



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

ÁREA DE METALOGÊNESE

MANOEL CORRÊA DA COSTA NETO

ESTUDO DA INTERAÇÃO FLUÍDO-ROCHA NOS DEPÓSITOS DA LAVRINHA,
DISTRITO AURÍFERO DE PONTES E LACERDA-MT

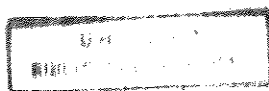
Dissertação apresentada ao Instituto de Geociências como
parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em
Geociências, Área de Metalogênese.

Orientador: Professor Doutor **Roberto Perez Xavier**

CAMPINAS - SÃO PAULO

Fevereiro-1998

Este exemplar foi
redigido e revisado
por Manoel Corrêa da Costa Neto
e aprovado pelo orientador
em 06.03.98



ORIENTADOR



UNICAMP

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

ÁREA DE METALOGÊNESE

MANOEL CORRÊA DA COSTA NETO

**ESTUDO DA INTERAÇÃO FLUÍDO-ROCHA NOS DEPÓSITOS DA LAVRINHA,
DISTRITO AURÍFERO DE PONTES E LACERDA-MT**

Dissertação apresentada ao Instituto de Geociências como requisito parcial para obtenção do título de Mestre em Geociências, Área de Metalogênese.

Orientador: Prof. Dr. Roberto Perez Xavier - DMG/IG/UNICAMP

CAMPINAS - SÃO PAULO

Fevereiro - 1998

893456

UNIDADE	BC
N.º CHAMADA	
V.	Ex.
137967	
229.199	
D	☒
DATA	18/06/99
N.º CPD	

CM-00124507-2

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA
BIBLIOTECA I.G. - UNICAMP

C823e Costa Neto, Manoel Correa da
Estudo da interação fluído-rocha no distrito aurífero de
Pontes e Lacerda - MT. /Manoel Correa da Costa Neto.-
Campinas, SP.: [s.n.], 1998.

Orientador: Roberto Perez Xavier
Dissertação (mestrado) Universidade Estadual de
Campinas, Instituto de Geociências

1.Ouro-Pontes e Lacerda - MT. 2. [Inclusões Fluídas].
3. [Alteração Hidrotermal]. 4. Geologia Estrutural.
I. Xavier, Roberto Perez. II. Universidade Estadual de
Campinas, Instituto de Geociências. III. Título.



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

ÁREA DE METALOGÊNESE

AUTOR: MANOEL CORRÊA DA COSTA NETO

**TÍTULO DA DISSERTAÇÃO: ESTUDO DA INTERAÇÃO FLUÍDO-ROCHA NOS
DEPÓSITOS DA LAVRINHA, DISTRITO AURÍFERO DE PONTES E LACERDA-MT.**

ORIENTADOR: Prof. Dr. ROBERTO PEREZ XAVIER

Aprovada em: ____/____/____

PRESIDENTE: Prof. Dr. ROBERTO PEREZ XAVIER

EXAMINADORES:

Prof. Dr. ROBERTO PEREZ XAVIER

- Presidente

Prof. Dr. SEBASTIÃO GOMES DE CARVALHO

Prof. Dr. JOB JESUS BATISTA

Campinas, de de

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE METALOGÊNESE E GEOQUÍMICA

TESE DE MESTRADO: “Estudo da interação fluido-rocha nos depósitos da Lavrinha, Distrito Aurífero de Pontes e Lacerda-MT.”

Apresentada em: **06 de Março de 1998.**

Autor: Manoel Corrêa da Costa Neto.

ERRATA

1) Na página ii, item AGRADECIMENTOS, 2º e 3º parágrafos, onde se lê:...”Banca Examinadora”...; leia-se:...”**Banca Examinadora de Qualificação**”...

No 5º parágrafo, onde se lê:...”Departamento de Geoquímica e Metalogênese”...; leia-se:...”**Departamento de Metalogênese e Geoquímica**”....

2) Página x, item ABSTRACT, texto corrigido em anexo.

3) Na página 2, item 1.1, 3º parágrafo, onde se lê: “Todo o percurso soma aproximadamente 45km de rodovia asfaltada.”; leia-se: “Todo o percurso soma aproximadamente 450km de rodovia asfaltada.”

4) Onde se lê:...”*front* Aguapeí”...; leia-se:...”***front* (ou Cinturão) Aguapeí**”... Nas páginas 4 (1º parágrafo), 6 (penúltimo parágrafo) e 7 (penúltimo parágrafo).

Onde se lê:...”*front* tectônico do Aguapeí”...; leia-se:...”***front* tectônico do (ou Cinturão) Aguapeí**”... Nas páginas 10 (1º parágrafo) e 11 (item 2.3.3).

5) **Figura 2.1**, página 5, nova impressão corrigida em anexo.

Figura 2.2, página 9, nova impressão corrigida em anexo.

Figura 3.1, página 14, nova impressão corrigida em anexo.

6) Na página 13, 2º parágrafo, onde se lê:...”através da descrição de testemunhos de sondagens”...; leia-se:...”**através da perfilagem de testemunhos de sondagens**”...

7) Na página 21, 2º item (e parágrafo), onde se lê:...”É caracterizada pela ocorrência de porfiroclastos porfiroclastos de quartzo”...; leia-se:...”**É caracterizada pela ocorrência de quartzo**”...

8) Na página 21 (2º item), página 22 (fig. 3.4) e página 77 (texto da figura 5.9), onde se lê: MAGNETITA-QUARTZO-SERICITA XISTO; leia-se: **QUARTZO-SERICITA XISTO com MAGNETITA**.

Na página 21 (3º item), página 22 (fig. 3.4), página 29 (fig. 3.16), página 32 (fig. 3.22), página 33 (fig. 3.23 e 3.24), página 49 (fig. 4.4), página 50 (fig. 4.7), página 52 (fig. 4.11), página 53 (fig. 4.12), página 108, onde se lê: magnetita-sericita xisto; leia-se: **sericita xisto com magnetita**.

9) Na página 22, figura 3.4, faltou o seguinte texto:

ZMS- zona mineralizada superior;

ZMI- zona mineralizada inferior.

ABSTRACT

Gold deposits in the Lavrinha region, southeast Mato Grosso State, are confined to a tectonic front in which the Proterozoic greenschist - facies metasediments of the Aguapei Group (metarenites and metaconglomerates) were thrust over igneous rocks of the basement (metagabbros, basalts, tonalites and granites) and subsequently affected by right-lateral ductile – brittle shear zones.

The gold mineralization can be found associated with quartz veins hosted by deformed igneous rocks, at the contact with the metasediments of the Aguapei Group, as well as by quartz-magnetite-sericite xists of the Fortuna Formation (Aguapei Group).

The ore paragenesis consists exclusively of pyrite and hematite with which the gold is closely related. The gold -related mineral alteration assemblage is dominated by sericite, with subordinate amounts of rutile, epidote, chlorite and carbonate.

Fluid inclusion studies carried out in vein quartz revealed that low-salinity (< 5.0 % eq. NaCl) H_2O - CO_2 inclusions, with variable phase ratios and CO_2 density values, coexist with low-salinity aqueous inclusions. This is interpreted to represent an heterogeneous trapping of two originally unrelated, partially miscible, fluids in the $(CO_2-H_2O)-(H_2O-salts)$ system.

It is proposed that the gold was transported as a $[Au(HS)_2]^-$ complex and its precipitation triggered by immiscibility of an homogeneous, gold-bearing, hot aqueous-carbonic fluids of metamorphic(?) origin, followed by the interaction with colder aqueous fluids, possibly of meteoric nature. Temperature conditions for the main phase of gold precipitation ranges from 303° and 335°C, as estimated by the chlorite geothermometer.

10) Na página 25, texto da figura 3.7, onde se lê: "...grãos de quartzo estirados e recristalizados"...; leia-se: "...**grãos de quartzo recristalizados**"...

11) Na página 27, texto da figura 3.12, onde se lê: "...Aspecto geral da matriz do granito"...; leia-se: "...**Aspecto geral do granito**"...

12) Na página 32, os textos das figuras 3.21 e 3.22 estão trocados, ou seja, o **texto da fig. 3.21 pertence à figura 3.22 e vice-versa**.

13) Na página 36, 1º parágrafo, onde se lê: "...encaixado em rocha granítica na base da Formação Fortuna."; leia-se: "...**encaixado em rocha granítica no embasamento da Formação Fortuna.**"

14) Na página 40, faltou incluir: **Fig. 3.27**; ao texto: "**REPRESENTAÇÃO ESQUEMÁTICA DOS EVENTOS TECTÔNICOS**"

15) Na página 49, figura 4.4, onde se lê: "Cristais bem desenvolvidos de pirita"...; leia-se: "**Cristais centimétricos de pirita**"...

Na figura 4.5, onde se lê: "Cubos de pirita limonitizada"...; leia-se: "**Cubos centimétricos de pirita limonitizada**"...

16) Nas figuras 4.7 à 4.9 (páginas 50 e 51), figura 5.3 (página 74), faltou **escala gráfica** em que uma **barra de 1cm** equivale a **560µ**.

Na figura 4.10 (página 52), faltou **escala gráfica** em que uma **barra de 1cm** equivale a **140µ**.

Nas figuras 4.11 à 4.13 (páginas 52 e 53), figura 5.4 à 5.6 (páginas 74 e 75), faltou **escala gráfica** em que uma **barra de 1cm** equivale a **70µ**.

Nas figuras 5.7 à 5.10 (páginas 76 e 77), faltou **escala gráfica** em que uma **barra de 1cm** equivale a **28µ**.

17) Na página 55, penúltimo parágrafo, onde se lê: "(Fig. 17 Foto 77ER3)."; leia-se: "(**Fig. 3.13**)."

18) Na página 58, onde se lê a reação geral: $\text{plagioclásio} + \text{CO}_2 = \text{sericita} + \text{calcite}$; leia-se: **$\text{plagioclásio} + \text{CO}_2 (+\text{H}_2\text{O}+\text{K}) = \text{sericita} + \text{calcita}$** .

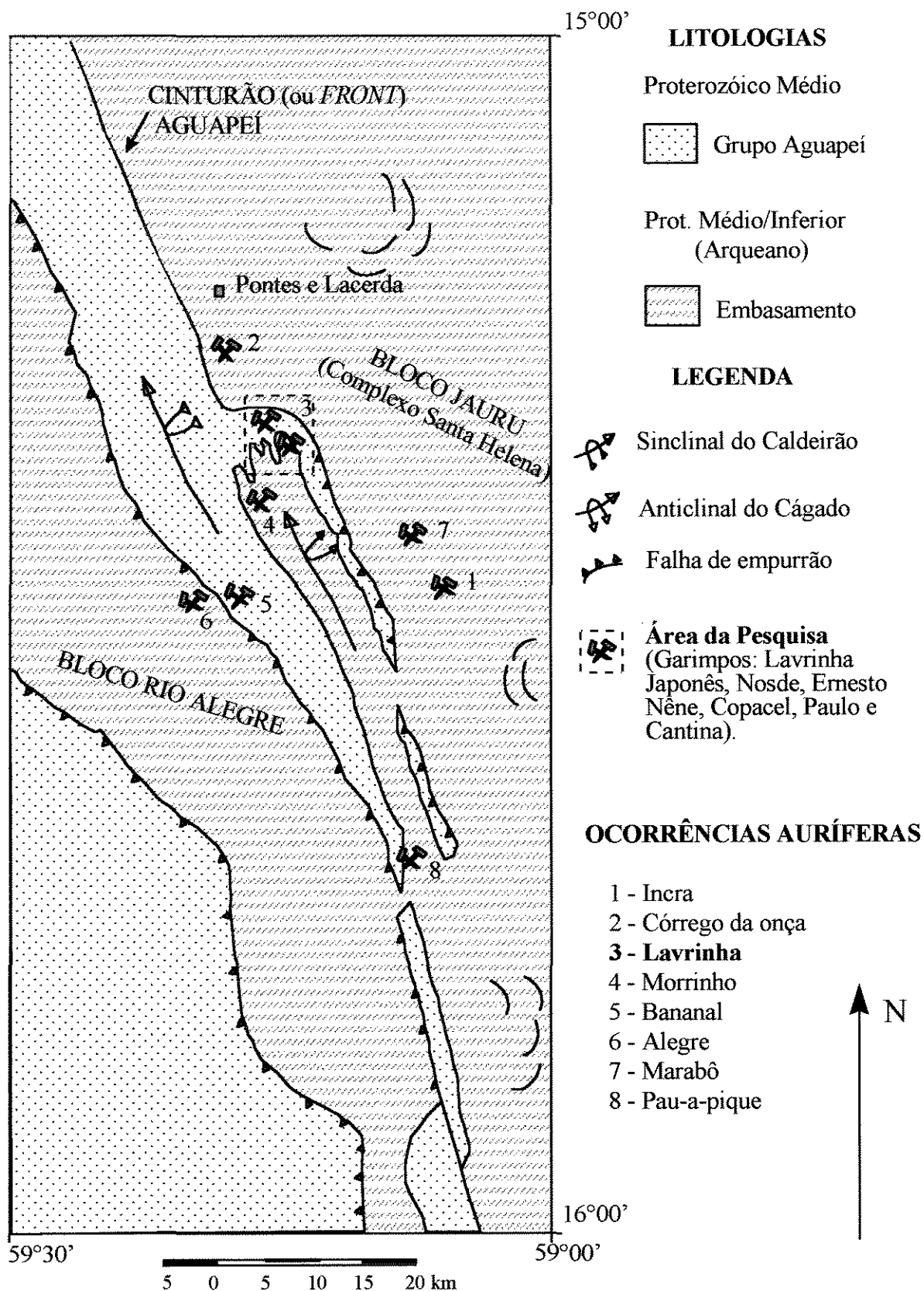
19) Na figura 5.5 (página 75), onde se lê: "...com GP aproximadamente constante, aproximadamente 50%,"...; leia-se: "...**com pouca variação no GP,**"...

