

Collins, P.L.F. - 1979 - Gas hydates in $CO_2$ - bearing fluids and the use of freezing data for estimation of salinity. Econ. Geol., 74: 1435-1444.

Colvine, A.C.; Andrews, A.J.; Cherry, M.E.; Durocher, M.E.; Fyon, A.J.; Lavigne, M.J.; MacDonald, A.J.; Marmont, S.; Poulsen, K.H.; Springer, J.S. and Troop, D.G. - 1984 - An integrated model for the origin of archean lode gold deposits, Ontario Geol. Survey. Open File Report 5524, 98 pag.

Crawford, M.L. and Nicholls, J. - 1985 - Fortran programs for calculation of fluid properties from microthermometric data on fluid inclusions. Computer & Geosciences, 11(5): 619-645.

Damasceno, E.C. - 1966 - Nota sobre a composição isotópica do chumbo em galenas de jazidas do Vale do Rio Ribeira. In: Congr. Bras. Geol., 20, Vitória, 1966. Resumo de comunicações.

Damasceno, E.C. e Bettencourt, J.S. - 1968 - Idades relativas de mineralizaçào de chumbo de Panelas e de Itapirapuã. In: Congr. Bras. Geol., 22, Belo Horizonte, 1968. Resumo de Comunicações.

Ebert, H.D.; Hasui, Y.; Quade, H. - 1988 - Aspectos da evolução estrutural do cinturão móvel costeiro na região da Mina do Perau, Vale do Ribeira, PR. In: Congr. Bras. Geol., 35, Belém, 1988. Anais ... SBG, v.5, pag. 2318-2331.

Fleischer, R. - 1976 - A pesquisa de chumbo no Brasil. In: Congr.Bras.Geol., 24, Ouro Preto, 1976. Anais ... SBG, pag. 19-32.

Floyd, P.A. and Winchester, J.S. - 1975 - Magma type and tectonic setting discrimination using immmobile elements. Earth Plan. Sci. Lett., 27: 211-218.

Fritzsons Jr., O; Piekarz, G.F. e Falcade, D. - 1982 - Geologia e potencial econômico do Grupo Setuva (PR). In: Congr. Bras. Geol., 34, Salvador, 1982. Anais ... SBG, v.3, pag. 987-1001.

Fusikawa, K. - 1985 - Inclusões fluidas:métodos usuais de estudos e aplicações. In: Contribuições à Geologia e Petrologia, Boletim Especial da SBG, Núcleo Minas Gerais. pag. 29-44.

Groves, D.I. and Phillips, G.N. - 1987 - The genesis and tectonic control of archean gold deposits of the western Australian Shield - A metamorphic replacement model. Ore geology reviews, 2 (4): 287-322.

Groves, D.I.; Phillips, G.N.; Ho, S.E.; Henderson, C.A.; Clark, M.E. and Wood, G.M. - 1984 - Controls of distribution of Archean hydrotermal gold deposits in western Australia. In: Foster R.P. (ed). Proc. Symp. Gold'82. A.A. Balkema, Rotterdam. pag. 689-712.

Hasui, Y e Sadowsky, G.R. - 1976 - Evolução geológica do Pré-Cambriano na região sudeste do Estado de São Paulo. Rev. Bras. Geoc. 6(3): 182-200.

Hasui, Y.; Ebert, H.D.; Quade, H.; - 1984 b - Aspectos geológicos da megantiforma da Serra do Cadeado, PR. In: Congr. Bras. Geol., 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais ... SBG, v.5, pag. 2380-2393.

Hasui, Y; Carneiro, C.D.R. e Bistrichi, C.A. - 1980 - Estruturas e tectônica do Pré-Cambriano de São Paulo e Paraná. Anais Acad. Bras. Cienc., Rio de Janeiro, 52 (1): 61-76.

Hasui, Y.; Cremonini, O.A.; Born, H. - 1984 a - Considerações sobre o Grupo Açungui em São Paulo e porçào adjacente do Paraná. In: Congr. Bras. Geol., 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais ... SBG, v.7, pag. 3297-3306.

