



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

**ESTUDO DO CAMPO URUCUM DO DEPÓSITO AMAPARI, AMAPÁ,
COM BASE EM DADOS PETROGRÁFICOS, DE QUÍMICA MINERAL E
MICROTERMOMÉTRICOS**

TESE APRESENTADA POR

LUCIANA VIANA DE MELO

Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em
Ciências na Área de GEOQUÍMICA E PETROLOGIA.

Data de Aprovação: **14 / 05 / 2001**

Comitê de Tese:

RAIMUNDO NETUNO NOBRE VILLAS (Orientador)

BASILE KOTSCHOUBEY

ROBERTO PEREZ XAVIER

Belém

À minha família e ao meu namorado
(Júnior) pelo carinho, confiança e
incentivo dado para que eu
chegasse com êxito até aqui.

AGRADECIMENTOS

Expresso aqui meus agradecimentos às seguintes instituições e pessoas que contribuíram direta e indiretamente na elaboração deste trabalho.

Ao CNPq pela bolsa de estudo.

À empresa de Mineração Itajobi, pela permissão para trabalhar na área do depósito Amapari e pelo apoio logístico e concessão das amostras para estudo, bem como pelo fornecimento de mapas e seções geológicas e, em especial, aos geólogos Everaldo A. de Souza Júnior e José Wilson Soares.

Ao Prof. Raimundo Netuno Villas, por todo o seu conhecimento e experiência tanto acadêmico quanto na vida pessoal que a mim procurou repassar, além do constante incentivo e amizade ao longo de toda minha vida acadêmica.

À geóloga Maria Telma Lins Faraco (CPRM), por mediar ante à empresa de Mineração Itajobi a permissão da área para estudo, além da disposição, atenção, incentivo e apoio amigo durante o desenvolvimento desta dissertação.

Ao Prof. Jean-Michel Lafon (Para-íso) por conceder uma bolsa de iniciação científica para datar os sulfetos e pela permissão da divulgação dos resultados obtidos.

Aos alunos de graduação Messiana e Alberto, à primeira por trabalhar na datação dos sulfetos, e o segundo pelo esforço de tentar datar o granito Amapari.

Ao meu namorado Júnior, pela ajuda com os mapas e seções geológicas e que mesmo estando distante sempre me incentivou e me deu animo para continuar.

À minha grande amiga Márcia Gaspar pela amizade, discussões e ajuda no decorrer deste trabalho e paciência me suportando nos momentos mais difíceis.

Agradeço também as amigas Joedy, Maria e Sara pelas palavras amigas de apoio e incentivo nos momentos de quase desistência.

À bibliotecária Lúcia, sempre prestativa e interessada em colaborar.

Em especial, à minha família que sempre me apoiou nos momentos decisivos.

*"Se a postura é correta, a ação é perfeita.
Do equilíbrio entre o lado esquerdo e o
direito depende a harmonia entre o
pensamento e a ação."*

Masahiro Oki

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	i
AGRADECIMENTOS	ii
EPÍGRAFE.....	iv
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	vii
RESUMO	1
ABSTRACT	4
1 - INTRODUÇÃO	7
1.1 - OBJETIVOS	8
1.2 - METODOLOGIA.....	10
2 - GEOLOGIA REGIONAL	12
2.1 - DEPÓSITOS MINERAIS DO AMAPÁ.....	20
3 - GEOLOGIA DO DEPÓSITO AMAPARI	21
3.1 - CONTEXTO GEOLÓGICO.....	21
3.2 - PRINCIPAIS FEIÇÕES ESTRUTURAIS.....	24
3.3 - TIPOS LITOLÓGICOS.....	25
3.3.1 - Xistos	26
3.3.1.1 - Quartzo-plagioclásio-biotita xistos	27
3.3.1.2 - Hornblenda-biotita-plagioclásio-quartzo xistos	30
3.3.1.3 - Granada-cordierita-turmalina-plagioclásio-biotita-quartzo xistos	32
3.3.2 - Formações Ferríferas Bandadas (tipos óxido e óxido-silicático)	35
3.3.3 - Álcali-feldspato granito	37
3.3.4 - Escarnitos	42
3.4 - QUIMISMO DOS MINERAIS.....	44
3.4.1 - Micas	45
3.4.2 - Turmalina	47
3.4.3 - Anfibólio	49
3.4.4 - Piroxênio	50
3.4.5 - Granada	51

3.4.6 - Cordierita	52
3.5 - TIPOS DE METAMORFISMO E POSSÍVEIS PROTÓLITOS.....	53
4 - A MINERALIZAÇÃO DE SULFETOS + OURO	57
4.1 - CONSTITUIÇÃO E MODO DE OCORRÊNCIA.....	57
4.2 - MINEROGRAFIA.....	58
4.3 - FLUIDOS HIDROTERMAIS	62
4.3.1 - Introdução	62
4.3.2 - Análise Petrográfica e Estudos Microtermométricos	62
4.3.3 - Sistemas de Fluidos	64
4.3.3.1 - Fluidos aquosos	64
4.3.3.2 - Sistema aquo-cabônico (CO ₂ -CH ₄ -H ₂ O).....	70
4.3.3.3 - Significado e Cronologia Relativa dos Fluidos.....	72
5 - INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS	77
5.1 - SEQUÊNCIA METAVULCANOSSEDIMENTAR.....	77
5.2 - GRANITO.....	79
5.3 - ESCARNITOS.....	80
5.4 - MODELO METALOGENÉTICO.....	83
5.4.1 - Depósitos auríferos em zonas de cisalhamento	83
5.4.2 - O Depósito Amapari	85
6 - CONCLUSÕES	89
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	93
ANEXOS	104

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

FIGURAS

- Figura 1** – Mapa de localização do depósito Amapari..... 9
- Figura 2** – Principais províncias geocronológicas do Cráton Amazônico 17
- Figura 3** – Mapa geológico simplificado do Estado do Amapá..... 18
- Figura 4** – Mapa geológico da região de Pedra Branca do Amapari 23
- Figura 5** – Seção geológica do campo Urucum..... 24
- Figura 6** – Fotomicrografia mostrando o contato entre o xisto e bolsão rico em diopsídio..... 27
- Figura 7** – Fotomicrografia destacando a alteração de cristais de periclásio (Prc) para brucita..... 30
- Figura 8** – Fotomicrografia mostrando cristais de fases opacas inclusos na titanita..... 31
- Figura 9** – Fotomicrografia ressaltando microdobras formadas por palhetas de biotita e minerais opacos... 32
- Figura 10** – Fotomicrografia destacando cristal de granada (Grd) estirado com inclusões de turmalina (Tr) .34
- Figura 11** – Fotomicrografia mostrando porfiroblastos rotacionados de cordierita (Cdr) minada de inclusões de biotita e fases opacas 34
- Figura 12** – Fotomicrografia de FFB tipo óxido, ressaltando a alternância de bandas quartzosas e bandas constituídas por fases opacas..... 36
- Figura 13** – Fotomicrografia que destaca irregularidade do bandamento na FFB tipo óxido..... 36
- Figura 14** – Fotomicrografia que mostra bandas escuras constituídas de fases opacas e grunerita alternadas com bandas quartzosas..... 37
- Figura 15** – Fotomicrografia destacando as placas orientadas de muscovitas (Msc)..... 38
- Figura 16** – Fotomicrografia mostrando bolsão de cristais de quartzo com contatos suturados entre si..... 39
- Figura 17** – Fotomicrografia ressaltando fenocristal de plagioclásio com deformação intracristalina..... 40
- Figura 18** – Fotomicrografia destacando feições micrográficas no granito..... 40
- Figura 19** – Fotomicrografia mostrando domínio mais rico em diopsídio no escarnito..... 42
- Figura 20** – Fotomicrografia mostrando domínio mais carbonático no escarnito..... 43
- Figura 21** – Fotomicrografia mostrando duas gerações de diopsídio, representadas por pequeno cristal (D_1) como ilha no porfiroblasto (D_2)..... 44
- Figura 22** – Diagrama $Al^{IV} \times Fe^{+2}/(Fe^{+2}+Mg)$ mostrando a variação composicional das micas em xistos e escarnitos 45
- Figura 23** – Diagrama $TiO_2 \times F$ ressaltando claramente a biotita dos xistos da flogopita dos escarnitos..... 46
- Figura 24** – Diagrama $MgO \times FeO$ evidenciando as duas variedades de biotita que ocorrem nos xistos..... 46
- Figura 25** – Diagrama $Al-Fe-Mg$ mostrando a variação composicional da turmalina de xistos do Corpo Urucum e os campos das rochas em que é esperado ocorrer..... 48
- Figura 26** – Diagrama $Ca-Fe-Mg$ mostrando a variação composicional da turmalina de xistos do Corpo Urucum e os campos das rochas em que é esperado ocorrer..... 48

Figura 27 – Diagrama $Mg/(Mg+Fe^{+2})$ x Si mostrando a composição bastante uniforme da grunerita das formações ferríferas bandadas	50
Figura 28 – Diagrama triangular En-Wo-Fs de classificação de piroxênios ferro-magnesianos e cálcicos, mostrando a pouca variação composicional do diopsídio da amostra do escarnito.	51
Figura 29 – Diagrama triangular grossularita-piralespita-andradita em que estão representadas as análises da granada de escarnitos do Corpo Urucum.....	52
Figura 30 - Fotomicrografia mostrando lentículas de pirrotita (Po) e cristal euédrico de magnetita (Mg) acompanhando à foliação da rocha.	61
Figura 31 – Fotomicrografia ressaltando cristal subédrico de pirrotita (Po) sendo substituído nas bordas pela calcopirita (Cpy).....	61
Figura 32 – Fotomicrografia destacando a pirrotita (Po) subédrica com pequenas inclusões de calcopirita (Cpy) e mostrando ponto tríplice com magnetita (Mg) e quartzo.....	61
Figura 33 – Fotomicrografia ressaltando massa de calcopirita (Cpy) em fratura da pirrotita (Po).	61
Figura 34 – Fotomicrografia destacando massa de pirrotita (Po) englobando e em trilhas na superfície da magnetita (Mg).....	61
Figura 35 – Fotomicrografia mostrando pentlandita (pt) fraturada em contato reto com a calcopirita (Cpy) e pirrotita (Po).....	61
Figura 36 – Fotomicrografia mostrando trilha de IF aquosas pseudosecundárias.	63
Figura 37 – Fotomicrografia destacando grupo de IF aquosas primárias.....	63
Figura 38 – Histograma de frequência das temperaturas (a) eutéticas (Te) e (b) de fusão do gelo (Tfg) referentes às IF do sistema aquoso.	65
Figura 39 – Histograma de frequência das temperaturas de homogeneização total (Th _t) referentes às IF do sistema aquoso.....	65
Figura 40 – Fotomicrografia de uma inclusão fluida trifásica, sendo a fase sólida um cristal de halita (hal). ...	65
Figura 41 – Diagrama de temperatura de fusão do gelo versus temperaturas eutéticas mostrando a distribuição das IF monofásicas, bifásicas e trifásicas aquosas.....	66
Figura 42 – Diagrama de temperatura de fusão do gelo versus temperaturas eutéticas em que ficam evidenciadas cinco diferentes populações de IF aquosas	66
Figura 43 – Diagrama relacionando a temperatura de homogeneização com a salinidade para as IF aquosas.	70
Figura 44 – Fotomicrografias de IF aquo-carbônicas trifásicas (L _{aq} , CO _{2(l)} e CO _{2(v)}).....	71
Figura 45 – Histograma de frequência mostrando as T _{fCO2} referentes às IF aquo-carbônicas.	72
Figura 46 – Histograma de temperatura mostrando as temperaturas de homogeneização do CO ₂ (Th _{CO2}) relativas às IF aquo-carbônicas.....	72
Figura 47 – Histograma de temperatura mostrando as temperaturas de homogeneização total (Th _t) relativas às IF aquo-carbônicas.....	72

Figura 48 – Cronologia relativa dos fluidos que circularam através das rochas do depósito Amapari.....	76
Figura 49 – Gráfico P-T servindo para delimitar as prováveis condições de alojamento do granito Amapari, correspondendo à área pontilhada.....	80
Figura 50 – Conteúdos de ferro (em termos da molécula hedenbergita) e de alumina em piroxênio delimitando os campos de escarnitos com e sem ouro.....	81
Figura 51 – Campos de escarnitos fortemente reduzidos (1), moderadamente reduzidos (2) e oxidados (3) definidos pela composição da granada. Os círculos em azul representam a composição da granada do escarnito Amapari.....	82
Figura 52 – Ambientes geotectônicos dos diferentes tipos de depósitos epigenéticos de ouro..	87

TABELAS

Tabela 1 - Coluna litoestratigráfica proposta para a região do Amapá.....	19
Tabela 2 - Análises químicas pontuais (% em peso) em cristais de biotita de granada-cordierita-turmalina-plagioclásio-biotita-quartzo xistos.....	105
Tabela 3 - Análises químicas pontuais (% em peso) de flogopita de escarnitos.....	107
Tabela 4 - Análises químicas pontuais (% em peso) de turmalina de granada-cordierita-turmalina-plagioclásio-biotita-quartzo xistos.....	108
Tabela 5 - Análises químicas pontuais (% em peso) de anfibólio de formações ferríferas bandadas.....	109
Tabela 6 - Análises químicas pontuais (% em peso) de piroxênio de escarnitos.....	110
Tabela 7 - Análises químicas pontuais (% em peso) de granada de escarnitos.....	111
Tabela 8 - Análises químicas pontuais (% em peso) de cordierita de granada-cordierita-turmalina-plagioclásio-biotita-quartzo xistos.....	112
Tabela 9 - Resumo das principais características dos fluidos que precipitaram o quartzo que está presente nos veios com e sem sulfetos.....	73

RESUMO

O depósito aurífero Amapari está situado no município de Pedra Branca do Amapari, a cerca de 18Km a E-NE da cidade de Serra do Navio, no estado do Amapá. Está hospedado em uma seqüência metavulcanossedimentar pertencente à Suíte Metamórfica Vila Nova, de idade paleoproterozóica.

Na área do depósito ocorrem rochas metavulcânicas máficas, metassedimentares químicas e clásticas, além de corpos graníticos intrusivos. Todo o pacote rochoso foi afetado por discretas zonas de cisalhamento em regime dúctil-rúptil que nele imprimiram localmente marcante foliação. O depósito compreende os campos Urucum, ao norte, e Taperebá, ao sul, este último formado pelos corpos Taperebá A, B, C e D. Este trabalho foi centrado nas rochas do campo Urucum e, eventualmente, estendido ao campo Taperebá.

Com base no estudo petrográfico das rochas encaixantes, foram identificados xistos, formações ferríferas bandadas e escarnitos. Os xistos e os BIFs são produtos de um metamorfismo regional que atingiu condições da fácies anfíbolito. Os escarnitos, por seu turno, resultou do metamorfismo termal imposto sobre unidades carbonáticas pelo granito Amapari. Suas assembléias minerais apontam condições da fácies hornblenda-hornfels e, localmente, piroxênio-hornfels. Este granito apresenta composição peraluminosa e foi formado em condições de T e P estimadas em 620-650°C e 2,3 a 3,8 kbar a partir da fusão de rochas sedimentares em zonas de colisão continental.

A mineralização aurífera corresponde a dois tipos de minério: o supergênico, não estudado neste trabalho, que atinge uma profundidade média de 50m, e o primário caracterizado por zonas ricas em sulfetos, os quais, em geral, mostram correlação positiva com os teores de ouro. A mineralização de ouro ocorreu preferencialmente nas rochas metassedimentares químicas, em

particular nas FFB (tipos óxido e óxido-silicático) e, em menor expressão, nos escarnitos.

A mineralização de sulfetos é predominantemente disseminada e pode ocorrer tanto em leitos milimétricos, nem sempre contínuos, paralelos aos prováveis planos S_0 das formações ferríferas ou acompanhando os planos de foliação S_1 dos xistos, como também em vênulas e veios discordantes à foliação da rocha hospedeira. A pirrotita é o sulfeto mais abundante, seguida da pirita, calcopirita, pentlandita, esfalerita, galena e arsenopirita, em quantidades bem mais subordinadas. Estes sulfetos associam-se principalmente com magnetita, quartzo, biotita, grunerita, granada e diopsídio, os quais representam os principais minerais de ganga.

Os estudos de inclusões fluidas feitos em cristais de quartzo de veios, com ou sem sulfetos, que cortam os xistos e o granito, revelam que no sistema hidrotermal do depósito Amapari circularam três tipos de fluidos: 1) um aquo-carbônico constituído principalmente por CO_2 com quantidades menores de CH_4 ; 2) um aquoso, que é predominante e 3) um carbônico. Os fluidos aquo-carbônicos fazem parte do primeiro evento hidrotermal relacionado à instalação das zonas de cisalhamento. São fluidos de salinidade baixa, inferior equiv. a 10 peso de NaCl, e temperatura total de homogeneização na faixa de 270 a $>420^\circ C$. Esses fluidos foram interpretados como sendo resultante de reações de devolatização (descarbonização e desidratação) de rochas sedimentares durante o metamorfismo regional. O ouro foi transportado por fluidos aquo-carbônicos provavelmente na forma de complexos de enxofre do tipo $Au(HS)_2^-$. Por sua vez, os fluidos aquosos representam novo aporte de fluidos no sistema hidrotermal Amapari quando da intrusão do corpo granítico. Eles apresentam características comparáveis aos sistemas $NaCl+CaCl_2+H_2O (\pm MgCl_2,$

$\pm\text{FeCl}_2$), $\text{NaCl}+\text{MgCl}_2+\text{FeCl}_2+\text{H}_2\text{O}$, $\text{NaCl}+\text{KCl}+\text{H}_2\text{O}$, $\text{KCl}+\text{H}_2\text{O}$, além de um outro de comportamento anômalo. As temperaturas de homogeneização (Th) cobrem o intervalo de 104° a 360°C , com os valores mais freqüentes entre 145° e 230°C , enquanto as salinidades registram valores de equiv. a 2 a >34 % peso de NaCl, embora a maioria esteja na faixa de 2 a 23%. Esses fluidos representam soluções magmáticas que interagiram a diferentes graus com as rochas encaixantes ou, provavelmente, águas superficiais, nos estágios mais tardios da evolução do sistema hidrotermal.

O ambiente geodinâmico e dados geológicos, estruturais e mineralógicos, bem como as características físico-químicas dos fluidos mineralizantes, permitem propor um modelo para a mineralização aurífera do depósito Amapari consistente com a formação de depósitos de ouro orogênico em zonas de cisalhamento desenvolvidas em regiões de colisão continental.

ABSTRACT

The Amapari gold deposit is located in the district of Pedra Branca of Amapari, Amapá State, at about 18 Km ENE of Serra do Navio city, and is hosted by metavolcanosedimentary sequence that belongs to the Paleoproterozoic Vila Nova Metamorphic Suite.

In the deposit area there occur metasedimentary, both clastic and chemical, and metavolcanic mafic rocks, as well as intrusive granitic bodies. The whole rock package has been affected by discrete shear zones under ductile to brittle regime which locally imparted strong foliation to the rocks.

The Amapari deposit comprises the Urucum and Taperebá ore fields, the latter lying south of the Urucum field and being composed of the A, B, C and D ore bodies. The present investigation focuses primarily the rocks of the Urucum field, but observations have been occasionally extended to those of the Taperebá field.

The petrographic study of the deposit wall rocks allows the identification of schists, metamorphosed banded iron- formations (BIF), and skarns. The schists and BIFs are products of a regional metamorphism that reached the amphibolite facies conditions. The skarns, in turn, resulted from the thermal metamorphism imposed on carbonate units by the Amapari granite. Their mineral assemblages point to conditions of the hornblende-hornfels facies and, locally, to the pyroxene-hornfels facies. The Amapari granite shows a peraluminous composition and crystallized from a magma produced by the partial melting of metasedimentary rocks in zones of continental collision under temperatures and pressures estimated at 620-650°C and 2.3 to <3.8 kbar, respectively.

Both primary and supergenic mineralization is represented in the Amapari ore deposit. The gold-enriched supergenic, not studied in this work, profile extends to average depths of 50 m,

whereas the primary gold is associated with iron sulfides. In general, the higher the sulfide contents, the higher the gold concentrations. This precious metal was preferentially precipitated in chemical metasedimentary rocks, especially in the BIFs (both oxide and oxide-silicate types) and, to a lesser extent, in the skarns.

Disseminations are the dominant mode of occurrence of the sulfide mineralization, but discontinuous pyrrhotite-rich, mm-thick masses occur conformably to both S_0 planes of the BIFs and S_1 planes of the schists. The sulfides also occur in veinlets that transect the host rock foliation. Pyrrhotite is the most abundant sulfide mineral followed by subordinate amounts of pyrite, chalcopyrite, pentlandite, sphalerite, galena, and arsenopyrite. These sulfide minerals are commonly associated with magnetite, quartz, biotite, grunerite, garnet, and diopside which represent the main gangue minerals.

Fluid inclusions studies carried out on quartz crystals from sulfide-bearing and sulfide-free vein cutting both the schists and the granitic rocks disclose three kinds of fluid associated with the Amapari hydrothermal system: a) aqueous-carbonic; b) aqueous; and c) carbonic. The aqueous-carbonic fluids belong to the first hydrothermal event which is related to the development of the shear zones. These fluids have low salinities (<10 wt % equiv. NaCl) and homogenize at temperatures of 270 to >420°C. Their carbonic phase is made up of CO_2 , but minor amounts of CH_4 may be present. They have been interpreted as a result of devolatilization reactions that took place in the volcanosedimentary pile during the regional metamorphism. Gold was most likely transported by these fluids mainly as $Au(HS)_2^-$ or a similar sulfide complex. The aqueous fluids circulated subsequently in response to the cooling of the granitic intrusion. They present characteristics comparable to those of

the $\text{NaCl}+\text{CaCl}_2+\text{H}_2\text{O}$ ($\pm\text{MgCl}_2$, $\pm\text{FeCl}_2$), $\text{NaCl}+\text{MgCl}_2+\text{FeCl}_2+\text{H}_2\text{O}$, $\text{NaCl}+\text{KCl}+\text{H}_2\text{O}$ and $\text{KCl}+\text{H}_2\text{O}$ chemical systems. Some inclusions filled with aqueous fluids reveal an anomalous behavior due to either metastable phenomena or an unusual composition. Salinities range widely from 2 to >34 wt. % equiv. NaCl, although the most frequent values fall between 2 and 23 wt. % equiv. NaCl. Homogenization temperatures record 104 to 360°C with the prevailing measurements in the $145\text{--}230^\circ\text{C}$ range. These aqueous fluids are thought to represent magmatic solutions that interacted at different degrees with the host rocks and may have mixed with superficial waters by the time the hydrothermal system started dying out. The carbonic fluid inclusions are rare of small size what prevented them from being studied suitably.

The geodynamic setting, the geological, structural and mineralogical data, as well as the physico-chemical characteristics of the mineralizing fluids support a model for the Amapari gold mineralization consistent with the formation of the orogenic gold deposits in shear zones developed in continental collision environments.

1 - INTRODUÇÃO

A evolução do conhecimento geológico no Estado do Amapá deu-se a partir da descoberta dos depósitos de manganês da Serra do Navio, na década de 1940, e com os programas de mapeamento regional executados pelo DNPM, CPRM e Projeto RADAM na década de 1970. Diversos fatores, principalmente a dificuldade de acesso, a cobertura de floresta tropical e os baixos investimentos no setor mineral, têm contribuído para que a geologia do estado permaneça até hoje pouco conhecida. A despeito disso, são vários depósitos minerais encontrados nessa região e a diversidade dos mesmos indica a multiplicidade dos processos mineralizantes, porém são poucos os estudos metalogenéticos específicos que redundaram em publicações científicas, e as mineralizações auríferas não fogem à regra. A idéia de realizar este trabalho surgiu com a oportunidade de se ter um depósito prestes a entrar em fase de lavra e de se contar com o inestimável apoio da Mineração Itajobi, do grupo Anglo Gold Brasil, a qual, como detentora dos direitos minerários, não só permitiu acesso à área do depósito como também ofereceu apoio logístico e colocou à disposição amostras de testemunhos de sondagem, mapas, perfis e mesmo dados químicos de rochas.

A área de estudo está situada no município de Pedra Branca do Amapari, a cerca de 18Km a E-NE da cidade de Serra do Navio, entre os rios Amapari e Araguari (Figura 1). É limitada pelos meridianos $51^{\circ}43'36''$ e $52^{\circ}04'09''$ WGr e pelos paralelos $0^{\circ}48'$ e $1^{\circ}00'$ N. O depósito é marcado por uma anomalia magnética elíptica, com eixos medindo cerca de 2,5 e 1 Km nas direções E-W e N-S, respectivamente, registrada na Carta Geoquímico-Metalogenética do Ouro do Amapá/NW do Pará e no Mapa de Jazimentos Auríferos (Área AP-05-Serra do Navio/Cupixi-Amapá) ambos elaborados pela CPRM-Superintendência de Belém em 1995 e 1997.

1.1 - OBJETIVOS

O presente trabalho teve como objetivos principais desenvolver um estudo sobre o depósito aurífero de Amapari com base na identificação de suas rochas encaixantes, controles deposicionais, tipos de alteração hidrotermal, composição mineralógica do minério e caracterização dos fluidos mineralizantes. Visou-se, também, a determinar a composição química de alguns minerais, na tentativa de usá-los como indicadores dos protólitos e auxiliar na interpretação das condições do metamorfismo que atuou na área, e a elaborar um modelo genético para o depósito Amapari.

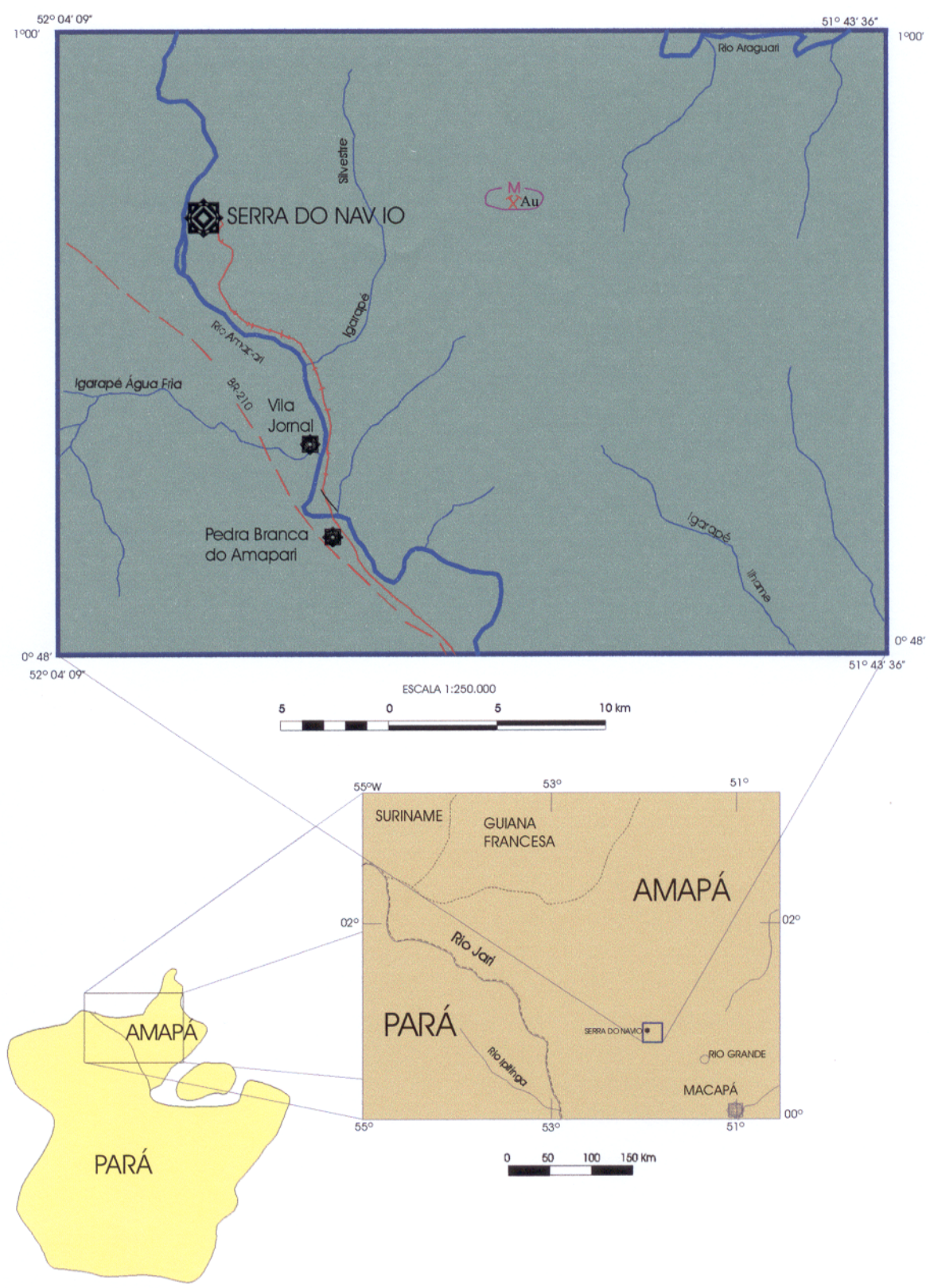



Figura 1 – Mapa de localização do depósito Amapari [X] (fonte: Faraco 1997 e Carvalho et al. 1997 - Mapa de Jazimentos Auríferos (Área AP-05-Serra do Navio/Cupixi-Amapá)).  anomalia magnética.

1.2 - METODOLOGIA

Para alcançar os objetivos propostos, adotaram-se os seguintes procedimentos:

Trabalho de campo

Foi realizada uma campanha de campo com duração de 10 dias, durante a qual foi feito o reconhecimento geológico das áreas circunvizinhas ao depósito, bem como a seleção, descrição e coleta de amostras de testemunhos de furos de sondagem.

Trabalhos de Laboratório

a) Confecção de vinte e seis lâminas delgadas para estudos petrográficos das rochas encaixantes com os quais foram elas caracterizadas mineralógicas e texturalmente, e posteriormente classificadas. Por se tratar a maioria de rochas metamórficas, foram definidos os grau e as fácies, bem como inferidos os possíveis protólitos, além dos efeitos dos eventos deformacionais e hidrotermais superimpostos;

b) Confecção de seis seções e oito lâminas polidas para estudos minerográficos do minério, envolvendo a identificação dos minerais de ganga, fases opacas (óxidos e sulfetos) e feições texturais. Para isso, foram utilizadas as técnicas descritas em Uytendogaardt & Burke (1971), Craig & Vaughan (1981), Ramdohr (1983) e Spry & Gedlinske (1987).

c) Confecção de sete lâminas bipolidas para estudos microtermométricos de inclusões fluidas, a partir dos quais os fluidos foram caracterizados quanto à composição e densidade, e estimadas a temperatura de aprisionamento. A obtenção desses dados teve por base, dentre outros, os ensinamentos de Roedder (1984), Shepherd et al. (1985), Goldstein & Reynolds (1994) e De Vivo & Frezzotti (1994). Os dados foram obtidos em uma platina de

resfriamento-aquecimento Chaixmeca, instalada no laboratório de metalogênese do Centro de Geociências da UFPa.

d) Análises químicas por microsonda eletrônica realizadas no IG-UnB CamecaSX-50, com o objetivo de determinar a composição química de micas, turmalina, anfibólio, piroxênio, granada e cordierita.

e) Seleção de nove amostras de testemunhos de furos de sondagem provenientes do Campo Urucum para datar a mineralização pelo método Pb-Pb em sulfetos, realizada no laboratório de Geologia Isotópica do CG-UFPa. Esta atividade ficou a cargo, entretanto, de uma bolsista de iniciação científica, sob orientação do professor Jean-Michel Lafon.

Pesquisa bibliográfica

Em todas as fases do trabalho foi feito levantamento bibliográfico buscando subsídios para o conhecimento tanto da geologia regional como da geologia local da área em estudo, bem como para as interpretações dos dados obtidos em laboratório e a elaboração do modelo genético da mineralização.