20) Na figura 5.19 (página 93), o texto correto é: "**Fig. 5.19**. Proporção de CO_2 (GP=grau de preenchimento) *versus* salinidade (Tfclat) dos fluidos **tipo I**."

21) Na figura 5.20 (página 96), o texto correto é: "**Fig. 5.20**. Proporções volumétricas *versus* densidade do CO_2 de inclusões fluídas do **tipo I**."

22) Na figura 6.1 (página 103), a letra A refere-se à figura superior e a letra B, refere-se à figura inferior, respectivamente. No final do texto, faltou a seguinte referência: "(**Xavier 1996**)."

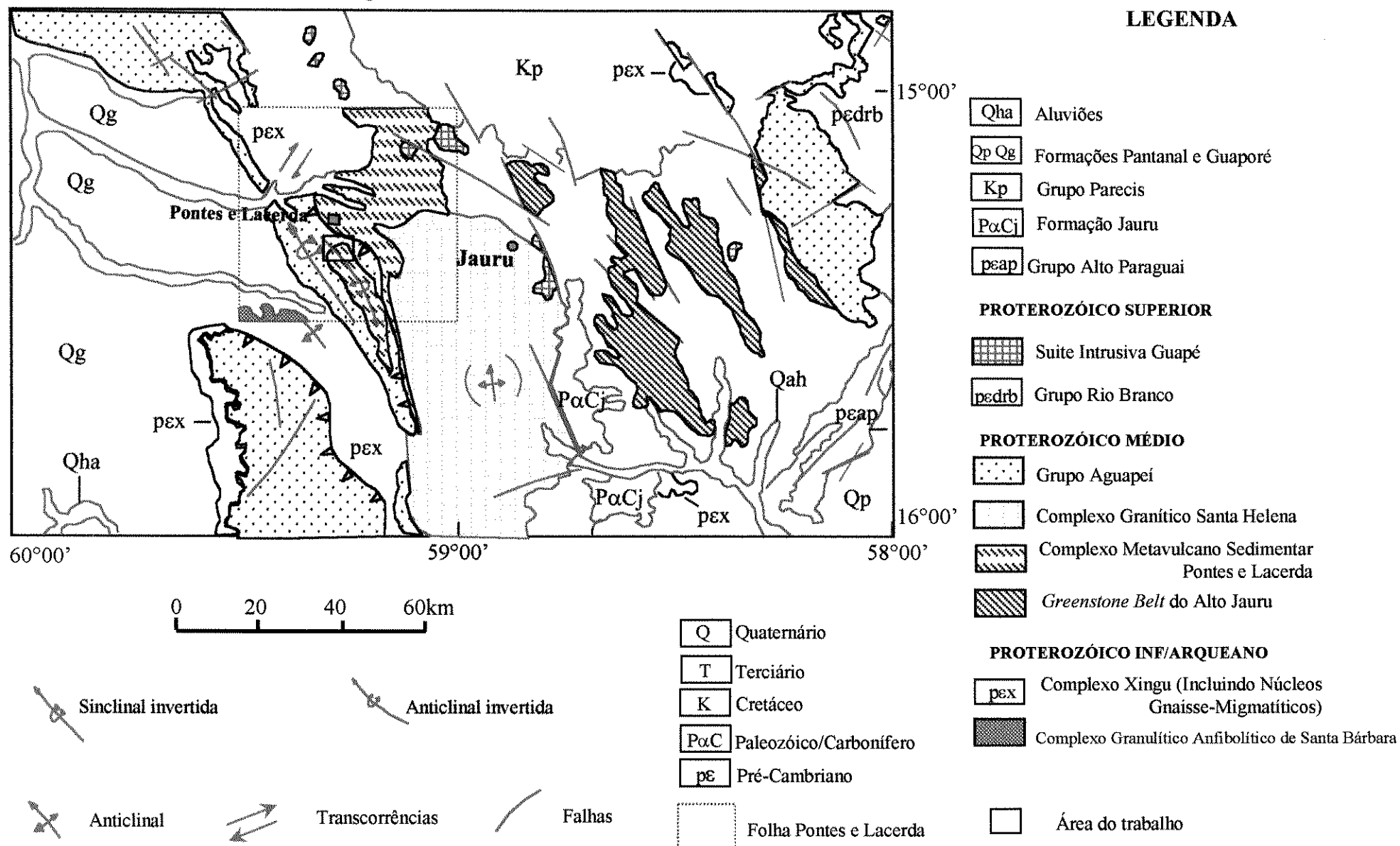
COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA DA ÁREA



Adaptado de Saes & Leite 1993.

Fig. 2.1. Compartimentação tectônica da área e ocorrências auríferas.

Fig. 2.2-GEOLOGIA REGIONAL



Baseado em: Saes & Leite 1993; Monteiro *et al.*, 1986; Menezes, *et al.* (1993). Base geológica compilada de Barros, *et al.* (1982).

MAPA LITO-ESTRUTURAL

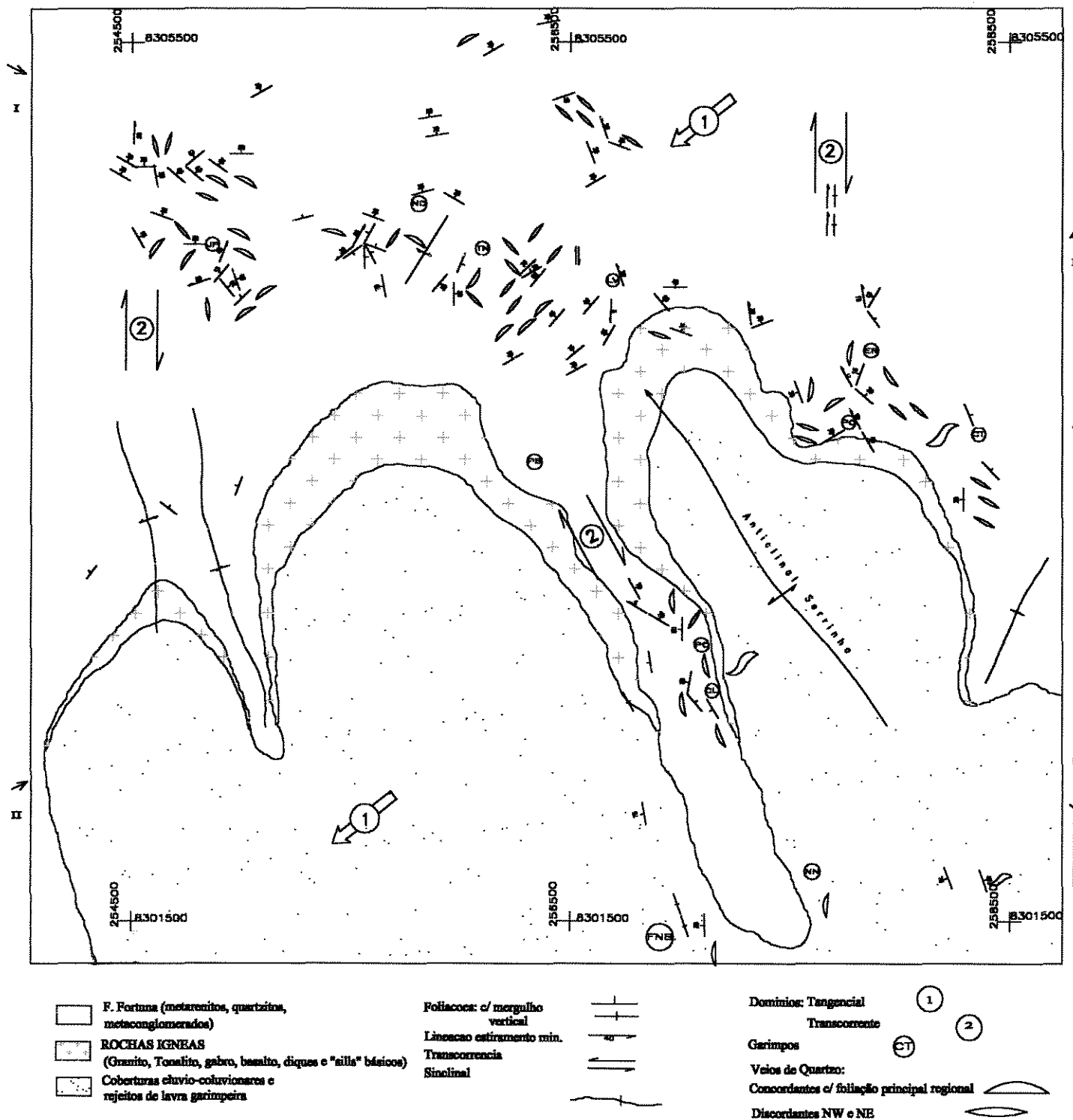


Fig. 3.1. Mapa lito-estrutural da área da Lavrinha.

Ao Nho,

À Nha

e ao Sarará.

AGRADECIMENTOS

Agradeço ao meu orientador, Prof. Roberto Perez Xavier, pela amizade.

Ao Prof. Asit, pela atenção dispensada no decorrer desses anos e pelas sugestões apresentadas como membro da Banca Examinadora.

Ao Prof. Job, também membro da Banca Examinadora, pelas sugestões apresentadas.

A todos os Professores do IG/UNICAMP.

Aos Professores do Departamento de Geoquímica e Metalogênese pelas discussões e esclarecimentos.

A todos os funcionários do IG/UNICAMP pelo auxílio e paciência. Especialmente à Valdirene, à Angela e ao Juarez.

Pelo convívio, pelas discussões e pelo auxílio nas etapas de editoração do trabalho, agradeço aos colegas:

Zé Renato, Ronaldo, Ricardo, Monge, César Gomes, Liliane, Andréa, Carla, Amintas e Irian, Hector, Erasmo, Mauro, Neivaldo, Ao Vicente (Chumbinho) e a todos os demais amigos de jornada.

A Adriana, pelo carinho e amizade.

A Rosa Bello pelas discussões.

Aos colegas Rodrigo e Willy e à Mineração Santa Elina pelo auxílio e disponibilização de dados durante etapa de campo.

Aos Laboratórios de microscopia eletrônica do IG/USP e da Engenharia Mecânica/UNICAMP.

Ao CNPq e à FAEP/UNICAMP, pelo auxílio financeiro.

Aos colegas André Molina e Zé Maria (Geominas) pela confiança e amizade.