Ho, S. - 1987 - Fluid Inclusions:their potencial as an exploration tool for archean gold deposits. In: Recent advances in understanding Precambrian gold deposits. Geology Department & University Extension, Univ. Western Australia, Public.nº 11, pag. 239-263.

Hodgson, C.J. - 1988 - Precambrian lode gold deposits. Department Geological Sciences, Queen's University, Kingston, Ontario, Canadá. pag. 214

Hodgson, C.J. - 1989 - The structure of shear - related, vein type gold deposits. A review. Ore Geology Reviews, 4(3): 233-273.

IPT - INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO - 1986 - Novo modelo geológico do Vale do Ribeira (autor: Yociteru Hasui). São Paulo (Relat. 23.742).

IPT - INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO - 1985 - Geologia das folhas Iporanga (SG22-X-B-V-2) e Gruta do Diabo (SG22-X-VI-1), Estado de São Paulo. São Paulo (Relatório 22.352).

Kishida, A. - 1984 - Hydrotermal alteration zoning and gold concentration at the Kerr-Addison mine, Ontario, Canada. PhD Thesis, University Western Ontario, London, Canadá, 231 pag.

Lazzari, M.L. - 1987 - O metabasito de Pirapora do Bom Jesus, S.P. Dissertação de mestrado. IGUSP. São Paulo. 96 pag.

Leake, B.E. - 1984 - The chemical distinction between ortho- and para- amphibolites. J.Petrol. 5: 238-254.

Marimon, M.P.C.; Kishida, A. e Teixeira, J.B.G. - 1986 - Estudo da alteração hidrotermal relacionada à mineralização aurífera na mina Fazenda Brasileiro (BA). In: Congr. Bras. Geol., 34, Goiania, 1986. Anais ... SBG,v.4, pag. 1556-1570.

Morgental, A.; Paiva, I.P.; Borin Jr., T.; Pinto, G.G.. e Carmo, L.S. - 1981 - Pesquisa de Ouro no Vale do Ribeira - Atuação da CPRM. In: Simp. Reg. Geol.,3, Curitiba, 1981. Anais ... SBG,v.1, pag. 56 - 70.

Nockolds, S.R. - 1979 - Petrology for students. Cambridge Univ. Press. - 435 pag.

Perring, C.S.; Groves, D.F. and Ho, S.E. - 1987 - Cosntraints on the source of auriferous fluids for archean gold deposits. In:Recent advances in understanding Precambrian gold deposits. Geology Department & University Extension. Univ. Wester Australia, Public. nº 11, pag. 287-306.

Pettijohn, F.J. - 1975 - Sedimentary rocks. New York, Harper & Row, 3ª ed., 628 pag.

Phillips, G.N. and Groves, D.I. - 1983 - The nature of archean gold bearing fluids as deduced from gold deposits of western Australia. Jorn.Geol.Soc.Australia, 30:25-39.

Piekarz, G.F. - 1981 - Reconhecimento de unidades correlacionáveis à seqüência mineralizada do Perau, Estado do Paraná. In: Simp.Reg.Geol. ,3,Curitiba, 1981. Anais ... SBG,v.1, pag. 148-154.

Pires, F.A. - 1988 - Uma nova concepção para os ambientes do Grupo Açungui, na região de Iporanga e Apiaí, sul de São Paulo. In: Congr. Bras. Geol., 35, Belém, 1988. Anais ... SBG,v.2, pag. 606-616.

Pontes, J.B. - 1982 - Geologia e potencialidade econômica da Formação Água Clara (PR) - In: Congr. Bras. Geol., 32, Salvador, 1982. Anais ... SBG,v.1, pag. 1002-1016.

Projeto Anta Gorda - 1981, 1982, 1983 - Report on geological survey of Anta Gorda, Brazil - Phases I-II-III - Acordo Cooperação Técnica Brasil (DNPM/CPRM) / Japão (JICA/MMAJ)

Projeto Eldorado - 1982 - Relatório Integrado Final de Pesquisa CPRM/SUREG São Paulo.

Projeto Integração e Detalhe Geológico no Vale do Ribeira - 1981 - Área Ribeirão do Perau - Relatório Final. DNPM/CPRM - São Paulo.

Projeto Pilões - 1986 - Relatório Final de Pesquisa CPRM/SUREG São Paulo.