2 - GEOLOGIA REGIONAL

O Cráton Amazônico, localizado na porção norte da América do Sul, é uma das mais extensas áreas cratônicas do mundo, tendo alcançado estabilidade tectônica no início do Neoproterozóico (Cordani & Sato 1999). É dividido, ao norte e ao sul, nos escudos das Guianas e Brasil Central, respectivamente, entre os quais se interpõe a Bacia Paleozóica do Amazonas. Em uma das primeiras propostas evolutivas para o Cráton Amazônico, esses escudos corresponderam às províncias estruturais Rio Branco e Tapajós (Almeida et al. 1981).

A sistematização de dados geológicos, geofísicos e, principalmente, geocronológicos tem contribuído para uma maior compreensão da evolução do cráton em decorrência de que diversas propostas têm sido apresentadas para a compartimentação da região Amazônica em domínios geotectônicos e geocronológicos (Cordani et al. 1979; Almeida et al. 1981; Cordani & Brito Neves 1982; Hasui et al. 1984; Montalvão & Bezerra 1985; Teixeira et al. 1989; Tassinari et al. 1996; Tassinari & Macambira 1999; Dall'Agnol et al. 2000; Santos et al. 2001). Apesar de conflitantes em alguns pontos, os modelos propostos aceitam a existência de um núcleo arqueano bordejado por cinturões que conferem ao cráton uma crosta predominantemente proterozóica. Uma dessas propostas deve-se a Tassinari & Macambira (1999), que dividem o Cráton Amazônico em seis principais províncias: Amazônia Central (> 2,3 Ga); Maroni-Itacaiúnas (2,2-1,95 Ga); Ventuari-Tapajós (1,95-1,8 Ga); Rio Negro-Juruena (1,8-1,55 Ga); Rondoniana-San Ignácio (1,5-1,3 Ga) e Sunsas (1,25-1,0 Ga) (Figura 2). Recentemente, Santos et al. (2001) propuseram a divisão do Cráton Amazônico em oito províncias geocronológicas: Carajás-Imataca (3,10-2,53 Ga); Transamazônica (2,25-2,00 Ga); Tapajós-Parima (2,10-1,87 Ga); Amazônia Central (1,88-1,70 Ga); Rio Negro (1,86-1,52 Ga);

Rondônia-Juruena (1,75-1,47 Ga); K'Mudku (1,10-1,25 Ga) e Sunsas (1,20-0,99 Ga).

A Província Maroni-Itacaiúnas (PMI), de maior interesse neste trabalho, corresponde amplamente à Província Transamazônica de Santos et al. (2001) e abrange parte da Venezuela, a Guiana, o Suriname e a Guiana Francesa, prolongando-se no Brasil pelo estado do Amapá e pela faixa NW-SE do estado do Pará, até os ainda mal definidos limites com a Província Amazônia Central. Igualmente mal definidos são os limites com a Província Ventuari-Tapajós, em região que Santos et al. (op. cit) caracterizam a província K'Mudku — uma zona de cisalhamento NE-SW com cerca de 200 km de largura e idade de 1,20 Ga, cortando a zona limítrofe entre a Guiana e o Suriname. A PMI é formada por complexos granítico-gnáissicos com núcleos granulíticos, que seriam partes retrabalhadas da Província Amazônia Central, bem como seqüências vulcanossedimentares deformadas e metamorfisadas na fácies xisto-verde a anfibolito, estas últimas enfeixadas na Suíte Metamórfica Vila Nova (Tassinari 1997).

Dentro dessa província, na região do estado do Amapá (Figura 3), o resultado de análises por evaporação de Pb e U-Pb em zircões (SHRIMP) de granulitos félsicos apontaram a existência de um embasamento Neoarqueno (2,6-3,0Ga) que foi retrabalhado durante a orogenia Transamazônica há 2,1Ga (Lafon et al. 2000). Estes autores também obtiveram uma idade Pb-Pb de 2,56-2,61Ga em zircões de granitóides paleoproterozóicos dessa mesma região, o que indica material herdado de crosta neoarqueana.

Faraco & Carvalho (1994) caracterizaram na PMI três grandes unidades tectônicas, quando da elaboração da Carta Metalogenética e Previsional do Pará e Amapá, denominando-as de: 1) área de núcleos antigos; 2) cinturões de cisalhamento; e 3) coberturas plataformais. Os núcleos antigos consistem de seqüências tipo *greenstone belts* ou similares e de granitóides TTG, pouco

deformados. Os cinturões de cisalhamento envolvem *greenstones belts*, gnaisses TTG, complexos de médio a alto grau metamórfico, seqüências metavulcanossedimentares e corpos máfico-ultramáficos alojados nessas seqüências. As coberturas plataformais compreendem suítes vulcânicas proterozóicas, bem como sucessões sedimentares terciárias e quaternárias. Além dessas unidades, os referidos autores individualizaram quatro Províncias Metalogenéticas: Amapá/NW do Pará; Carajás-Sul do Pará; Gurupi; e Aurífera do Tapajós.

A área do Projeto Amapari está contida em seqüência tipo "greenstone belt" desenvolvida em terrenos de núcleos antigos, na Província Metalogenética Amapá/NW do Pará, mais especificamente no Distrito Aurífero da Serra do Navio/Vila Nova. A coluna litoestratigráfica proposta para a região do Amapá é apresentada na tabela 1.

O embasamento da região, conhecido como Complexo Guianense (Lima et al. 1974), ocorre em núcleos dispersamente distribuídos dentro dos terrenos proterozóicos. É composto de rochas polimetamórficas, parcialmente retrabalhadas durante o evento tectono-termal Transamazônico, e representadas por granulitos, gnaisses, anfibolitos e migmatitos, como também por rochas ígneas associadas.

Datações U-Pb em rochas do Complexo Imataca (Venezuela), correlacionáveis ao Complexo Guianense, revelam idade de 3,4 Ga (Montgomery & Hurley 1978; Montgomery 1979). Os terrenos granito-gnaisses têm composição variável, predominando biotita-gnaisses e tonalitos. Lima et al. (1982) encontraram idade isocrônica Rb-Sr de 2.450 ± 74 Ma para os granulitos do Complexo Guianense. Montalvão & Tassinari (1984) dataram, pelo método Rb-Sr, amostras de tonalitos e gnaisses da região da serra de Cupixi e de afloramentos nos rios Amapari e Ipitinga, obtendo uma idade de referência de 2.944 Ma e razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} de 0,701, valores

estes que sugerem uma origem mantélica ou da crosta inferior para essas rochas. Estes autores interpretaram ainda que as idades K-Ar obtidas em minerais das rochas do referido complexo, com valores no intervalo de 2.076 - 1.759 Ma, são resultantes do resfriamento regional relacionado ao Ciclo Transamazônico.

Cortando as rochas do embasamento, ocorrem corpos intrusivos pertencentes ao Complexo Máfico-Ultramáfico Bacuri (CMUB) que tem direção aproximada E-W. É composto por anfibolitos, serpentinitos, tremolititos e cromititos. As rochas desse complexo estão fortemente deformadas e metamorfisadas em condições de fácies anfibolito alto, preservando eventualmente, a despeito disso, estruturas e texturas primárias (Spier 1999).

A Suíte Metamórfica Vila Nova (SMVN) ocorre na forma de faixas alongadas segundo NW-SE, com mergulhos subverticais geralmente para NE e com desenvolvimento de zonas de cisalhamento em consequência de deformação rúptil a dúctil que afetou todo o pacote vulcanossedimentar. Ela está assentada discordantemente sobre o Complexo Guianense, mantendo contato com o mesmo em toda a sua extensão. Caracteriza-se como uma seqüência supracrustal metavulcanossedimentar paleoproterozóica, metamorfisada na fácies xisto-verde a anfibolito. Segundo Jorge João et al. (1979) e Montalvão (1985), trata-se de um típico *greenstone belt*. Datações K-Ar em micas provenientes de xistos revelam idades de 1.819 ± 46 Ma e 1.759 ± 49 Ma e anfibólitos oriundos de anfibolito fornecem idades de 2.088 ± 93 Ma e 1.971 ± 51 Ma. Esses dados indicam uma idade mínima para o evento metamórfico (Montalvão & Tassinari 1984). McReath & Faraco (1997) comprovam, com base em idade Sm-Nd de 2.264 ± 34 Ma de anfibolitos da Serra do Ipitinga, que a SMVN é cronologicamente equivalente aos *greenstone belts* do norte do Escudo das Guianas. Essa suíte, na concepção de Jorge João et al. (1978), é dividida, próximo à Serra do Ipitinga, em duas

formações (Anfibolito Anatum na base e Quartzito Fé em Deus no topo), entretanto, face à falta de maiores estudos na região, esta divisão não é estendida para toda a suíte.

A SMVN é constituída por rochas metavulcânicas, metaplutônicas, máficas e ultramáficas, rochas a cordierita-antofilita e rochas a quartzo-clorita, às quais sobrepõem-se formações ferríferas bandadas dos tipos óxido e silicato, além de rochas metassedimentares clásticas de derivação continental, a exemplo de quartzitos, xistos pelíticos e metagrauvacas (Faraco 1990 e 1997).

Várias intrusões graníticas tardi-orogênicas e alcalinas, representadas por granodioritos/tonalitos e quartzo-sienitos/albita-sienitos, respectivamente, cortam o pacote vulcanossedimentar, o que propiciou metamorfismo de contato, além de alterações hidrotermais em diversas rochas da seqüência. Às rochas metavulcânicas basais hidrotermalizadas estão associadas mineralizações sulfetadas, contendo pirrotita, pirita, calcopirita e esfalerita, com Au e Ag associados, além de traços de galena e molibdenita. Teores expressivos de Pt foram detectados em formações ferríferas tipo silicato e rochas a cordierita-antofilita. Na região da Serra do Ipitinga, o ouro, além de ocorrer associado aos sulfetos vulcanogênicos, ocorre também em veios de quartzo encaixados em zonas de cisalhamento junto com calcopirita, pirita e covelita, bem como em rochas alteradas por processos supergênicos (Faraco 1997).

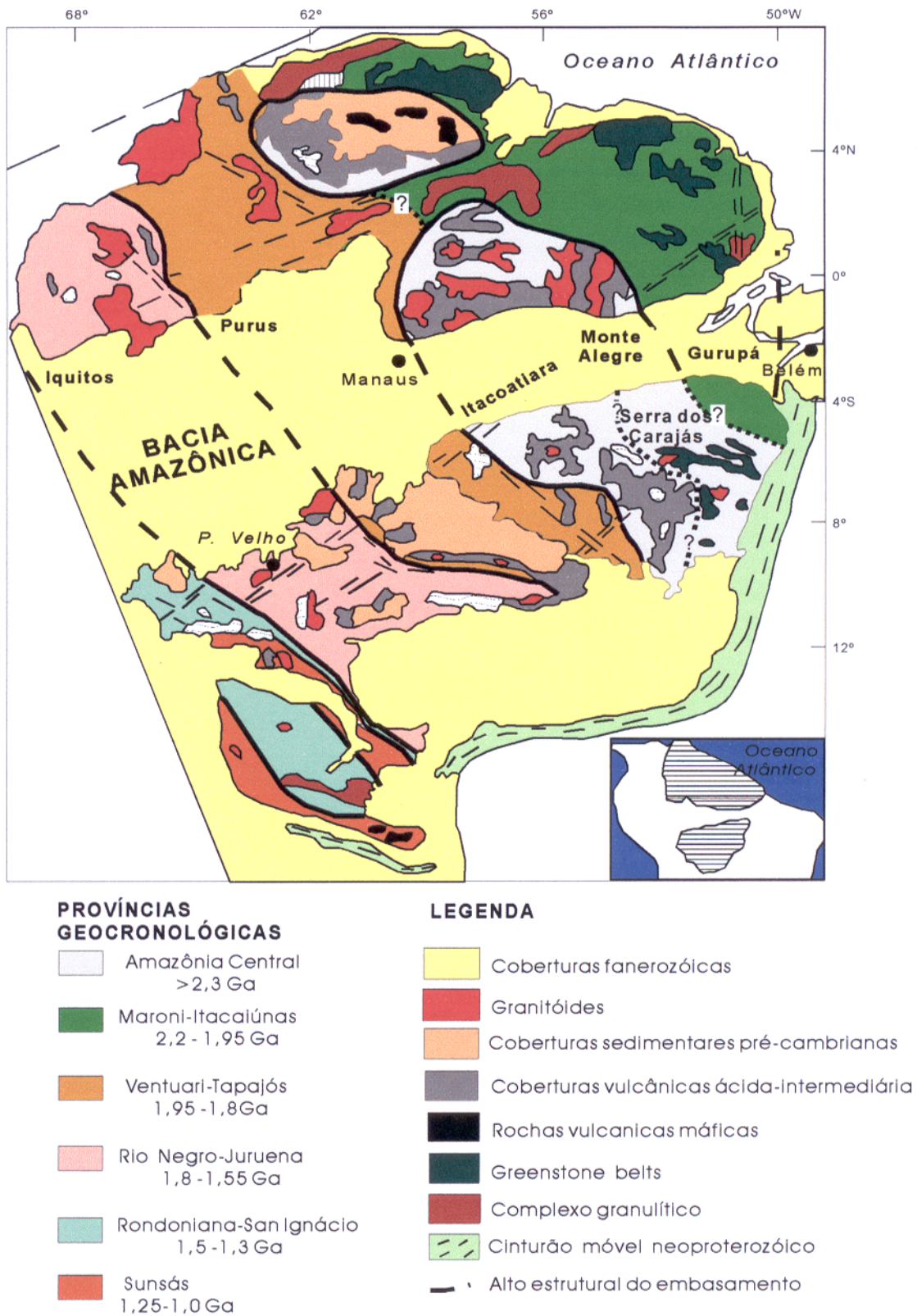


Figura 2 – Principais províncias geocronológicas do Cráton Amazônico (Fonte: Tassinari & Macambira, 1999).

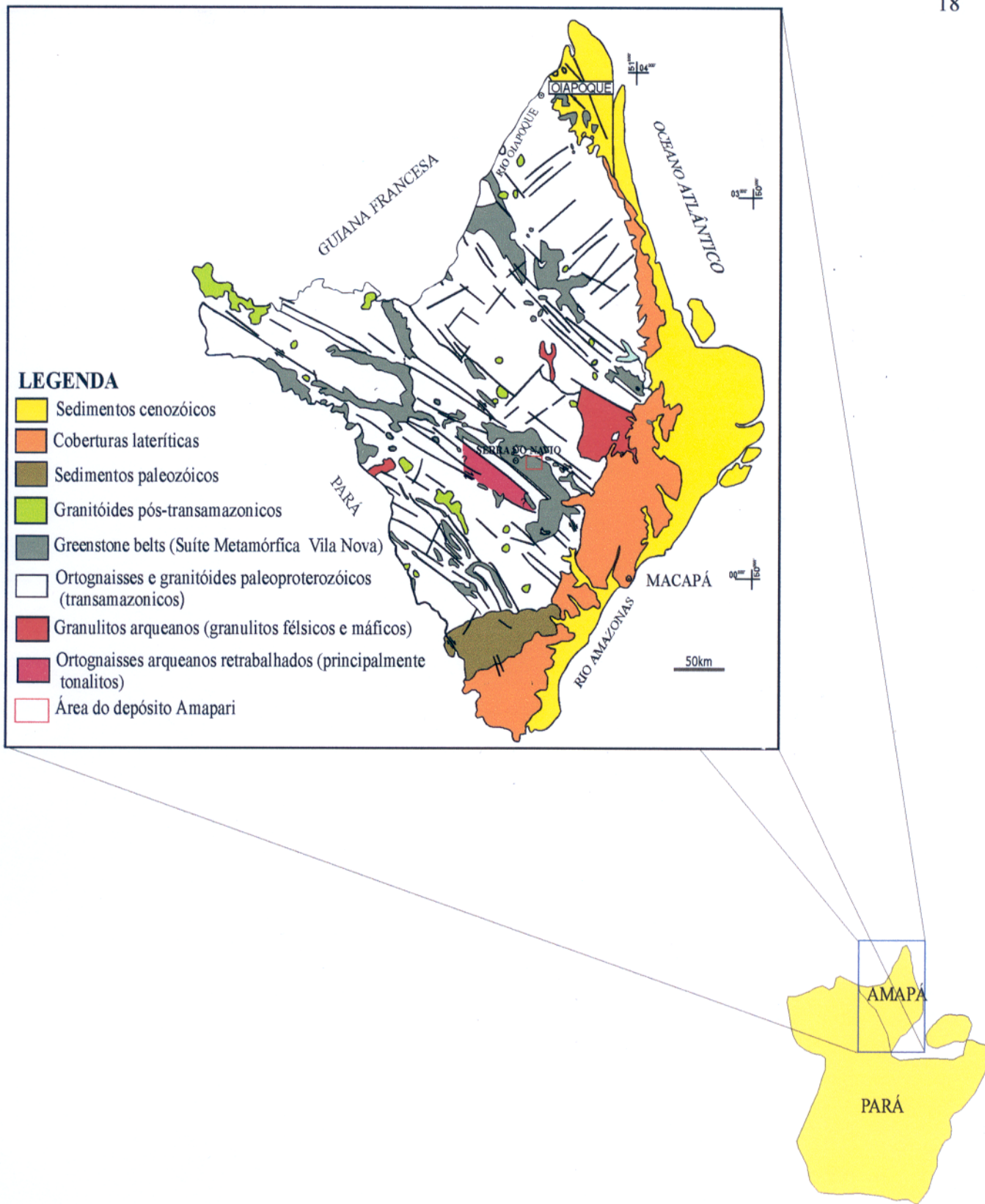


Figura 3 – Mapa geológico simplificado do Estado do Amapá (Fonte: Lima et al. 1991).

Tabela 1 – Coluna litoestratigráfica proposta para a região do Amapá (fonte: Carvalho et al. 1997 - Mapa de Jazimentos Auríferos (Área AP-05-Serra do Navio/Cupixi-Amapá)).

	UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS	ROCHAS INTRUSIVAS
FANEROZOICO	<p>COBERTURA SEDIMENTAR Aluviões: argilas, areias e cascalhos cobertura residual: lateritas seqüência sedimentar continental/ transicional</p>	
PROTEROZOICO	<p>SUÍTE METAMÓRFICA VILA NOVA seqüência metavulcanossedimentar de baixo a médio grau metamórfico: rochas metaultramáficas e metamáficas; xistos, anfibolitos, metariolitos e rochas metassedimentares clasto-químicas</p>	<p>Alcalinas: quartzo-sienitos e albita-sienitos Granitóides tardi-orogênicos: granodioritos e tonalitos</p>
ARQUEANO	<p>COMPLEXO GUIANENSE terrenos de médio a alto grau metamórfico: granulitos e gnaisses</p>	<p>Complexo Máfico-Ultramáfico Bacuri: anfibolitos, serpentinitos, tremolitos e cromititos</p>

2.1 - DEPÓSITOS MINERAIS DO AMAPÁ

Na região do Amapá, há uma grande variedade de bens minerais, dentre os quais se destacam os minérios de manganês da Serra do Navio, de cromita no igarapé do Breu afluente do rio Vila Nova, de ferro nas bacias dos rios Jari e Vila Nova, de caulim na Bacia do rio Jari, além de cassiterita, diamante e tantalita. Afora os bens minerais supracitados, existem ocorrências de sulfetos de cobre e zinco e de alumínio sob a forma de bauxita (Lima et al. 1991; Spier 1999).

A Província Metalogenética do Amapá/NW do Pará é caracterizada por mineralizações de Mn, Fe, Cu, Zn, Cr, Sn e Ta que estão hospedadas preferencialmente nas seqüências metavulcanossedimentares e nas intrusões que nelas se alojaram. As mineralizações auríferas, em especial, encontram-se associadas principalmente às seqüências metavulcanossedimentares da SMVN que foram afetadas por zonas de cisalhamento de direção NW-SE. O ouro ocorre em três tipos de jazimentos: 1) associado a sulfetos vulcanogênicos; 2) em depósitos tipo lode em zonas de cisalhamento; e 3) em depósitos residuais e aluvionares (Faraco 1997).

3 - GEOLOGIA DO DEPÓSITO AMAPARI

3.1 - CONTEXTO GEOLÓGICO

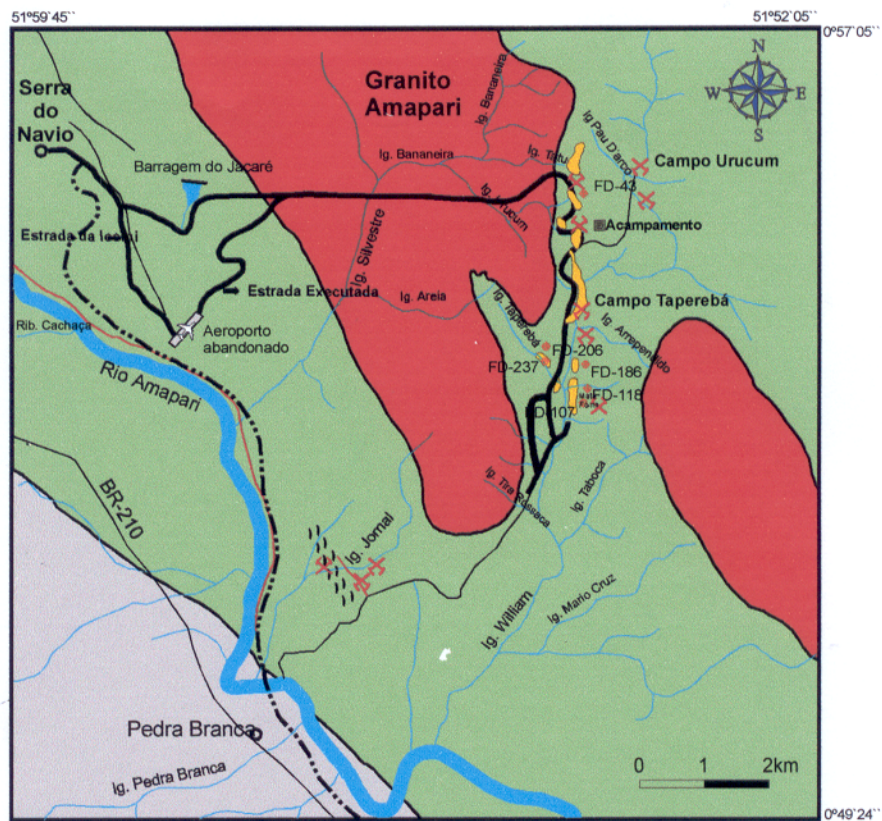
Nas circunvizinhanças da área estudada afloram rochas da SMVN e alguns corpos granitóides nela intrusivos. O depósito Amapari está hospedado em um pacote metavulcanossedimentar (Figura 4), pertencente a esta suíte, no qual os termos metassedimentares, de natureza pelítica e química, dominam amplamente sobre os termos metavulcânicos (máficos). Essa seqüência acha-se cortada por corpos graníticos e afetada por discretas zonas de cisalhamento em regime dúctil-rúptil, que a deformaram localmente e nela imprimiram marcante foliação. Os granitos, além de levemente foliados, em domínios restritos, durante o mesmo evento cisalhante, contêm pequenos corpos pegmatóides deformados, ora concordantes, ora discordantes à foliação.

O perfil mais característico observado na área (Figura 5) começa com uma seqüência metassedimentar que mostra contatos subverticais com o granito Amapari e, de leste para oeste, inicia com quartzo xistos, passando para uma seqüência química dominada por formações ferríferas bandadas (FFB) tipos óxido e óxido-silicático, que grada para uma seqüência clástica essencialmente constituída de micaxistos. O pacote metassedimentar foi alterado por processos supergênicos, constituindo, hoje, um perfil truncado com apenas remanescentes de uma crosta laterítica.

Uma importante característica do pacote rochoso é a presença de escarnitos que resultaram da ação metamórfico-hidrotermal imposta pela intrusão granítica sobre rochas carbonáticas associadas com as formações ferríferas bandadas.

Os corpos mineralizados acham-se bem próximos do contato de um dos granitos, que é isotrópico e hololeucocrático, e, de um modo geral, seguem a direção N-S, que é a mesma de uma das bordas daquela intrusão. Dois campos já foram individualizados: o Campo

Urucum, ao norte, e o Campo Taperebá, ao sul, este último contendo um corpo mineralizado (Taperebá D) que se orienta segundo NW-SE, mas, ainda assim, paralelo a uma reentrância do mesmo granito.



LEGENDA

- Granito Amapari
- Suíte Metamórfica Vila Nova: anfíbolitos, formações ferríferas bandadas, muscovita quartzitos e itabiritos magnéticos
- Complexo Guianense: gnaisses e tonalitos

CONVENÇÕES

- Zona de cisalhamento
- Drenagem
- Estrada antiga
- Estrada executada pela Mineração Itajobi
- Cidade
- Garimpos
- Garimpos desativados
- FD-43 - Furo de sondagem
- Corpo mineralizado
- Acampamento

Figura 4 – Mapa geológico da região de Pedra Branca do Amapari (Fonte: Mineração Itajobi, com modificações).

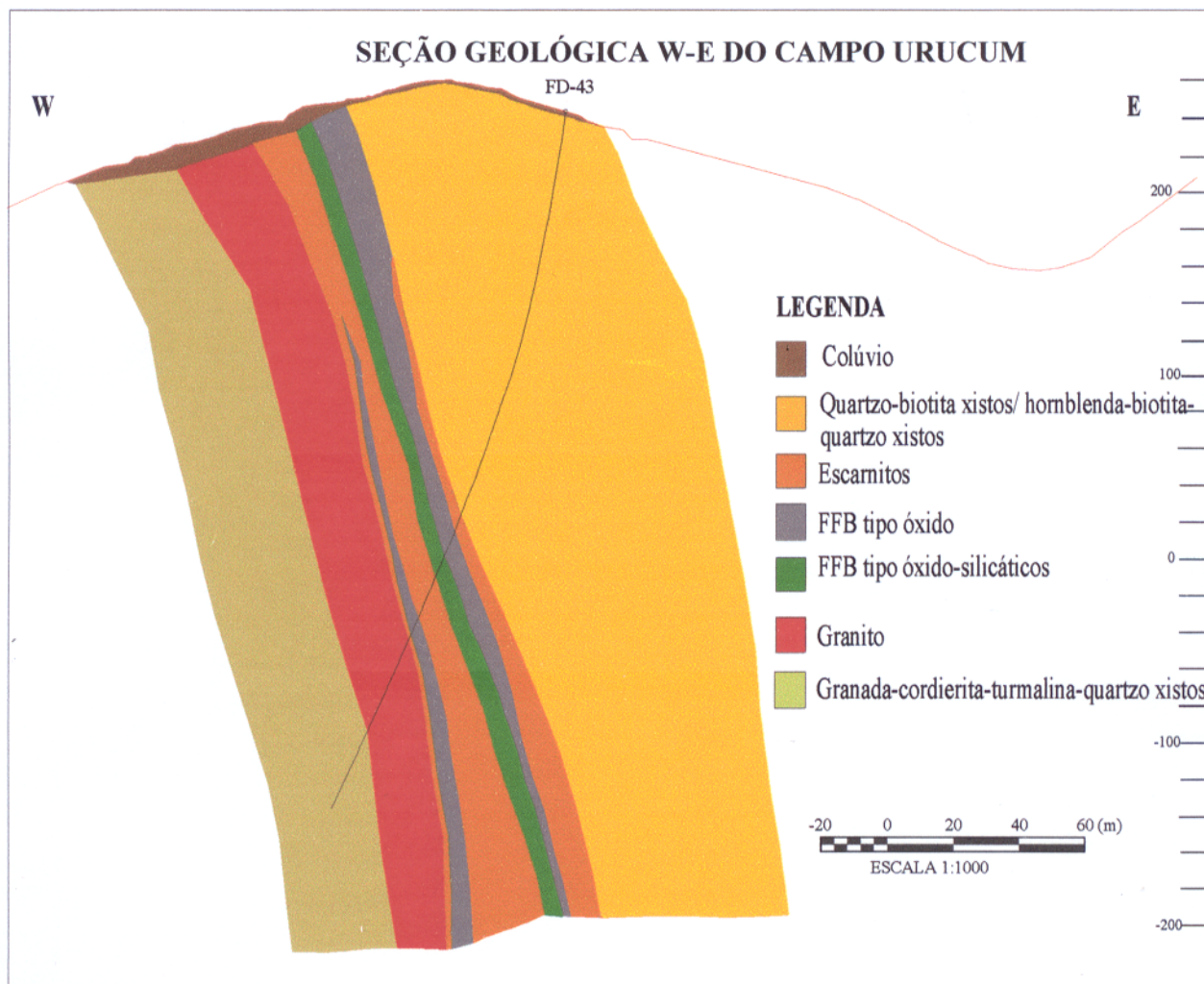


Figura 5 – Seção geológica do campo Urucum (Fonte: Mineração Itajobi, com modificações).

3.2 - PRINCIPAIS FEIÇÕES ESTRUTURAIS

A estruturação geotectônica da região do Amapá está, principalmente, relacionada ao desenvolvimento de três cinturões de cisalhamento com estruturação geral NW-SE, denominados de Tumucumaque, Caroni-Quatro Pancadas e Baixo Uaçá, os quais se desenvolveram durante o evento Transamazônico (Lima et al. 1991). Ao primeiro, se relaciona um regime tectônico obliquo, com gerações de falhas de cavalgamento e falhas direcionais, com transporte de massa de SW para NE. Os outros dois ainda não estão bem caracterizados e carecem de maiores dados de campo. Ademais, estruturas secundárias, representadas por fraturas e falhas normais, com direções gerais NE-SW e NNW-SSE são marcantes na

região. As rochas da Suíte Metamórfica Vila Nova se dispõem em faixas alongadas descontínuas com direção NW-SE, que é a mesma da estruturação principal para a região do Amapá.

Na área do depósito, os corpos mineralizados estão dispostos paralelamente a uma das bordas do corpo granítico com direções variando de N-S a NW-SE e com mergulhos entre 70° E a 70° W, insinuando uma possível relação com zona de cisalhamento mapeadas nas circunvizinhanças (Figura 4). Observações de campo mostram que as FFB encontram-se localmente cisalhadas e uma foliação sinistral (S-C) de direção $N15^{\circ}E$ oblitera os planos do bandamento de direção 10° NW. Em um afloramento de formação ferrífera semidecomposta, o pacote sofreu deslizamento sobre o plano de foliação, com lineação de estiramento com mergulho de 22° NW. O granito apresenta foliação com mergulho 80° NE e direção N-S, e os corpos pegmatóides têm direção NE-SW.

Em testemunhos de furos de sondagem, verifica-se que o bandamento primário das FFB é truncado por vênulas e veios com sulfetos, e que microdobras isoclinais e feições amendoadas obliteram a estruturação primária da rocha. A mineralização sulfetada, presente nas FFB, está praticamente limitada às porções em que as bandas estão mais perturbadas, ocorrendo de forma disseminada ou em planos de fratura e/ou de foliação da rocha. A análise petrográfica revela que os sulfetos têm maior ocorrência nos xistos mais foliados, acompanhando os planos de foliação, e com maior grau de deformação, além de também estar em vênulas e veios discordantes e concordantes à foliação.

3.3 - TIPOS LITOLÓGICOS

Neste trabalho foram estudados testemunhos de seis furos de sondagem, um dos quais executado no Campo Urucum (FD-43) e os demais no Campo Taperebá. Este último campo está dividido em diversos corpos, provindo as amostras dos corpos Taperebá A

(furos FD-107 e FD-116), Taperebá B (furo FD-186) e Taperebá D (furos FD-206 e FD-237). Os litotipos descritos neste capítulo são oriundos dos dois campos, sendo que as rochas do Campo Urucum mostram menor grau de alteração e de deformação se comparadas com as rochas do Campo Taperebá. Maiores informações foram obtidas nas rochas do campo Urucum, onde se constatam uma maior variedade de tipos litológicos e as maiores concentrações de pirrotita, com a qual se associa o ouro. Na descrição dessas rochas deu-se ênfase às associações minerais primárias e hidrotermais, bem como às feições texturais e deformacionais. Foram descritos xistos, formações ferríferas bandadas, granitos e escarnitos.