Ao colega Gerson Saes pelo apoio e amizade.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	v
LISTA DE TABELAS	viii
RESUMO	ix
ABSTRACT	x
1. INTRODUÇÃO.....	1
1.1. Localização geográfica.....	2
2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	4
2.1. Introdução.....	4
2.2. Síntese da Geologia Regional.....	6
2.2.1. Embasamento pré-Aguapeí	6
2.2.2. Grupo Aguapeí	7
2.2.3. Grupo Rio Branco.....	8
2.2.4. Suíte Intrusiva Guapé	8
2.3. As Mineralizações Auríferas da Região e Contexto Estrutural.....	10
2.3.1. Mineralizações Auríferas Associadas ao <i>Greenstone Belt</i> do Alto Jauru	10
2.3.2. Mineralizações Auríferas Associadas ao <i>front</i> Tectônico Aguapeí.....	11
3. GEOLOGIA LOCAL	13
3.1. INTRODUÇÃO.....	13
3.2. Distribuição e Características Petrográficas dos Principais Litotipos.....	13
3.2.1. Metassedimentos da Formação Fortuna	15
3.2.2. O Conjunto de Rochas Ígneas	15
3.2.3. Unidade de Xistos Miloníticos	18
3.2.4. Correlações Locais e Regionais.....	23
3.3. Geologia Estrutural.....	34
3.3.1. Aspectos Gerais da Área.....	34
3.3.2. Descrição dos Principais Indicadores Estruturais.....	35
3.3.3. Geometria e Cinemática: Provável História Deformacional	38
4. MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS E ALTERAÇÃO HIDROTERMAL	44
4.1. INTRODUÇÃO.....	44

4.2. Níveis Mineralizados.....	44
4.3. Paragênese de Minério e de Alteração Hidrotermal.....	45
4.3.1. Paragênese e Química de Minério.....	45
4.3.2. Alteração Hidrotermal.....	54
4.4. Condições de Formação da Paragênese de Minério e Assembléia Mineral de Alteração.....	55
4.4.1. Estimativa de Temperatura do Evento Hidrotermal.....	55
4.4.2. Características do Processo Metassomático.....	58
4.4.3. Ambiente Físico-Química de Formação da Paragênese de Minério.....	61
 5. CARACTERÍSTICAS E EVOLUÇÃO DAS FASES FLUÍDAS.....	63
5.1. INTRODUÇÃO.....	63
5.2. Amostragem.....	64
5.3. Métodos Analíticos e Equipamento.....	64
5.4. Características Petrográficas dos Veios de Quartzo.....	65
5.5. Tipos e Modos de Ocorrência das Inclusões Fluídas.....	66
5.5.1. Principais Grupos de Inclusões Fluídas.....	66
5.5.2. Modo de Ocorrência dos Grupos de Inclusões Fluídas.....	67
5.6. Composição das Fases Volátil e Aquosa das Inclusões Fluídas.....	78
5.6.1. Inclusões Fluídas Tipo I (aquo-carbônicas).....	78
5.6.2. Inclusões Fluídas Tipo II (aquosas bifásicas).....	86
5.6.3. Inclusões Fluídas Tipo III (aquosas monofásicas).....	87
5.6.4. Correlações e Variações Composicionais.....	87
5.7. Evolução dos Fluídos.....	91
5.7.1. Hipóteses Consideradas.....	91
5.7.2. Provável Processo.....	97
 6. DISCUSSÃO: O SISTEMA HIDROTERMAL.....	100
6.1. Natureza dos Fluídos e Tipos de Depósitos Associados.....	100
6.2. Mecanismo de Transporte e Deposição do Ouro.....	104
 7. CONCLUSÕES.....	108
 8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	110

LISTA DE FIGURAS

1.1	Localização geográfica e acesso à área.....	03
2.1	Front tectônico do Aguapeí e ocorrências auríferas.....	05
2.2	Mapa Geológico Regional.....	09
3.1	Mapa lito-estrutural da área da Lavrinha.....	14
3.2	Perfil integrado esquemático NW-SE da área mapeada.....	19
3.3	Nível estrutural inferior (ZMI) no garimpo do Ernesto.....	20
3.4	Representação esquemática da distribuição vertical dos litotipos nos depósitos da Lavrinha.....	22
3.5	Estruturas primárias deposicionais (estratificações cruzadas) em matação da Formação Fortuna.....	24
3.6	Contato tectônico de quartzito da Formação Fortuna sobre embasamento (rochas ígneas cortadas por veios pegmatíticos).....	24
3.7	Feição micro-textural de porção basal dos metassedimentos (F. Fortuna)....	25
3.8	Aspecto micro-textural (blasto-ofítica a sub-ofítica) do meta-gabro da Lavrinha.....	25
3.9	Aspecto micro-textural (granular hipidiomórfica) do tonalito do Nosde.....	26
3.10	Setores deformados do tonalito do Nosde.....	26
3.11	Porção mais deformada do tonalito.....	27
3.12	Aspecto geral da matriz do granito do garimpo Nilton Brasileiro (FNB).....	27
3.13	Aspecto textural do basalto (garimpo do Ernesto).....	28
3.14	Detalhe do basalto do garimpo do Ernesto.....	28
3.15	Detalhe do basalto do garimpo do Ernesto: clorita e epídoto associado, em micro-fraturas.....	29
3.16	Porção milonítica do basalto com epídoto e biotita subordinados, faixas (<i>ribbons</i>) de quartzo e grãos hematita pseudomórfica corroídos e fraturados.....	29
3.17	Corpo de rocha “básica” encaixada em quartzitos basais, dobrados (contato quartzitos-xistos na ZMI).....	30
3.18	Aspecto micro-textural de amostra menos deformada (centro do corpo) de dique de rocha básica (foto anterior).....	30
3.19	Aspecto da deformação e veios de quartzo em sericita xisto hematítico.....	31
3.20	Detalhe micro-textural do sericita xisto hematítico da ZMS.....	31
3.21	Nível do quartzo sericita xisto (do Nosde) com magnetita.....	32
3.22	Lâminas micro-dobradas de magnetita em magnetita-sericita xisto.....	32
3.23	Aspecto micro-textural do magnetita-sericita da foto anterior.....	33
3.24	Detalhe do magnetita-sericita xisto da foto anterior.....	33
3.25	Desenho esquemático de afloramento, mostrando corpo de rocha “básica” foliada.....	36
3.26	Feições comumente encontradas no sistema de veios de quartzo de direções NW.....	38
3.27	Representação esquemática dos eventos tectônicos.....	40
3.28	Representação esquemática das principais estruturas realcionadas ao processo deformacional (binário dextral).....	41
3.29	Superfícies do tipo “S-C” verticalizadas, encontradas em afloramento.....	42
3.30	Vista panorâmica da faixa de brecha cortando serra sustentada pela F. Fortuna.....	42

3.31	Veio concordante de forma sigmoidal.....	43
3.32	Sistema de veios discordantes paralelos de direção NW.....	43
4.1	Análise química (EDS) de ouro em pirita não alterada.....	47
4.2	Análise química (EDS) de ouro em pirita alterada.....	47
4.3	Análise química (EDS) de ouro agregado de hematita.....	47
4.4	Cristais bem desenvolvidos de pirita fresca encaixada em magnetita-sericita xisto da ZMI, junto a veio de quartzo.....	49
4.5	Cubos de pirita limonitizada disseminada no metassedimento (sericita-quartzo xisto) nas proximidades de veio de quartzo.....	49
4.6	Cubos de pirita fresca em veio de quartzo do contato metaconglomerado-xistos da ZMI, em superfície.....	50
4.7	Cubo centimétrico de pirita alterada: zonação de HM (cinza claro) e limonita (cinza escuro). Em MT-sericita xisto da ZMI.....	50
4.8	Cristalização aparentemente sin-deformacional de cubos de PI com recristalização de grãos de quartzo nas bordas.....	51
4.9	Malha de HMs ripiformes de contorno cúbico, aparentemente cristalizada às expensas de pirita pretérita.....	51
4.10	Ouro intergranular a micas e limonita (+quartzo) de aspecto brechóide.....	52
4.11	Grânulos de ouro intragranular a PI (fresca) da ZMI em MT-quartzo.....	52
4.12	Ouro em zona alterada (HM + limonita) de PI.....	53
4.13	Agregado de HMs tabulares entrelaçados com ouro intragranular e disperso entre ripas de moscovita da matriz.....	53
4.14	Diagrama mostrando os campos de estabilidade de óxidos e sulfetos de ferro, em função da atividade do oxigênio e do pH para temperaturas compatíveis com as estimadas neste estudo (300-350° C).....	62
5.1	Histograma de frequência do grau de preenchimento de incl. fluídas tipo I..	70
5.2	Histograma de frequência do grau de preenchimento de incl. fluídas tipo II.	71
5.3	Aspecto de recristalização dinâmica de grãos de quartzo observado em veios da zona mineralizada superior (ZMS).....	74
5.4	Densidade populacional de inclusões fluídas.....	74
5.5	Inclusões fluídas aquo-carbônicas planares com GP aproximadamente constante, aproximadamente 50%, formas regulares e CN em cristal de veio discordante NE.....	75
5.6	Inclusões fluídas aquo-carbônicas dispersas com pouca variação no GP, formas regulares e CN, em cristal de veio discordante NE.....	75
5.7	Inclusão fluída tipo I ao longo de plano restrito composto também por inclusão fluída aparentemente tipo II.....	76
5.8	Ao centro, inclusão fluída tipo I, dispersa com forma de cristal negativo e grau de preenchimento de aproximadamente 70%.....	76
5.9	Inclusão fluída tipo I dispersa, com GP de aprox. 60%, forma regular.....	77
5.10	Inclusão fluída tipo I, dispersa, com GP de aprox. 90% , forma de CN.....	77
5.11	Histograma de frequência da TfCO ₂ das incls. fluídas tipo I.....	79
5.12	Histograma de frequência da Tfclat das incls. fluídas tipo I.....	80
5.13	Histograma de frequência da Teut das incls. fluídas tipo I.....	83
5.14	Histograma de frequência da ThCO ₂ das incls. fluídas tipo I.....	84
5.15	Histograma de frequência da Thtot das incls. fluídas tipo I.....	85
5.16	Histograma de frequência da Teut das incls. fluídas tipo II.....	88
5.17	Histograma de frequência da Tfgel das incls. fluídas tipo II.....	89
5.18	Histograma de frequência da Thtot das incls. fluídas tipo II.....	90
5.19	Correlação entre salinidade e GP das incls. fluídas tipo I.....	93

5.20	Correlação entre densidade do CO ₂ e GP das incl. fluídas tipo I.....	96
5.21	Estimativa de pressão de aprisionamento das incl. fluídas tipo I.....	99
6.1	Características composicionais e de temperaturas de fluídos e depósitos associados.....	103
6.2	Solubilidade do ouro como uma função da temperatura e atividade do oxigênio em condições de pH 4 (A) e pH (6), em solução aquosa com 6% em peso de NaCl (1 molal) e 320 ppm de enxofre (0,01 molal).....	107

LISTA DE TABELAS

4.1	Análises químicas de ouro e paragênese associadas.....	48
4.2	Resultado das análises químicas de cloritas.....	57
4.3	Exemplo de cálculo da fórmula da clorita.....	57
4.4	Representação esquemática do processo de alteração hidrotermal.....	60
5.1	Características petrográficas de veios de quartzo.....	72
5.2	Características petrográficas de veios de quartzo.....	72
5.3	Características petrográficas de veios de quartzo.....	73
5.4	Características petrográficas de veios de quartzo.....	73
5.5	Temperaturas de eutético e correspondentes sistemas.....	81



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

ÁREA DE METALOGÊNESE

**ESTUDO DA INTERAÇÃO FLUÍDO-ROCHA NOS DEPÓSITOS DA
LAVRINHA,
DISTRITO AURÍFERO DE PONTES E LACERDA-MT**

RESUMO

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Manoel Corrêa da Costa Neto

As mineralizações auríferas da Lavrinha, Mato Grosso, estão associadas a veios de quartzo em zonas de cisalhamento, geradas por uma tectônica compressiva, tangencial de baixo ângulo em regime dúctil-rúptil. Como consequência os metassedimentos proterozóicos do Grupo Aguapeí foram empurrados sobre um piso representado por rochas ígneas (metagabro, basalto, tonalito e granito) pertencentes ao embasamento. Este processo evoluiu para transcorrências dextrais associadas a regime rúptil-dúctil.

O ouro é encontrado em dois níveis estruturais: o nível estrutural inferior é representado por rochas ígneas deformadas e cisalhadas na zona de contato com os litotipos do Grupo Aguapeí (metarenitos e metaconglomerados); o nível superior, representado por quartzo-sericita xisto, magnetita-quartzo-sericita xisto e sericita xisto está localizado em nível intermediário do pacote de metassedimentos da Formação Fortuna (Grupo Aguapeí).

A paragénese de minério é composta por pirita e hematita, às quais o ouro está intimamente associado. A assembléia mineral de alteração inclui: rutilo, epidoto, clorita e carbonato que ocorrem de modo restrito, sendo a sericitização a mais pervassiva alteração hidrotermal.