Projeto Sudeste do Estado de São Paulo - 1974 - Relatório Geológico Final. Folha de Itararé. DNPM/CPRM - São Paulo

Ramsay, J.G. - 1980 - Shear Zone geometry: a review. Journ.Strut.Geol. 2:83-100.

Riedel, W. - 1929 - Zur-Mechanik-geologischer Brucherscheinungen Zentralblatt. f. Mineral und Pal., 1929 B, pag. 354-368.

Robert, F. And Kelly, W.C. - 1987 - Ore-forming fluids in Archean gold bearing quartz veins at the Sigma mine, Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada. Econ. Geol., 82: 1464-1482.

Roedder, E. - 1984a - 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. Geol. Soc.Zimbabwe Spec.Publ. nº1, A.A.Balkema, Rotterdam.

Roedder, E. - 1984b - Fluid Inclusion. Min.Soc.Am.Reviews in Mineralogy. v.12, 644 pag.

Scholl, W.U.; Silva, A.C.G.A., Monastier, M.S. - 1982 - A Formaçào Setuva do Pré-Cambriano do Estado do Paraná - uma revisão crítica. In: Congr. Bras. Geol., 32, Salvador, 1982. Anais ... SBG,v.1, pag.55-63.

Seward, T.M. - 1984 - The tranport and depositions of gold in hydrothermal systems. In: Proc.Symp.Gold'82, A.A.Balkema, Rotterdam, pag. 165-181.

Sharp, Z.D.; Essene, E.J. and Kelly, W.C. - 1985 - A re-examination of the arsenopyrite geothermometer: pressure considerations and applications to natural assemblages. The Can.Miner., 23: 517-534.

Silva, C.R. e Câmara, M.M. - 1990 - Depósito de Au e Ag Ivaporunduva, Município de Eldorado Paulista - SP.In: Congr. Bras. Geol., 36, Natal 1990 (inédito).

Soares, P.C. - 1987 - Sequências tecto-sedimentares e tectônica deformadora no centro-oeste do escudo paranaense. In: Simp.Sul Bras.Geol., 3, Curitiba, 1987. Anais ... SBG,v.2, pag. 743-771.

Soares, P.C. - 1988 - Tectonica colisional em torno do bloco Paraná, Brasil. In: Cong.Latino-Americano Geol., 3, Belém, 1988. Anais ... SBG,v.1, pag. 63-79.

Spooner, T.C. - 1981 - Fluid inclusion studies of hydrotermal ore deposits. In: Hollister, L.S. and Crawford, M.L., editors, Min. Ass. Canadá. Short Course in Fluid Inclusions: Applications to Petrology, Calgary, pag. 209-240.

Stacey, J.S. & Kramers, J.P. - 1975 - Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two stage model. Earth Planet. Sci.Lett., 26: 207-221.

Takahashi, A.T., Chiodi Fº, C.; Silva, C.R.; Batolla Jr., F. - 1981 - Projeto Integração e Detalhe Geológico no Vale do Ribeira. Área Ribeirão do Perau. Relatório Final. DNPM/CPRM. São Paulo.

Tassinari, C.C.G.; Daitx, E.C.; Barbour, A.P.; Sato, K. - 1990 - Aplicação dos isótopos de Pb e Sr na determinação da natureza das fontes das mineralizações de chumbo do Vale do Ribeira - SP/PR. In: Congr.Bras.Geol., 36, Natal, 1990 (inédito).

Tegyey, M. - 1980 - Utilisation de la Géochimic - Majeus pour la Cartographic des Terrains Cristallins - Possibilités de Traitement Automatique des Analyses de B.R.G.M. Citação em Lazzari, 1987.