3.3.1 - Xistos

Os xistos apresentam coloração cinza escura a localmente esverdeada e marcantes planos de foliação. Macroscopicamente observa-se que há um aumento da granulação e da quantidade de mica com a profundidade. Apresentam-se fracamente mineralizados com sulfetos, que ocorrem ora disseminados, ora acompanhando os planos de foliação na forma de finas lâminas. Veios milimétricos a centimétricos de quartzo e de sulfetos são discordantes à foliação dessas rochas, embora os últimos também se apresentem concordantes à essa estrutura.

Microscopicamente essas rochas apresentam-se fortemente foliadas, com textura lepidoblástica a granoblástica e granulação fina a média. São constituídas essencialmente por biotita, plagioclásio, quartzo e fases opacas (magnetita e pirrotita). Figuram como minerais acessórios primários titanita, apatita e zircão. Granada, hornblenda, turmalina e cordierita ocorrem como fases minerais varietais. Algumas dessas rochas apresentam bandamento composicional milimétrico e graus variados de deformação, enquanto outras desenvolvem bolsões de clinopiroxênio e de quartzo. Em geral, os xistos mostram fraca a moderada

alteração hidrotermal, tendo como principal produto a mica branca.

As diversas associações mineralógicas permitem que se classifiquem essas rochas como a) quartzo-plagioclásio-biotita xistos, b) hornblenda-plagioclásio-biotita-quartzo xistos, e c) granada-cordierita-turmalina-plagioclásio-biotita-quartzo xistos.

3.3.1.1 - Quartzo-plagioclásio-biotita xistos

São rochas de granulação média, textura granolepidoblástica e fortemente foliadas. Em média, seus principais constituintes são biotita (53%), plagioclásio (29%), quartzo (11%) e pirrotita + magnetita (7%). Têm como minerais acessórios primários titanita, apatita e zircão. Estão fracamente alteradas, sendo mica branca e fases opacas as únicas fases hidrotermais. Algumas dessas rochas estão cortadas por vênulas de quartzo e plagioclásio discordantes à foliação. E uma das amostras observou-se a presença de um bolsão semi-lenticular rico em diopsídio (Figura 6).



Figura 6 – Fotomicrografia mostrando o contato entre o xisto e bolsão rico em diopsídio (Luz natural).

A biotita ocorre em pelo menos três diferentes tipos morfológicos:

1) Palhetas subédricas orientadas ao longo dos planos de foliação, definindo-os marcadamente. Inclusões de titanita e/ou apatita são comuns;

2) Grandes cristais anédricos a subédricos formando agregados orientados e, às vezes, dispostos em volta dos bolsões de quartzo. Associam-se a concentrações de titanita e, com menos frequência, às de apatita e ainda mais raramente às de diopsídio. Alteram-se para fases opacas, clorita e mica branca sobretudo ao longo dos planos de clivagem dos cristais individuais. A mica branca é o produto de alteração mais comum e é observada mais freqüentemente nos cristais próximo ao bolsão de diopsídio.

Esses dois tipos morfológicos mostram cristais com contatos interpenetrantes entre si e com os outros minerais.

3) Pequenos cristais subédricos que cortam os grandes cristais de biotita.

O plagioclásio em algumas amostras ocorre em pequenos grãos anédricos a subédricos, que exibem maclamento da albita e, menos comumente, da periclina e da albita-periclina. Em outras amostras, os cristais são tabulares, sem orientação preferencial, mas quando associados às faixas de biotita seguem a mesma orientação desta mica. No agregado lenticular de diopsídio, os cristais de plagioclásio são bem maiores e localmente mostram pontos tríplexes. Em geral, os cristais de plagioclásio estão parcialmente alterados ao longo das maclas para mica branca, sendo o grau de alteração maior no núcleo do que nas bordas.

O quartzo ocorre, em geral, em pequenos cristais anédricos, às vezes alongados na forma de fita, com moderada a forte extinção ondulante e, eventualmente, encontra-se fraturado. Outra

forma de ocorrência é em vênulas ou bolsões, em que os cristais são bem maiores e os contatos são predominantemente suturados.

Os minerais opacos mostram formas anédricas a subédricas com tamanhos variados, estando distribuídos nos planos de foliação por toda a rocha. Em geral, estão associados à titanita e à biotita ou são provenientes da alteração dessa mica.

Dentre os minerais acessórios primários destacam-se a titanita, fases opacas, apatita e zircão. A titanita ocorre em pequenos grãos, via de regra anédricos e associados ou inclusos na biotita. Aparece também em agregados de cristais anédricos a eventualmente euédricos com inclusões de minerais opacos e de pequenas palhetas de biotita, ou mesmo no bolsão de diopsídio. No bolsão de clinopiroxênio ou nos veios e bolsões de quartzo as fases opacas ocorrem em cristais bem maiores. Grãos subédricos de apatita e euédricos de zircão são muito comuns e aparecem principalmente como inclusões na biotita. Em geral, os minerais mostram contatos retilíneos entre si, ainda que contatos suturados sejam observados entre alguns cristais de quartzo.

Além de diopsídio, o bolsão semilenticular é constituído de quantidades bem subordinadas de plagioclásio, fases opacas, titanita e periclásio. O diopsídio é euédrico a subédrico, apresenta tamanho variado, chegando a formar megacristais, os quais estão bastante fraturados. Os planos de fratura estão ocupados por carbonato. Observam-se, ainda, pequenas inclusões de fases opacas e titanita, além de ilhas de plagioclásio. O periclásio tem ocorrência mais freqüente nas bordas do bolsão de diopsídio, sendo que alguns cristais estão alterados para brucita (Figura 7). Próximo às bordas desse bolsão, os cristais de biotita alteram-se para uma massa sericítica. Há também bolsões de quartzo nos quais encontram-se grandes cristais de minerais opacos e pequenos cristais de biotita e plagioclásio sericitizado.

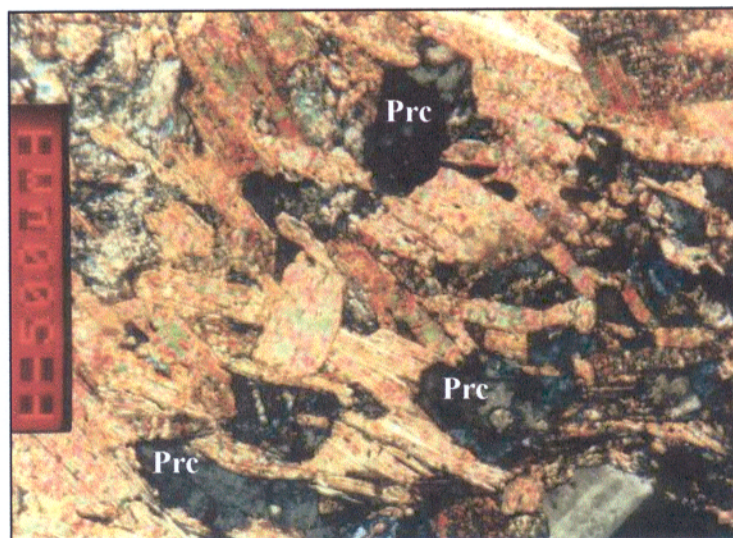


Figura 7 – Fotomicrografia destacando a alteração de cristais de periclásio (Prc) para brucita (Nícois cruzados).

3.3.1.2 - Hornblenda-biotita-plagioclásio-quartzo xistos

Essa variedade possui granulação média a grossa e textura granonematoblástica. É constituída por quartzo, plagioclásio, biotita e hornblenda que representam, em média, respectivamente cerca de 35%, 30%, 25% e 10% do volume total da rocha. Os minerais acessórios primários são titanita, fases opacas e zircão. O grau de alteração dessas rochas é fraco, mas há porções em que se torna mais intenso, e se manifesta pela maior abundância de mica branca, clinozoisita e carbonato (calcita?).

O quartzo ocorre em pequenos cristais com forma pseudo-hexagonal caracterizando um arranjo poligonal. Outra forma de ocorrência é em grandes cristais anédricos, com forte extinção ondulante, geralmente fraturados.

Os cristais de plagioclásio ocorrem em pequenos grãos anédricos, que exibem maclamento da albita, por vezes mascarados pela alteração parcial para mica branca. Alguns cristais apresentam inclusões de zircão.

A biotita ocorre em palhetas subédricas que estão concentradas em bandas juntas com a hornblenda. Altera-se nas

bordas e nos planos de clivagem para mica branca e clinozoisita, e apresenta inclusões de titanita e zircão.

A hornblenda possui fraco pleocroísmo, que varia de verde claro a castanho claro. Seus cristais são anédricos e, quando subédricos, exibem maclamento Carlsbad. Observa-se a presença de carbonatos provenientes da alteração de alguns cristais de hornblenda, que se dá ao longo dos planos de clivagem.

Dos minerais acessórios, a titanita é quantitativamente o mais expressivo e ocorre em cristais anédricos a subédricos muito fraturados, em concentrados de cristais anédricos envolvendo as fases opacas, ou como inclusões no anfibólio e na biotita. A apatita ocorre em cristais subédricos, em geral associada aos concentrados de titanita ou como inclusão na biotita e anfibólio. As fases opacas estão dispersas por toda a rocha, aparecendo em agregados de cristais anédricos associados às palhetas de biotita ou em meio aos concentrados de titanita (Figura 8), ou ainda, nos planos de clivagem da hornblenda. Grãos de zircão são observados como pequenas inclusões subédricas nos demais minerais.

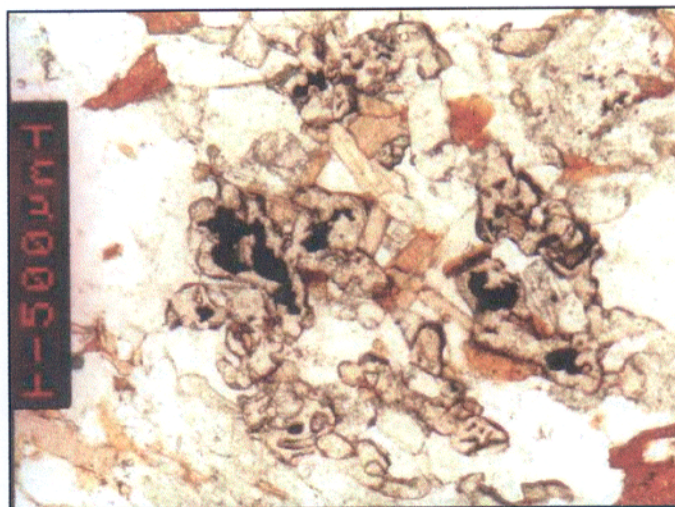


Figura 8 – Fotomicrografia mostrando cristais de fases opacas inclusos na titanita (Luz natural).

3.3.1.3-Granada-cordierita-turmalina-plagioclásio-biotita-quartzos xistos

Essas rochas possuem granulação fina a média, mas localmente observam-se domínios onde os cristais são bem mais desenvolvidos. Apresentam marcante foliação e chegam a formar um bandamento composicional irregular, em que bandas predominantemente quartzosas se alternam com bandas ricas em biotita, turmalina, plagioclásio e fases opacas, com alguma granada. A textura varia de lepidoblástica a granoblástica com composição modal média de 45%, 26 %, 15% e 9%, respectivamente para o quartzo, biotita, fases opacas e plagioclásio. Granada, turmalina e cordierita ocorrem como fases varietais, atingindo cerca de 5% do volume da rocha. Dentre os acessórios primários figuram zircão e apatita. A maioria dessas rochas apresenta-se deformada a diferentes intensidades e, muitas vezes, mostra microdobramentos (Figura 9). O hidrotermalismo que atingiu essas rochas foi moderado, do que resultou a formação de mica branca e fases opacas.



Figura 9 – Fotomicrografia ressaltando microdobras formadas por palhetas de biotita e minerais opacos (Nicóis cruzados).

O quartzo ocorre em cinco tipos morfológicos: 1) pequenos cristais anédricos com fraca extinção ondulante, fortemente fraturados; 2) ocasionais cristais subédricos pseudo-hexagonais com contatos retilíneos entre si e com o plagioclásio, localmente mostrando pontos triplícies; 3) cristais alongados na forma de fita com moderada extinção ondulante e orientados segundo a foliação da rocha, encontrando-se principalmente nas porções onde a granulação se torna mais grossa; 4) pequenos cristais arredondados inclusos nos cristais de granada e cordierita; e 5) grandes cristais anédricos, fraturados, com forte extinção ondulante, que compõem bolsões junto com o plagioclásio.

Há pelo menos, três gerações de biotita. Em uma delas, finas palhetas marcam a foliação da rocha e mostram-se deformadas. A alteração é quase total para mica branca e fases opacas, estas últimas pseudomorfisando alguns cristais de biotita. Uma outra ocorre apenas no domínio em que a granulação da rocha se torna mais grossa e se caracteriza pelo desenvolvimento de agregados de cristais subédricos que apresentam inclusões de zircão e se alteram parcialmente para fases opacas. A última geração é representada por pequenos cristais subédricos que constituem inclusões na cordierita.

O plagioclásio ocorre principalmente nos domínios de maior granulação em cristais subédricos a anédricos, nos quais o maclamento da albita nem sempre está bem definido. Outra forma de ocorrência é em pequenos grãos em bolsões junto com o quartzo. O plagioclásio altera-se parcialmente para mica branca.

Em algumas amostras a turmalina ocorre em proporções bastante significativas, principalmente nas bandas ricas em biotita. Os cristais de turmalina são subédricos e euédricos, possuem zoneamento e forte pleocroísmo, que varia de castanho esverdeado a verde amarronzado, e estão fortemente fraturados. Localmente observam-se algumas inclusões de minerais opacos.

A granada e a cordierita formam poiquiloblastos, nos quais as inclusões mais comuns são de quartzo, minerais opacos, biotita, turmalina e apatita. Estão em geral leve a fortemente deformados. A granada, bastante estirada (Figura 10), ocorre apenas nas rochas que mostram bandamento composicional, associada à biotita e à turmalina. Já a cordierita está rotacionada (Figura 11) e ocorre nas rochas não bandadas que estão mais deformadas.

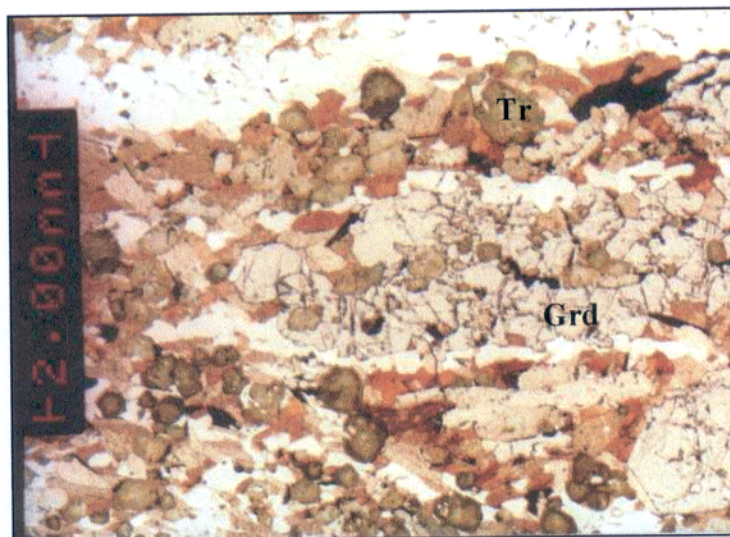


Figura 10 – Fotomicrografia destacando cristal de granada (Grd) estirado com inclusões de turmalina (Tr) (Luz natural).

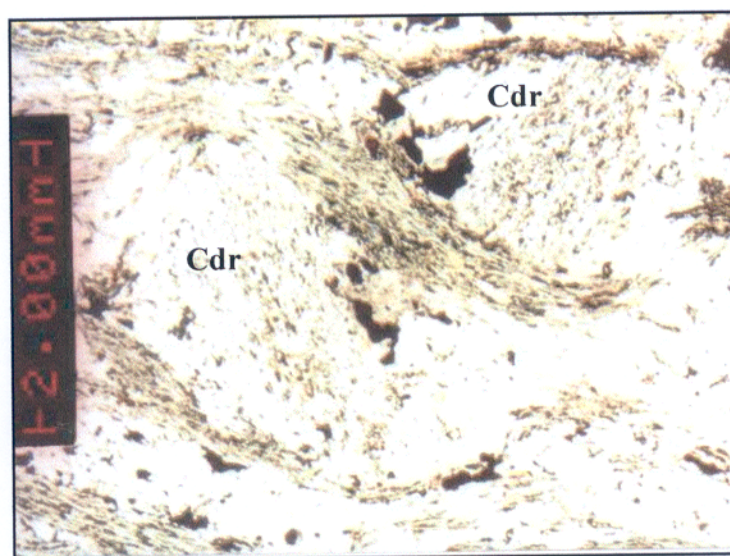


Figura 11 – Fotomicrografia mostrando porfiroblastos rotacionados de cordierita (Cdr) minada de inclusões de biotita e fases opacas (Luz natural).

As fases opacas têm ocorrência variada, aparecendo 1) em finos cristais estirados em substituição à biotita, 2) grandes cristais anédricos e subédricos nas bandas ricas em turmalina e biotita ou nos bolsões de quartzo, 3) em pequenos cristais como inclusões na granada e cordierita, e 4) em microfiletes cortando o bandamento da rocha.

3.3.2 - Formações Ferríferas Bandadas (tipos óxido e óxido-silicático)

Essas rochas possuem um forte bandamento mineralógico que, algumas vezes, está fortemente perturbado.

As formações ferríferas do tipo óxido apresentam, macroscopicamente, alternância de bandas de coloração esbranquiçada com bandas escuras (Figura 12). As bandas em geral são regulares e com espessura que varia de milimétrica a centimétrica, sendo as bandas escuras as mais espessas. Assim como as formações ferríferas do tipo óxido-silicático, essas rochas também apresentam, localmente, o bandamento tectonicamente perturbado (Figura 13). Microscopicamente apresentam textura granoblástica e alternância de bandas ricas em fases opacas e bandas quartzosas. Do volume total da rocha, a magnetita atinge cerca de 60% e o quartzo alcança até 40%. Em algumas amostras a estrutura é obliterada e as bandas tornam-se mais difusas.

As rochas do tipo óxido-silicático possuem bandas de coloração cinza esbranquiçada que se alternam com bandas esverdeadas, nem sempre regulares. Localmente as bandas mostram-se tectonicamente perturbadas. Vênulas milimétricas de carbonato ou de sulfetos (pirrotita) cortam ou são subconcordantes ao bandamento. Microscopicamente essas rochas caracterizam-se por apresentarem intercalações de bandas esbranquiçadas, essencialmente quartzosas, e verde amarronzadas constituídas de minerais de ferro (Figura 14). Possuem granulação média e textura

granoblástica a nematoblástica. Às porções quartzosas associam-se fases opacas e mica branca, e mais raramente anfibólio. Já aquelas ricas em minerais de ferro são constituídas por anfibólio do tipo grunerita e fases opacas. No volume total da rocha o quartzo é o mineral mais abundante, perfazendo geralmente 45 a 50% do volume, enquanto que o anfibólio fica entre 25 e 40%. Os minerais opacos compreendem cerca de 10 a 30%, sendo a magnetita mais freqüente e abundante. Vênulas finas de carbonato e mica branca se dispõem perpendicularmente ao bandamento da rocha.



Figura 12 – Fotomicrografia de FFB tipo óxido, ressaltando a alternância de bandas quartzosas e bandas constituídas por fases opacas (Luz natural).

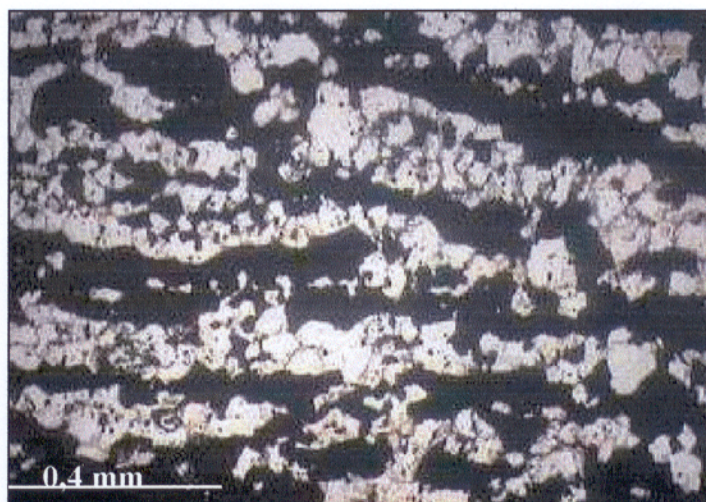


Figura 13 – Fotomicrografia que destaca a irregularidade do bandamento na FFB tipo óxido (Luz natural).

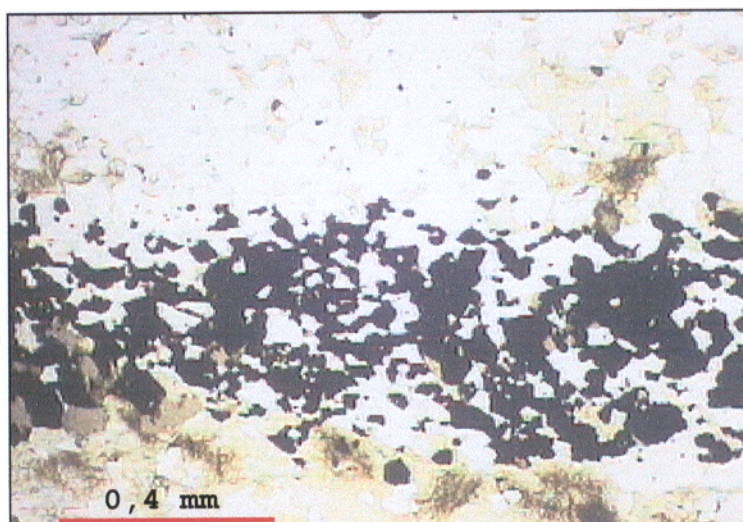


Figura 14 – Fotomicrografia que mostra bandas escuras constituídas de fases opacas e grunerita alternadas com bandas quartzosas (Luz natural).

O quartzo ocorre em cristais anédricos e estão pouco fraturados. Alguns planos de fraturas são ocupados por mica branca. Nessas bandas há também pequenos cristais de anfibólio que estão em contato retilíneo com o quartzo.

Nas bandas ricas em anfibólio, este mineral ocorre tanto em cristais prismáticos como em cristais tabulares. Apresentam maclamento Carlsbad e, geralmente, possuem bordas irregulares. Alguns cristais apresentam leve pleocroísmo, que varia de verde a verde pálido ou castanho claro.

As fases opacas ocorrem em cristais anédricos e comumente concentram-se nas bandas junto com o anfibólio e, menos comumente, com o quartzo.

3.3.3 - Álcali-feldspato granito

São rochas leucocráticas, de coloração cinza esbranquiçada e granulação grossa, às vezes com textura pegmatóide. Apresentam localmente aspecto brechado e neles se destacam grandes palhetas de muscovita e pequenos cristais subarredondados de granada (almandina). Às vezes tornam-se mais cinza e com menor

granulação, porém com mesmo conteúdo mineral. Apresentam ainda, em alguns domínios, uma leve orientação que define uma incipiente foliação.

A maioria das amostras estudadas microscopicamente é isotrópica e cabe à disposição planar de palhetas de muscovita, em algumas variedades, desenhar aquela foliação (Figura 15).

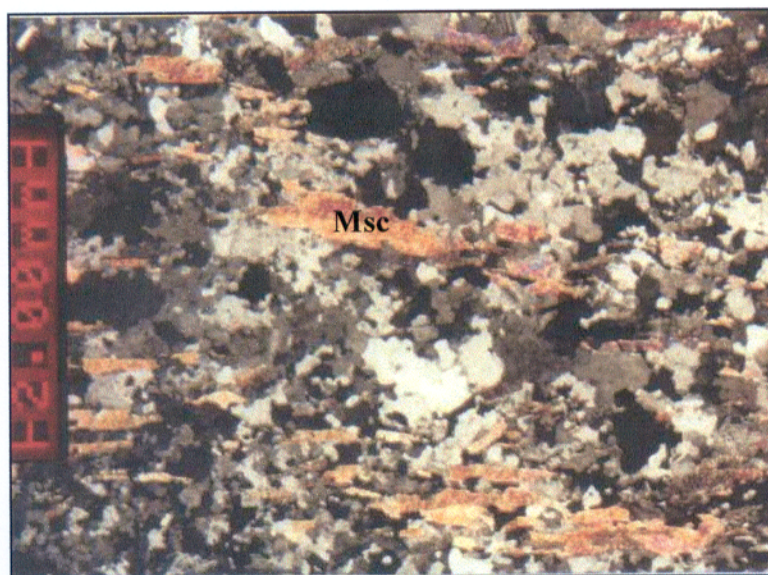


Figura 15 – Fotomicrografia destacando as placas orientadas de muscovitas (**Msc**) (Nícois cruzados).

Em geral, as amostras possuem textura granular alotriomórfica média a grossa. O quartzo é o mineral mais abundante, perfazendo 35 a 60% do volume total da rocha. Os outros constituintes são plagioclásio (5 a 40%), álcali-feldspato (12 a 40%) e muscovita (3 a 30%). A granada e a silimanita ocorrem como minerais varietais. Os minerais acessórios primários estão representados pelas fases opacas, turmalina, zircão e apatita. A rocha está pouco alterada, sendo mica branca, argilo-minerais e biotita os únicos produtos dessa alteração que foram observados. Em algumas amostras do granito verifica-se uma leve deformação denunciada pela presença de plagioclásio fraturado, com forte extinção ondulante, e maclas perturbadas. Veios de quartzo milimétricos cortam o granito.

O quartzo ocorre em três tipos morfológicos. O primeiro tipo é constituinte essencial da rocha e ocorre de forma anédrica com fraca a moderada extinção ondulante e contatos retilíneos. Outra forma de ocorrência é em bolsões ou veios, na forma de grandes cristais anédricos que possuem moderada a forte extinção ondulante e contatos suturados entre si (Figura 16). Observa-se a presença de pequenas ilhas de plagioclásio imersos no quartzo e inclusões de pequenos cristais de turmalina, apatita e zircão. O quartzo também ocorre em pequenos cristais subarredondados inclusos na granada.



Figura 16 – Fotomicrografia mostrando bolsão de quartzo com contatos suturados entre si (Nicóis cruzados).

O plagioclásio ocorre em cristais anédricos a subédricos de tamanhos variados. Os fenocristais são, em geral, prismáticos e exibem maclamento da albita que, às vezes, está pouco definido. Em alguns cristais as maclas estão bastante deformadas, com forte extinção ondulante, e bastante fraturados (Figura 17) ou formando *kink bands*. Às vezes, está em intercrescimento peritítico com o álcali-feldspato. Os cristais menores são anédricos, na maioria das vezes, com fraca extinção ondulante e maclas levemente deformadas. Com o quartzo, mostra localmente feições micrográficas (Figura 18).



Figura 17 – Fotomicrografia ressaltando fenocristal de plagioclásio com deformação intracristalina (Nicóis cruzados).

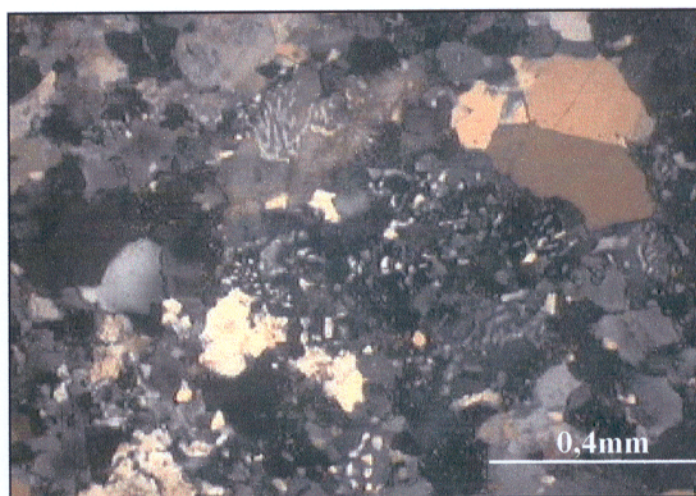


Figura 18 – Fotomicrografia destacando as feições micrográficas no granito (Nicóis cruzados).

Outra feição observada são pequenos filetes de álcali-feldspato nos planos de fratura que cortam as maclas do plagioclásio. Em geral, o plagioclásio mostra sinais de cominuição nas suas bordas, altera-se parcialmente para argilo-minerais e mica branca e possui inclusões de pequenos cristais de turmalina e apatita. Em cristais menos alterados, foi possível determinar a composição com o valor de anortita estimado em 5,5%, portanto na faixa da albita. Ainda que este valor ultrapasse o

limite de 5% de anortita da classificação de Streckeisen (1976), classifica-se esta albita como um álcali-feldspato.

O feldspato potássico é do tipo microclina e ocorre geralmente em fenocristais anédricos e, raramente, subédricos, exibindo maclamento xadrez que nem sempre está bem evidente. Localmente mostra lamelas pertíticas ou mostra evidências de albitização. Alguns cristais de microclina estão fraturados e parcialmente argilizados e sericitizado, além de possuírem inclusões aciculares de turmalina. Outra forma de ocorrência deste feldspato é nos interstícios dos cristais de quartzo que formam bolsões, mas é muito menos freqüente.

A muscovita apresenta, pelo menos, três gerações: 1) grandes placas subédricas levemente orientadas e algumas vezes dispostas radialmente, mostrando inclusões de pequenos cristais de granada e fases opacas; 2) placas de muscovita de tamanho pequeno a médio que cortam a primeira geração e alteram-se parcialmente para biotita, às vezes, denotando a pseudomorfose da muscovita; e 3) pequenas palhetas que ocupam os planos de fraturas do quartzo, plagioclásio e álcali-feldspato. Nas porções da rocha em que a muscovita está em contato com a silimanita, esta mica apresenta um aspecto fibroso, desenvolvido principalmente nas suas bordas.

A granada e a silimanita são os únicos minerais varietais. A granada ocorre em pequenos cristais anédricos ou grandes cristais subédricos dispersos na rocha. Está fortemente fraturada e possui inclusões de quartzo, apatita e fases opacas. Localmente pequenos cristais de granada estão imersos em uma massa de alteração sericítica. A silimanita ocorre em hábito fibroso, às vezes intercrescida com a muscovita

Dentre os minerais acessórios primários, a turmalina é o mais abundante, ocorrendo em pequenos cristais aciculares com leve pleocroísmo inclusos no plagioclásio, muscovita e álcali-feldspato. A apatita, o zircão e as fases opacas são de rara

ocorrência e encontram-se em pequenos cristais dispersos na rocha ou inclusos nos demais minerais.

3.3.4 - Escarnitos

Essas rochas são mineralógica e estruturalmente bem distintas dos xistos e das formações ferríferas bandadas. São isotrópicas e possuem textura granular grossa. Em geral, são constituídas por dois domínios: 1) um rico em diopsídio (Figura 19), em que sobressaem porfiroblastos de granada, fases opacas e flogopita; e 2) outro predominantemente carbonático (Figura 20) com alguma flogopita. No domínio rico em diopsídio, notam-se cristais de serpentina (?) que ocupam planos de fratura deste piroxênio. As fases opacas encontram-se principalmente associadas à serpentina.