Os fluídos envolvidos no processo hidrotermal foram identificados em inclusões fluídas aquo-carbônicas e aquosas de baixa salinidade (aproximadamente 5% em peso equivalente de NaCl), aprisionadas em quartzo de veios.

Propõe-se que o ouro foi transportado como um complexo $[Au(HS)_2]$. Sua precipitação estaria associada a processo de imiscibilidade de fluídos aquo-carbônicos mais quentes, de possível natureza metamórfica, seguido de interação com fluídos aquosos mais frios, de possível natureza meteórica.

As condições de temperatura em que ocorreu o processo hidrotermal foram estimadas com o geotermômetro da clorita em 303 – 335° C.



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

ÁREA DE METALOGÊNESE

**FLUID-ROCK INTERACTION IN THE LAVRINHA AREA, PONTES E
LACERDA GOLD DISTRICT, MATO GROSSO STATE.**

ABSTRACT

MASTER THESIS

Manoel Corrêa da Costa Neto

Gold deposits of Lavrinha region, Mato Grosso State, are associated to quartz veins in shear zones formed by low angle tangencial compressive tectonics in a ductil-ruptil regim. As a result, the Proterozoic metasediments of the Aguapei group were thrust above an igneous basement, represented by metagabros, basalts, tonalites and granites. These processes evolved to dextral transcurrences related a ruptile-ductile regim.

The gold can be founded in two structural domains: the lower domain: is represented by deformed igneous rocks, sheared in the contact area with lithotipes of the Aguapei group (metarenites and metaconglomerates); the upper is composed of quartz-sericite xists, magnetite-quartz-sericite xists and sericite xists and has intermediate position in the sediment strata of the Fortuna Formation (Aguapei group).

The ore paragenesis is composed by pyrite and hematite where gold is closely related. The alteration mineral assemblage include rutile, epidote, chlorite, and carbonates which occur in a restrict way. Sericitization is the most pervasive hydrothermal alteration.

Fluids involved in the hydrothermal processes were identified as aquo-carbonic and low salinity aqueous fluid inclusions (approximately 5% of weight correspondent to NaCl), trapped in inclusions of quartz veins.

It is proposed that the gold was transported as a $[Au(HS)_2]$ complex. Its precipitation could be related to imiscibility processes of warmer aquo-carbonic fluids with metamorphic origin followed by an interaction with colder aqueous fluids possible from meteoric nature.

Temperature conditions of hydrothermal processes were estimated by the chlorite geothermometer and ranges between 303-335°C.

1. INTRODUÇÃO

A descoberta de novos depósitos, assim como a avaliação econômica de depósitos já existentes são dependentes da geração de um conjunto de informações geológicas regionais e de escala de depósito relevantes para subsidiar antecipadamente quaisquer investimentos.

Os depósitos de ouro mesotermiais do tipo *lode* são responsáveis por uma parcela significativa da produção mundial de ouro. Deste modo, a modelagem de tais depósitos, particularmente o entendimento dos processos que envolvem a sua formação, é de fundamental importância, não apenas do ponto de vista acadêmico, mas também de grande ajuda na definição de estratégias de exploração e de áreas potenciais para mineralizações desta categoria.

Na região sudoeste do Estado do Mato Grosso, campanhas de mapeamentos geológicos em escalas regionais realizados na década de 80, culminaram com a definição do *Greenstone Belt* do Alto Jaurú por Monteiro *et al.*, 1986, e a descoberta do Depósito do Cabaçal nessa porção do Cráton Guaporé.

O Distrito Aurífero de Pontes e Lacerda está inserido nesse contexto geológico de terrenos tipo granito-*greenstone*, onde inúmeros depósitos de pequeno porte encontram-se distribuídos ao longo de um cinturão com cerca de 200km estruturado pelo *front* tectônico do Aguapeí (Saes & Leite, 1993). Até recentemente estes depósitos vinham sendo explotados pela atividade garimpeira, existindo apenas uma mina com infra-estrutura implantada funcionando já há vários anos na região. A partir das informações obtidas junto a empresas de mineração que atuam na área, estima-se que a potencialidade da Lavrinha esteja em torno de 20 toneladas de ouro. No entanto, o acervo de trabalhos de pesquisa com enfoques sobre a geologia local e/ou mineralizações auríferas é escasso e em escala regional. Neste sentido este trabalho fornece uma significativa contribuição para o entendimento dessas mineralizações.

Este estudo aborda uma série destes pequenos depósitos que se concentram em uma área, com cerca de 25km², no Distrito de Pontes e Lacerda, denominada Lavrinha. Com a perspectiva de estabelecer os parâmetros responsáveis pela deposição do ouro e consequentemente, contribuir para a modelagem destes depósitos na região, com

implicações para as atividades prospectivas, este estudo concentrou-se principalmente na determinação da natureza e evolução do fluido no sistema hidrotermal. Para isso procurou-se definir o estilo estrutural da mineralização, a paragênese da alteração hidrotermal e a de minério e realizar um estudo sistemático de inclusões fluídas nas zonas mineralizadas.

1.1. LOCALIZAÇÃO GEOGRÁFICA E ACESSO À ÁREA

O acesso à área se faz pela rodovia BR-070, partindo-se de Cuiabá, capital do Estado do Mato Grosso, seguindo-se até a cidade de Cáceres e daí até a cidade de Porto Esperidião, onde esta estrada passa a denominar-se BR-174. A sede deste município está distante cerca de 130km de Pontes e Lacerda.

A pesquisa foi realizada na localidade conhecida como Lavrinha, 10km ao sul do Município de Pontes e Lacerda.

Todo o percurso soma aproximadamente 45km de rodovia asfaltada.

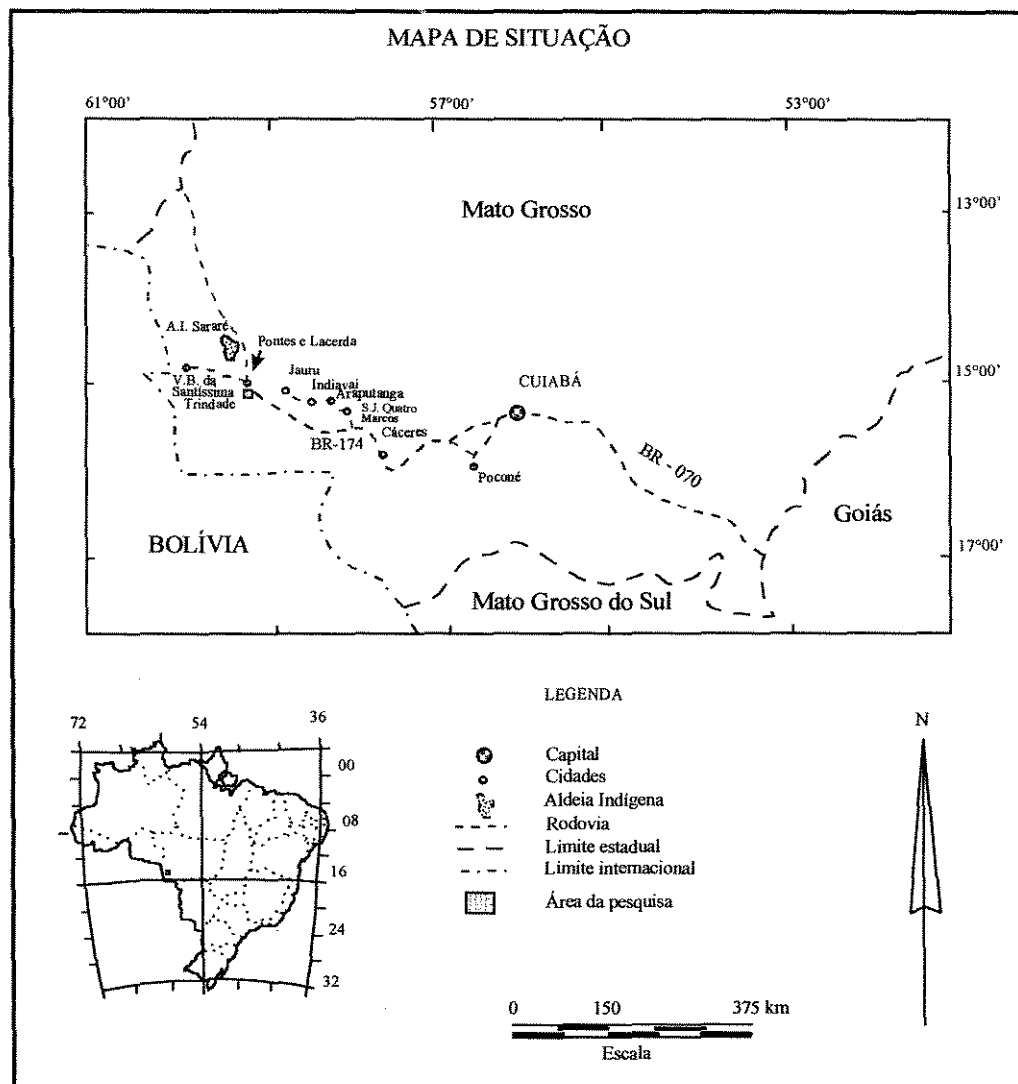


Fig. 1.1. Localização geográfica e acesso à área.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

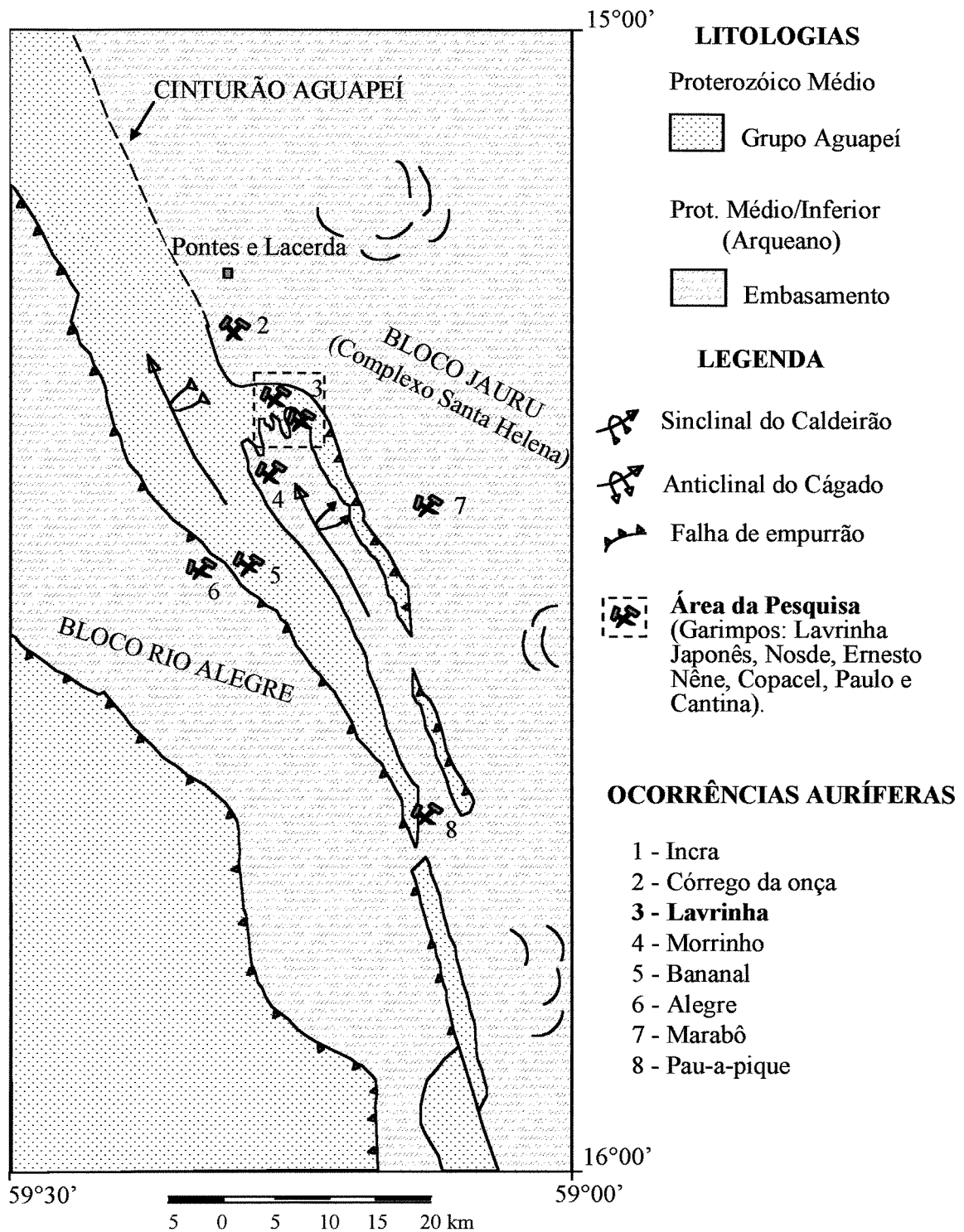
2.1. INTRODUÇÃO

O Distrito Aurífero de Pontes e Lacerda situa-se na região sudoeste do Mato Grosso, em domínios tectônicos do Cráton Guaporé. Estes depósitos estão encaixados nos metassedimentos proterozóicos do Grupo Aguapeí (Souza & Hildred 1981. In: Barros *et al.* 1982) ao longo do *front* Aguapeí, situado nos limites entre um bloco crustal estabilizado no Ciclo Transamazônico, à oeste (Bloco Rio Alegre), e o Complexo Santa Helena, uma faixa de intensa granitogênese desenvolvida no início do Proterozóico Médio (Bloco Jauru), à leste (Saes & Leite 1993. **Fig. 2.1**).