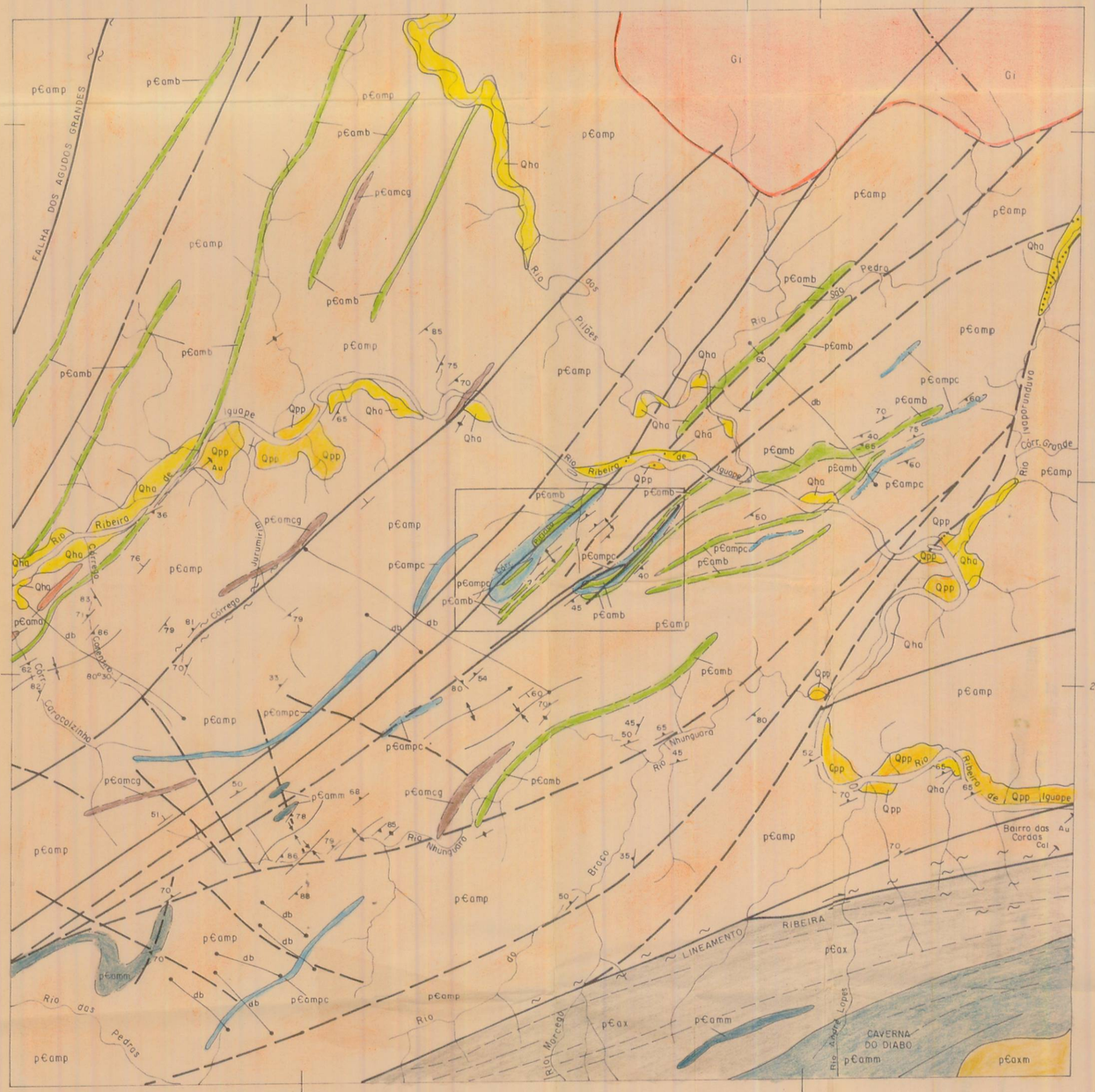
Turner, F.J. - 1968 - Metamorphic Petrology - Mineralogical and Field Aspects. McGraw Hill Book Company - New York. 403 pag.

Weisbrod, A.; Poty, B.; Touret, J. - 1976 - Les inclusions fluides in geochimie et pétrologie: tendances actualles. Bull. Minér., 90(40): 140-152.

Winkler, H.G.F. - 1977 - Petrogênese das rochas metamórficas. Ed. Edgard Blucher Ltda. 254 pag.

Xavier, R.P. - 1987- Estudos de inclusões fluidas na Mina de ouro Fazenda Brasileiro, "Greenstone Belt" do Rio Itapicuru, Bahia. Dissertação de mestrado, IGUSP, São Paulo, 142 pag.

Zartman, R.E.; Doe, B.R. - 1981 - Plumbotectonics The Model. Tectonophysics, 75:135-162.