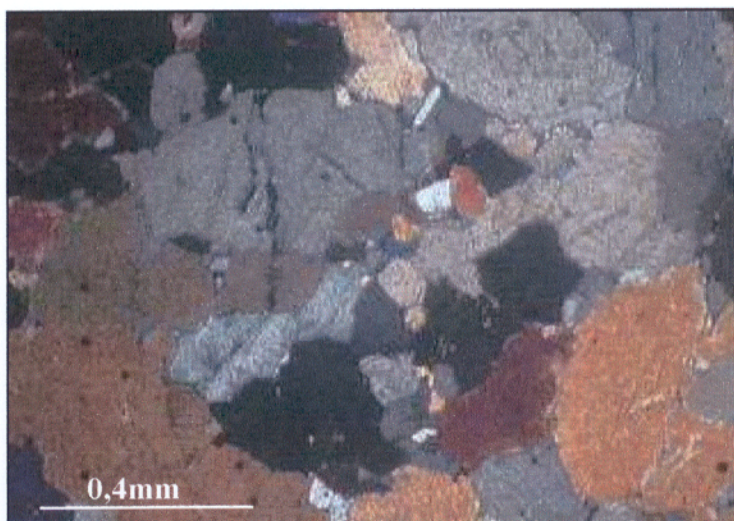


Figura 19 – Fotomicrografia mostrando domínio mais rico em diopsídio no escarnito (Nicóis cruzados).

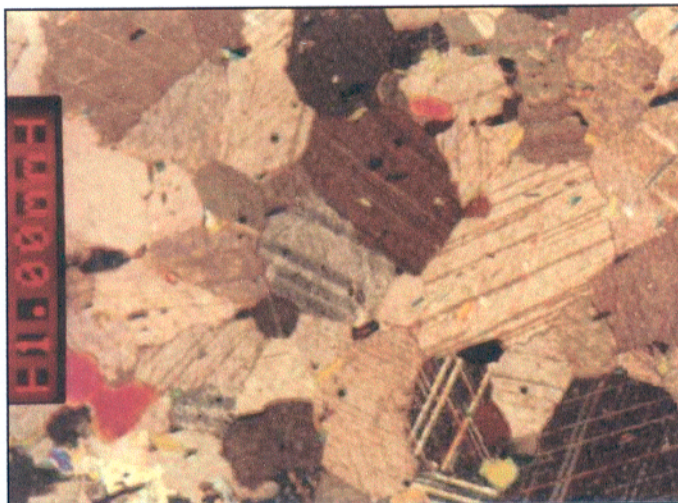


Figura 20 – Fotomicrografia mostrando domínio mais carbonático no escarnito (Nicóis cruzados).

Há, pelo menos, três modos de ocorrência de diopsídio: 1) grandes cristais anédricos e, às vezes, tabulares, fortemente fraturados, outras vezes maclados, com alguns planos de fratura ocupados por calcita; muitos desses porfiroblastos mostram-se com ilhas de carbonato e do próprio diopsídio; 2) pequenos grãos prismáticos com contatos poligonais que às vezes estão inclusos em cristais da geração anterior (Figura 21); e 3) pequenos cristais anédricos a subédricos presentes em bolsões, alguns com planos de fratura preenchidos por serpentina (?) e fases opacas. Observa-se que alguns cristais de diopsídio alteram-se para um mineral de cor marrom alaranjado que foi identificado tentativamente como idiocrásio.

O carbonato (calcita?) ocorre em cristais anédricos de tamanhos variados e, algumas vezes, forma uma matriz que envolve os cristais de diopsídio. Outro modo de ocorrência é em vênulas.

A granada ocorre em cristais porfiroblásticos anédricos, fortemente fraturados com fases opacas preenchendo planos de fratura. Às vezes, a granada engloba cristais de fases opacas.

O quartzo tem ocorrência restrita e ocorre em um pequeno bolsão, onde os cristais são anédricos com moderada extinção ondulante. O quartzo também ocorre em planos de fratura do diopsídio e mostra cristais alongados e com contatos suturados entre si.

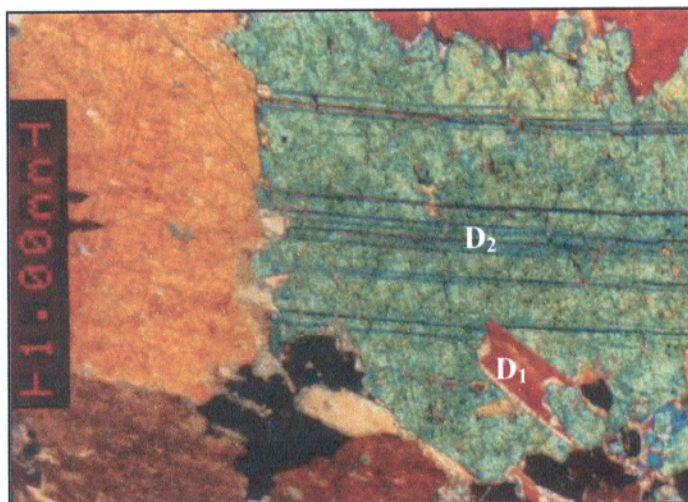


Figura 21 – Fotomicrografia mostrando duas gerações de diopsídio, representada por pequeno cristal (**D₁**) como ilha no porfiroblasto (**D₂**) (Nicóis cruzados).

3.4 - QUIMISMO DOS MINERAIS

Com o objetivo de determinar as composições químicas de alguns minerais presentes em testemunhos de furos de sondagem do Campo Urucum, foram realizadas, por microsonda eletrônica, 88 análises pontuais para elementos em cristais de micas, turmalina, cordierita, anfibólio, piroxênio e granada de amostras de xistos, formações ferríferas bandadas e escarnitos.

Os dados químicos correspondentes encontram-se nas tabelas do Anexo. O tratamento desses dados, em particular a classificação e o cálculo das fórmulas estruturais, foi efetuado com o auxílio do programa de computação MINPET versão 2.0 de Richard & Clark (1990).

3.4.1 - Micas

Foram analisadas micas dos xistos e dos escarnitos. Os resultados químicos (Tabelas 1 e 2) mostram que os totais para a mica dos escarnitos têm fechamento próximo de 100%, enquanto os da mica dos xistos fecham, em maioria, entre 95 e 98%, a diferença podendo representar, pelo menos em parte, elementos não analisados. Essas duas micas são composicionalmente diferentes, como pode ser facilmente observado no diagrama da Figura 22.

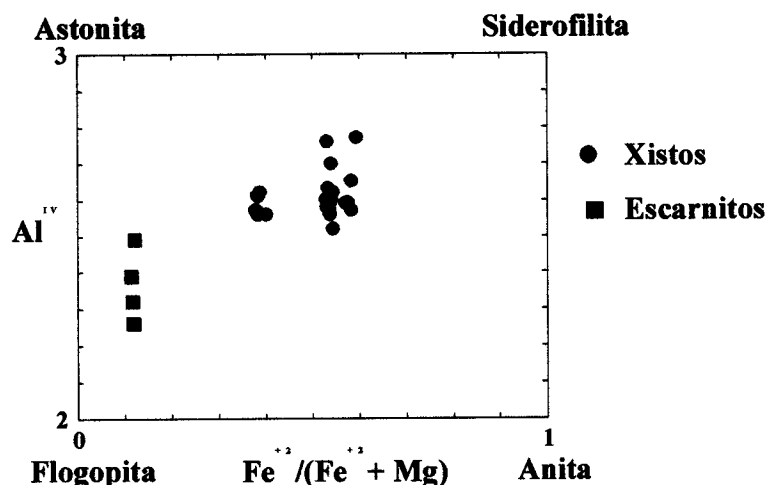


Figura 22 – Diagrama Al^{IV} x Fe²⁺/(Fe²⁺+Mg) mostrando a variação composicional das micas em xistos e escarnitos (baseado em Guidotti 1984).

A mica dos xistos possui razões Fe²⁺/(Fe²⁺+Mg) entre 0,38 e 0,59, e teor de Al^{IV} entre 2,52 e 2,77, o que permite classificá-la de biotita aluminosa. Por seu turno, a mica dos escarnitos tem razão Fe²⁺/(Fe²⁺+Mg) praticamente constante, em torno de 0,12, e conteúdo de Al^{IV} variado, entre 2,32 e 2,49 caracterizando uma flogopita aluminosa. A diferença composicional entre essas duas micas está também ressaltada no diagrama TiO₂ x F (Figura 23), que mostra ser a biotita, comparativamente a flogopita, mais rica em Ti e mais pobre em F. Quanto à biotita, é possível, ainda, distinguir duas variedades com base apenas nos teores de FeO e MgO (Figura 24), uma delas (biotita A) mais rica em FeO (média de

20,92%) e mais pobre em MgO (média de 9,65%), e a outra (biotita B) menos rica em FeO (média de 14,32%) e mais rica em MgO (12,74%). Além dessas diferenças, nota-se que os valores de Al^{VI} na biotita B são mais elevados do que na A. Assinala-se que a biotita A está, em geral, associada com turmalina e granada, enquanto a biotita B está associada com cordierita, o que pode indicar variações na composição do xisto ou mesmo domínios afetados distintamente pelo metamorfismo termal.

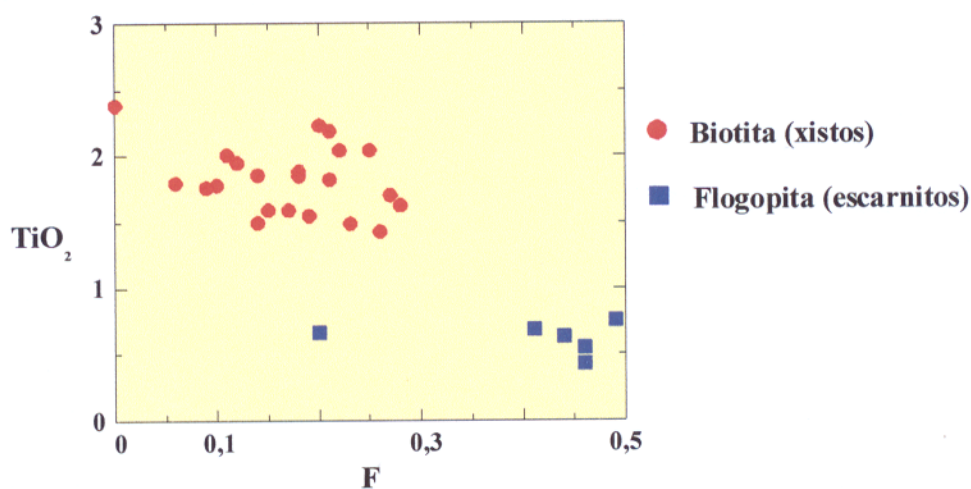


Figura 23 – Diagrama TiO_2 x F ressaltando claramente a biotita dos xistos da flogopita dos escarnitos.

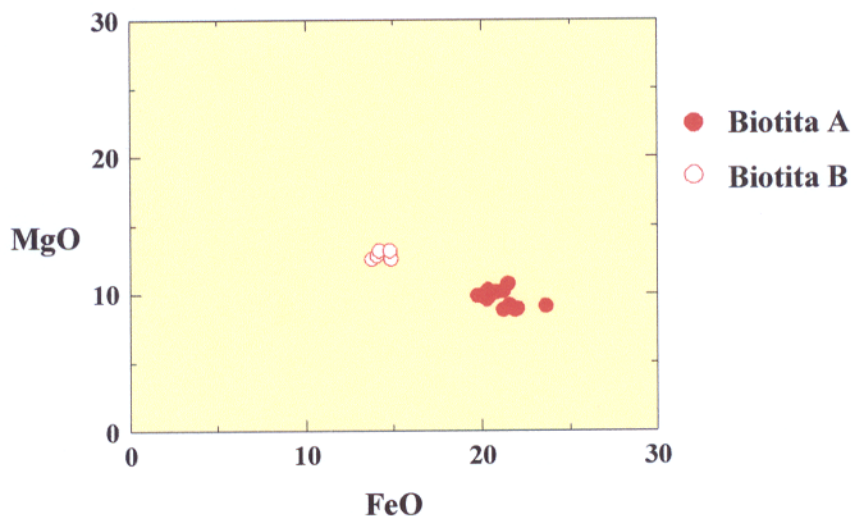


Figura 24 – Diagrama MgO x FeO evidenciando duas variedades de biotita que ocorrem nos xistos.

Para uma base de 24 átomos oxigênio, a fórmula estrutural da flogopita é $(K_{1,90-1,94} Na_{0,01-0,02} Ca_{0-0,02}) (Mg_{4,77-4,96} Fe^{+2}_{0,63-0,68} Al^{VI}_{0,13-}$

0,23 Mn_{0,02-0,04} Ti_{0,04-0,08} Cr_{0-0,01}) [Si_{5,51-5,74} Al^{IV}_{2,26-2,49}]O₂₀ [(OH)_{4,19-4,35} F_{0,09-0,22}], em que há pequena deficiência de cargas entre camadas e leve excesso nas posições octaédricas; a da biotita A é (K_{1,33-1,83} Na_{0-0,08} Ca_{0-0,02}) (Mg_{2,07-2,43} Fe⁺²_{2,57-3,16} Al^{VI}_{0,35-0,65} Mn_{0-0,05} Ti_{0,18-0,28} Cr_{0-0,03}) [Si_{5,23-5,48} Al^{IV}_{2,52-2,77}]O₂₀ [(OH)_{<3,83-4,45} F_{0-0,14}], enquanto a da biotita B é (K_{1,67-1,73} Na_{0,03-0,04}) (Mg_{2,77-2,86} Fe⁺²_{1,71-1,85} Al^{VI}_{0,79-0,90} Mn_{0,01-0,02} Ti_{0,16-0,20} Cr_{0-0,02}) [Si_{5,38-5,44} Al^{IV}_{2,56-2,62}]O₂₀ [(OH)_{4,30-4,38} F_{0,07-0,12}]. Nessas duas variedades constata-se deficiência tanto de cátions intercamadas (1,36 a 1,84) como nas posições octaédricas (5,53 a 5,95), provavelmente devido à totalização dos óxidos ter ficado abaixo de 100%.

3.4.2 - Turmalina

A turmalina analisada provém de três amostras de granada-cordierita-turmalina-plagioclásio-biotita-quatzo xistos. Os dados químicos (Tabela 4) mostram uma composição dravítica com razões Mg/(Mg+Fe⁺²) na faixa de 0,53 a 0,77 e teores médios de CaO e Na₂O de, respectivamente, 0,85% e 1,99%. Para uma base de 24,5 átomos de oxigênio, a fórmula estrutural é (Na_{0,45-0,69} Ca_{0,06-0,32} K_{0-0,01}) (Mg_{1,29-1,68} Fe⁺²_{0,48-1,20} Mn_{0-0,01} Cr_{0-0,04})Al^{VI}_{4,65-5,22} [Si_{5,20-5,46} Al^{IV}_{0,54-0,80}]O₁₈ (BO₃)₃ [(OH)_{4,43-4,55} F_{0-0,10}]. Essa composição é, de acordo com Henry & Guidotti (1985), característica da turmalina de rochas metapelíticas/psamíticas coexistindo ou não com fase rica em alumínio (Figura 25) ou de metapelitos pobres em Ca, metapsamitos e rochas quartzo-turmaliníticas (Figura 26). Dada a composição mineralógica dos xistos, pode-se inferir que eles foram mais provavelmente derivados de rochas pelíticas pobres em Ca. Segundo Slack et al., (1984), as variedades magnesianas de turmalina em rochas metassedimentares podem ser produtos diagenéticos de precipitados químicos ou de modificações metassomáticas associadas com exalações durante a sedimentação.

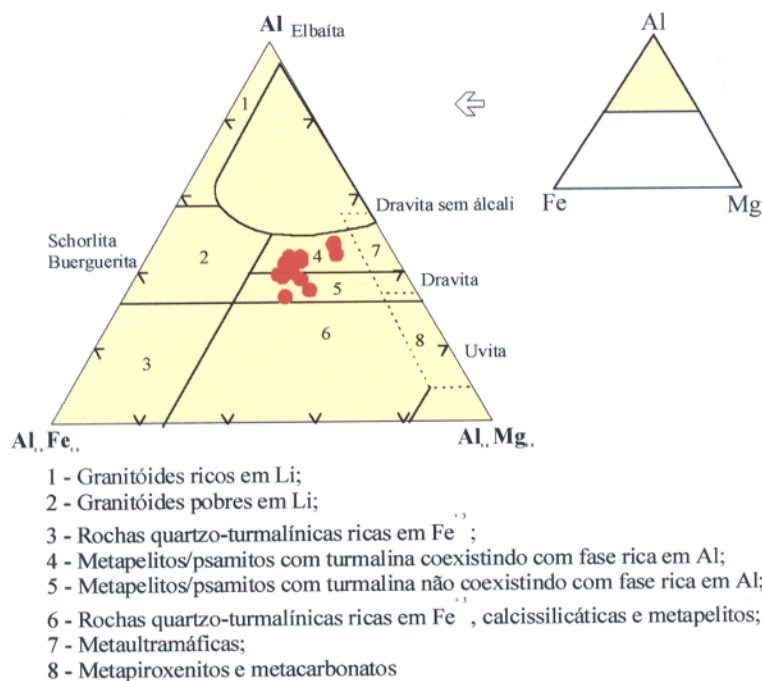


Figura 25 - Diagrama Al-Fe-Mg mostrando a variação composicional da turmalina de xistos do Corpo Urucum e os campos das rochas em que é esperado ocorrer, segundo critérios de Henry & Guidotti (1985).

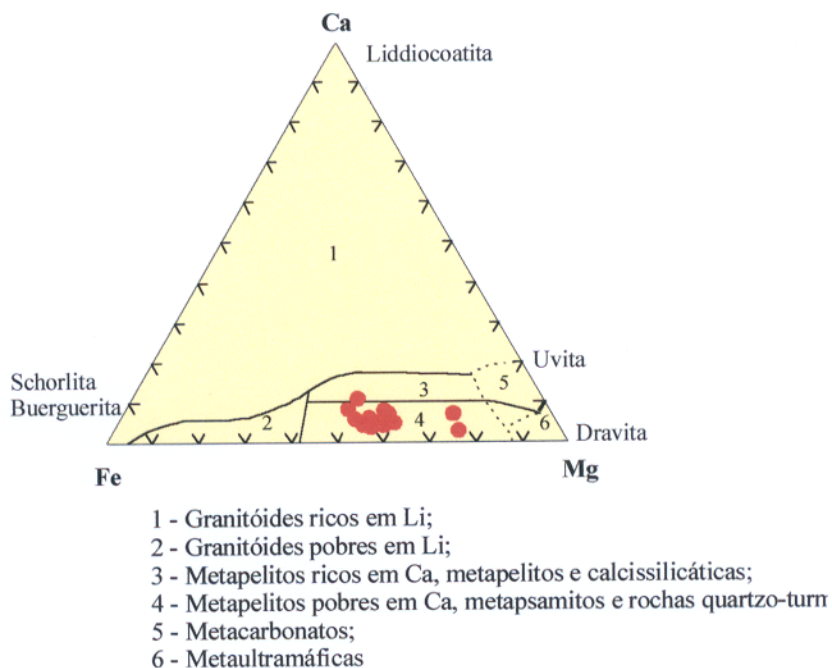


Figura 26 - Diagrama Ca-Fe-Mg mostrando a variação composicional da turmalina de xistos do Corpo Urucum e os campos das rochas em que é esperado ocorrer, segundo critérios de Henry & Guidotti (1985).

3.4.3 - Anfibólio

Os cristais de anfibólio analisados pertencem às formações ferríferas bandadas. Os dados químicos correspondentes encontram-se na Tabela 5 e confirmam a identificação microscópica de variedades ferro-magnesianas da série cummingtonita-grunerita. Além dos principais componentes (SiO_2 , FeO e MgO), acusam teores de Al_2O_3 e de CaO de, respectivamente, 0,25% e 1,38%.

A classificação química desses anfibólios seguiu a proposta da *International Mineralogical Association* (IMA) contida no trabalho de Leake et al. (1997). O cálculo da fórmula estrutural foi realizado com o auxílio do programa CLASAMPH que redistribui o FeO_t em FeO e Fe_2O_3 e adota o método 15-NK, no qual o número total de cátions é 15. Os dados foram, então, editados no programa MINPET e com ele preparados gráficos específicos. No diagrama $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{+2}) \times \text{Si}$ (Figura 27), constata-se que os pontos se concentram em um domínio restrito no campo da grunerita, bem próximo do limite com a cummingtonita [$\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{+2}) = 0,3$] e da vertical correspondendo a 8 átomos de silício, implicando valores extremamente baixos de alumínio tetraédrico (0,01 a 0,05 átomos por fórmula unitária). A fórmula estrutural representativa dos anfibólios é, para uma base de 24 átomos de oxigênio, $(\text{Mg}_{1,83-1,96} \text{Fe}^{2+}_{4,46-4,93} \text{Mn}_{0,04-0,06} \text{Ca}_{0,10-0,46} \text{Al}^{\text{VI}}_{0-0,05} \text{Ti}_{0-0,04}) [\text{Si}_{7,93-7,99} \text{Al}^{\text{IV}}_{0,01-0,07}] \text{O}_{22} [(\text{OH})_{0,12-2} \text{F}_{0-0,01}]$.

Essa inexpressiva variação composicional indica que a formação do anfibólio deve ter ocorrido sob condições de equilíbrio bastante uniformes e que eventuais transformações pós-metamórficas não foram significativas.

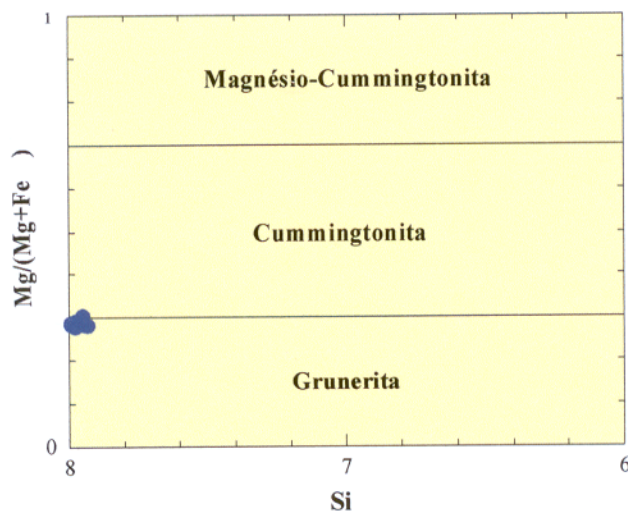


Figura 27 – Diagrama $Mg/(Mg+Fe^{2+}) \times Si$ mostrando a composição bastante uniforme da grunerita das formações ferríferas bandadas (baseado em Leake et al. 1997).

3.4.4 - Piroxênio

Os porfiroblastos de clinopiroxênio analisados são anédricos e provêm de uma única amostra de escarnito. Os dados químicos obtidos (Tabela 6) revelam uma composição bastante homogênea, em que cerca de 96% do peso são representados pelo SiO_2 , MgO e CaO , a que se somam pequenas quantidades de FeO (média de 2,66%) e de MnO (média de 0,81%). Para sua classificação, utilizou-se o diagrama triangular En-Wo-Fs (Deer et al. 1992), tendo todos os pontos se situado no campo do diopsídio bem próximo do lado En-Wo, correspondendo a uma composição média de $En_{46,39} Wo_{48,75} Fs_{5,08}$ (Figura 28). A fórmula estrutural representativa desse diopsídio, para uma base de seis átomos de oxigênio, é $(Ca_{0,95-0,98} (Mg_{0,89-0,94} Al^{VI}_{0-0,01} Fe^{+3}_{0-0,03} Mn_{0,02-0,03} Fe^{2+}_{0,06-0,12}) [Si_{1,98-2,01} Al^{IV}_{0-0,02}]O_6$.

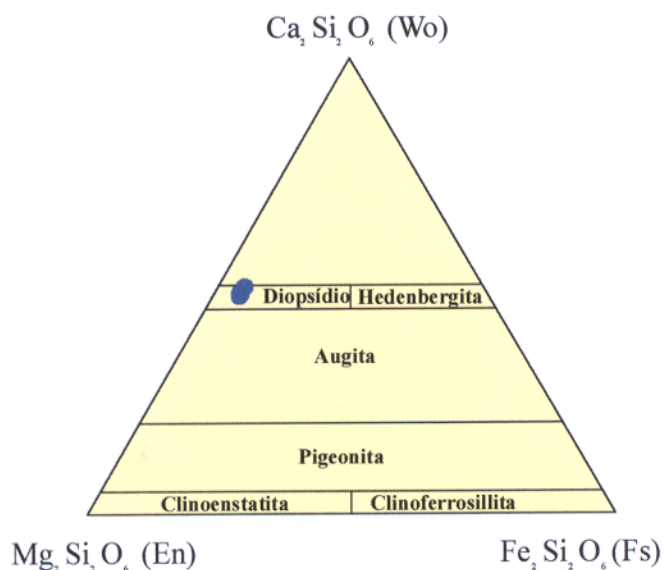


Figura 28 – Diagrama triangular En-Wo-Fs de classificação de piroxênios ferro-magnesianos e cálcicos, mostrando a pouca variação composicional do diopsídio da amostra do escarnito.

3.4.5 - Granada

Os cristais de granada analisados são também de uma única amostra de escarnito. Na composição química (Tabela 7), SiO_2 , CaO , FeO e MnO perfazem a quase totalidade das análises, sendo MgO (média de 0,98%), TiO_2 (média de 0,41%) e Fe_2O_3 (média de 0,23%) os outros constituintes de alguma expressão. No diagrama grossularita-andradita-piralespita (Figura 29), este último composto pelos membros piropo, almandina e espessartita, os pontos referentes às análises caem, por conseguinte, bem juntos da linha grossularita-piralespita e mais distanciados do vértice da grossularita refletindo maiores proporções de $\text{FeO} + \text{MnO} + \text{MgO}$ sobre CaO . Trata-se, assim, de uma solução sólida rica nos componentes almandina (36,60-38,51%), espessartita (25,95-27,40%) e grossularita (29,31-30,65%) com quantidades menores de piropo (3,80-4,06%) e pobres em andradita (0,81-2,65%) e uvarovita (<0,16%). Em termos atômicos, a fórmula estrutural, para uma base de 24 átomos de oxigênio, é $(\text{Mg}_{0,23-0,24} \text{Fe}^{+2}_{2,17-2,34} \text{Ca}_{1,89-1,97} \text{Mn}_{1,54-1,63}) (\text{Al}^{\text{VI}}_{<3,88-3,95} \text{Fe}^{+3}_{0-0,06} \text{Cr}_{0-0,01} \text{Ti}_{0,03-0,06}) [\text{Si}_{5,97-6,05} \text{Al}^{\text{IV}}_{0-0,05}] \text{O}_{24}$.

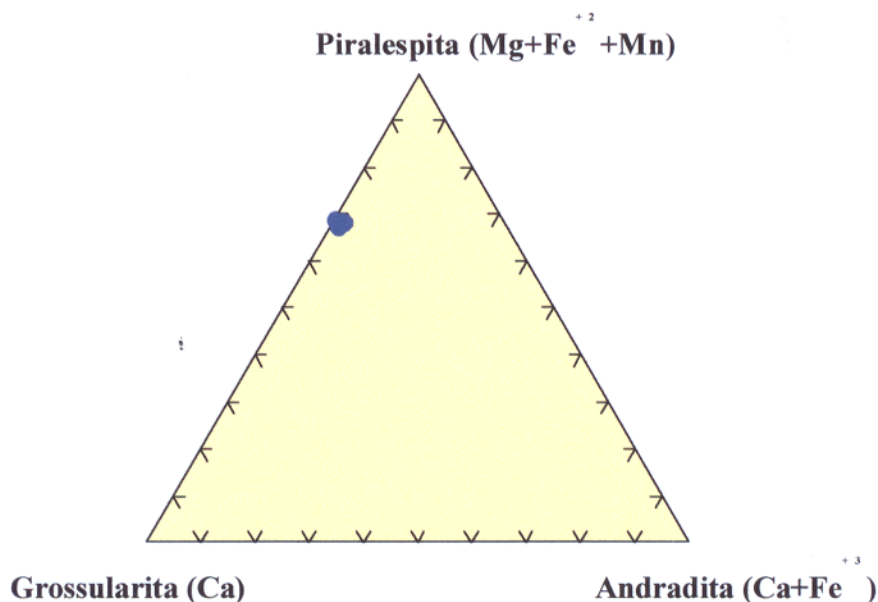


Figura 29 – Diagrama triangular grossularita-piralespita-andradita em que estão representadas as análises da granada de escarnitos do Corpo Urucum.

3.4.6 - Cordierita

Em uma única amostra de xistos, foram feitas análises pontuais em vários cristais de cordierita (Tabela 8), a qual coexiste com plagioclásio, biotita e quartzo. Além dos constituintes maiores, Na₂O e MnO são os principais constituintes menores, com teores médios de, respectivamente, 0,80 e 0,34%. Independentemente da porção analisada, seja na borda ou no núcleo dos cristais, a composição é muito homogênea como atestam as razões Mg/(Mg+Fe⁺²), entre 0,74 e 0,76, e as razões Si/Al, entre 1,24 e 1,27. A fórmula estrutural para esta cordierita, calculada para uma base anidra e para 18 átomos de oxigênio, é: Al^{VI}_{3,00-3,05} (Mg_{1,34-1,39} Fe⁺²_{0,44-0,48} Mn_{0,02-0,03} Ca_{0-0,04} Na_{0,14-0,20}) [Si_{4,99-5,06} Al^{IV}_{0,94-1,01}]O₁₈.

3.5 - TIPOS DE METAMORFISMO E POSSÍVEIS PROTÓLITOS

Os primeiros trabalhos sobre a SMVN apontam a existência de três eventos metamórficos, sendo dois de caráter regional (dínamo-termal) de fácies anfibolito e um termal de fácies hornblenda-hornfels (Scarpelli 1968; 1970). Trabalhos mais recentes (Faraco 1990; 1997) registram, além desses, um metamorfismo hidrotermal de fundo oceânico sob condições de fácies xisto-verde, responsável pela formação de rochas ricas em quartzo-clorita e máficas propilitizadas.

Na área do depósito Amapari, as assembléias mineralógicas e feições texturais das rochas permitem distinguir dois tipos de metamorfismo. Os xistos são os produtos mais representativos do metamorfismo regional que afetou rochas sedimentares essencialmente clásticas. As associações mineralógicas encontradas nesses xistos, a) quartzo + plagioclásio + biotita; b) hornblenda + plagioclásio + biotita + quartzo e c) granada + cordierita + turmalina + plagioclásio + biotita + quartzo, indicam condições da fácies anfibolito que atingiu temperaturas mínimas de 530°C, haja vista a formação da cordierita e também do par cordierita + biotita (Hyndman, 1972; Winkler, 1979; Yardley, 1994).

Nas formações ferríferas bandadas as condições do metamorfismo foram inferidas com base tanto no tamanho dos cristais de quartzo como na composição mineralógica. De acordo com James (1954), Gross (1961) e Dorr (1964), os tamanhos dos grãos de quartzo das FFB ficam acima de 0,1mm se recristalizados sob condições da fácies anfibolito. Nas FFB do depósito Amapari, as dimensões dos grãos de quartzo são superiores a 0,2mm sugerindo, assim, que essas condições foram alcançadas. Reforça esta interpretação a presença da grunerita, confirmada por dados

químicos (Tabela 5), que é indicativa de metamorfismo de grau médio (French 1968; Klein 1973).

Muitas das paragêneses descritas nas rochas do depósito Amapari são similares àquelas encontradas nas rochas metassedimentares clásticas e formações ferríferas bandadas na SMVN na Serra do Ipitinga (Faraco 1990; 1997) e confirmam, desse modo, o caráter regional do metamorfismo desta seqüência vulcanossedimentar a profundidades apropriadas para a fácies anfibolito.

Além disso, o desenvolvimento, em planos de foliação dos xistos, de texturas miloníticas e de cristais de granada estirados, bem como de grãos de cordierita rotacionados e microdobras truncando aqueles planos, evidenciam um regime deformacional dúctil com formação de zonas de cisalhamento.