Barros *et al.* (1982), propôs a existência de cinco principais unidades litoestratigráficas para o pré-cambriano desta porção do cráton: Complexo Xingú, Suíte Intrusiva Rio Alegre, Grupo Aguapeí, Grupo Rio Branco e Suíte Intrusiva Guapé. Estas unidades formam um conjunto que adentra o território boliviano para W-SW sendo delimitado em superfície, pelos sedimentos da Formação Utiriti ao Norte, Grupo Alto Paraguai a E-SE e sedimentos da Formação Pantanal a Sul, em território brasileiro (**Fig. 2.2**).

Uma série de individualizações tem sido propostas à essas unidades geológicas, principalmente ao Complexo Xingú, reunindo controvertidas idéias para a geocronologia da região.

COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA DA ÁREA



Adaptado de Saes & Leite 1993.

Fig. 2.1. Front tectônico do Aguapeí e ocorrências auríferas.

2.2. SÍNTESE DA GEOLOGIA REGIONAL

2.2.1. EMBASAMENTO PRÉ-AGUAPEÍ

NÚCLEOS GNAISSE-MIGMATÍTICOS

São admitidos como o embasamento mais antigo da região, relacionados ao intervalo Arqueano-Proterozóico Inferior.

-Complexos gnaiss-migmatíticos de composição tonalítica: reúne o Complexo Rio Vermelho (Leite 1987) e o Complexo Metamórfico Alto Guaporé (Menezes *et al.* 1993), para o qual foi obtida uma idade isocrônica Rb/Sr de 1971 ± 70 m.a. por Carneiro 1985.

-Complexos gnaiss-migmatítico-granulítico: reúne a Associação gnaiss-migmatítica Brigadeirinho (Saes *et al.* 1984), o Complexo Xingú (Barros *et al.* 1982, Monteiro *et al.* 1986); e o Complexo granulítico-anfibolítico de Santa Bárbara (Menezes *et al.* 1993), constituído por biotita-hornblenda-clino-ortopiroxênio tonalitos e hornblenda-orto-clinopiroxênio metagabros; correlacionados ao Complexo Granulítico Lomas Maneches, na Bolívia, com valor isocrônico Rb/Sr de 1961 m.a. (Litherland *et al.* 1986).

SEQUÊNCIAS VULCANOSSEDIMENTARES

Várias sequências vulcanossedimentares foram definidas na região. O *Greenstone Belt* do Alto Jauru (Monteiro *et al.* 1986), à leste, engloba a Sequência Vulcano-sedimentar Quatro Meninas e parte da Associação Gnaiss-migmatítica Brigadeirinho (Saes *et al.* 1984).

À oeste da região, na zona de influência do *front* Aguapeí foram definidas outras destas sequências supra-crustais denominadas Sequência Vulcano-sedimentar Rio Alegre (Leite *et al.* 1986) e Complexo Meta-Vulcano Sedimentar Pontes e Lacerda (Menezes *et al.* 1993), cuja similaridade com o *Greenstone Belt* do Alto Jauru é sugerida pelos autores.

Todas estas supra-crustais estão estruturadas segundo faixas alongadas de direção NW e provavelmente parte do Supergrupo de Xistos San Ignacio (Saes *et al.* 1993, Litherland & Bloomfield 1981).

A idade do Greenstone Belt do Alto Jauru foi definida pelos autores em 2.830 ± 70 m.a. e 2800 ± 360 m.a., com base em datações K/Ar em gabro intrusivo na sequência. As demais unidades foram posicionadas no Proterozóico Médio pelos seus autores.

COMPLEXOS GRANÍTICOS BATOLÍTICOS

Compreende o Complexo Granítico Santa Helena (Saes *et al.* 1984, Leite 1987) e plutões tardi e pós-cinemáticos com significativas concentrações de valores de datações radiométricas no intervalo 1,5 - 1,3 g.a. (Carneiro 1985).

2.2.2. GRUPO AGUAPEÍ

O Grupo Aguapeí constitui-se, da base para o topo, pelas Formações Fortuna, Vale da Promissão e Morro Cristalino (Souza & Hildred, 1980. In: Barros *et al.*, 1982).

A Formação Fortuna compõe-se predominantemente por metarenitos e ortoquartzitos, com intercalações de lentes de metaconglomerados; a Formação Vale da Promissão é representada por pelitos, e a Formação Morro Cristalino formada por metarenitos de granulometria média a grossa, com níveis de metaconglomerados e metassiltitos.

Essas coberturas sedimentares essencialmente quartzito-pelíticas foram depositadas em bacia intracratônica, em ambiente que evoluiu, da base para o topo, de fluvial a plataforma marinha rasa com barras arenosas depositadas sob influência de tempestade, transicionando a S-SE para ambientes marinhos mais profundos com deposição de turbiditos em sistemas de leques submarinos; e a unidade superior, definida como depósitos de rios *braided* e dunas eólicas.

À sudoeste da região (Serra de Santa Bárbara e Serras de Huanchaca) e à nordeste (região de Rio Branco) estas coberturas são horizontalizadas, com intensidade de deformação e grau de metamorfismo crescentes no sentido do *front* Aguapeí (Fig. 2.1 e 2.2).

Estas coberturas plataformais foram correlacionadas às do Grupo Sunsás (Bloomfield & Litherland 1979. In: Barros 1982) na Bolívia.

2.2.3. GRUPO RIO BRANCO

Este grupo é constituído por uma sequência de rochas básicas (diabásios e gabros) e ácidas (riodacitos, granitos pórfiros, dacitos), intrusiva nas rochas do Grupo Aguapeí em forma de diques ou *sills*. Barros *et al.* (1982) obtiveram uma idade Rb/Sr de 1.130 ± 72 m.a. para as rochas deste grupo.

2.2.4. SUITE INTRUSIVA GUAPÉ

Esta Suite foi definida por Barros *et al.* (1982), “para granitos e subordinadamente granodioritos *sensu lato*, que ocorrem sob a forma de corpos isolados” na área, com idades entre 850 e 900 m.a. Também é utilizada para referir-se ao conjunto de rochas ácidas constituindo uma sequência de corpos alinhados N-S, a partir das proximidades de Indiavaí, compostos por biotita-hornblenda-granitos e microgranitos porfiríticos, segundo Saes *et al.* (1984).

2.3. AS MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS DA REGIÃO E CONTEXTO ESTRUTURAL

Em termos regionais, as mineralizações auríferas da porção sudoeste do Estado do Mato Grosso estão hospedadas pelo *Greenstone Belt* do Alto Jaurú, à leste, e pela zona de cavalgamento produzida no *front* tectônico do Aguapeí, na região do Município de Pontes e Lacerda, à oeste (Figs. 2.1 e 2.2).

2.3.1. MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS ASSOCIADAS AO *GREENSTONE BELT* DO ALTO JAURU

As mineralizações auríferas hospedadas pelas supracrustais do *Greenstone Belt* do Alto Jauru é representada pelo depósito do Cabaçal.

A paragénese é constituída principalmente por calcopirita, esfalerita, marcasita, pirita, pirrotita e galena, além de quantidades subordinadas de teluretos, selenetos e bismuto, associados à galena. O ouro é muito rico em prata (23% em peso) e encontra-se associado à esta paragénese.

Pinho, *et al.*, 1994 propõe que a mineralização principal é composta por calcopirita, esfalerita, pirita e pirrotita e formou-se posteriormente à deposição da marcasita. Este estágio inicial da mineralização teria ocorrido em condições moderadamente ácidas e temperaturas inferiores a 240°C, enquanto que a principal paragénese teria se formado a partir de soluções levemente ácidas e temperaturas mais elevadas (entre 355-405°C), conforme estimado por geotermômetro da clorita. Estes autores citam, ainda, a presença de fluidos aquo-carbônicos e aquosos, de baixa salinidade, sugerindo um modelo de depósito mesothermal relacionado à zona de cisalhamento.

A área delimitada pelo *Greenstone Belt* do Alto Jauru foi dividida em compartimentos tectônicos por Monteiro *et al.* (1986), descritos como calhas sinformais de vergências para SW e direções N20-40W, cuja estruturação é dada pelas sequências supra-crustais. As foliações tem as mesmas direções das calhas e mergulhos de aproximadamente 40-75° SW. Estas sequências supracrustais teriam sido afetadas por três fases de dobramentos: a primeira e a Segunda produziram dobras isoclinais

apertadas e assimétricas, respectivamente, com planos axiais semi-paralelos de direções N20-40W; a terceira, de esforços compressivos sub-ortogonais às primeiras, produziu ondulações nos eixos dos dobramentos precedentes.

2.3.2. MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS ASSOCIADAS AO *FRONT* TECTÔNICO DO AGUAPEÍ

Ao longo deste *front* tectônico, que define uma estrutura regional de direção NW sustentada pelos metassedimentos do Grupo Aguapeí, encontram-se inúmeras ocorrências auríferas importantes (Geraldes & Costa Neto, 1994. Fig. 2.1).

A paragênese é monominerálica para a maioria das ocorrências auríferas na região de Pontes e Lacerda e representada principalmente pela pirita. Apenas em uma das ocorrências, a do Garimpo do Onça, é reportada uma paragênese composta por pirita, calcopirita, galena e esfalerita (Geraldes, 1996).

A idade destas mineralizações, calculada pelo método K/Ar em micas da alteração hidrotermal ($\cong$ 950 M.a.) é correlacionada à deformação do Cinturão Aguapeí (Geraldes, 1996).

Na área do Distrito Aurífero Pontes e Lacerda, Menezes *et al.* (1993) propõem que a estruturação dos litotipos estaria relacionada a dois eventos deformacionais distintos, que estariam balizados pela colocação do Granito São Domingos. O primeiro, de natureza dúctil, teria resultado em cavalgamentos oblíquos sinistrais, com transporte tectônico de ESE para WNW e afetado apenas as unidades anteriores à colocação do referido granito. O evento posterior, denominado de Sunsás-Aguapeí, estaria representado por zonas de cisalhamento transcorrentes dextrais de alto ângulo e direção NNW, ocorrido em condições rúpteis-dúcteis. Este evento está bastante marcado na Faixa Móvel Aguapeí. Os referidos autores admitem que, para a área em questão, esta transcorrência teria evoluído de um transporte tectônico em rampa oblíqua, de NNE para SSW, imprimindo discreta vergência das suas dobras para SW e cavalgamento de parte do Complexo Metavulcano-Sedimentar Pontes e Lacerda sobre rochas da Formação Fortuna.

Segundo Saes & Leite (1993), são frequentes as ocorrências de escamas do embasamento imbricadas tectonicamente entre pacotes das coberturas Aguapeí nesta zona de *front* tectônico.

3. GEOLOGIA LOCAL

3.1. INTRODUÇÃO

O reconhecimento geológico em superfície buscou a identificação das principais famílias de veios de quartzo, suas encaixantes e condicionantes estruturais, de modo a permitir seus posicionamentos relativos dentro de um modelo de evolução estrutural. Estes levantamentos de campo constaram de um breve reconhecimento geológico regional do contexto onde insere-se a área estudada, o mapeamento geológico em escala 1:5.000 e a descrição de alguns testemunhos de furos de sondagens.