# CONVENÇÕES

## ESTRATIGRÁFICAS

### CENOZÓICO

QUATERNÁRIO

HOLOCENO

Qha

Aluviões em geral e sedimentos coluviais

PLEISTOCENO

FORMAÇÃO PARIQUERA - AÇÚ

Qpp

Conglomerados semi-consolidados, areias e argilas

### MESOZÓICO

JURÁSSICO - CRETÁCEO

INTRUSIVAS BÁSICAS

db

Diques básicos em geral, incluindo basaltos, diabásios e gabros (db)

### PALEOZÓICO

CAMBRO - ORDOVICIANO

ROCHAS CATACLÁSTICAS

~ ~

Milonitos, filonitos e cataclasitos (~)

PRECAMBRIANO SUPERIOR À CAMBRIANO

ROCHAS GRANÍTICAS SIN A PÓS TECTÔNICAS

Gi

Complexos graníticos

PRECAMBRIANO MÉDIO A SUPERIOR

GRUPO AÇUNGUI NÃO DIFERENCIADO

| | | | |
|---|---|---|---|
| p€amp | p€ampc | p€amm | p€amc |
| p€amb | p€amcg | p€ax | p€axm |

Metassedimentos argilo-siltosos, incluindo ardósias, filitos, quartzo-sericita-xistos e siltitos argilosos subordinados (mp); metassedimentos carbonáticos, filitos e ardósias carbonáticas, metamargas (mpc); epicalcários, dolomitos argilosos, mármores (mm); metarenitos, quartzitos e epiquartzitos (ma); metabasitos, incluindo anfibolito, anfibólio-xistos, epigabros, epidiabásios, metadoreitos, metadioritos (mb); metaconglomerados polimíticos (mcg); quartzo-biotita-muscovita-clorita-xistos, eventualmente com granada, incluindo filitos, metassiltitos, metagrauvacos e metarcósios subordinados (x), quartzo-micaxistos com intercalações de mármore e rochas cálcio-silicatados (xm)

OCORRÊNCIAS CADASTRADAS

Au - ouro; cal - calcário, ↗ - ocorrência mineral

## GEOLÓGICAS

- Contato geológico definido
- Contato geológico provavel
- Contato geológico gradacional
- Falha definida
- Falha transcorrente ou de deslocamento com sentido do movimento conhecido
- Falha indicada
- Falha encoberta
- Alinhamentos estruturais
- Anticlinal ou antiforma sem caimento de eixo indicado
- Anticlinal ou antiforma com caimento de eixo indicado
- Sinclinal ou sinforma sem caimento de eixo indicado
- 60 Atitude de acamamento com mergulho indicado
- Atitude de acamamento com mergulho inclinado, não medido
- 45 Atitude de foliação com mergulho indicado
- Atitude de foliação com mergulho sub-vertical
- Atitude de foliação com mergulho inclinado, não medido
- Área de estudo