A formação de escarnitos com textura isotrópica próximo ao granito Amapari marca a auréola de metamorfismo termal sobre rochas carbonáticas impuras que alcançou condições da fácies hornblenda hornfels (calcita+diopsídio+granada). Sendo esta associação anidra e rica em calcita, é razoável supor para os fluidos $X_{\text{CO}_2} > 0,3$. Nessas circunstâncias e dada a ausência de forsterita, o intervalo de temperatura deve ter ficado entre 500 e 550°C para pressões em torno de 2 Kbar (Philpotts 1990). Localmente, entretanto, a formação da assembléia calcita+periclásio denuncia temperaturas que podem ter ultrapassado 700°C, próprias da fácies piroxênio-hornfels (Hyndman 1972). Nos xistos e nas FFB, texturas granoblásticas locais podem ter resultado desse metamorfismo termal, que se superpôs ao primeiro evento metamórfico. Porém, as temperaturas não devem ter sido suficientemente altas para produzir uma nova associação mineral e tampouco mascarar estruturas planares preexistentes.

As feições microestruturais observadas no granito, tais como formação de *kink bands* no plagioclásio, forte extinção ondulante do quartzo, fraturamento dos fenocristais de álcali-feldspato e deformação intracristalina dos fenocristais de plagioclásio são, segundo Passchier & Trouw (1996), evidências de deformação dúctil-rúptil, levando a supor que o alojamento da intrusão foi acompanhado de deformação com possível reativação local de anisotropias preexistentes relacionadas às zonas de cisalhamento. Essas zonas, provavelmente, serviram de canais pelos quais circularam fluidos hidrotermais responsáveis pela leve a moderada alteração regressiva que gerou mica branca, quartzo, clinozoisita, clorita, carbonato, brucita, idiocrácio e serpentina (?) nas rochas encaixantes e argilo-minerais, mica branca e biotita no próprio granito.

Quanto aos protólitos, os dados petrográficos, apoiados na química mineral, permitem interpretar os xistos como rochas derivadas de sedimentos pelíticos e psamíticos contendo boro, dada a abundância de biotita, granada, cordierita e turmalina. Esses sedimentos também continham quantidades expressivas de titânio, haja vista a freqüente ocorrência de titanita e de biotita com teores apreciáveis de TiO_2 (1,82% em média). A presença de hornblenda em uma das variedades de xistos pode indicar intercalações vulcânicas (tufos máficos ?) ou mesmo aporte de cálcio por via metassomática. A ocorrência de bolsões ricos em diopsídio com quantidades subordinadas de biotita e plagioclásio, dentro da variedade quartzo-plagioclásio-biotita xistos, quebram a natureza essencialmente clástica dessas rochas e pode refletir impurezas locais de material carbonático.

As formações ferríferas bandadas provêm de precipitados químicos ricos em sílica e ferro, que devem ter gerado quartzo e as grandes quantidades de fases opacas (magnetita) e grunerita.

Para os escarnitos, os mais prováveis protólitos são rochas carbonáticas ricas em cálcio e magnésio, tendo a sílica como principal impureza. A formação de periclásio nessas rochas corrobora essa hipótese, já que é um produto típico do metamorfismo de rochas dolomíticas e calcárias magnesianas. Do mesmo modo, a pouca abundância de ferro, inferida pelas proporções modais e dados químicos do piroxênio e da granada, torna improvável a correspondência dessas rochas a possíveis fácies carbonáticas das formações ferríferas bandadas.

4 - A MINERALIZAÇÃO DE SULFETOS + OURO

A mineralização aurífera no depósito de Amapari corresponde a dois tipos de minério: o supergênico, não estudado neste trabalho, que atinge profundidade média de 50m, e o primário caracterizado por zonas ricas em sulfetos (notadamente pirrotita), os quais, em geral, mostram correlação positiva com os teores de ouro. A mineralização primária ocorreu preferencialmente nas rochas metassedimentares químicas, em particular nas formações ferríferas dos tipos óxido e óxido-silicático.

A mineralização primária de sulfetos + Au é do tipo disseminada e só localmente os sulfetos estão concentrados em proporções que podem chegar até 50%. São freqüentes leitões milimétricos ricos em pirrotita, nem sempre contínuos, paralelos aos planos S_0 das formações ferríferas bandadas e aos planos de foliação S_1 dos xistos. Feições inquestionavelmente epigenéticas também são comuns na forma de vênulas e veios discordantes à foliação da rocha hospedeira.

4.1 - CONSTITUIÇÃO E MODO DE OCORRÊNCIA

O minério sulfetado é representado por pirrotita e pirita, sendo que a primeira é mais abundante no campo Urucum, enquanto que a segunda ocorre apenas no campo Taperebá. Os outros sulfetos são calcopirita, pentlandita, esfalerita, galena e arsenopirita, em quantidades bem mais subordinadas. Dentre os sulfetos destaca-se a pirrotita como fase mais abundante. Eles associam-se principalmente com magnetita, quartzo, biotita e grunerita, e, em menor escala, com granada e diopsídio os quais representam os principais minerais de ganga.

Macroscopicamente os sulfetos são observados em 1) lenticulas concordantes aos planos de foliação das rochas, 2) disseminados nas rochas, 3) inclusos em cristais de granada, 4)

pequenos filetes discordantes ao bandamento das FFB, e 5) vênulas e veios concordantes e discordantes à foliação dos xistos. Muito localmente os sulfetos ocorrem de forma maciça, mas em corpos de dimensões centimétricas. É relevante constatar que há uma relação direta entre as zonas sulfetadas e aquelas mais tectonizadas do pacote rochoso (ver seção 3.2), pois maiores concentrações de sulfetos ocorrem onde são maiores as evidências de tectônica com os teores diminuindo em direção às rochas menos deformadas.

Os sulfetos contidos nos xistos e nos escarnitos na forma disseminada e em veios foram datados pelo método Pb-Pb fornecendo idade de 2118 ± 32 Ma (Jean-Michel Lafon, comunicação verbal).

4.2 - MINEROGRAFIA

A mineralização sulfetada do depósito Amapari foi estudada microscopicamente somente em amostras de testemunhos de sondagem provenientes do campo Urucum.

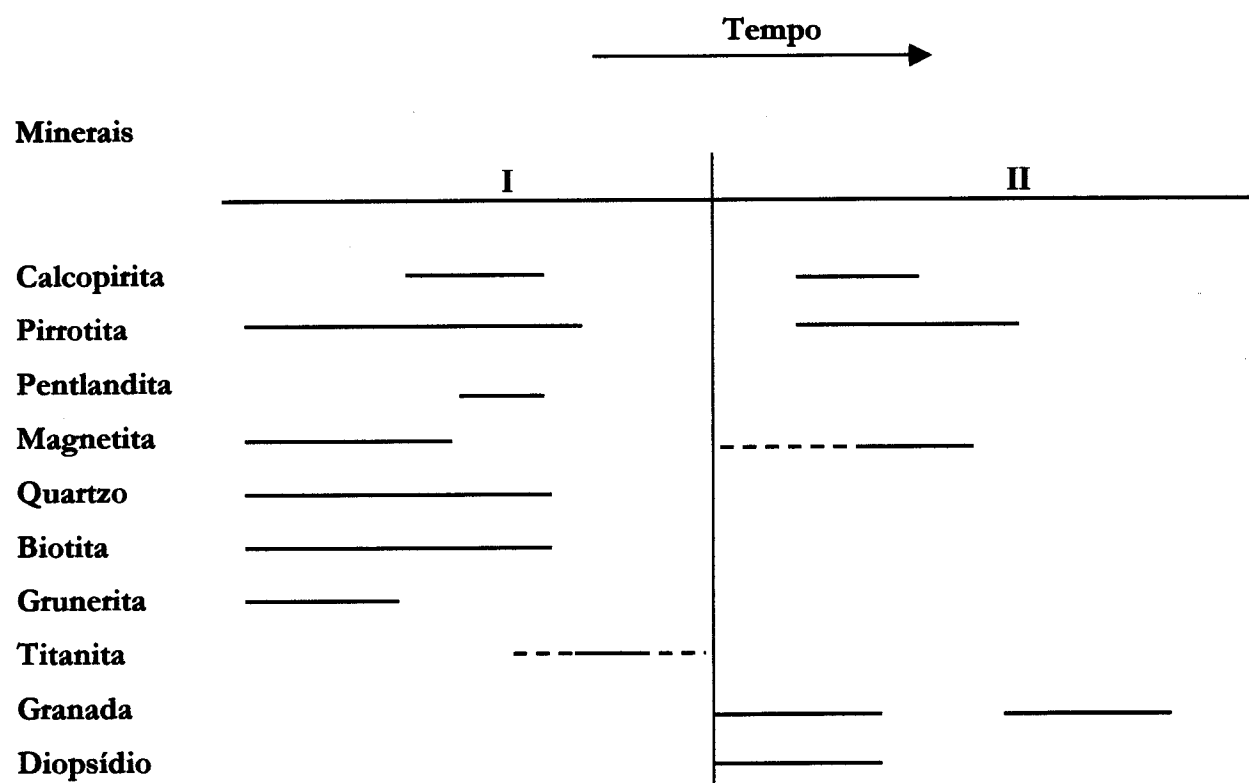
Nos xistos a pirrotita ocorre de quatro formas: 1) lenticulas delgadas concordantes à foliação da rocha (Figura 30), ocupando, normalmente, os planos de clivagem da biotita ou em contato retilíneo com esta mica; 2) cristais subédricos e anédricos contendo inclusões de calcopirita e, algumas vezes, tendo as bordas substituídas por este sulfeto de Cu-Fe (Figura 31); 3) grãos milimétricos envoltos pelos agregados de titanita; e 4) veios junto com a calcopirita, pentlandita e quartzo mostrando contatos retilíneos e irregulares. Nas FFB a pirrotita ocorre em cristais subédricos e anédricos em contato retilíneo com a magnetita, quartzo e grunerita. Nos escarnitos, em geral, forma cristais subédricos e anédricos, que se agregam em massas de dimensões centimétricas, ou encontra-se em fraturas do diopsídio e da granada. Esses agregados, às vezes, estão envoltos pela granada.

A calcopirita ocorre sempre associada à pirrotita, sendo observada nos xistos 1) em pequenas inclusões arredondadas ou elípticas na pirrotita (Figura 32), 2) em forma de minúsculas lentes em fraturas da pirrotita (Figura 33), 3) substituindo cristais de pirrotita e 4) em cristais anédricos em veios. Apenas ocasionalmente a calcopirita coexiste com pirrotita + magnetita quando, então, mostra contatos retos com a primeira e irregular com a segunda. Seu contato com o quartzo e a biotita é retilíneo. A calcopirita é rara nos escarnitos e uma vez presente ocorre em contato retilíneo com os agregados de pirrotita ou em fraturas da granada e do diopsídio.

A magnetita apresenta-se, nos xistos, em cristais anédricos, formando agregados irregulares, ou subédricos concordantes à foliação das rochas. Comumente, esses cristais mostram contatos retilíneos com o quartzo, biotita e a pirrotita, chegando a formar com este sulfeto pontos tríplexes (Figura 32). Localmente, no contato da magnetita com a pirrotita são evidentes bordas de reação. Às vezes, as relações temporais entre a magnetita e a pirrotita não são muito claras, haja vista este sulfeto englobar a magnetita e também ocorrer em trilhas aleatórias na superfície daquele óxido (Figura 34). Quando presente nas FFB, ocorre de forma subédrica e anédrica acompanhando a foliação da rocha e mostra contato retilíneo com a pirrotita, quartzo e grunerita. A magnetita nos escarnitos é rara e está em fraturas dos agregados de pirrotita.

A pentlandita é muito rara e ocorre apenas nos xistos, formando cristais subédricos e anédricos muito fraturado. Está sempre associada a pirrotita e, às vezes, também está em contato retilíneo com a calcopirita, biotita e quartzo (Figura 35).

Com base nessas observações é apresentada abaixo uma provável seqüência de cristalização das fases minerais descritas.



Evento I – corresponde ao metamorfismo e à instalação das zonas de cisalhamento

Evento II – corresponde à intrusão do granito

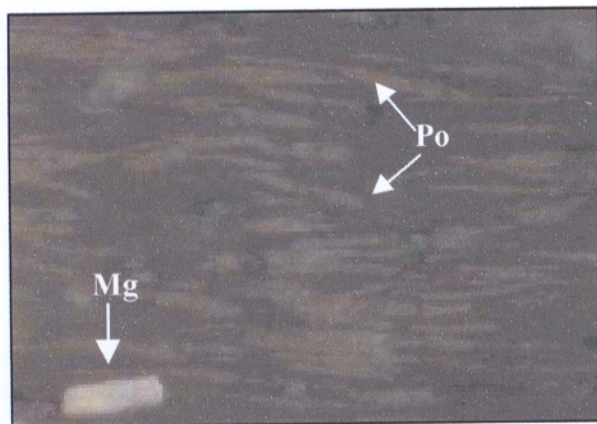


Figura 30 – Fotomicrografia mostrando lenticulas de pirrotita (**Po**) e cristal euédrico de magnetita (**Mg**) acompanhando à foliação da rocha (Luz natural). A largura da foto mede 2,5 mm.

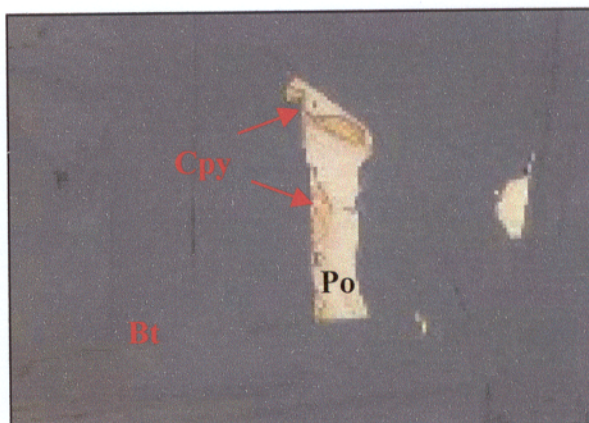


Figura 31 – Fotomicrografia ressaltando cristal subédrico de pirrotita (**Po**) substituído nas bordas pela calcopirita (**Cpy**) (Luz natural). A largura da foto mede 0,62 mm.

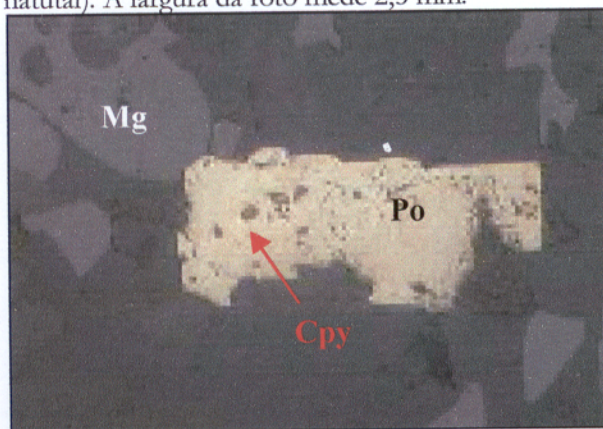


Figura 32 – Fotomicrografia destacando a pirrotita (**Po**) subédrica com pequenas inclusões de calcopirita (**Cpy**) e mostrando ponto tríplice com magnetita (**Mg**) e quartzo (Luz natural). A largura da foto mede 2,5 mm.

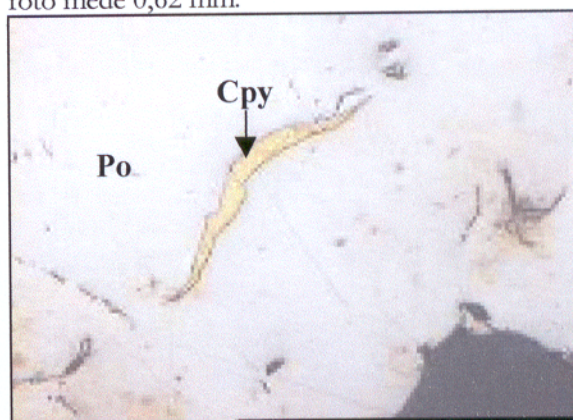


Figura 33 – Fotomicrografia ressaltando massa de calcopirita (**Cpy**) em fratura da pirrotita (**Po**) (Luz natural). A largura da foto mede 0,62 mm.

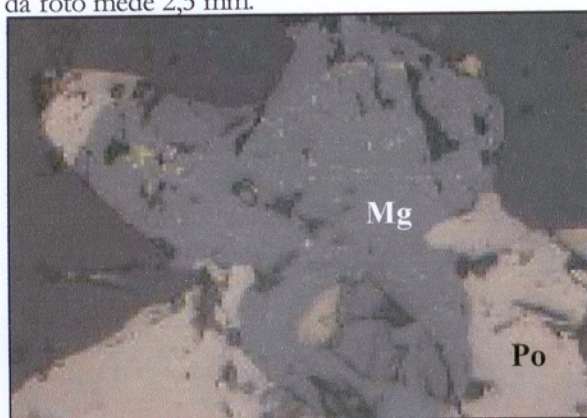


Figura 34 – Fotomicrografia destacando massa de pirrotita (**Po**) englobando e em trilhas na superfície da magnetita (**Mg**) (Luz natural). A largura da foto mede 0,62 mm.

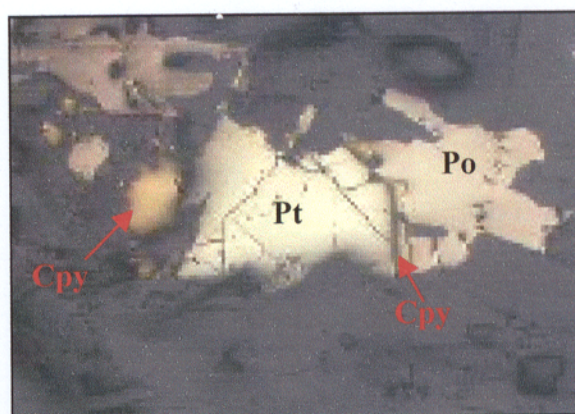


Figura 35 – Fotomicrografia mostrando pentlandita (**Pt**) fraturada em contato reto com calcopirita (**Cpy**) e pirrotita (**Po**) (Luz natural). A largura da foto mede 2,5 mm.

4.3 - FLUIDOS HIDROTERMAIS

4.3.1 - Introdução

À exceção dos trabalhos de Faraco (1990 e 1997), nada há publicado sobre fluidos em áreas mineralizadas do estado do Amapá. Para subsidiar as hipóteses e o modelo metalogenético do depósito Amapari, o presente estudo, com base em observações feitas em 185 inclusões fluidas aprisionadas em cristais de quartzo de veios provenientes do Campo Urucum (FD-43), buscou caracterizar os fluidos hidrotermais responsáveis pela alteração das rochas hospedeiras e pela mineralização aurífera que gerou aquele depósito.

4.3.2 - Análise Petrográfica e Estudos Microtermométricos

A análise das inclusões fluidas (IF) se deu a partir da confecção de lâminas bipolidas de amostras de veios de quartzo + sulfeto e de veios monominerálicos de quartzo que cortam as rochas hospedeiras do depósito. Nas amostras foi realizado o mapeamento das IF com vista a identificar diferentes agrupamentos quanto à origem, morfologia, número de fases e natureza. Foram, assim, identificados agrupamentos de IF 1) primárias, pseudosecundárias e secundárias, 2) com tamanhos variados e formas irregulares, angulosas, semi-arredondadas e de cristais negativos, e 3) monofásicas, bifásicas, trifásicas e polifásicas. Quanto à natureza, as IF mostram-se ser aquosas, carbônicas e aquo-carbônicas.

As IF aquosas representam 70% de todas as inclusões examinadas e nelas foram definidos diversos agrupamentos com grau de preenchimento de 0,60 a 0,95 e tamanhos variando de 6 a 40 μ m, sendo a maior frequência registrada entre 8 e 12 μ m. As formas são bastante variadas, predominando as angulosas e de cristal negativo. Desses agrupamentos fazem parte inclusões monofásicas

(L), bifásicas (L+V) e trifásicas (L+V+S). Nestas últimas, a fase sólida é formada comumente por cristais de halita, de forma cúbica, e possivelmente por cristais de carbonatos de forma prismática, estes com a maior dimensão acima de $1\mu\text{m}$. As inclusões fluidas aquosas ocorrem, via de regra, alinhadas ao longo de planos preferenciais cicatrizados, constituindo tipos pseudosecundários (Figura 36), mas há aquelas que se encontram isoladas parecendo ser primárias (Figura 37) e, também, raros tipos secundários que ocorrem em planos que se estendem além dos limites de cristais individuais de quartzo. Devido às IF secundárias serem de rara ocorrência, os dados obtidos neste trabalho se restringem às IF primárias e pseudosecundárias.

As IF aquo-carbônicas apresentam tamanhos que variam de 8 a $20\mu\text{m}$ e formas semi-arredondadas ou, mais raramente, estreladas. São compostas por uma fase aquosa (L) e outra carbônica (L_1), com predominância desta última, de tal modo que as razões $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ variam de 0,5 a 0,95, mas há algumas IF em que a fase líquida aquosa é predominante, com razões $\text{H}_2\text{O}/\text{CO}_2$ em torno de 0,6.

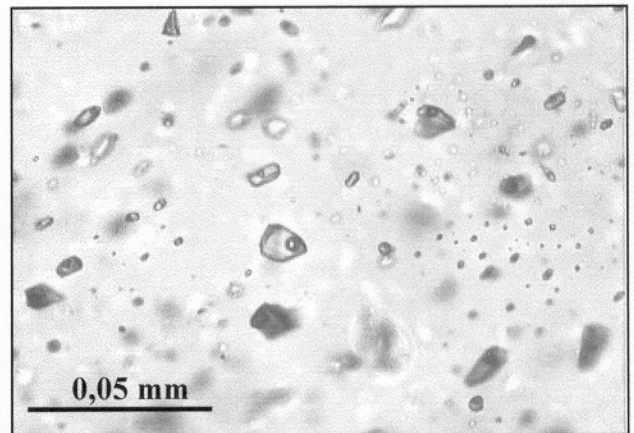
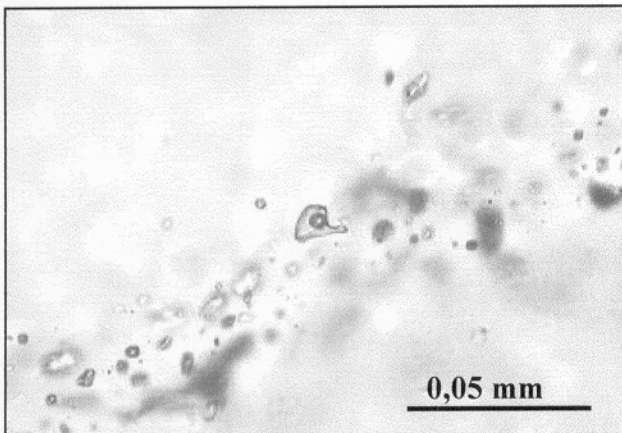


Figura 36 – Fotomicrografia mostrando trilha de IF aquosas pseudosecundárias (Luz natural).

Figura 37 – Fotomicrografia destacando um grupo de IF aquosas primárias (Luz natural).

Convém dizer que foram estudadas 228 inclusões fluidas, mas somente 185 responderam aos testes de resfriamento e aquecimento.

As demais, que são bifásicas e trifásicas, não reagiram aos testes de resfriamento, mesmo ao se baixar a temperatura até -180°C , que é o limite para a platina Chaixmecca usada.

A identificação dos sistemas foi feita com base na comparação das medidas de temperatura obtidas para o aparecimento dos primeiros líquidos (ponto eutético) com as temperaturas experimentais existentes na literatura para vários sistemas químicos (Shepherd et al. 1985). Os cálculos da densidade foram feitos com base na equação de Zhang & Frantz (1987) para diferentes sistemas químicos aquosos. Na determinação da densidade para o sistema aquo-carbônico foi empregada a equação de Bowers & Helgeson (1983), contidas no programa Flincor versão 1.4.

4.3.3 - Sistemas de Fluidos

Dos fluidos identificados, somente os carbônicos, por estarem contidos em IF de ocorrência apenas ocasional, não serão abordados neste trabalho.

4.3.3.1 - Fluidos aquosos

As IF aquosas monofásicas, bifásicas e trifásicas mostram temperaturas eutéticas (T_e) dentro de um amplo intervalo que varia de $-79,9$ a -10°C (Figura 38a). A salinidade desses fluidos é também bastante variável como mostram as temperaturas de fusão do gelo (Figura 38b), com valores na faixa equiv. a 2 a >34 % peso de NaCl. A homogeneização total ocorre sempre no estado líquido e varia de 104 a 260°C (Figura 39), sendo que umas poucas ultrapassem 300°C . Nas inclusões fluidas trifásicas não foi possível determinar a temperatura de dissolução do carbonato, porque durante o aquecimento estes cristais não mostraram nenhuma diminuição no seu tamanho ou mudança na forma e as IF acabaram por crepitar antes que a temperatura de dissolução fosse

atingida. O mesmo ocorreu com os cristais de halita (Figura 40), sendo que em apenas três IF foi possível medir a temperatura de dissolução deste sal. É provável que o caráter trifásico dessas IF deva-se à captura acidental de cristais de halita que, portanto, não seriam verdadeiros cristais de saturação.

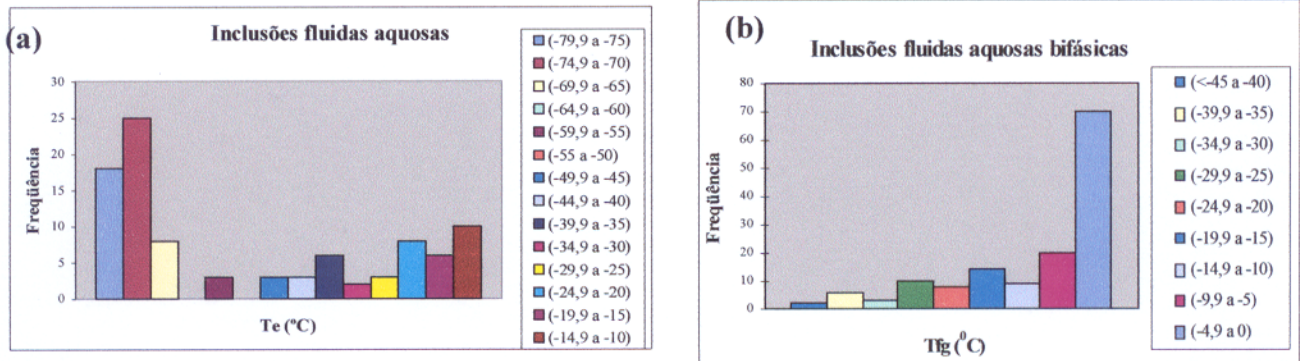


Figura 38– Histograma de frequência das temperaturas (a) eutéticas (T_e) e (b) de fusão do gelo (T_{fg}) referentes às IF do sistema aquoso.

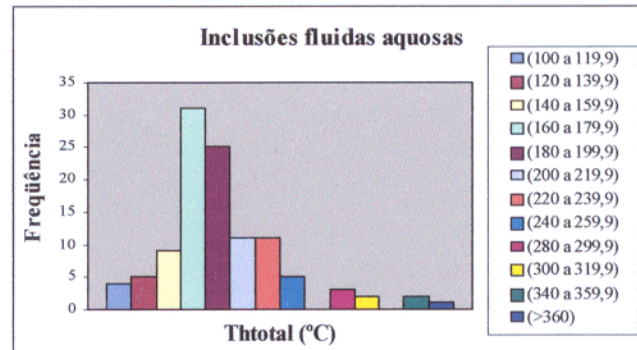


Figura 39 – Histograma de frequência das temperaturas de homogeneização total (T_{htotal}) referentes às IF do sistema aquoso.

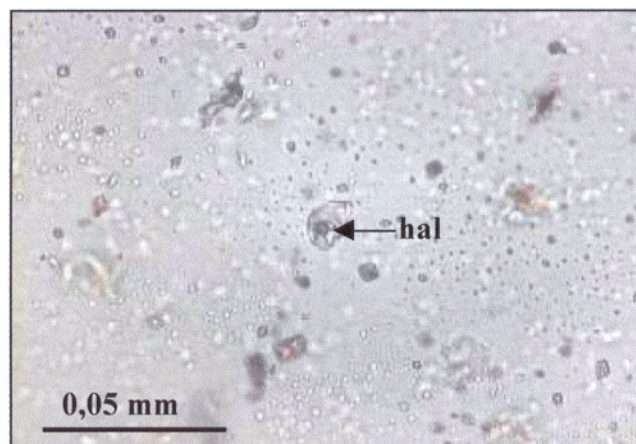


Figura 40 – Fotomicrografia de uma inclusão fluida trifásica, sendo a fase sólida um cristal de halita (**hal**).

A combinação das temperaturas eutéticas e da fusão do gelo mostra que os pontos representando as IF monofásicas, bifásicas e trifásicas se justapõem, o que pode indicar, em certos casos, que elas são contemporâneas (Figura 41). Verifica-se, também, que as IF se distribuem em cinco diferentes populações (Figura 42), denunciando fluidos de diferentes composições. É possível, assim, correspondê-los a cinco sistemas químicos diferentes de acordo com os dados existentes na literatura (Shepherd et al. 1985): I) fluidos anômalos; II) $\text{NaCl-CaCl}_2\text{-H}_2\text{O}$ ($\pm\text{MgCl}_2 \pm\text{FeCl}_2$); III) $\text{NaCl-MgCl}_2\text{-FeCl}_2\text{-H}_2\text{O}$; IV) $\text{NaCl-KCl-H}_2\text{O}$; V) $\text{KCl-H}_2\text{O}$.

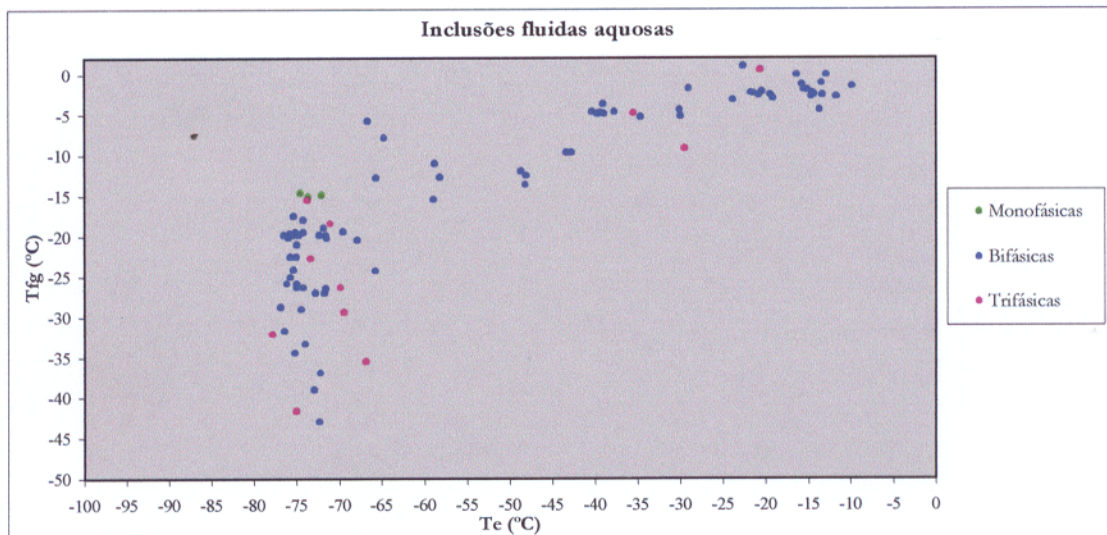


Figura 41 – Diagrama de temperatura de fusão do gelo versus temperaturas eutéticas mostrando a distribuição das IF monofásicas, bifásicas e trifásicas aquosas.