O mapeamento de superfície, no que diz respeito à geologia estrutural, consistiu na obtenção de atitudes de foliações, lineações de estiramento mineral e na individualização de famílias de veios de quartzo. Os indicadores cinemáticos foram procurados *in situ* e em amostras orientadas. A análise geométrica e cinemática foi subsidiada pela exame de aerofotos, imagem de radar e reconhecimento parcial em sub-superfície através da descrição de testemunhos de sondagens. O acesso a estes testemunhos de sondagens possibilitou um entendimento do arcabouço tectônico da área.

3.2. DISTRIBUIÇÃO E CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS DOS PRINCIPAIS LITOTIPOS

Os litotipos individualizados na área podem ser genericamente agrupados em três unidades geológicas, representadas por metassedimentos da Formação Fortuna, unidade basal do Grupo Aguapeí, um conjunto de rochas ígneas, e unidades compostas por xistos miloníticos. A distribuição vertical das litologias, idealizada pela correlação de furos de sondagem, tem na sua base as rochas ígneas, sobre a qual assentam-se os metassedimentos da Formação Fortuna. O contato entre estas unidades são abruptos, com uma proeminente superfície de descolamento conferindo-lhe um caráter eminentemente tectônico (Fig. 3.6).

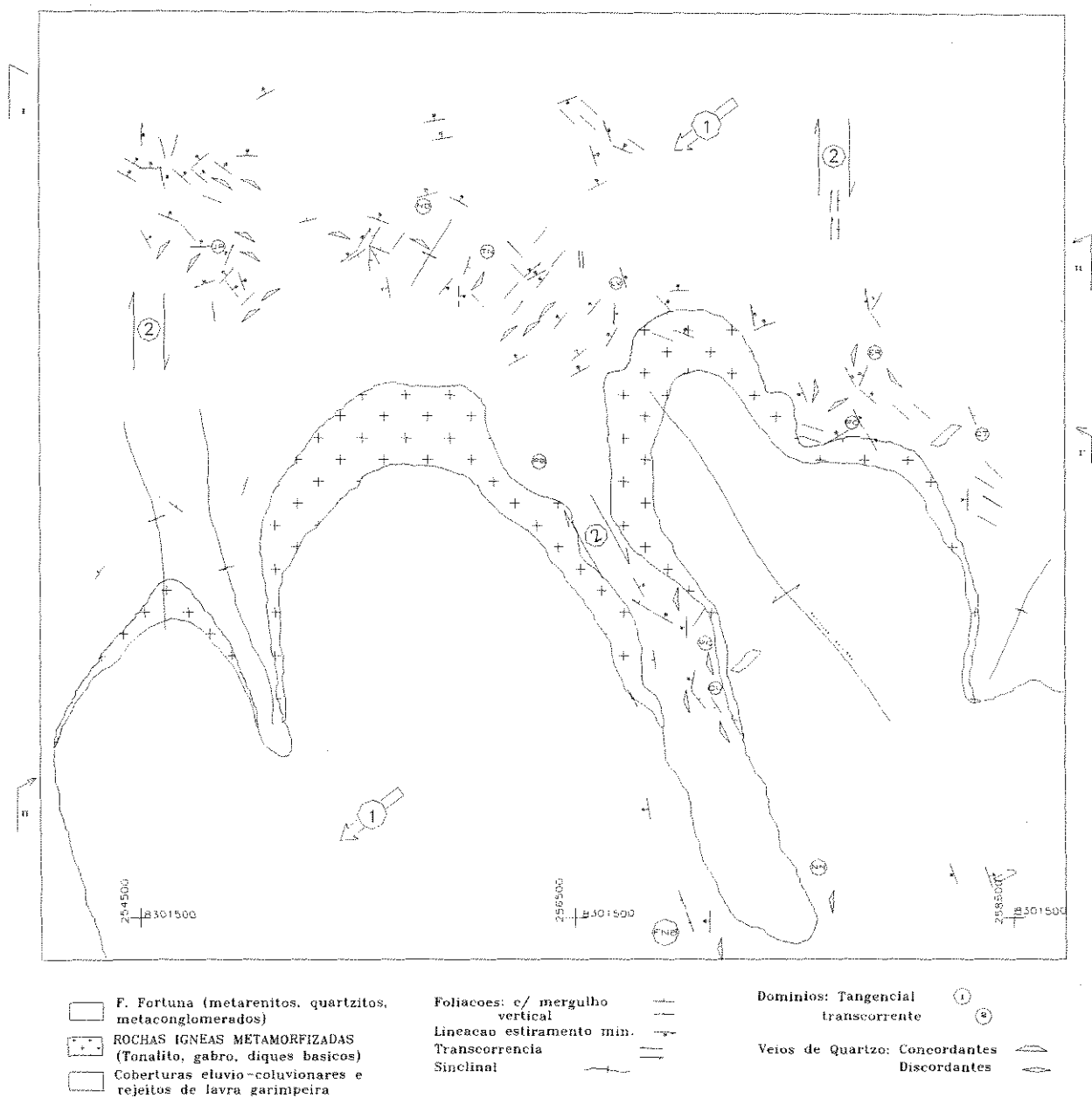


Fig. 3.1. Mapa lito-estrutural da área da Lavrinha.

3.2.1. METASSEDIMENTOS DA FORMAÇÃO FORTUNA

Os metassedimentos da Formação Fortuna (Grupo Aguapeí) ocupam a maior parte da superfície da área, sustentando feições escarpadas com direções SW-NE no centro da quadricula mapeada e morrotes de direção aproximadamente NW (**Fig. 3.1**). Neste conjunto litológico incluem-se metarenitos de granulometria variadas, com forma sub-arredondada e boa seleção dos grãos, e espaços intergranulares ocupados por muscovita/sericita e localmente clorita. Nesta sequência de metassedimentos também ocorrem espessas lentes de metarenitos arcoseanos e de metaconglomerados, particularmente na sua porção basal. Estruturas deposicionais primárias, tais como, estratificação gradacional, estratificações cruzadas acanaladas e planares, ainda encontram-se preservadas, apesar de uma bem marcada foliação desenvolvida paralelamente a estratificação (So). Esta foliação é conferida principalmente pela orientação da sericita (**Fig. 3.7**).

3.2.2. O CONJUNTO DE ROCHAS ÍGNEAS

Em superfície, as rochas ígneas são de ocorrência restrita, expondo-se na base das escarpas e morrotes, sotoposta aos metassedimentos da Formação Fortuna, desenhando em planta estreitas franjas de extremidades voltadas para SE (**Fig. 3.1**). No restante destas partes arrasadas do terreno, a unidade de rochas ígneas encontram-se recobertas por coberturas eluvio-coluvionares.

Através do estudo petrográfico em amostras de testemunhos de sondagens foi possível identificar metagabro, basalto, tonalito, e granito, entre os principais representantes do conjunto de rochas ígneas. No entanto, devido à escassez de afloramentos, grau de alteração intempérica, e descontinuidade dos furos de sondagem, a abrangência espacial destes litotipos em superfície e suas relações de contato, não puderam ser determinadas.

METAGABRO

O metagabro foi identificado pelas perfurações das sondagens efetuadas no garimpo da Lavrinha (LV), a aproximadamente 250m de profundidade. Exibe

granulometria grossa e coloração esverdeada, sendo constituído predominantemente por anfibólio (hornblenda) e plagioclásio (An?). Estes minerais formam um mosaico, onde grãos de plagioclásio euédricos a subédricos dispersos espaçadamente, estão circundados pela hornblenda, em geral em porções de grãos prismáticos. Este arranjo sugere que o anfibólio substituiu piroxênios pretéritos, de maneira a preservar a textura ígnea original, para o qual a designação de blasto-ofítica (a sub-ofítica) pode ser indicada. (Fig. 3.8). De forma subordinada encontra-se clorita, sericita, epídoto e quartzo, e como acessórios apatita, biotita, esfeno e opacos. Os plagioclásios exibem coloração turva e extinção ondulante mas, em geral, estão bastante alterados para sericita. Dependendo da intensidade dessa alteração os plagioclásios podem apresentar formas arredondadas. A sericita é encontrada como micrólitos, orientadas segundo as lamelas de geminação ou, em alguns grãos, a extensão dessa sericitização levou à formação de pseudomorfos. As feições de deformação intracristalina estão impressas nos plagioclásios por geminações mecânicas com terminações em chamadas e lamelas encurvadas. Os cristais de hornblenda podem exibir microfraturamento, formação de sub-grãos ou substituição parcial por clorita fibrosa. A clorita ocorre comumente com hábito fibroso em porções da lâmina, mas são observadas também em microfraturas que geralmente cortam porções do anfibólio, onde mostram-se límpidas e de formas irregulares como “manchas” associada a quartzo, e em menor grau epídoto.

BASALTO

O basalto foi identificado em furos de sondagem no Garimpo do Ernesto (ER; Figs. 3.1, 3.2 e 3.3). A mineralogia principal é composta basicamente por plagioclásio, em ripas com dimensões aproximadas de 0,3mm, em arranjo caótico. Os limites dos grãos e de maclas dos plagioclásios são difusos, com extinção ondulante e sericitização parcial. Os interstícios da malha de plagioclásios são ocupados por clorita e carbonato, caracterizando uma textura intersertal. A rocha é cortada por microfraturas e vênulas preenchidas por carbonato e clorita, com nítida feição indicativa de terem sido cristalizadas dinamicamente. Nessas microfraturas, a clorita encontra-se associada a porções ricas em epídoto e subordinadamente tremolita. Outro mineral encontrado em quantidade razoável é hematita pseudomórfica, cujos grãos (aproximadamente 0,1mm) exibem bordas corroídas, contornos irregulares e fraturamentos. Em alguns casos, a textura da rocha originariamente formada por ripas de plagioclásios, ficou guardada apenas pelos contornos da sericita pseudomórfica. Em amostras com graus de

deformação/alteração mais avançados, esta rocha alcança graus de deformação milonítica composta basicamente por sericita, clorita, epidoto e hematita. (Figs. 3.13, 3.14, 3.15 e 3.16).

TONALITO

O tonalito foi identificado em furos de sondagem no garimpo do Nosde.

Caracteriza-se por uma granulometria grossa e mineralogia dominada por plagioclásio e quartzo distribuídos de acordo com uma textura granular hipidiomórfica. A sericita aparece em grande quantidade e, juntamente com o carbonato e pirita, compõem a principal mineralogia de alteração. De modo subordinado ocorrem rutilo, muscovita e clorita. Como acessórios ocorrem biotita, zircão, turmalina, apatita e monazita. Uma parcela significativa dos grãos de plagioclásio está quase que totalmente alterado para um agregado muito fino de sericita, enquanto que os cristais com intercrescimento pertítico mostram-se parcialmente alterados para carbonatos. Feições deformacionais são dadas por fraturamento ou lamelas de geminação (lei da albíta) algo encurvadas nos plagioclásios e extinção ondulante e em bandas nos grãos de quartzo. A pirita exhibe bordas corroídas enquanto que o rutilo ocorre na forma de um agregado, substituindo mineral pretérito geralmente com formas de esfero e contornos deformados. A muscovita é encontrada em grãos bem cristalizados nos interstícios entre quartzo e plagioclásio. Eventualmente a malha mineralógica original é cortada por vênulas pegmatíticas a quartzo+feldspato e de carbonato. (Fig. 3.9)

Nas zonas de maior deformação e alteração hidrotermal, o tonalito no Garimpo do Nosde mostra porfiroclastos de quartzo, com tamanho médio de 1mm, estirados, fraturados, extinção ondulante e em bandas, localmente com sub-grãos poligonizados, imersos em matriz dominada por sericita (e subordinadamente muscovita), resultante da alteração do plagioclásio, que confere à rocha uma foliação pervasiva. (Fig. 3.10 e 3.11)

GRANITO

Este litotipo foi identificado em furos de sondagem nos Garimpos da Fazenda Niltom Brasileiro (FNB). O granito compõe-se basicamente por microclínio, quartzo e subordinadamente feldspatos com intercrescimentos pertíticos. A sericita aparece em quantidade razoável, ocupando os espaços intergranulares dos minerais primários. Os grãos de quartzo apresentam-se com extinção ondulante ou recrystalizados e as lamelas de

geminção em feldspatos exibem terminações em chama. Aparentemente a alteração dos feldspatos obliterou uma textura ígnea granítica original (**Fig. 3.12**).