N

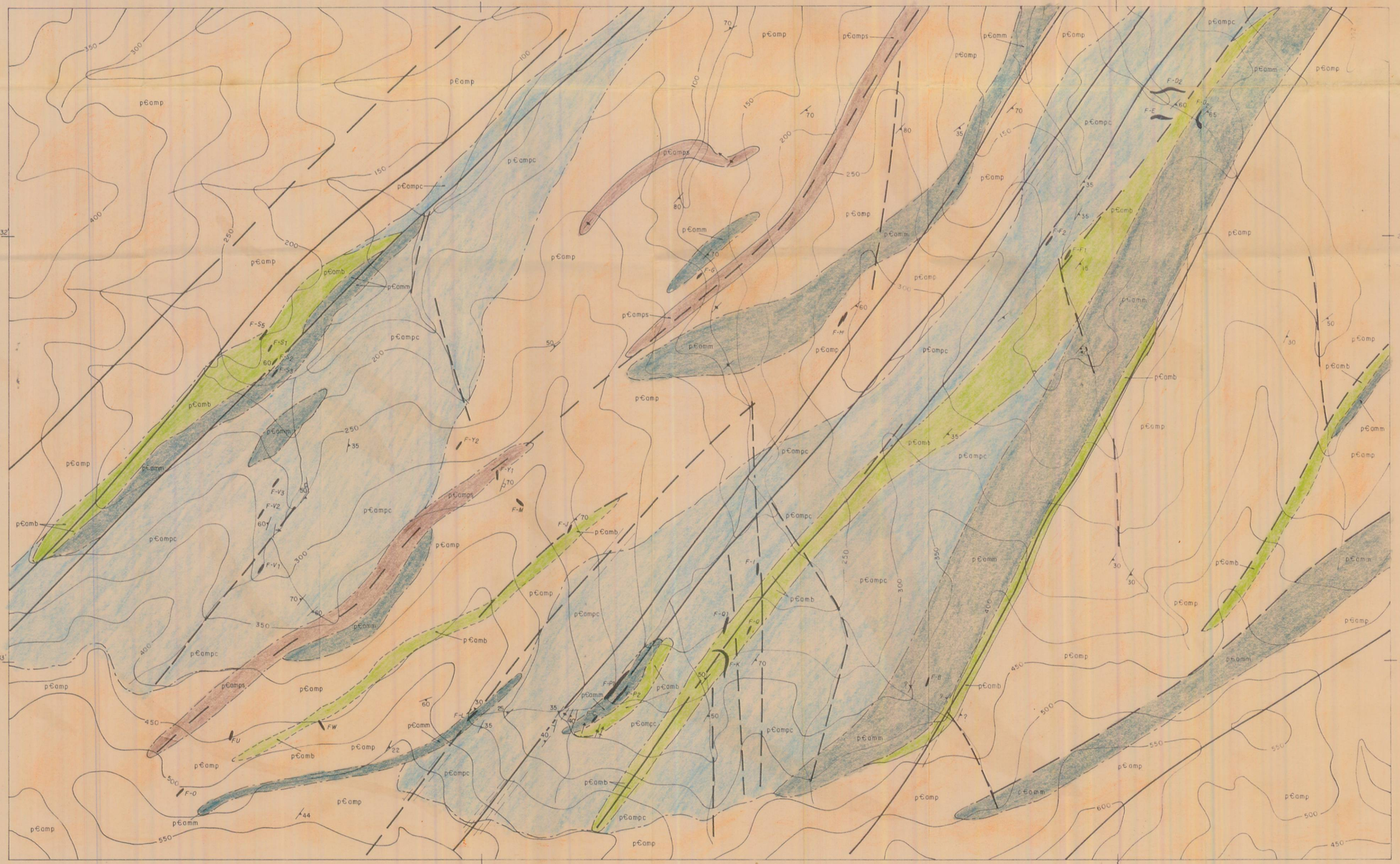
0 2 4 km

FIG. 2 - MAPA GEOLÓGICO REGIONAL
(modificado Proj. Eldorado, CPRM, 1982)

DESENHO: LUIZ ANTONIO (IPT-DGRM)

Instituto de Geociências
BIBLIOTECA
U. S. P.

Instituto de Geociências
BIBLIOTECA
T 327 e.2
U. S. P.




## CONVENÇÕES

- p€amb — Metabasitos (rochas básicas metamorfizadas)
- p€amm — Metacalcários (rochas carbonáticas impuras metamorfizadas)
- p€ampc — Metapelitos carbonáticos (cálcio - filitos e ardósias calcíferas)
- p€amp — Metapelitos, incluindo filitos e ardósias
- p€amps — Metapsamitos, (quartzitos e metassiltitos)
- Contato geológico gradacional
- Contato geológico observado
- Contato geológico inferido
- Falhas
- Fraturas
- 25 — Atitude de foliação com mergulho indicado
- Atitude de foliação vertical
- Atitude do plano de falha
- 70 — Direção de fratura com mergulho indicado
- Acamamento
- Plunge
- F-V3 — Filões mineralizados
- Alinhamentos estruturais

N

0 125 250m

Instituto de Geociências
BIBLIOTECA
T 3R7 e 2
U. S. P.

FIG. 5 - MAPA GEOLÓGICO LOCAL
(modificado Proj. Eldorado, CPRM, 1982)

T
N778
SAA.e
e.2

DESENHO LUIZ ANTONIO (IPT-DGRM)