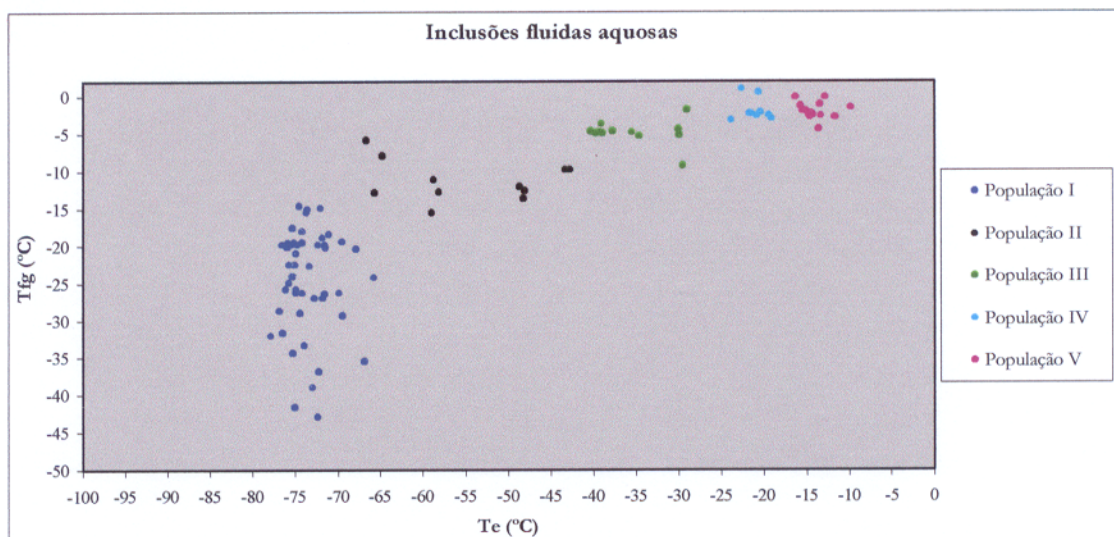


Figura 42 – Diagrama de temperatura de fusão do gelo versus temperaturas eutéticas em que ficam evidenciadas cinco diferentes populações de IF aquosas.

Na população I, que é a mais representativa, foram identificadas inclusões fluidas tipos L, L+V e L+V+S, predominando as IF bifásicas. As temperaturas eutéticas (T_e) variam entre $-79,9$ e -65°C , e as temperaturas de fusão (T_f) do gelo entre $-44,9$ e -15°C . Os valores da salinidade ficam acima equiv. a 21 % peso de NaCl e a homogeneização ocorre a temperaturas entre 104 e 260°C . Os valores da densidade variam de $0,91$ até $1,09\text{ g/cm}^3$. Também foram registradas IF com temperaturas eutéticas entre -90 e -80°C . Essas IF, apesar de mostrarem valores de T_f do gelo na faixa de $-45,5$ a -35°C e, portanto, de altas salinidades, não apresentam cristais de saturação, sendo bifásicas. As temperaturas de homogeneização variam de 165° a 175°C . Por não se conhecer na literatura sistemas que possam corresponder a temperaturas eutéticas tão baixas, estas IF não receberam tratamento adicional. Alguns autores acreditam que a presença do LiCl ou de outros cátions incomuns possa ser a causa da depressão do ponto eutético (Oakes 2001, Roedder 2001, Yardley 2001). Entretanto, valores inferiores a -60°C podem decorrer da metaestabilidade do sistema NaCl-CaCl₂-H₂O (Davis et al. 1990) ou, também, ser devidos à metaestabilidade do gelo, que pode levar ao aparecimento de polimorfos durante o reaquecimento a temperaturas próximas ao intervalo de -100 a -80°C (Burrus 1981). Inclusões fluidas com temperaturas "eutéticas" muito baixas são ainda assunto de bastante controvérsia e por este motivo, neste trabalho, essas IF serão descritas como pertencentes a um sistema de fluidos anômalos.

A população II compreende IF somente bifásicas com temperaturas eutéticas na faixa de $-66,6$ a $-42,7^\circ\text{C}$ e temperaturas de fusão do gelo variando entre $-15,5$ e $-5,8^\circ\text{C}$. Estas T_e ficam em torno de -52°C , que é o ponto eutético para o sistema NaCl-CaCl₂-H₂O (Shepherd et al. 1985). Os valores mais baixos podem resultar da dificuldade em se precisar o exato

momento em que os primeiros líquidos foram formados durante o reaquecimento, enquanto os valores mais altos podem ser atribuídos à presença dos cátions em solução, em particular Mg^{++} e Fe^{++} ou à alta concentração de $CaCl_2$ (Davis et al. 1990). As Tfg correspondem a salinidades de 9 a 19 equiv. em % peso de NaCl, a maior frequência ocorrendo no intervalo equiv. a 16-18 % peso de NaCl. As temperaturas de homogeneização variam de 150 a 260°C, estando a maioria no intervalo de 160 a 210°C. Cálculos para a densidade fornecem valores na faixa de 1,02 a 1,20g/cm³.

Na população III, constituída por IF bifásicas e trifásicas, as temperaturas eutéticas e de fusão de gelo cobrem, respectivamente, os intervalos de -40,3 a -29°C e de -9,2 a -1,8°C. Os valores de T_e são comparáveis ao ponto eutético do sistema $NaCl-MgCl_2-FeCl_2-H_2O$ (-37°C). As Tfg referem-se às IF bifásicas e correspondem a salinidades entre equiv. a 5 e 9 % peso de NaCl. A temperatura de homogeneização varia de 145 a 200°C e a densidade fica entre 0,86 e 0,98 g/cm³.

As IF da população IV, de rara ocorrência, são bifásicas e trifásicas e apresentam temperaturas eutéticas entre -24 e -19°C, apropriadas para o sistema $NaCl-KCl-H_2O$, e temperaturas de fusão do gelo maiores do que -5°C, implicando salinidades na faixa equiv. a 3 a 5 % peso de NaCl. A homogeneização acontece entre 170 e 190°C, mas há registros de temperaturas próximas de 300°C e até mesmo entre 350 e 370°C. As densidades calculadas variam entre 0,52 e 0,91 g/cm³.

A população V engloba apenas IF bifásicas, tendo sido definida com base em T_e entre -16 e -10°C, compatíveis com o sistema $KCl-H_2O$, e Tfg acima de -5°C, que correspondem a salinidades equiv. a 2 a 4 % peso de NaCl. Essas IF se homogeneizam a temperaturas de 200° a 230°C, mas, assim como aquelas do sistema $NaCl-KCl-H_2O$, existem IF que se homogeneizam a

300°C e 350°C. As densidades desses fluidos variam de 0,67 a 0,86 g/cm³.

Os fluidos aquosos contidos nos cristais de quartzo de veios, com ou sem sulfetos, além da diversidade composicional, mostram uma grande variação tanto na temperatura mínima de aprisionamento (104 a 260°C), quanto na salinidade (equiv. a 2 a >34 % peso de NaCl). Porém, a maioria das inclusões fluidas possui salinidades na faixa equiv. a 2 a 23 % peso de NaCl com 75% das medidas de temperatura de homogeneização dentro do intervalo de 145 a 230°C (Figura 43). Os valores de densidade ficam em um amplo intervalo que vai de 0,52 a 1,20 g/cm³. Os moderados valores de Th e a grande variação da salinidade desses fluidos podem ser o resultado da mistura de fluidos bastante salinos com outros de menor salinidade, até mesmo envolvendo a interação com fluidos superficiais. Há, também, registro de raras IF de baixa salinidade com temperaturas de homogeneização superior a 290°C, valor este bem acima para a maioria das IF, o que nos leva a sugerir que possa ter havido vazamento de fluido nessas inclusões. As IF que se encontram à direita da curva de saturação da halita são de alta salinidade e têm Th bastante variada, o que pode ser devido a fenômenos de metaestabilidade. Quanto aos fluidos anômalos, se os baixos valores de temperaturas eutéticas forem realmente decorrentes da presença de LiCl, aventa-se a hipótese de que sejam derivados do granito Amapari, cujo caráter peraluminoso é condizente com teores de Li comumente elevados (London 1995).

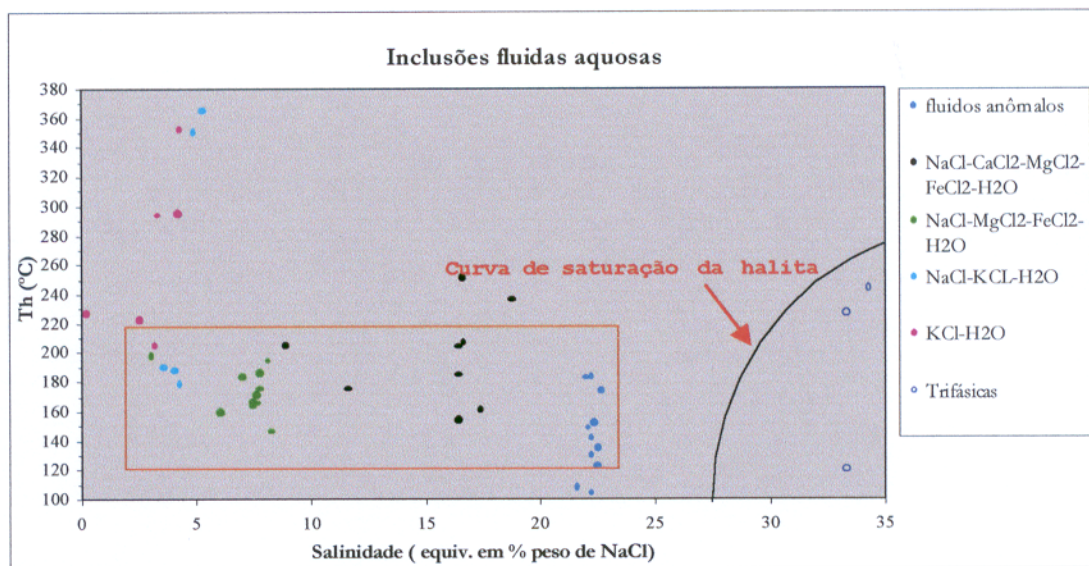


Figura 43 – Diagrama relacionando a temperatura de homogeneização com a salinidade para as IF aquosas.

4.3.3.2 - Sistema aquo-carbônico (CO₂-CH₄-H₂O)

As inclusões fluidas desse sistema ocorrem apenas nos cristais de quartzo dos veios com sulfetos que cortam os xistos. Em geral, as IF à temperatura ambiente mostram apenas duas fases, sendo uma aquosa e a outra carbônica líquida, porém algumas nucleiam uma bolha (fase vapor) durante os testes de resfriamento (Figura 44).

No reaquecimento, a fase líquida aquosa mostra temperaturas eutéticas na faixa de -41,5 a -28°C e ponto de fusão do gelo entre -10 e -8°C. Apesar de a maioria das IF apresentarem altas razões CO₂/H₂O, não foi observada a formação de clatratos, o que determinou o uso das poucas medidas de Tfg para estimar a salinidade desses fluidos. Os valores calculados variam equiv. a 12,28 a 14,57 % peso de NaCl e as densidades do CO₂ estão no intervalo de 0,80 a 0,92 g/cm³. A temperatura de fusão do CO₂ fica entre -59 e -56°C, com maior frequência entre -57,9 e -57°C (Figura 45).

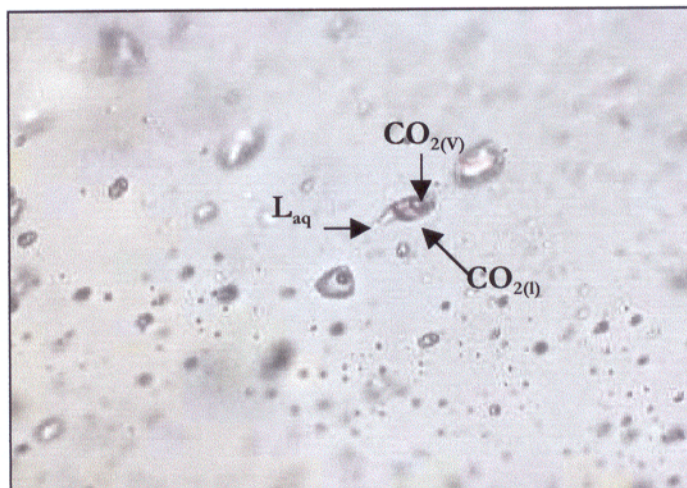


Figura 44 – Fotomicrografias de IF aquo-carbônicas trifásicas (L_{aq} , $CO_{2(l)}$ e $CO_{2(v)}$) (Luz natural).

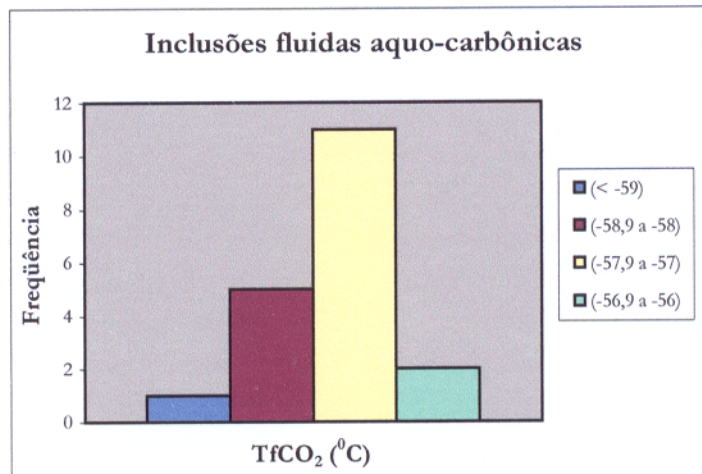


Figura 45 - Histograma de frequência mostrando as TfCO₂ referentes às IF aquo-carbônicas.

Quanto à homogeneização da fase carbônica, verifica-se que ela ocorre principalmente na fase líquida, ainda que em raras IF a homogeneização se dê na fase vapor, sendo registrados valores na faixa de 10 a 30°C (Figura 46). A temperatura de homogeneização total das IF aquo-carbônicas ocorre no intervalo de 270 a >420°C (Figura 47).

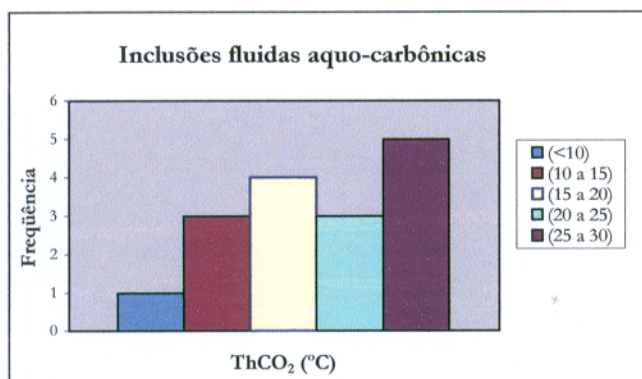


Figura 46 – Histograma de frequência mostrando as temperaturas de homogeneização do CO₂ (ThCO₂) relativas às IF aquo-carbônicas.

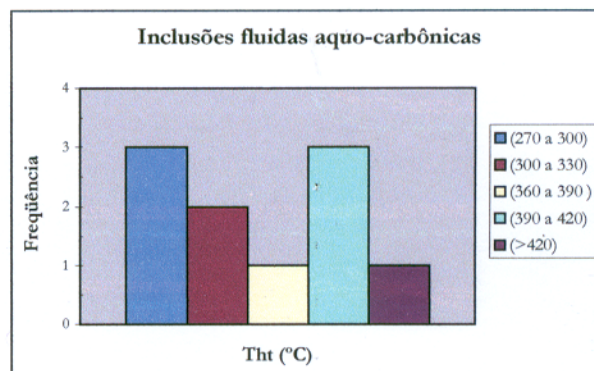


Figura 47 – Histograma de frequência mostrando as temperaturas de homogeneização total (ThT) relativas às IF aquo-carbônicas.

As medidas de TfCO₂ que estão abaixo dos valores do ponto triplice do CO₂ (-56,6°C) são atribuídas à provável presença de CH₄. Se este for o componente que causa a depressão de TfCO₂ pode-se, então, estimar que a maioria das IF apresenta quantidades de CH₄ menores que 6%, mas há aquelas com valores entre 6 e 8%, e ainda outras, menos frequentes, com quantidades entre 11 e 12,5%.

4.3.3.3 – Significado e Cronologia Relativa dos Fluidos

É importante, de início, ressaltar que os fluidos aquosos correspondentes ao sistema NaCl-CaCl₂-H₂O (±MgCl₂, ±FeCl₂) e os de natureza aquo-carbônica estão representados apenas no veios de quartzo+sulfetos, enquanto que os fluidos aquosos com NaCl-MgCl₂-FeCl₂, NaCl-KCl e KCl só foram identificados nos veios monominerálicos de quartzo. Já os fluidos anômalos ocorrem em amostras de ambos os veios (Tabela 9).

Tabela 9 – Resumo das principais características dos fluidos que precipitaram o quartzo que está presente nos veios com e sem sulfetos.

Amostras	Características em comum	Características distintas
Veios de quartzo + sulfeto	Fluidos anômalos Th = 104 a 250°C e d = 0,91 a 1,09 g/cm ³	Fluidos aquo-carbônicos Th = 270 a >420°C e d = 0,80 a 0,92 g/cm ³ Fluidos aquosos: NaCl-CaCl ₂ -H ₂ O (±MgCl ₂ , ±FeCl ₂) Th = 150 a 260°C e d = 1,02 a 1,20 g/cm ³
Veios de quartzo		Fluidos aquosos: NaCl-MgCl ₂ -FeCl ₂ -H ₂ O Th = 145 a 200°C e d = 0,86 a 0,98 g/cm ³ NaCl-KCl-H ₂ O Th = 170 a 190°C e d = 0,52 a 0,91 g/cm ³ KCl-H ₂ O Th = 200 a 230°C e d = 0,67 a 0,86 g/cm ³

A incerteza quanto ao que realmente representam os fluidos anômalos desaconselha maiores conjecturas acerca de sua composição. Isso não impede, contudo, que suas temperaturas mínimas de aprisionamento, salinidade e densidade sejam usados nesta discussão.

Observações de campo e dados petrográficos deixam claro que o metamorfismo regional, a implantação da zona de cisalhamento e a colocação do corpo intrusivo ocorreram sucessivamente, mas com superposição parcial nas fases finais do evento precedente.

A presença de fluidos aquo-carbônicos apenas nos veios de quartzo com sulfetos e a constatação de que quanto maiores as quantidades de sulfetos, maiores são os teores de ouro, são evidências que sugerem terem sido os fluidos aquo-carbônicos os mais prováveis transportadores deste metal. É bem provável que estes fluidos façam parte do sistema hidrotermal relacionado ao evento cisalhante que afetou as rochas hospedeiras da

mineralização de Amapari, sistema este que, antes de definir completamente, foi revigorado pela intrusão do granito Amapari, a qual teria sido, então, a grande responsável pela migração de fluidos aquosos de temperaturas relativamente mais baixas. O diferente regime termal entre os fluidos aquo-carbônicos ($Th_t = 270$ a $>420^\circ\text{C}$) e os aquosos ($Th_t = 104$ a 260°C) é fortemente sugestivo de que tenham tido evoluções distintas.

Para os fluidos aquo-carbônicos, as diferentes razões de $\text{H}_2\text{O}/\text{CO}_2$ e a falta de correlação entre as Th_t e a proporção de CO_2 , ou seja, IF com diferentes quantidades de CO_2 se homogeneizam no mesmo intervalo de temperatura, são indicativas de imiscibilidade de um fluido inicialmente homogêneo com o aprisionamento se dando após a separação de fases. Fluidos hidrotermais gerados durante o metamorfismo regional de seqüências vulcanossedimentares são geralmente aquo-carbônicos e produzidos por reações de descarbonização e desidratação das rochas (Kerrick & Fryer¹, Phillips & Groves², Foster³ apud Groves & Foster, 1991). Muito provavelmente rochas carbonáticas semelhantes às que ocorrem no depósito foram uma importante fonte de CO_2 para esses fluidos, como também outras que continham material carbonoso e que foram, de alguma forma, oxidadas.

Poder-se-ia, também, aventar a hipótese de uma fonte magmática para os fluidos aquo-carbônicos, relacionando-a com o granito Amapari que ocorre na área do depósito. Esse corpo, cujo magma foi gerado por anatexia de rochas metassedimentares, poderia ter acumulado CO_2 nos fluidos residuais na fase final de

¹ KERRICH, R. & FRYER, B.J. 1979. Archean precious-metal hydrothermal systems, Dome Mine, Albitibi greenstone belt. II. REE and oxygen isotope relations. *Canadian Journal Earth Science*, **16**: 440-458.

² PHILLIPS, G.N. & GROVES, D.I. 1983. The nature Archean gold-bearing fluids as deduced from gold deposits of Western Australia. *Geological Society Australia Journal*, **30**: 25-39.

³ FOSTER, R.P. 1985. Major controls of Archean gold mineralization in Zimbabwe. *Trans Geological Society South Africa.*, **88**: 109-113.

fluidos aquosos, alguns, como visto, de alta salinidade. Difícil seria conceber um mecanismo que pudesse originar essas salmouras a partir de fluidos aquo-carbônicos pouco salinos, mesmo evocando processos de imiscibilidade durante alguma etapa de sua evolução. Em vista disso, descarta-se o granito Amapari como responsável pela geração dos fluidos aquo-carbônicos, porém a ele, em contrapartida, se relaciona o segundo evento hidrotermal que foi dominado por fluidos magmáticos aquosos.

Dentre esses fluidos aquosos, os do sistema $\text{NaCl-CaCl}_2\text{-H}_2\text{O}$ ($\pm\text{MgCl}_2$, $\pm\text{FeCl}_2$) parecem resultar de uma maior interação com as rochas encaixantes do depósito, haja vista a carência de cálcio, deduzida com base no conteúdo mineralógico, no granito Amapari. Juntos com os de composição anômala, são os que possuem maior salinidade e a mais alta densidade, além de T_h moderadas com algumas medidas ultrapassando àquelas dos demais fluidos aquosos. As temperaturas mais baixas ($\sim 150^\circ\text{C}$) e as salinidades inferiores a equiv. a 15 % de NaCl registradas para esses fluidos com Na e Ca sugerem que eles tenham se mantido no sistema até estágios mais tardios, o mesmo acontecendo com os fluidos anômalos, os quais mostram temperaturas de homogeneização ainda mais baixas, em torno de 104°C . A queda de temperatura deve refletir o arrefecimento natural do sistema, enquanto a diminuição da salinidade pode significar perda de massa para as rochas encaixantes durante a alteração hidrotermal. De outra feita, esses dados poderiam apontar para mistura com fluidos mais frios e menos salinos.

Os demais fluidos aquosos ($\text{NaCl-MgCl}_2\text{-FeCl}_2\text{-H}_2\text{O}$, $\text{NaCl-KCl-H}_2\text{O}$ e $\text{KCl-H}_2\text{O}$) poderiam representar fluidos magmáticos que pouco interagiram com as rochas encaixantes. Teriam sido formados sob um regime termal de temperaturas relativamente mais baixas e marcariam uma evolução em que o K foi sendo progressivamente mais

um regime termal de temperaturas relativamente mais baixas e marcariam uma evolução em que o K foi sendo progressivamente mais enriquecido que o Na à medida que o tempo passava. As baixas salinidades desses fluidos (equiv. a 2 a 9 % peso de NaCl) permitem inferir que, concomitantemente, houve mistura com fluidos menos salinos, provavelmente com águas superficiais, que parece ter sido maior com os fluidos anômalos. Devem corresponder, assim, aos estágios finais da evolução do sistema hidrotermal Amapari, a qual está representada esquematicamente na figura 48 através da relação temporal entre os diversos fluidos nele identificados neste estudo.

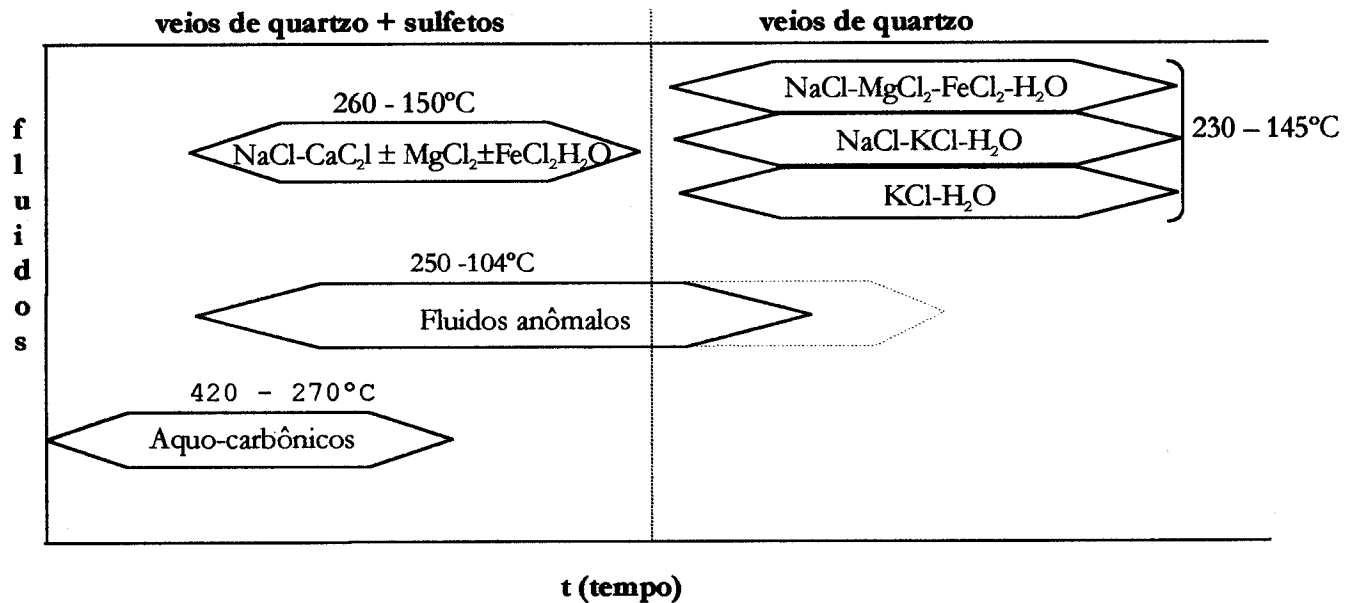


Figura 48 – Cronologia relativa dos fluidos que circularam através das rochas do depósito Amapari.

5 - INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS

5.1 - SEQUÊNCIA METAVULCANOSSEDIMENTAR

A seqüência metavulcanossedimentar, que hospeda o depósito Amapari, é dominada por rochas de derivação sedimentar (clásticas e químicas) com as quais se associam subordinadamente rochas vulcânicas máficas, hoje representadas por anfibolitos. Como parte da SMVN, ela registra uma marcante mudança composicional quando comparada com a seqüência correlata na Serra do Ipitinga (NW do Pará), onde os termos metassedimentares são bem menos abundantes do que os metavulcânicos. Segundo Faraco (1990 e 1997), anfibolitos, actinolita-xistos, metatufos com clinopiroxênio, "epidositos" e hornfels básicos são produtos metamórficos de rochas basálticas toleíticas de fundo oceânico, intercaladas com ocasionais derrames komatiíticos, enquanto as rochas metassedimentares são de caráter essencialmente clástico e acham-se associadas a formações ferríferas bandadas do tipo Algoma, que teriam sido geradas em ambiente de expansão. As características petroquímicas das rochas da Serra do Ipitinga eqüivalem àquelas encontradas em bacias de retro-arco (Faraco 1997).

Os sedimentos pelíticos e psamíticos, os quais deram origem às diferentes variedades de xistos do depósito Amapari, foram certamente provenientes de áreas continentais emersas e depositados em ambiente marinho, sobrepondo-se ou intercalando-se com precipitados químicos (formações ferríferas bandadas tipo óxido e óxido-silicático bem como unidades carbonáticas), às vezes em meio a exalações vulcânicas submarinas. O conteúdo mineralógico atual dos xistos indica uma certa heterogeneidade dos protólitos, em que diferenças composicionais, sobretudo relacionadas às concentrações de cálcio, ferro e magnésio, respondem pela formação de, por exemplo, hornblenda, biotita e cordierita. A abundância e o caráter dravítico da turmalina em

alguns desses xistos assinalam para uma sedimentação acompanhada de exalações ricas em boro que, por diagênese, produziu aquele silicato. As unidades carbonáticas, além de indicarem deposição plataformal em profundidades rasas, devem ter correspondido, pelo menos em parte, a dolomitos impuros haja vista a transformação, na auréola de contato, para rochas ricas em diopsídio e Ca-Fe-Mn-Mg-granada. Ainda que de origem controversa, aceita-se consensualmente que as FFB se depositaram em bacias marinhas e, segundo James (1954) em três ambientes: a) plataforma rasa, onde há abundância de oxigênio e o ferro se precipita no estado férrico (hematita); b) zonas profundas, de águas estagnadas, onde o oxigênio não é capaz de decompor a matéria orgânica, formando, então, H_2S por ação de bactérias com o ferro precipitando na forma de sulfeto; e c) zona intermediária a esses dois ambientes, caracterizada por condições redutoras ou alternância de condições oxidantes e redutoras, permitindo que o oxigênio oxide a matéria orgânica, evitando a formação de H_2S e condicionando a precipitação de ferro no estado ferroso, quer como carbonato, ou no estado ferroso-férrico, como magnetita. As condições de formação das FFB do depósito Amapari ocorreram sob fugacidades de O_2 que permitiram a formação de abundante magnetita em co-precipitação ocasional com alguma pirrotita estratiforme.

Tal como nas seções da SMVN da Serra do Ipitinga, a ausência de rochas vulcânicas de natureza ácida a intermediária no pacote hospedeiro do depósito Amapari torna improvável sua formação em ambiente de margens convergentes ou similar, descartando-se, do ponto de vista metalogenético, a favorabilidade para a mineralização de sulfetos vulcanogênicos tipo Noranda. Igualmente, à falta de material ofiolítico, característico de crosta oceânica, também se descarta a mineralização de sulfetos vulcanogênicos tipo Chipre. Por outro lado, a dominância das rochas metassedimentares sobre as metavulcânicas e o caráter

máfico destas últimas poderiam tornar factível a acumulação de sulfetos maciços vulcanogênicos tipo Besshi, que é própria daquele ambiente (Slack 1993). No entanto, a natureza essencialmente epigenética da ocorrência dos sulfetos e a ausência tanto de acumulações maciças de sulfetos como de feições tipo *stockwork* que pudessem identificar o conduto de escape das soluções hidrotermais até o assoalho oceânico, tornam improvável esse estilo de mineralização para o depósito Amapari.

5.2 - GRANITO

O granito Amapari possui composição mineralógica típica de granitos peraluminosos, dada a quantidade substancial de muscovita e outras fases ricas em alumínio (granada, silimanita), o que é confirmado por dados químicos parciais (inéditos) que fornecem razões A/CNK > 1,1. Poderia, assim, ser enquadrado nos tipos CCG (granitóides colisionais continentais) de Maniar & Piccoli (1989) ou MPG (granitóides peraluminosos contendo muscovita) de Barberin (1999). De acordo com os referidos autores, esses tipos de granitos são gerados onde há espessamento crustal, cujo ambiente geodinâmico característico de alojamento são as zonas de colisão continental.

A coexistência, em equilíbrio, de muscovita, quartzo, microclina e silimanita, esta última interpretada como fase reliquiar do protólito metassedimentar que deu origem ao magma granítico, somada à ausência de evidências de anatexia em rochas metassedimentares da SMVN, permitem que os intervalos de temperatura e pressão prevaletentes durante a cristalização do granito Amapari sejam estimadas em 620 a 650 °C e 2,3 a 3,8 Kbar, respectivamente. Estas estimativas tiveram por base a figura 49, na qual estão representados os campos de estabilidade dos polimorfos Al_2SiO_5 , a curva correspondendo à reação muscovita+quartzo \leftrightarrow silimanita+ feldspato potássico+H₂O e a

curva de fusão mínima do granito para o sistema albíta-fedspato potássico-quartzo-água.

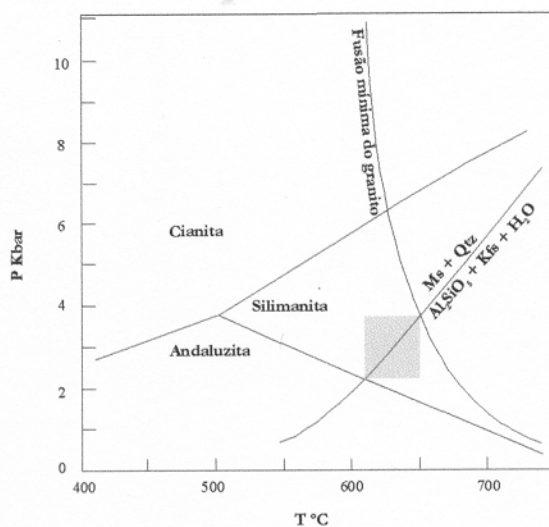


Figura 49 – Gráfico P-T servindo para delimitar as prováveis condições de alojamento do granito Amapari, correspondendo à área pontilhada (baseado em Spear 1995).