DIQUES E *SILLS*

Através do reconhecimento geológico em superfície também se observou manifestações de caráter intrusivo em granito e metassedimentos da Formação Fortuna, na forma de diques e *sills* que aparecem como lâminas decimétricas a métricas encaixadas em porções basais dos metassedimentos (**Fig. 3.17**). Amostra de porções menos deformadas desta rocha exhibe, ao microscópio, uma composição mineralógica dominada por sericita extremamente fina, com hematita pseudomórfica em formas estiradas, às vezes com hábito característico da magnetita (magnetita hematitizada) e, mais comumente, como minúsculos fragmentos definindo superfícies deformacionais. Alguns núcleos contornados pela foliação, são compostos por agregados de rutilo pseudomórfico. As características mesoscópicas desta rocha afanítica, cinza escura, e seu modo de ocorrência permitem inferir uma provável natureza básica para o seu protólito, onde uma matriz composta predominantemente por plagioclásios poderia produzir esta mineralogia de alteração (**Fig. 3.18**).

3.2.3. UNIDADE DE XISTOS MILONÍTICOS

Duas zonas de xistos miloníticos, com espessuras variando em torno de 30m, podem ser delimitadas em perfis confeccionados através de furos de sondagem na área da Lavrinha. À estes níveis está associada a mineralização aurífera. (**Fig. 3.2 e 3.3**). O nível estrutural inferior está localizado na interface entre as rochas ígneas e os metassedimentos da Formação Fortuna e corresponde à zona mineralizada inferior (ZMI); e o nível estrutural superior está localizado em porção intermediária do pacote de metassedimentos da Formação Fortuna, cuja espessura é da ordem de 300m localmente e corresponde à zona mineralizada superior (ZMS). Estas correspondem a zonas de mais alta taxa de deformação e alteração hidrotermal de rochas ígneas e metassedimentos. Estas altas taxas deformacionais são observadas particularmente no nível estrutural superior (ZMI), exposto nos garimpos da Lavrinha (LV), Nosde (ND) e

Japonês (JP). Os contatos desta unidade com os metassedimentos da Formação Fortuna são eminentemente tectônicos, definido por nítida superfície de descolamento.

Os dois níveis estruturais são compostos praticamente pela mesma intercalação de xistos e milonitos.

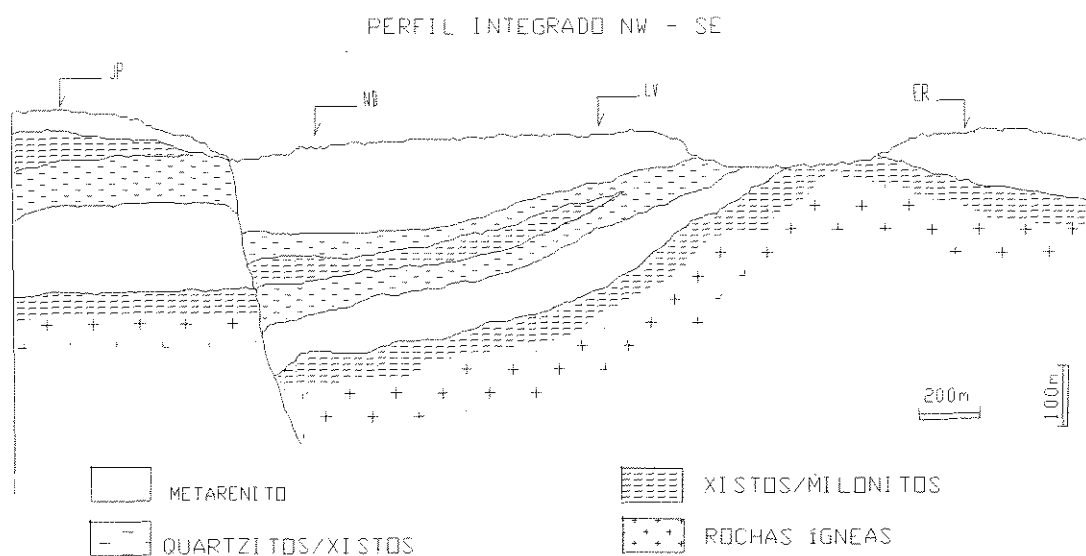


Fig. 3.2. Perfil integrado esquemático NW-SE da área mapeada.

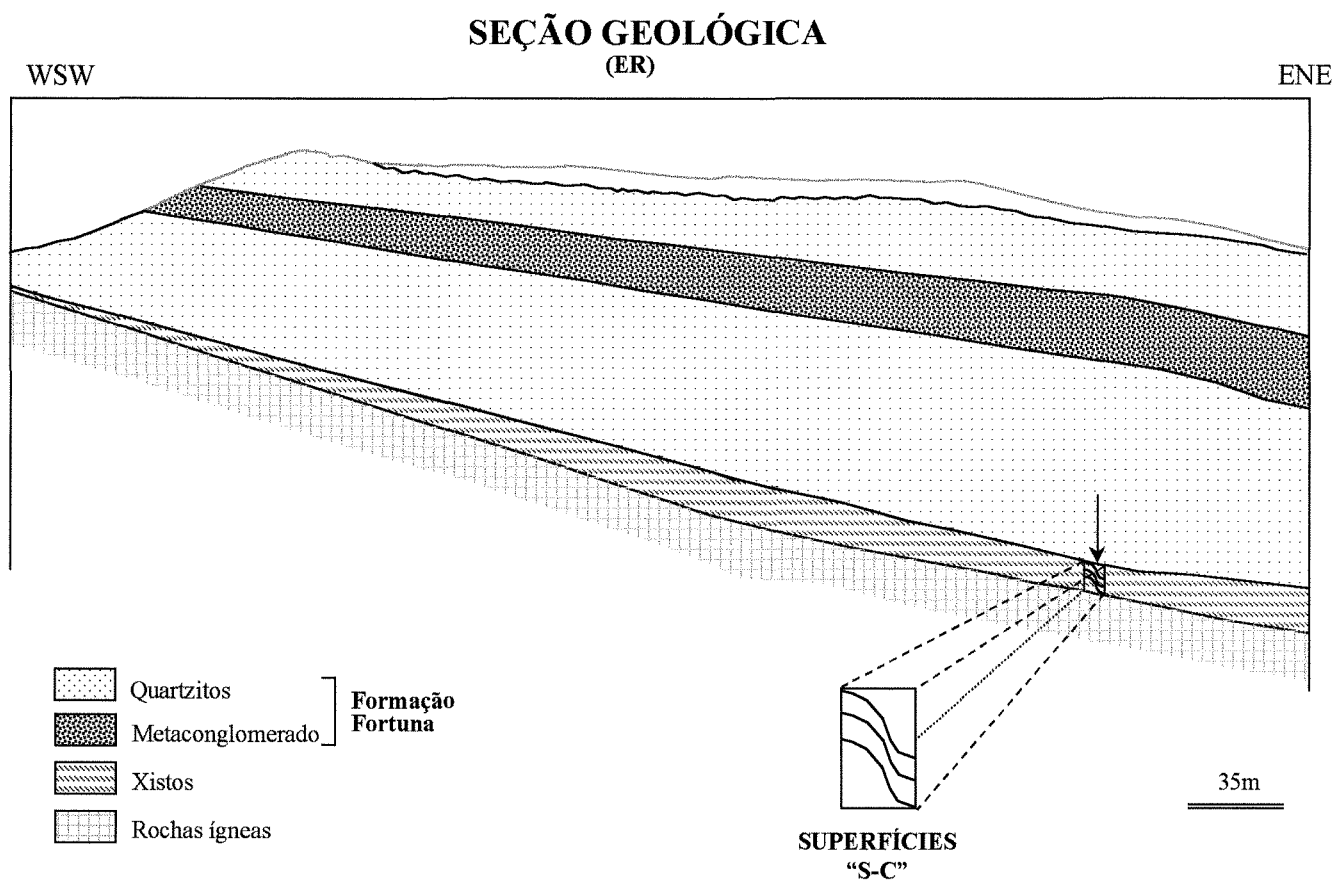


Fig. 3.3. Nível estrutural inferior (ZMI) no garimpo do Ernesto.

SERICITA XISTO HEMATÍTICO

A matriz é composta basicamente por sericita e hematita, que ocorrem como minúsculas ripas de cristalização sindeformacional, alinhadas à foliação microdobrada. A quantidade de hematita aumenta consideravelmente junto à borda de vênulas de quartzo, onde mesoscopicamente também se observa cristais de pirita hematitizada. O rutilo ocorre circundando núcleo de hematita, aparentemente como pseudomorfo de mineral pretérito de formas reliquias arredondadas, contornada pela foliação. Também pode-se encontrar grãos arredondados de monazita, truncados por partição e zonados. Acessoriamente encontra-se zircão, epidoto e apatita (Fig. 3.19 e 3.20).

QUARTZO-SERICITA XISTO E MAGNETITA-QUARTZO-SERICITA XISTO

No nível estrutural inferior esta sequência foi encontrada acima de zona deformada do tonalito. É caracterizada pela ocorrência de porfiroclastos porfiroclastos de quartzo com orientação planar, estirados e fraturados, tamanho médio de 1 mm, com extinção ondulante e em bandas ou com feições de recristalização dinâmica e estática de sub-grãos poligonizados. A matriz é predominada por sericita (e subordinadamente muscovita) isorientadas à foliação. Outros minerais incluem a pirita, como pequenos cristais (aproximadamente 1 mm) dispersos. O rutilo está presente finamente cristalizado, em malhas cujos contornos desenhavam formas estiradas com hábito de esfero e a hematita pode ocorrer como ripas internas à essas malhas ou em grãos arredondados, límpidos e bem cristalizados. Acessoriamente aparecem monazita, zircão e apatita.

No nível mais acima, junto ao contato com os metassedimentos da Formação Fortuna, ocorrem níveis com magnetita, a qual se encontra hematitizada, fraturada e corroída e orientadas, juntamente com os grãos de quartzo. A pirita é encontrada como cristais centimétricos e em grande quantidade neste nível (Fig. 3.21).

MAGNETITA SERICITA XISTO

Ocupa a maior parte de um intervalo com cerca de 15m de espessura, limitado pelo basalto na extremidade inferior e os metassedimentos da Formação Fortuna na superior. A magnetita é encontrada como lâminas microdobradas, completamente

hematitizadas, fraturadas e com as bordas cominuídas, com os fragmentos definindo superfícies de deformação (Fig. 3.22, 3.23 e 3.24).

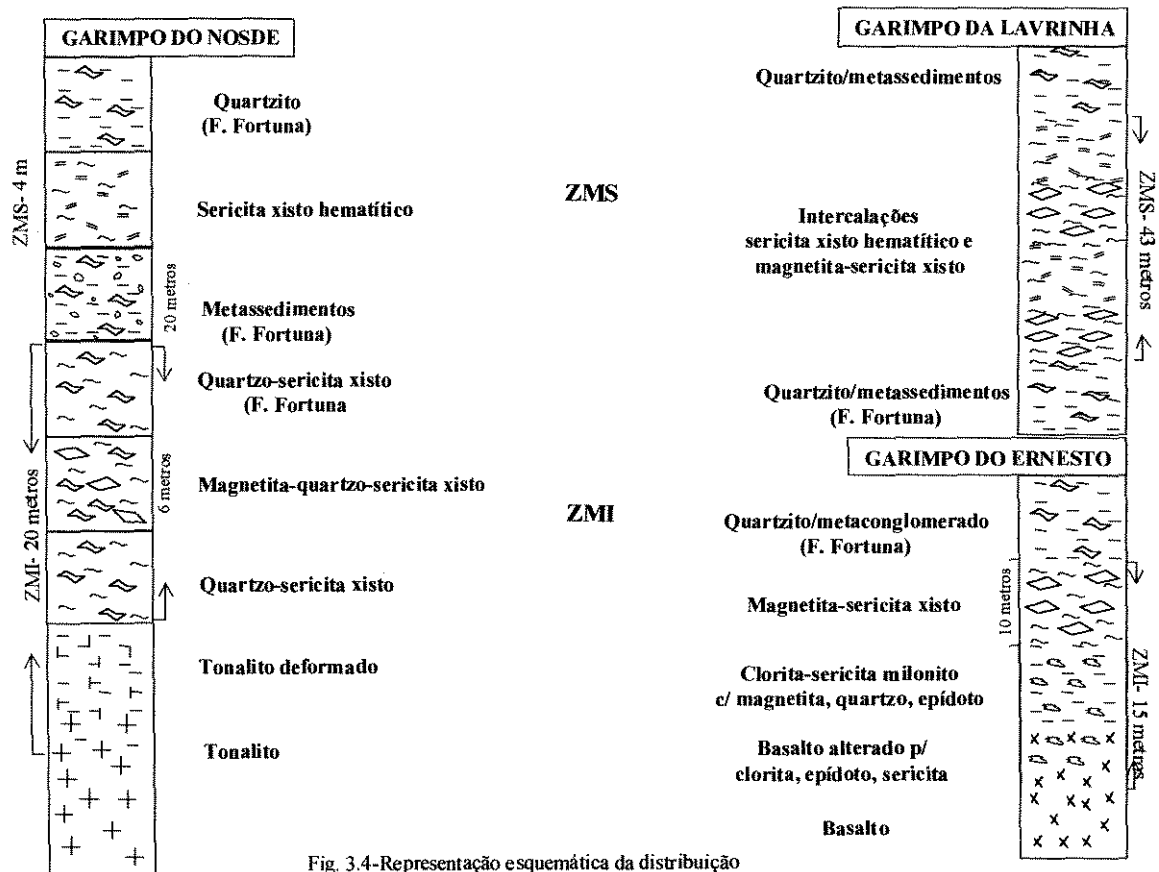


Fig. 3.4-Representação esquemática da distribuição vertical dos litotipos nos depósitos da Lavrinha