5.3 - ESCARNITOS

Segundo Einaudi et al. (1981) e Meinert (1993), o termo escarnito não tem conotação genética e refere-se às rochas formadas por processos metamórficos ou metassomáticos e constituídas por minerais predominantemente cálcio-silicáticos. Na composição mineralógica dessas rochas granada e piroxênio são comumente os minerais mais abundantes e elas recebem as denominações de endoescarnitos e exoescarnitos caso tenham sido derivadas de protólito ígneo ou sedimentar, respectivamente, ou de escarnitos magnesianos e cálcicos dependendo da composição dominante do protólito.

A natureza sedimentar das unidades carbonáticas que deram origem aos escarnitos de Amapari bem como sua composição mineralógica (diopsídio, granada, calcita), os tipificam como um exoescarnito magnesiano-cálcico formados provavelmente a partir de rochas dolomíticas impuras.

A presença de ouro, mesmo que em baixas concentrações, poderia sugerir ser a mineralização na área Amapari um exemplo de depósito tipo escarnito aurífero. Contudo, há importantes diferenças que não recomendam essa analogia. Os escarnitos auríferos possuem associação mineralógica constituída, predominantemente, por granada e piroxênio, sendo a granada, em geral, de composição andradítica e o piroxênio normalmente rico em ferro, ou seja, de composição hedenbergítica ($>Hd_{50}$), e com teores de Al_2O_3 que podem ultrapassar 2% (Meinert 1989). Nos escarnitos do depósito Amapari a granada é rica na solução sólida piraespita e em grossularita e extremamente pobre no componente andradita; por seu turno, o piroxênio é rico em magnésio, com composição média Di_{92} e Hd_8 , e mais pobre em alumínio, características químicas estas que o colocam no campo dos escarnitos sem ouro (Figura 50).

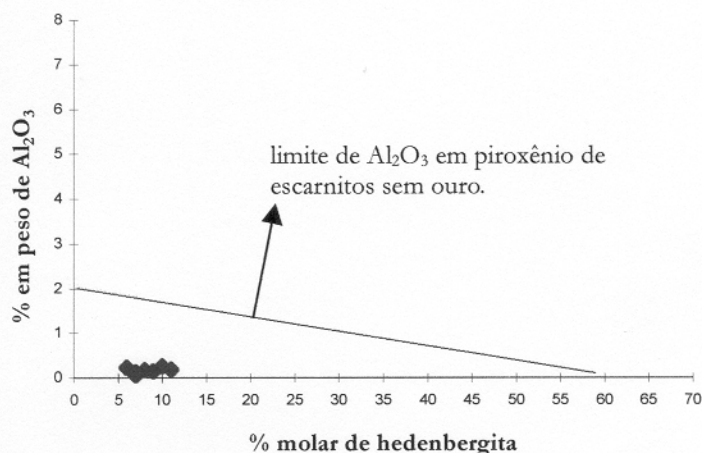


Figura 50 - Conteúdos de ferro (em termos da molécula hedenbergita) e de alumina em piroxênio delimitando os campos de escarnitos com e sem ouro (baseado em Meinert 1989).

Ademais, o ouro nos escarnitos auríferos comumente está associado a minerais de bismuto e teluretos e os sulfetos mais abundantes são a arsenopirita e a pirrotita (Meinert 1989). Essa associação não foi observada nos escarnitos de Amapari, que têm

como principais sulfetos a pirrotita e a pirita. Teores de ouro entre 1-5g/t e quantidades subeconômicas de metais base tipificam escarnitos auríferos formados em ambiente mais oxidante comparativamente àqueles com teores de ouro entre 5-15g/t e quantidades econômicas de metais base, formados em ambiente redutor (Meinert 1993). No depósito Amapari, os teores de ouro são comparáveis àqueles dos escarnitos oxidados, porém a abundância de pirrotita aponta para a formação dos escarnitos em ambiente redutor, o que é corroborado pela composição da granada que denuncia condições redutoras tendendo a moderadamente redutoras para sua formação (Figura 51).



Figura 51 – Campos de escarnitos fortemente reduzidos (1), moderadamente reduzidos (2) e oxidados (3) definidos pela composição da granada (segundo Newberry 1983). Os círculos em azul representam a composição da granada do escarnito Amapari.

Além dessas diferenças, destacam-se aquelas devidas aos corpos granitóides com os quais a maioria dos depósitos de escarnitos está associada. De acordo com Meinert (1993), nos depósitos de escarnitos auríferos esses corpos têm teores de SiO₂ entre 60 e 65%, e razão (FeO_t+CaO+Na₂O)/K₂O em torno de 5, que são mais condizentes com granitóides tipo I (Chappell & White 1992).

No depósito Amapari, o granito é paraderivado e as análises químicas parciais (inéditas) revelam teores de SiO_2 acima de 70% e razão $(\text{FeO}_t + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})/\text{K}_2\text{O}$ entre 3 e 4. Difere, assim, mais uma vez, daqueles depósitos identificados como escarnitos auríferos, o que leva a supor que o ouro nele presente possa ter sofrido remobilização a partir de sítios mineralizados preexistentes, quando da intrusão do granito Amapari.

5.4 - MODELO METALOGENÉTICO

A discussão precedente dá muito pouco suporte às hipóteses vulcanogênica ou de escarnitização para a mineralização aurífera do depósito Amapari. O modelo metalogenético a ser aqui proposto defende, como alternativa, a formação deste depósito em uma zona de cisalhamento em ambiente de orogênese continental. Para tanto, convém, inicialmente, sintetizar as principais características dos depósitos auríferos em zonas de cisalhamento para, em seguida, compará-las com aquelas observadas no depósito Amapari.

5.4.1 - Depósitos auríferos em zonas de cisalhamento

Esses depósitos ocorrem em terrenos que sofreram metamorfismo regional e deformação, não importando o grau metamórfico e a idade das rochas hospedeiras (Roberts 1987, Groves & Foster 1991, Groves et al. 1998).

Os corpos mineralizados geralmente apresentam forma tabular e dispõem-se em sistemas de veios constituídos predominantemente de quartzo, os quais mostram forte controle estrutural. O ouro comumente ocorre na forma livre ou como partículas na estrutura dos sulfetos, via de regra representados por pirita, pirrotita e arsenopirita, com quantidades subordinadas de calcopirita, galena e esfalerita, além de magnetita e hematita que são os principais óxidos. A pirrotita é o sulfeto mais comum nos depósitos hospedados em formações ferríferas bandadas, embora também esteja

presente onde a pirita é o sulfeto dominante. Aqueles corpos mostram, com frequência, teores anômalos de Ag, As, W, Sb, Bi, Te, B e Hg.

As rochas hospedeiras estão, em geral, alteradas e apresentam forte zoneamento lateral. Os tipos de alteração mais comuns são carbonatação, sulfetação, sericitização e cloritização. Apesar de o conteúdo mineral depender do tipo litológico e da profundidade de formação, há aporte de quantidades substanciais de CO₂, K, S, H₂O, SiO₂, elementos litofílicos de grande raio iônico e, em menor proporção, Na e Ca (Roberts 1987, Hodgson 1989, Groves & Foster, 1991, Hodgson, 1993).

Uma das características mais importantes desses depósitos é a natureza dos fluidos mineralizantes. Estes têm composição aquo-carbônica (CO₂ > CH₄), baixa salinidade (1 a 10 equiv. em % peso de NaCl) e densidades moderadas com pH geralmente neutro a fracamente alcalino. A maioria é reduzida, embora haja registro de fluidos oxidados (Hodgson 1993, Mikucki & Ridley 1993, Groves et al. 1998). Quanto à derivação desses fluidos, destacam-se as fontes 1) metamórfica, via a descarbonização e desidratação de seqüências vulcanossedimentares (Kerrick 1983, Phillips & Groves 1983 e 1984); 2) magmática, proveniente da cristalização de magmas graníticos (Hodgson 1982, Wood et al. 1984, Burrows & Spooner 1986); 3) fluidos juvenis, formados pela granulitização do manto e/ou da crosta inferior (Colvine et al. 1984); e 4) fluidos superficiais, envolvendo a circulação da água do mar e mistura com água meteórica (Huntchinson & Burlington⁴ apud Roberts 1987).

Segundo a concepção de Groves (1993), os depósitos auríferos em zonas de cisalhamento fazem parte de um modelo crustal contínuo formados em diferentes regimes até profundidade de 20 Km

⁴ HUTCHINSON, R.W. & BURLINGTON, L. 1984. Some broad characteristics of greenstone belt gold lodes. In: FOSTER, R.P. (ed). *Gold Geological Society of America. Special Publication*, 82: 339-372.

sob condições de T e P entre 180° e 700°C e pressão de <1 a 5 kb. Esses depósitos são formados em ambiente de margens de placas convergentes relacionados a processos deformacionais transpressivos e compressivos durante orogêneses acrescionárias ou colisionais.

5.4.2 - O Depósito Amapari

Os dados geológicos, estruturais, minerográficos bem como as características físico-químicas dos fluidos mineralizantes do depósito Amapari favorecem uma mineralização tipo *lode* ou mesotermal, termos estes que caracterizam os depósitos auríferos em zonas de cisalhamento. Os termos *lode* e mesotermal, geralmente adotados para definir essa classe de depósitos, vêm sendo bastante contestados por Kerrich (1993) e Groves et al. (1998). Quanto ao termo *lode*, os referidos autores acham que têm conotação mais descritiva do que genética e, quanto ao termo mesotermal, vêm-no restritivo, pois cobre a estreita faixa de temperatura entre 200 e 350°C. Em vista disso, será adotada a proposta de Groves et al. (1998) que sugerem a categoria de ouro orogênico como sendo a mais apropriada para classificar os depósitos auríferos hospedados em zonas de cisalhamento em ambiente de placas convergentes.

Os principais argumentos que favorecem o enquadramento do depósito Amapari como depósito de ouro orogênico são: 1) o ambiente tectônico em margens continentais ativas; 2) a composição mineralógica do minério; 3) o controle da mineralização; e 4) a natureza aquo-carbônica dos fluidos mineralizantes.

O depósito aurífero Amapari está hospedado em uma seqüência metavulcanossedimentar pertencente à SMVN que sofreu metamorfismo regional de fácies anfibolito e metamorfismo de contato de fácies hornblenda hornfels a piroxênio-hornfels. Durante o metamorfismo regional e antes da colocação do corpo intrusivo, registra-se a

instalação de uma zona de cisalhamento de caráter dúctil-rúptil de direção NW-SE. É provável que essa zona corresponda a feixes secundários resultantes da implantação de uma zona de cisalhamento muito maior desenvolvida durante o evento Transamazônico.

O modelo geodinâmico proposto por Vanderhaeghe et al. (1998) para a Guiana Francesa defende que o final do evento Transamazônico tenha sido marcado por espessamento crustal e colisão continental oblíqua, resultando na fusão parcial da crosta e formação de granitos peraluminosos. Como a região do Amapá e da Guiana Francesa fazem parte da mesma província geocronológica (Província Maroni-Itacaiúnas) e suas unidades geológicas são consideradas correlatas, é muito provável que o depósito Amapari tenha se formado nesse mesmo ambiente geodinâmico. Desse modo, sugere-se que o depósito Amapari faz parte de uma zona de acreção resultante de orogênese colisional continental, como descrito por Groves et al. (1998) para os depósitos de ouro orogênico (Figura 52).

Quanto à composição do minério, o depósito Amapari tem na pirrotita o sulfeto de maior expressão, acompanhado de quantidades menores de pirita e concentrações apenas locais de calcopirita, pentlandita, esfalerita, galena, arsenopirita.

Do ponto de vista geométrico, os corpos mineralizados mostram um forte controle estrutural de direção N-S e NW-SE, relacionado a uma zona de cisalhamento. Os sulfetos ocorrem de forma disseminada, registrando-se maiores concentrações nas rochas mais deformadas.

Os estudos microtermométricos revelam a presença de fluidos de composição aquo-carbônica, baixa salinidade (estimada em <10 equiv. em % peso de NaCl, ver seção 4.3.3.2), densidades do CO₂ entre 0,80 e 0,92 g/cm³ e temperaturas mínimas de aprisionamento na faixa de >420 a 250°C. Esses fluidos podem ser de origem

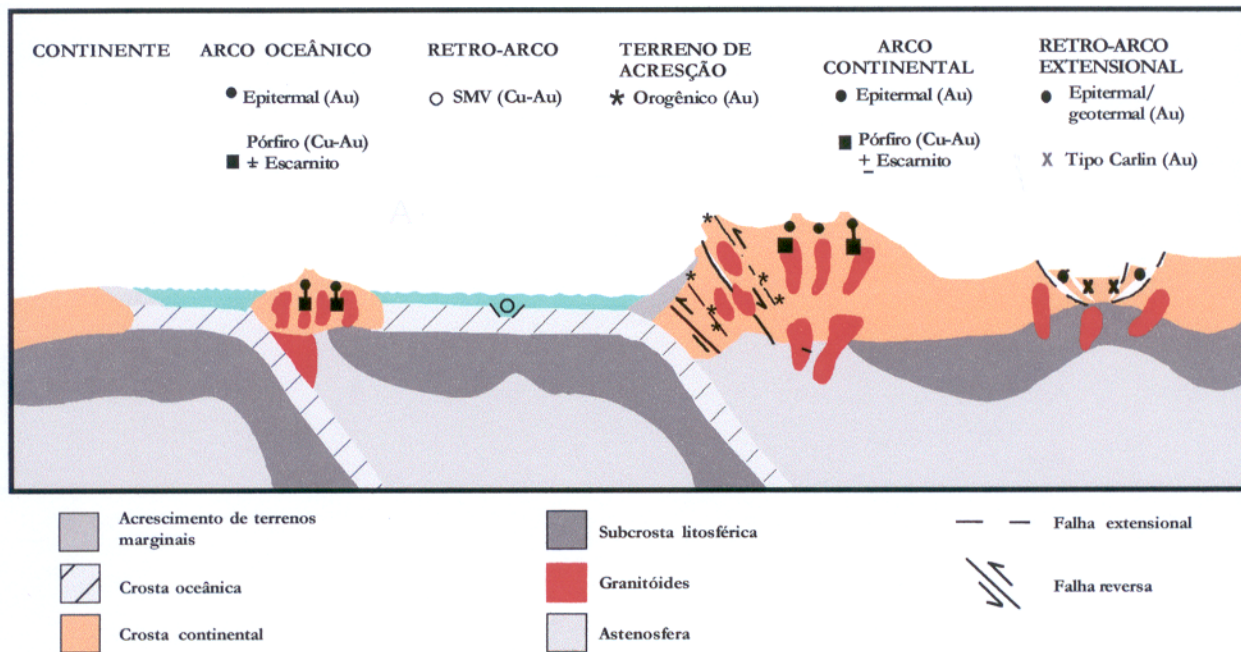


Figura 52 – Ambientes geotectônicos dos diferentes tipos de depósitos epigenéticos de ouro, segundo Groves et al. (1998). De acordo com esse modelo o depósito Amapari está enquadrado nos terrenos de acreção, resultante de orogênese colisional.

metamórfica provavelmente produzidos por reações de desidratação e descarbonização de seqüência supracrustais ou mesmo infracrustais.

Apesar dessas características comuns que permitem classificar o depósito Amapari como do tipo ouro orogênico, há alguns pontos que conflitam com essa interpretação.

Os sistemas de veios, tão comuns nos depósitos de ouro orogênico, não são observados em Amapari, assim como a intensa alteração hidrotermal, via de regra, associada a esses veios. Contudo, sabe-se que em alguns depósitos esses veios não são desenvolvidos e o ouro ocorre na forma disseminada com os maiores teores registrados nas zonas mais deformadas, a exemplo da Zona H na Mina Superior do Canadá (Roberts 1987) e do depósito Lagoa Seca na região de Rio Maria, sul da Província Mineral de Carajás (Souza 1999). Quanto à alteração hidrotermal, deve-se ressaltar

que neste trabalho não foi possível, com base nos testemunhos de furo de sondagem amostrados no Campo Urucum, observar lateralmente o halo de alteração. Pode-se afirmar, contudo, que as rochas do Campo Taperebá mostram um grau de alteração bem mais intenso com desenvolvimento preferencial de sericitização e carbonatação.

Como a mineralização está geneticamente relacionada ao desenvolvimento da zona de cisalhamento, ela serviu de conduto principal para a migração dos fluidos hidrotermais que interagiram, em maior ou menor grau, com as rochas encaixantes à medida que por elas percolavam. Essa interação fluido/rocha levou a mudanças físico-químicas dos fluidos mineralizantes e, em última instância, à precipitação do minério. De acordo com Huston & Large (1989) e Romberger (1990) o ouro na forma do complexo $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ ocorre em temperaturas entre 250 e 300°C, consistentes com trabalhos experimentais mais recentes (Gilbert et al. 1993, Gammons & Williams-Jones 1997) que mostram, a temperaturas acima de 350°C, serem os complexos de sulfeto de Au mais importantes que os de cloreto.

A abundância de pirrotita no depósito Amapari aponta para o caráter reduzido dos fluidos mineralizantes e à sua favorabilidade para transporte do ouro por espécies de enxofre reduzido. A íntima associação do ouro com este sulfeto, os baixos valores de salinidade e a temperatura dos fluidos aquo-carbônicos são fortemente sugestivos de que o ouro no depósito Amapari deve ter sido transportado como $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ ou espécie similar. A precipitação do ouro pode ter resultado da desestabilização do complexo bisulfeto, via reações do tipo $\text{Au}(\text{HS})_2^- + 2\text{FeO} \leftrightarrow 2\text{FeS} + \text{Au} + 2\text{OH}^-$, onde o FeO é suprido pelos minerais máficos das rochas encaixantes.

6 - CONCLUSÕES

Os resultados obtidos neste trabalho referem-se, principalmente, a amostras de rochas provenientes do campo Urucum, que está situado na porção norte do depósito aurífero Amapari. Este depósito é hospedado por uma seqüência metavulcanossedimentar, na qual os termos metassedimentares, de natureza pelítica e química (formações ferríferas bandadas e rochas carbonáticas), dominam amplamente sobre os termos metavulcânicos, estes de composição máfica. Essa seqüência, que é parte da Suíte Metamórfica Vila Nova, de idade paleoproterozóica, foi afetada por dois eventos metamórficos, um de caráter regional (dínamo-termal) e outro de caráter termal.

O estudo petrográfico permitiu a identificação de diversos tipos litológicos, destacando-se xistos, formações ferríferas bandadas, granitos e escarnitos. As associações mineralógicas dos xistos (quartzo-plagioclásio-biotita, hornblenda-plagioclásio-biotita-quartzo e granada-cordierita-turmalina-plagioclásio-biotita-quartzo) e das formações ferríferas bandadas (quartzo-magnetita e quartzo-magnetita-grunerita) foram formadas durante o metamorfismo regional que atingiu a fácies anfibolito sob temperaturas mínimas de 530°C indicadas, em particular, pela formação da cordierita e pelo par cordierita+biotita; texturas miloníticas e microdobras evidenciam um regime deformacional relacionado a zonas de cisalhamento.

O granito Amapari, intrusivo naquela seqüência, provocou metamorfismo de contato com geração de escarnitos via a ação de processos metamórfico-hidrotermais sobre rochas carbonáticas. Condições da fácies hornblenda-hornfels foram alcançadas com temperaturas mínimas da ordem de 500-550°C inferidas com base na associação calcita+diopsídio+grossularita. Localmente, as condições da fácies piroxênio-hornfels (calcita+periclásio) também foram atingidas sob temperaturas que podem ter

ultrapassado 700°C. Os domínios foliados e texturas cataclásticas no granito são indicativas de um caráter tardi-tectônico para esta intrusão.

O metamorfismo termal também afetou os xistos e as formações ferríferas bandadas, emprestando a elas texturas granoblásticas locais, mas as temperaturas atingidas parecem não ter sido suficientemente altas para estabilizar uma nova associação mineral e tampouco mascarar as evidências do metamorfismo regional.

A intrusão granítica, responsável pela auréola de contato, é interpretada como uma manifestação magmática que coincidiu e se estendeu além dos estágios tardios do evento que gerou as zonas de cisalhamento.

Os dados petrográficos e de química mineral indicam que as variedades de xistos são derivadas de rochas sedimentares pelíticas e psamíticas, algumas com quantidades expressivas de boro e titânio. A presença de hornblenda em uma das variedades de xisto pode indicar intercalações vulcânicas (tufos máficos ?) ou mesmo aporte de cálcio por via metassomática. As formações ferríferas bandadas são do tipo óxido e óxido-silicático geradas a partir de precipitados químicos ricos em sílica e ferro. Os protólitos dos escarnitos foram provavelmente rochas carbonáticas impuras de composição calcítica a dolomítica.

O granito Amapari, de caráter peraluminoso, deve ter sido gerado por fusão parcial de rochas metassedimentares infracrustais em ambiente de zonas colisionais continentais. A coexistência, em equilíbrio, de muscovita, quartzo, microclina e silimanita, combinada com a ausência de evidências de anatexia em rochas da SMVN, permitem deduzir que a cristalização do granito ocorreu entre 620 e 650°C e a pressões de 2,3 a 3,8 kbar.

Os estudos minerográficos mostram que, dentre os sulfetos, destacam-se a pirrotita, seguida da pirita e quantidades

subordinadas de calcopirita, pentlandita, galena, esfalerita e arsenopirita. Disseminações são o principal modo de ocorrência dos sulfetos, ocorrendo apenas localmente na forma maciça em corpos de dimensões centimétricas. Os sulfetos são mais abundantes nos micaxistos, seguidos das formações ferríferas e, finalmente, dos escarnitos. As maiores concentrações de ouro coincidem, em geral, com os domínios mais deformados, assinalando para uma relação direta entre as zonas mais sulfetadas e mais tectonizadas do pacote rochoso independentemente do tipo litológico, se bem que caibam às formações ferríferas os valores mais compensadores.

A idade Pb-Pb da mineralização de 2118 ± 32 Ma (Jean-Michel Lafon, comunicação pessoal) é mais jovem do que a da formação da Suíte Metamórfica Vila Nova determinada na Serra do Ipitinga, pelo método Sm-Nd, em 2264 ± 34 Ma (Faraco 1997). Estando a mineralização associada geneticamente a uma zona de cisalhamento, a idade de 2118 ± 32 Ma reforça a idéia de que a implantação dessa zona deve ter ocorrido concomitantemente ao metamorfismo regional e a mineralização não muito depois do pico metamórfico, haja vista a idade isocrônica Rb-Sr de 2090 Ma em rocha total (Basei 1973), obtida em rochas da SMVN na Serra do Navio, ser interpretada como correspondente ao resfriamento metamórfico regional.

Os fluidos mineralizantes são de natureza aquo-carbônica, de baixa salinidade (estimada em equiv. a <10 % peso de NaCl) e densidades do CO_2 de 0,80 a 0,92 g/cm^3 . Esses fluidos foram aprisionados abaixo da curva do *solvus*, do que resultaram IF com razões $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ variáveis, entre 0,5 e 0,95, e com proporções estimadas de $\text{CH}_4(?)$ inferiores a 6%. Os fluidos aquo-carbônicos fazem parte do evento hidrotermal relacionado às zonas de cisalhamento e foram provavelmente gerados por reações de descarbonização e desidratação de rochas sedimentares durante o

metamorfismo regional a temperaturas entre >420 e 250°C . Esses fluidos devem ter transportado o ouro na forma de $(\text{AuHS})_2^-$ em ambiente de baixa sulfidização, a deduzir-se pela abundância de pirrotita.

Registram-se, também, fluidos aquosos correspondentes aos sistemas $\text{NaCl-CaCl}_2\text{-H}_2\text{O}(\pm\text{MgCl}_2, \pm\text{FeCl}_2)$, $\text{NaCl-MgCl}_2\text{-FeCl}_2\text{-H}_2\text{O}$, $\text{NaCl-KCl-H}_2\text{O}$ e $\text{KCl-H}_2\text{O}$, além de um fluido de comportamento anômalo. As salinidades e densidade do CO_2 são variáveis (equiv. a 2 a 23 % peso de NaCl e $0,52$ a $1,20 \text{ g/cm}^3$) e as temperaturas mínimas de aprisionamento cobrem o intervalo de 104° a 260°C . Os fluidos aquosos fazem parte do evento hidrotermal relacionado à intrusão granítica e foram modificados à medida que interagem com as rochas encaixantes ou se misturaram com fluidos superficiais.

O ambiente tectônico, a composição mineralógica do minério, o controle estrutural da mineralização e as características físico-químicas dos fluidos mineralizantes favorecem um estilo de mineralização para o depósito Amapari comparável a dos depósitos de ouro orogênico.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M.; HASUY, Y.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Science Reviews*, **17**: 1-29.
- BARBARIN, B. 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, **46**: 605-626.
- BASEI, M.A.S. 1973. *Geocronologia do bloco B-III Amapá*. Projeto RADAM. Belém. 9p. (Relatório Interno).
- BOWERS, T.S. & HELGSON, H.C. 1983. Calculation of the thermodynamic and geochemical consequences of nonideal mixing in the system H₂O-CO₂-NaCl on phase relations in geological systems: metamorphic equilibria at high pressures and temperatures. *American Mineralogist*, **68**: 1059-1975.
- BURROWS, D.R. & SPOONER, E.T.C. 1986. The McIntyre Cu-Au deposit, Timmins, Ontario, Canada. In: MACDONALD, A.J. (ed). *Proceedings of gold'86, an International Symposium on the Geology of gold*, Toronto. p. 23-39.
- BURRUS, R.C. 1981. Analysis of fluid inclusions: phase equilibria at constant volume. *American Journal of Science*, **281**:1104-1126.
- CARVALHO, J.M. de A; FARACO, M.T.L.; KLEIN, E.L. 1995. *Carta geoquímico-metalogenética do ouro do Amapá/NW do Pará, CPRM*. (Nota Explicativa).
- CARVALHO, J.M. de A; KLEIN, E.L.; COSTA, L.T. da R. 1997. *Programa de Prospecção de Ouro - PNPO: Mapa de Jazimentos Auríferos (Área AP-05-Serra do Navio/Cupixi-Amapá)*. CPRM.
- CHAPPELL, B.W. & WHITE, A.J.R. 1992. I-type and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Earth Science*, **83**:1-26.

- COLVINE, A.C.; ANDREWS, A.J.; CHERRY, M.E.; DUROCHER, M.E. FYON, A.J.; LAVIGNE, M.J.; MACDONALD, A.J.; MARMONT, S.; POULPUSEN, K.H.; SPRINGER, J.S.; TROOP, D.G. 1984. *An integrated model for the origin of Archean lode gold deposits. Ontario Geological Survey*. 99p. (Open File Report, 5524)
- CORDANI, U.G. & BRITO NEVES, B.B. 1982. The geologic evolution of South America during the Archean and Early Proterozoic. *Revista Brasileira de Geociências*, **12**: 78-88.
- CORDANI, U.G. & SATO, K. 1999. Crustal evolution of the South American Platform, based on Nd isotopic systematics on granitoid rocks. *Episodes*, **22** (3): 167-173.
- CORDANI, U.G.; TASSINARI, C.C.G.; TEIXEIRA, W.; BASEI, M.A.S.; KAWASHITA, K. 1979. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. In: CONGRESSO GEOLÓGICO CHILENO, 2., Arica. Chile, Actas. p.137-148.
- CRAIG, J.R. & VAUGHAN, J. 1981. *Ore microscopy and ore petrography*. New York. John Wiley & Sons. 406p.
- DALL'AGNOL, R.; LAFON, J.-M.; FRAGA, L.M.; SCANDOLARA, J.E.; BARROS, C.E.M. 2000. The Precambrian Evolution of the Amazonian Craton: one of the last unknown Precambrian terranes in the world. What have we learnt about the structure and evolution of Precambrian Shields over the past 10 Years? In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31. Rio de Janeiro. Abstracts....Rio de Janeiro: CPRM. (CD ROM). K.4.
- DAVIS, D.W.; LOWENSTEIN, T.K.; SPENCER, R.J. 1990. Metting behavior of fluid inclusions in laboratory-grown halite crystals in the systems NaCl-H₂O, NaCl-KCl-H₂O, NaCl-MgCl-H₂O and NaCl-CaCl₂-H₂O. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **54**:591-601.
- DE VIVO, B. & FREZZOTTI, M.L. 1994. *Fluid inclusions in minerals: methods and applications*. Short Course on the working group (IMA) "Inclusions in Minerals". Siena. 373p.

- DEER, W.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. 1992. *An introduction to the rock-forming minerals*. 2ed. Longman. 696p.
- DORR, J.V.N. 1964. Supergene iron of ores of Minas Gerais, Brazil. *Economic Geology*, **59**: 1203-1240.
- EINAUDI, M.T.; MEINERT, L.D.; NEWBERRY, R.J. 1981. Skarns deposit. *Economic Geology*. **75th** Anniversary Volume, p.317-391.
- FARACO, M.T.L. 1990. *Evolução petrológico-geoquímica das rochas da Suíte Metamórfica Vila Nova na Serra do Ipitinga (NW do Pará)*. Belém. Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 346p. (Dissertação de Mestrado).
- FARACO, M.T.L. 1997. *Evolução petrológico-geoquímica das rochas e mineralizações associadas à Suíte Vila Nova na Serra do Ipitinga (NW do Pará)*. Belém. Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 245p. (Tese de Doutorado).
- FARACO, M.T.L. & CARVALHO, J.M. de A. 1994. A carta metalogenética e previsional do Pará e Amapá. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38. Camboriú. *Anais...SBG*. v.1, p.291-293.
- FRENCH, B.M. 1968. Progressive contact metamorphism of the Biwabik Iron-Formation, Mesabi Range Minnesota. *Geological Survey Bulletin*, **45**: 103p.
- GAMMONS, C.H. & WILLIAMS-JONES, A.E. 1997. Chemical mobility of gold in the porphyry-epithermal environment. *Economic Geology*, **92**: 45-59.
- GILBERT, F.; PASCAL, M-L.; PICHAVANT, M. 1993. Solubility of gold in KCl (0.5 m) solution under hydrothermal conditions (350-450°C, 500 bars). In: SYMPOSIUM INTERNATIONAL ON HYDROTHERMAL REACTIONS, 4. *Proceedings*. Nancy. p.65-68.
- GOLDSTEIN, R.H. & REYNOLDS, J.T. 1994. *Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals* 307p. (SEMP Short Course, **31**).
- GROSS, G.A. 1961. Metamorphism of iron formations and its bearing on their beneficiation. *Canadian Mining and Metall Bulletin*, **54**: 30-37.

- GROVES, D.I. 1993. The crustal continuum model for late-Archean lode-gold deposits of the Yilgarn Block Western Australia. *Mineralium Deposita*, **28**: 366-374.
- GROVES, D.I. & FOSTER, R.P. 1991. Archean lode gold deposits. In: FOSTER, R.P. (ed). *Gold metallogeny and exploration*. Glasgow, Blackie & Son Ltd. p.63-103.
- GROVES, D.I.; GOLDFARB, R.J.; GEBRE-MARIAM, M.; HAGEMANN, S.G.; ROBERT, F. 1998. Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geology Reviews*, **13**: 7-27.
- GUIDOTTI, C.V. 1984. Micas in metamorphic rocks. In: BAYLEY, S.W. (ed). *Reviews in Mineralogy*. Virginia. v.13. p.357-467.
- HASUI, Y.; HARALYI, N.L.M.; SCHOBENHAUS, C. 1984. Elementos geofísicos e geológicos da Região Amazônica: Subsídios para o modelo geotectônico. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2. Manaus. *Anais...SGA* v.2. p.129-147.
- HENRY, D.J.; GUIDOTTI, C.V. 1985. Tourmaline as a petrogenic indicator mineral: an example from staurolite-grade metapelites of NW Maine. *American Mineralogist*, **70**: 1-15.
- HODGSON, C.J. 1982. Gold deposits of the Abitibe belt, Ontario. In: WOOD, J.; WHITE, O.L.; BARLOW, R.B.; COLVINE, A.C. (eds). *Summary of field work*. Ontario Geological Survey. p.192-197. (Miscellaneous Paper, 106)
- HODGSON, C.J. 1989. The structure of shear-related, vein-type gold deposits. A review. *Ore Geology Review*, **4**: 231-273.
- HODGSON, C.J. 1993. Mesothermal lode-gold deposits. In: KIRKHAM, R.V. SINCLAIR, W.D.; THORPE, R.I.; DUKE, J.M. (eds). *Mineral deposit modeling*. Geological Association of Canada. p.635-678. (Special Paper, 40)

- HUSTON, D.L. & LARGE, R.R. 1989. A chemical model for the concentration of gold in volcanogenic massive sulphide deposits. *Ore Geology Reviews*, **4**: 171-200.
- HYNDMAN, D.W. 1972. *Petrology of igneous and metamorphic rocks*. New York, McGraw-Hill Book Company. 509p.
- JAMES, H.L. 1954. Sedimentary facies of iron formations. *Economic Geology*. **49**: 235-293.
- JORGE JOÃO, X. da S.; CARVALHO, J.M. de A.; VALE, A.G.; FRIZZO, S.J.; MARTINS, R.C. 1979. *Projeto Falsino: relatório final*. Belém, DNPM/CPRM.
- JORGE JOÃO, X. da S.; FRIZZO, S.J.; MARINHO, P.A. da C.; CARVALHO, J.M. de A.; SILVA NETO, C.S.; SOUZA, A.N. de.; GUIMARÃES, L.R. 1978. *Projeto Sudoeste do Amapá*. Belém, DNPM/CPRM. 554p. (Relatório Técnico).
- KERRICH, R. 1983. *Geochemistry of gold deposits in the Abitibi greenstone belt*. Canadian Institute of Mining and Metallurgy. 75p. (Special volume, 27)
- KERRICH, R. 1993. Perspectives on genetic models for lode gold deposits. *Mineralium Deposita*, **28**: 362-365.
- KLEIN, JR. C. 1973. Changes in mineral assemblages with metamorphic of some banded precambrian iron formation. *Economic Geology*, **68**: 1075-1088.
- LAFON, J.-M.; AVELAR, V.G.; ROSSI, P.; DELOR, C.; GUERROT, C.; PIDGEON, R.T. 2000. Geochronological evidence for reworked Neoproterozoic crust during Transamazonian Orogeny (2.1 Ga) in the southeastern Guiana Shield. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31. Rio de Janeiro. *Abstracts....Rio de Janeiro*: CPRM. (CD ROM).

- LEAKE, B.E.; WOOLLEY, A.R.; ARPS, C.E.S.; BIRCH, W.D.; GILBERT, M.C.; GRICE, J.D.; HATWTHORNE, F.C.; KATO, A.; KISCH, H.J.; KRIVOVICHEV, V.G.; LITHOUT, K.; LAIRD, J.; MANDARINO, J.A.; MARESCH, W.V.; NICKEL, E.H.; ROCK, N.M.S.; SCHUMACHER, J.C.; SMITH, D.C.; STEPHENSON, N.C.N.; UNGRRETTI, L.; WAITTAKER, E.J.W.; YOUZHI, G. 1997. Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Mineral and Mineral Names. *American Mineralogist*, **82**: 1019-1137.
- LIMA, M.I.C. de; BEZERRA, P.E.L.; ARAUJO, C.C.G. 1991. Sistematização da geologia do Estado do Amapá. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1, Belém. *Anais...SGA v.3*, p.322-335.
- LIMA, M.I.C.; MONTALVÃO, R.M.G.; ISSLER, R.S.; OLIVEIRA, A.; BASEI, M.A.S.; ARAUJO, J.F.V.; SILVA, G.G. da. 1974. *Geologia*: Folha NA/NB. 22. Macapá. Rio de Janeiro, Projeto RADAM, DNPM. p.1-120. (Levantamento de Recursos Naturais, 6)
- LIMA, M.I.C. de.; OLIVEIRA, E.P. de.; TASSINARI, C.C.G. 1982. Cinturões granulíticos da porção setentrional do Craton Amazônico. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1. Belém. *Anais...SGA v.1*, p.147-162.
- LONDON, D. 1995. Geochemical features of peraluminous granites, pegmatites, and rhyolites as sources of lithophile metal deposits. In: THOMPSON, J.F.H. (ed). *Magmas, fluids and ore deposits*. p.175-202. (Short course, 23)
- MANIAR, P.D. & PICCOLI, P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, **101**: 635-643.
- McCREATH, I.; FARACO, M.T.L. 1997. Sm-Nd and Rb-Sr systems in part of the Vila Nova metamorphic suite, northern Brazil. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 1. Campos do Jordão. *Extended Abstracts*. SAS. p.194-196.

- MEINERT, L.D. 1989. Gold skarn deposits-geology and exploration criteria. In: KEAYS, R.R.; RAMSAY, W.R.H.; GROVES, L. (eds). *The geology of gold deposits*. p.537-552. (Economic Geology Monograph, 6)
- MEINERT, L.D. 1993. Skarns and skarn deposits. In: SHEAHAN, P.A. & CHERRY, M.E. (ed). *Ore Deposit Models*. Geoscience Canada. v.II, **19**: 145-162. (Reprint Series, 6)
- MIKUCKI, E.J. & RIDLEY, R.J. 1993. The hydrothermal fluid of Archean lode-deposits at different metamorphic grade: Compositional constraints from wallrock alteration assemblages. *Mineralium Deposita*, **28**: 469-481.
- MONTALVÃO, R.M.G. de. 1985. Petrologia das rochas máfico-ultramáficas do Supergrupo Vila Nova (Greenstone Belt) e Grupo Parima (Greenstone Belt) e encraves na região do Parima. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2. Belém. *Anais...v.1*, p.110-123.
- MONTALVÃO, R.M.G. de & BEZERRA, P.E.L. 1985. Evolução geotectônica do Cráton Amazônico durante o Arqueano e o Proterozóico. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2. Belém. *Anais...SBG*. v.1. p.282-297
- MONTALVÃO, R.M.G. de & TASSINARI, C.C.G. 1984. Geocronologia pré-cambriana do Território Federal do Amapá (Brasil). In: SYMPOSIUM AMAZONICO, 2. Manaus. *Anais...SBG*. p.53-57.
- MONTGOMERY, C.W. 1979. Uranium-lead geochronology of the Archean Imataca Series, Venezuelan Guyana Shield. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **69**: 167-176.
- MONTGOMERY, C.W & HURLEY, P.M. 1978. Total rock U-Pb and Rb-Sr systematics in the Imataca Series, Guyana Shield, Venezuela. *Earth Planetary Science Letters*, **39**: 281-290.
- NEWBERRY, R.J. 1983. The formation of subcalcic garnet in scheelite bearing skarns. I *Canadian Mineralogist*, **21**: 529-544.

- OAKES, C. 2001. *Low eutectic temperature: The world of fluid inclusion*. Disponível em: <www.geology.wisc.edu/~pbrown/fi.html> Acesso em: 11 abr. 2001.
- PASSCHIER, C.W. & TROUW, R.A.J. 1996. *Micro-tectonics*. Springer-Verlag. Berlin Heidelberg. 289p.
- PHILLIPS, G.N. & GROVES, D.I. 1983. The nature of Archean gold fluids as deduced from gold deposits of Western Australia. *Journal of Geological Society of Australia*, **30**: 25-39.
- PHILLIPS, G.N. & GROVES, D.I. 1984. Fluid access and fluid-wall rock reactions in the genesis of the Archean gold-quartz vein deposit at the Hunt mine, Kambalda, Western Australia. In: FOSTER, R.P. (ed). *Gold'82: the geology, geochemistry and genesis of gold deposits*. Geological Society of Zimbabwe. p.389-416. (Special Publication, 1)
- PHILPOTTS, A.R. 1990. *Principles of igneous and metamorphic petrology*. Prentice Hall, New Jersey. 498p.
- RAMDHOR, P. 1983. *The ore minerals and their intergrowths*. Oxford. Pergamon. v.2.
- RICHARD, L.R. & CLARKE, D.B. 1990. *Minpet Geological Software: version 2.0*.
- ROBERTS, R.G. 1987. Archean lode gold deposits. *Geoscience Canada*. **11**: 37-52.
- ROEDDER, E. 1984. *Fluid Inclusions*. Blacksburg. Mineral Society of America. v.12. 644p. (Reviews in mineralogy)
- ROEDDER, E. 2001. *Low eutectic temperature. The world of fluid inclusion*. Disponível em: <www.geology.wisc.edu/~pbrown/fi.html> Acesso em: 11 de abr. 2001.
- ROMBERGER, S.B. 1990. Transport and deposition of gold in hydrothermal systems. In: ROBERT, F.; SHEARAN, P.A.; GREEN, S.B. (eds). *Greenstone belt and crustal evolution*. NUMA Conference volume, Van d'Or, Montreal. Geological Association of Canada. p.61-66.

- SPRY, P.G. & GEDLINSKE, B.L. 1987. *Tables for the determination of common opaque minerals*. The Economic Geology Publishing Company. 52p.
- STRECKEISEN, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews*, **12**: 1-33.
- TASSINARI, C.C.G. 1997. The Amazonian Craton. In: WIT, M & ASWAL, L.D. (eds.) *Greenstone Belts*. Oxford, Science Publications, Clarendon Press. p.558-566. (Monographs on Geology and Geophysics)
- TASSINARI, C.C.G. & MACAMBIRA, M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, **22**. (3): 174-182.
- TASSINARI, C.C.G.; CORDANI, U.G.; NUTMAN, A.P.; VAN SCHMUS, W.R.; BITTENCOURT, J.S.; TAYLOR, P.R. 1996. Geochronological systematics on basement rocks from the Rio Negro-Juruena province (Amazon Craton), and tectonic implications. *International Geology Review*, **40**: 71-114.
- TEIXEIRA, W., TASSINARI, C.C.G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. 1989. A review of the geochronology of the Amazonian Craton: tectonic implications. *Precambrian Research*, **42**: 213-227.
- UYTENBOGAARDT, W. & BURKE, E.A.J. 1971. *Tables for microscopic identification of ore minerals*. Institute of Earth Sciences, Amsterdam. 430p.
- VANDERHAEGHE, O.; LEDRU, P.; THIÉBLEMONT, D.; EGAL, E.; COCHERIE, A.; TEGYEY, M.; MILÉSI, J-P. 1998. Contrasting mechanism of crustal growth geodynamic evolution of the Paleoproterozoic granite-greenstone belts of French Guiana. *Precambrian Research*, **92**: 165-193.
- WINKLER, H.G.F. 1979. *Petrogenesis of metamorphic rocks*. 5. ed. New York, Springer - Verlag. 347p.

- WOOD, P.C.; THOMAS, A.V.; BURROWS, D.R.; MACDONALD, A.J; NOBLE, S.R.; SPOONER, E.T.C. 1984. *CO₂-bearing, low-moderate salinity fluids in Archean gold quartz-carbonate-(W-Mo) vein deposits and magmatically derived Mo, W, Ta, and Sn mineralization*. *Geological Society of America*, Abstract with Program. v.16. 700p.
- YARDLEY, B.W.D. 1994. *Introdução à petrologia metamórfica* (Tradução de Reinhardt A. Fuck). Edunb. 340p.
- YARDLEY, B.W.D. 2001. *Low eutectic temperature: The world of fluid inclusion*. Disponível em: <www.geology.wisc.edu/~pbrown/fi.html> Acesso em 11 abr. 2001.
- ZHANG, Y.G. & FRANTZ, J.D. 1987. Determination of the homogenization temperatures and densities of supercritical fluids in system NaCl-CaCl₂-H₂O using synthetic fluid inclusions. *Chemical Geology*, **64**: 335-350.

ANEXOS

Tabela 2 (continuação)

Amostra	LM-107	LM-107	LM-107	LM-107	LM-107	LM-107
nº análise	18	22	23	24	25	25
SiO ₂	36,35	36,5	36,51	37,33	36,81	36,81
TiO ₂	1,54	1,87	1,42	1,69	1,85	1,85
Al ₂ O ₃	19,00	19,34	20,18	19,75	19,59	19,59
Cr ₂ O ₃	0,16	0,14	0,09	0,15	0,13	0,13
MgO	12,44	12,43	12,70	13,03	13,09	13,09
CaO	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
MnO	0,12	0,11	0,11	0,19	0,09	0,09
FeO _{total}	14,83	13,77	14,02	14,17	14,80	14,80
Na ₂ O	0,11	0,09	0,12	0,12	0,15	0,15
K ₂ O	8,74	9,13	8,97	9,26	8,97	8,97
H ₂ O	3,89	3,89	3,89	3,94	3,99	3,99
F	0,19	0,18	0,26	0,27	0,14	0,14
Total	97,37	97,45	98,28	99,91	99,61	99,61
O=F	0,08	0,08	0,11	0,11	0,14	0,14
TOTAL	97,29	97,37	98,17	99,80	99,47	99,47

Fórmula estrutural com base em 24 átomos de oxigênio						
Si	5,44	5,44	5,39	5,43	5,38	5,38
Al ^{IV}	2,56	2,56	2,61	2,57	2,62	2,62
Sit. Tetr.	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al ^{VI}	0,79	0,83	0,90	0,81	0,75	0,75
Fe ²⁺	1,85	1,71	1,73	1,72	1,81	1,81
Mg	2,78	2,77	2,80	2,83	2,86	2,86
Mn	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01
Ti	0,17	0,21	0,16	0,18	0,20	0,20
Cr	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sit. Oct.	5,63	5,53	5,60	5,58	5,63	5,63
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04
K	1,67	1,73	1,69	1,72	1,67	1,67
Interc.	1,70	1,76	1,72	1,75	1,71	1,71
OH ⁻	4,37	4,35	4,31	4,30	4,38	4,38
F	0,09	0,08	0,12	0,12	0,06	0,06
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0,60	0,62	0,62	0,62	0,61	0,61
Fe ²⁺ /(Fe ²⁺ +Mg)	0,40	0,38	0,38	0,38	0,39	0,39

Tabela 3 - Análises químicas pontuais (% em peso) de flogopita de escarnitos

Amostra n° análise	LM-79 67	LM-79 68	LM-79 69	LM-79 70	LM-79 71	LM-79 72
SiO ₂	39,27	38,90	40,95	40,42	39,83	39,49
TiO ₂	0,54	0,66	0,42	0,75	0,68	0,63
Al ₂ O ₃	15,20	16,25	15,51	14,93	15,62	14,49
Cr ₂ O ₃	0,05	0,00	0,02	0,03	0,00	0,00
MgO	23,26	23,17	23,55	22,50	23,22	23,08
CaO	0,00	0,01	0,02	0,04	0,10	0,00
MnO	0,29	0,19	0,28	0,22	0,24	0,27
FeO _{total}	5,39	5,72	5,51	5,41	5,33	5,45
Na ₂ O	0,06	0,02	0,04	0,02	0,06	0,07
K ₂ O	10,67	10,54	10,92	10,63	10,79	10,44
H ₂ O	3,92	4,09	4,04	3,93	4,00	3,90
F	0,46	0,20	0,46	0,49	0,41	0,44
Total	99,11	99,75	101,72	99,37	100,28	98,26
O=F	0,19	0,08	0,19	0,21	0,17	0,19
TOTAL	98,92	99,67	101,53	99,16	100,11	98,07

Fórmula estrutural com base em 24 átomos de oxigênio

Si	5,61	5,51	5,68	5,74	5,61	5,68
Al ^{IV}	2,39	2,49	2,32	2,26	2,39	2,32
Sit. Tetr.	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al ^{VI}	0,16	0,22	0,22	0,23	0,20	0,13
Fe ⁺²	0,64	0,68	0,64	0,64	0,63	0,66
Mg	4,96	4,90	4,88	4,77	4,89	4,96
Mn	0,04	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03
Ti	0,06	0,07	0,04	0,08	0,07	0,07
Cr	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sit. Oct.	5,87	5,89	5,82	5,75	5,82	5,85
Ca	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00
Na	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02
K	1,94	1,90	1,93	1,92	1,94	1,92
Interc.	1,96	1,91	1,95	1,94	1,97	1,93
OH ⁻	4,20	4,35	4,21	4,19	4,23	4,21
F	0,21	0,09	0,20	0,22	0,18	0,20
Mg/(Mg+Fe ⁺²)	0,89	0,88	0,88	0,88	0,89	0,88
Fe ⁺² /(Fe ⁺² +Mg)	0,11	0,12	0,12	0,12	0,11	0,12

Tabela 4 - Análises químicas pontuais (% em peso) de turmalina de granada-cordierita-turmalina-plagioclásio-biotita-quartzito xistos

Amostrã nº análise	LM-101	LM-101	LM-101	LM-101	LM-101	LM-101	LM-99	LM-99	LM-99	LM-99	LM-99	LM-99	LM-99	LM-107	LM-107	LM-107	LM-107	
	01	2	3	4	5	6	8	17	18	21	22	28	29	30	31	20	21	25
SiO ₂	35,63	35,51	36,34	35,11	35,44	35,61	36,22	34,94	35,11	34,39	34,81	35,10	34,69	34,51	34,80	36,60	37,84	35,94
TiO ₂	1,02	0,99	0,91	1,01	0,88	0,98	0,47	1,03	0,37	1,55	0,66	0,70	0,59	0,47	0,42	0,76	0,59	0,69
Al ₂ O ₃	32,84	32,68	32,63	32,53	32,14	32,04	33,02	31,76	32,43	30,35	33,56	32,01	30,90	31,78	32,25	34,36	33,78	34,64
Cr ₂ O ₃	0,30	0,37	0,62	0,25	0,12	0,37	0,18	0,02	0,05	0,02	0,09	0,12	0,24	0,16	0,20	0,26	0,06	0,27
MgO	6,39	6,24	6,26	6,29	6,23	6,31	6,20	5,86	5,86	6,61	6,02	7,01	7,47	6,11	6,41	7,62	7,95	7,74
CaO	1,07	1,03	1,02	1,15	1,07	1,10	0,68	1,37	0,64	1,99	0,68	0,71	0,79	0,93	0,57	1,01	0,38	1,00
MnO	0,02	0,02	0,01	0,02	0,04	0,07	0,00	0,09	0,01	0,01	0,05	0,00	0,09	0,01	0,03	0,00	0,00	0,03
FeO _{total}	6,98	6,96	6,85	7,09	7,07	6,92	7,63	9,33	8,23	9,64	7,90	8,08	7,76	9,18	8,28	4,05	4,22	4,12
Na ₂ O	1,68	1,84	1,72	1,77	1,71	1,75	2,00	1,81	2,10	1,58	2,06	2,25	2,26	2,14	2,36	1,61	1,80	1,64
K ₂ O	0,03	0,03	0,04	0,03	0,00	0,02	0,02	0,03	0,00	0,03	0,07	0,02	0,01	0,01	0,03	0,03	0,01	0,04
H ₂ O	4,07	4,06	4,06	4,02	3,99	4,03	3,98	3,95	3,95	3,94	4,04	3,94	3,98	3,93	3,97	4,12	4,20	4,08
F	0,00	0,00	0,07	0,02	0,04	0,00	0,21	0,13	0,08	0,09	0,03	0,20	0,08	0,09	0,06	0,08	0,00	0,12
Total	90,04	89,73	89,53	89,29	88,73	89,19	90,61	90,33	88,62	90,20	90,17	90,13	88,77	89,34	89,37	90,49	90,83	90,32
O=F	0,00	0,00	0,03	0,01	0,02	0,00	0,09	0,06	0,03	0,04	0,01	0,08	0,00	0,04	0,03	0,03	0,00	0,05
TOTAL	90,04	89,73	89,50	89,28	88,71	89,19	90,62	90,28	88,58	90,16	90,15	90,05	88,77	89,30	89,34	90,46	90,83	90,26

Fórmula estrutural por base em 24,5 átomos de oxigênio

Si	5,30	5,30	5,37	5,28	5,35	5,35	5,37	5,27	5,34	5,22	5,20	5,27	5,28	5,25	5,27	5,32	5,46	5,25
Al ^{IV}	0,70	0,70	0,63	0,72	0,65	0,65	0,63	0,73	0,66	0,78	0,80	0,73	0,72	0,75	0,73	0,68	0,54	0,75
Sit. Tetr.	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00
Al ^{VI}	5,06	5,06	5,06	5,04	5,07	5,02	5,13	4,91	5,12	4,65	5,12	4,93	4,83	4,96	5,02	5,22	5,21	5,21
Fe ²⁺	0,87	0,85	0,83	0,87	0,85	0,85	0,93	1,15	1,02	1,20	0,97	0,99	0,97	1,14	1,03	0,48	0,50	0,49
Mg	1,42	1,37	1,36	1,38	1,38	1,39	1,35	1,29	1,30	1,47	1,32	1,54	1,67	1,36	1,42	1,62	1,68	1,66
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,11	0,11	0,10	0,11	0,10	0,11	0,05	0,11	0,04	0,17	0,07	0,08	0,07	0,05	0,05	0,08	0,06	0,07
Cr	0,04	0,01	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01
Sit. Oct.	7,50	7,39	7,34	7,41	7,42	7,38	7,46	7,48	7,49	7,49	7,48	7,54	7,54	7,52	7,51	7,40	7,45	7,44
Ca	0,17	0,16	0,16	0,19	0,17	0,18	0,11	0,22	0,10	0,32	0,14	0,11	0,13	0,15	0,09	0,16	0,06	0,16
Na	0,49	0,53	0,49	0,52	0,50	0,51	0,57	0,53	0,62	0,47	0,60	0,66	0,67	0,63	0,69	0,45	0,50	0,46
K	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01
Interc.	0,66	0,70	0,66	0,71	0,67	0,69	0,69	0,72	0,72	0,79	0,75	0,77	0,80	0,79	0,79	0,62	0,56	0,63
OH ⁻	4,55	4,55	4,51	4,54	4,52	4,55	4,43	4,47	4,51	4,50	4,53	4,43	4,55	4,50	4,51	4,50	4,55	4,48
F	0,00	0,00	0,03	0,01	0,02	0,00	0,10	0,06	0,04	0,04	0,01	0,09	0,00	0,04	0,03	0,04	0,00	0,06
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0,62	0,62	0,62	0,61	0,61	0,62	0,59	0,53	0,56	0,55	0,58	0,61	0,63	0,54	0,58	0,77	0,77	0,77
Fe ²⁺ /(Fe ²⁺ +Mg)	0,38	0,38	0,38	0,39	0,39	0,38	0,41	0,47	0,44	0,45	0,42	0,39	0,37	0,46	0,42	0,23	0,23	0,23

Tabela 5 - Análises químicas pontuais (% em peso) de anfíbio de formações ferríferas bandadas

Anostra n° análise	LM-91 39	LM-91 42	LM-91 43	LM-91 45	LM-91 46	LM-91 47	LM-91 48
SiO ₂	49,64	50,15	50,76	50,70	49,86	49,93	50,20
TiO ₂	0,06	0,08	0,00	0,00	0,01	0,06	0,02
Al ₂ O ₃	0,29	0,53	0,17	0,18	0,19	0,20	0,18
Cr ₂ O ₃	0,01	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	8,01	8,25	7,90	8,13	8,06	8,15	8,00
CaO	1,47	2,72	1,71	1,31	0,83	1,07	0,60
MnO	0,47	0,33	0,42	0,42	0,46	0,43	0,49
FeO _{total}	35,10	33,60	37,48	36,31	36,07	36,46	37,11
Na ₂ O	0,04	0,09	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
K ₂ O	0,00	0,02	0,03	0,03	0,03	0,00	0,01
H ₂ O	1,85	1,88	1,90	1,84	1,87	1,87	1,88
F	0,02	0,01	0,04	0,13	0,00	0,02	0,01
Total	96,95	97,67	100,45	99,05	97,38	98,19	98,50
O=F	0,01	0,01	0,02	0,06	0,00	0,01	0,01
TOTAL	96,94	97,66	100,44	98,99	97,38	98,18	98,50

Fórmula estrutural com base em 24 átomos de oxigênio							
Sit	7,97	7,95	7,93	7,99	7,99	7,95	7,97
Sit	0,03	0,05	0,07	0,01	0,01	0,05	0,03
Al ^{IV}	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Sit. Tetr.	0,02	0,05	-0,04	0,02	0,03	-0,01	0,00
Al ^{VI}	0,01	0,01	0,04	0,00	0,00	0,01	0,00
Ti ^{VI}	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CrM2	1,67	1,62	1,74	1,69	1,69	1,71	1,71
FeM2	0,30	0,32	0,29	0,29	0,29	0,29	0,28
MgM2	0,06	0,04	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06
MnM1	1,85	1,79	1,90	1,86	1,87	1,87	1,90
Fe ⁺² M1	1,09	1,17	1,04	1,08	1,07	1,07	1,04
MgM1	5,00	5,00	5,03	5,00	5,01	5,00	4,99
Sit. C	1,20	1,05	1,25	1,23	1,28	1,28	1,33
Fe ⁺² M4	0,53	0,47	0,50	0,54	0,57	0,56	0,57
MgM4	0,25	0,46	0,25	0,22	0,14	0,16	0,10
CaM4	0,01	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
NaM4	1,99	2,01	2,01	1,99	1,99	2,00	2,00
Sit. B	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
KA	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
NaA	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaA	0,28	0,30	0,27	0,28	0,28	0,28	0,27
Mg/(Mg+Fe ⁺²)	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12
OH	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
F							

Tabela 7 - Análises químicas pontuais (% em peso) de granada de escarmitos

Amostra	LM-79	LM-79	LM-79	LM-79	LM-79	LM-79	LM-79	LM-79	LM-79
nº análise	50	51	52	53	54	55	56	55	56
SiO ₂	37,52	37,46	36,81	36,99	36,08	36,59	37,44	36,59	37,44
TiO ₂	0,37	0,50	0,41	0,43	0,26	0,50	0,41	0,50	0,41
Al ₂ O ₃	20,49	20,68	20,48	20,37	20,46	20,47	20,44	20,47	20,44
Cr ₂ O ₃	0,02	0,00	0,00	0,05	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00
Fe ₂ O ₃	0,51	0,16	0,27	0,38	0,00	0,00	0,29	0,00	0,29
MgO	1,00	1,01	0,99	0,94	0,98	0,98	0,98	0,98	0,98
CaO	11,02	11,02	11,34	10,97	10,73	10,98	11,00	10,98	11,00
MnO	11,95	11,52	11,49	11,40	11,43	11,29	11,27	11,29	11,27
FeO	16,17	16,84	16,45	16,98	16,96	16,81	16,32	16,81	16,32
Total	99,05	99,19	98,24	98,51	96,91	97,63	98,15	97,63	98,15

Fórmula estrutural com base em 24 átomos de oxigênio									
Si	6,03	5,97	6,01	5,97	5,99	5,95	5,97	5,97	6,05
Al ^{IV}	-0,03	-0,01	0,03	0,01	0,05	0,05	0,03	0,03	-0,05
Sit. Tetr.	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00
Al ^{VI}	3,91	3,92	3,89	3,88	3,93	3,91	3,95	3,91	3,95
Fe ³⁺	0,06	0,02	0,03	0,05	0,00	0,00	0,04	0,00	0,04
Cr	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,04	0,06	0,05	0,05	0,03	0,06	0,05	0,06	0,05
Sit. Oct.	4,02	4,00	3,98	3,99	3,96	3,98	4,04	3,98	4,04
Mn	1,63	1,57	1,58	1,56	1,60	1,56	1,54	1,56	1,54
Mg	0,24	0,24	0,24	0,23	0,24	0,24	0,24	0,24	0,24
Ca	1,90	1,89	1,97	1,90	1,90	1,92	1,91	1,92	1,91
Fe ²⁺	2,17	2,26	2,23	2,30	2,34	2,30	2,21	2,30	2,21
Interc.	5,94	5,96	6,02	6,00	6,07	6,02	5,89	6,02	5,89

Proporção Molecular dos Membros Extremos									
Al	36,60	37,90	37,06	38,36	38,51	38,15	37,45	38,15	37,45
Ad	2,65	1,99	2,09	2,48	0,81	1,54	2,11	1,54	2,11
Gr	29,31	29,79	30,65	29,28	30,40	30,38	30,23	30,40	30,23
Py	4,05	4,06	3,99	3,80	3,98	3,98	4,02	3,98	4,02
Sp	27,40	26,26	26,22	26,09	26,29	25,95	26,19	26,29	25,95
Uv	0,06	0,00	0,00	0,16	0,03	0,03	0,00	0,03	0,00

Tabela 8 - Análises químicas pontuais (% em peso) de cordierita de granada-cordierita-turmalina-plagioclásio-biotita-quartzo xistos

Amostra n° análise	LM-107 01	LM-107 02	LM-107 03	LM-107 04	LM-107 05	LM-107 06	LM-107 08	LM-107 09	LM-107 10	LM-107 11	LM-107 12	LM-107 14	LM-107 15	LM-107 16	LM-107 17
SiO ₂	49,75	49,71	49,22	49,20	48,84	49,21	49,65	49,12	49,49	49,16	49,52	49,35	49,89	49,18	49,13
TiO ₂	0,01	0,00	0,05	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,07	0,03	0,00
Al ₂ O ₃	33,52	33,43	33,43	33,22	33,26	33,19	33,26	33,66	33,38	33,61	33,12	32,97	33,43	33,53	33,30
MgO	8,88	8,91	8,93	8,75	8,92	8,96	8,89	9,05	9,01	8,89	8,80	8,84	8,89	9,10	8,86
CaO	0,05	0,04	0,04	0,02	0,06	0,03	0,03	0,06	0,06	0,05	0,05	0,08	0,03	0,02	0,01
MnO	0,40	0,33	0,35	0,29	0,32	0,34	0,34	0,37	0,37	0,33	0,34	0,28	0,39	0,30	0,38
FeO _{total}	5,28	5,22	5,14	5,41	5,25	5,19	5,67	5,65	5,18	5,45	5,24	5,09	5,24	5,23	5,34
Na ₂ O	0,81	1,01	0,82	0,81	0,70	0,79	0,91	0,88	0,81	0,79	0,79	0,79	0,87	0,80	0,90
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00	0,03
Total	98,70	98,65	97,98	97,72	97,41	97,71	98,75	98,79	98,32	98,30	97,91	97,41	98,82	98,19	97,95
Fórmula estrutural com base em 18 átomos de oxigênio															
Si	5,04	5,04	5,04	5,04	5,01	5,04	5,03	4,99	5,03	5,01	5,06	5,06	5,05	5,01	5,02
Al ^{IV}	0,96	0,96	0,98	0,96	0,99	0,96	0,97	1,01	0,97	0,99	0,94	0,94	0,95	0,99	0,98
Sit, Tetr.	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00
Al ^{VI}	3,04	3,04	3,04	3,05	3,04	3,04	3,00	3,02	3,04	3,04	3,04	3,04	3,04	3,04	3,04
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Mn	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03
Mg	1,34	1,35	1,36	1,34	1,37	1,37	1,35	1,37	1,37	1,35	1,34	1,35	1,34	1,39	1,35
Ca	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,04	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
Fe ⁺²	0,45	0,44	0,44	0,46	0,45	0,44	0,48	0,48	0,44	0,46	0,45	0,44	0,44	0,45	0,46
Na	0,16	0,20	0,16	0,16	0,14	0,16	0,18	0,17	0,16	0,16	0,16	0,16	0,17	0,16	0,18
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Interc.	5,04	5,06	5,04	5,04	5,04	5,04	5,07	5,08	5,05	5,05	5,03	5,03	5,04	5,05	5,06
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0,75	0,75	0,76	0,74	0,75	0,76	0,74	0,74	0,76	0,74	0,75	0,76	0,75	0,76	0,75