3.2.4 CORRELAÇÕES LOCAIS E REGIONAIS

DIQUES E SILLS

Podem ser encontrados em outros depósitos auríferos mais a norte da região encaixado em planos de falha de empurrão, cortando os metassedimentos da Formação Fortuna. Possivelmente trata-se dos mesmos diques que cortam a Serra do Aguapeí, na região de Rio Branco (Saes & Leite, 1993), para os quais se obteve idades entre 1,0 - 0,9 ga. também na Bolívia (Litherland & Bloomfield, 1981), tomados como idade mínima para o Grupo Aguapeí. Geraldès (1996) também obteve valor de 950 ma. pelo método K/Ar em micas de alteração hidrotermal nestes depósitos da Lavrinha, tomado como idade das mineralizações e correlacionada à deformação do Cinturão Aguapeí. Estas considerações evidenciam, portanto, a associação entre as mineralizações auríferas e a colocação desses diques.

ROCHAS ÍGNEAS E XISTOS MILONÍTICOS

Os dois níveis estruturais mineralizados (ZMI e ZMS) são compostos praticamente pela mesma sequência de xistos. A diferença fica por conta de uma taxa deformacional muito mais elevada nos xistos do nível estrutural superior, em relação ao inferior.

A natureza destes litotipos é incerta. No entanto, algumas considerações nesse sentido pode ser feitas com relação ao sericita xisto hematítico. Lâminas de possível rocha de natureza básica são encontradas embricadas planarmente às So das porções basais dos quartzitos. As características meso e microscópicas (mesma composição mineralógica) e aspectos de campo assemelham ao litotipo referido como sericita xisto hematítico do nível estrutural superior, o que permite levantar a hipótese de tratar-se da mesma rocha.

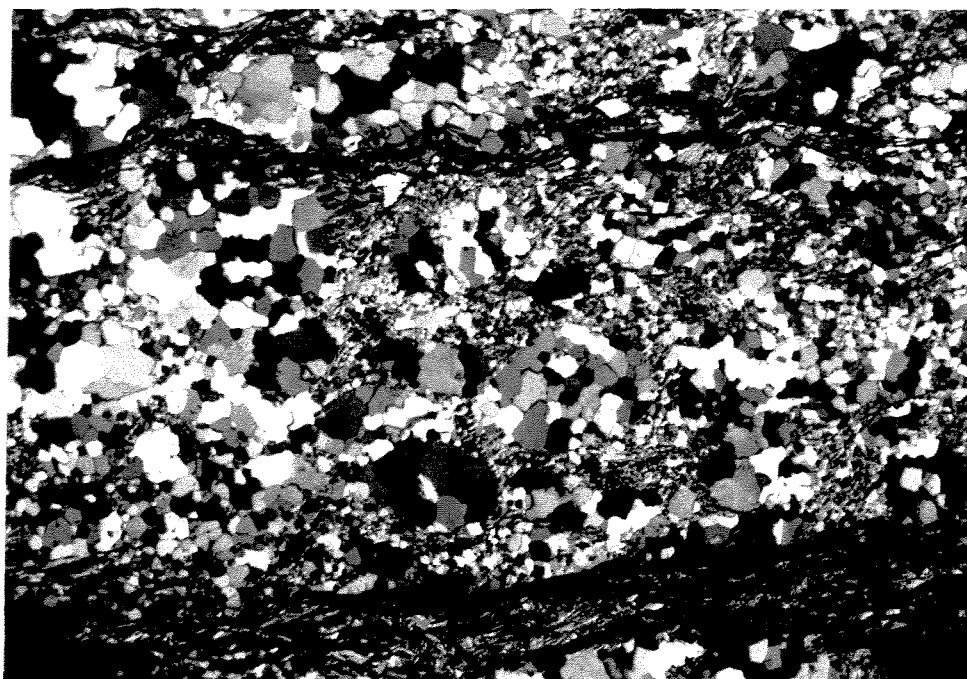
A correlação destes xistos e rochas ígneas aos litotipos citados na literatura sobre a região é dificultosa. É possível que estas unidades façam parte do conjunto de rochas que compõe o Complexo Meta-vulcano Sedimentar Pontes e Lacerda e o Complexo Ígneo Rio do Cágado.



Fig. 3.5 - Estruturas primárias deposicionais (estratificações cruzadas) em matacão da Formação Fortune no topo da serra na Lavrinha (LV).

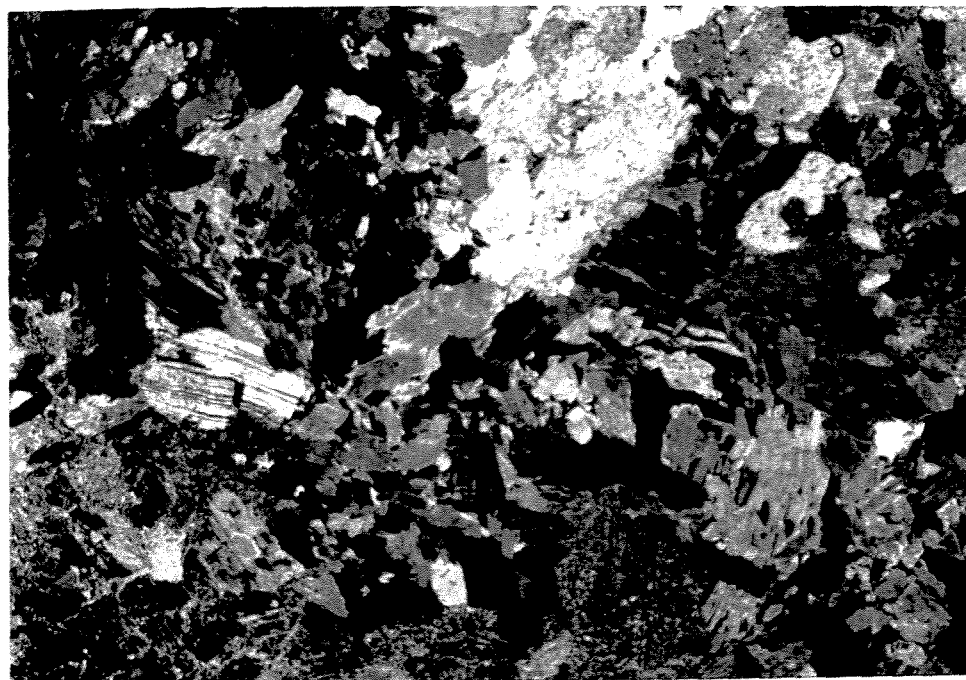


Fig. 3.6- Contato tectônico de quartzito da Formação Fortune sobre embasamento (rochas ígneas cortadas por veios pegmatíticos).



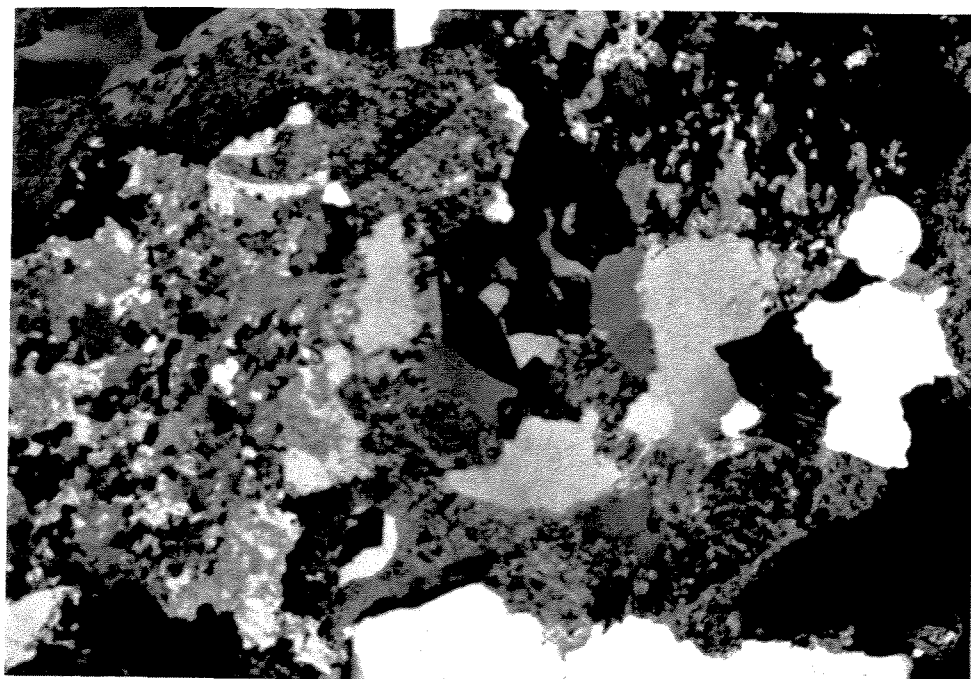
5.6mm

Fig. 3.7-. Feição micro-textural de porção basal dos metassedimentos (F. Fortuna). Sericita (moscovita)-quartzo xisto, grãos de quartzo estirados e recrystalizados circundados pela mica delinea a foliação, recrystalização estática (formação de sub-grãos poligonizados). (amostra 68ER). Obj. 2,5X



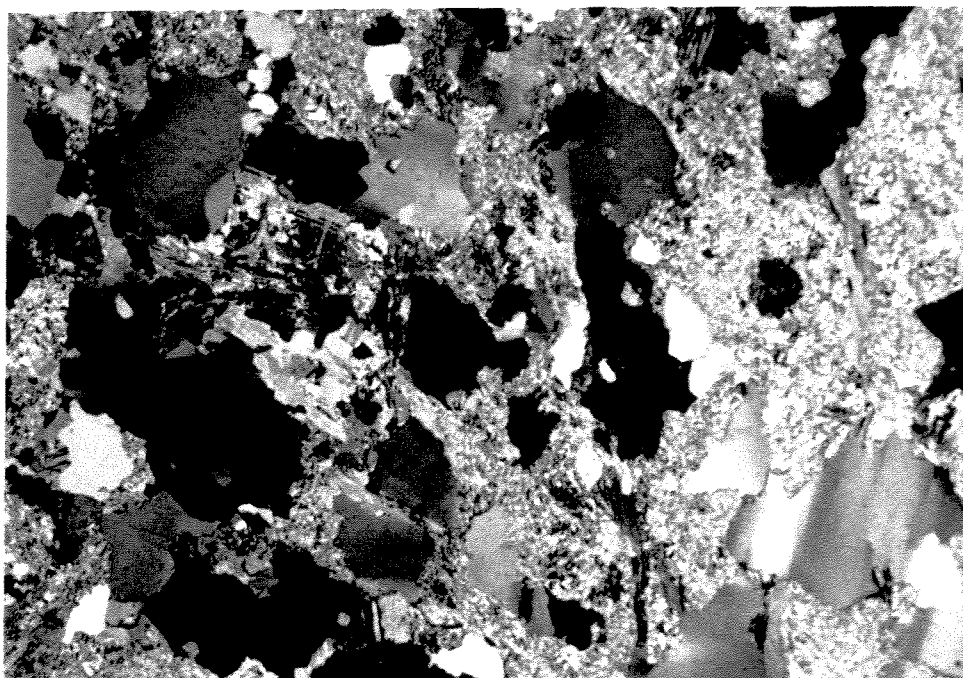
5,6mm

Fig. 3.8 - Aspecto micro-textural (blasto-ofítica a sub-ofítica) do meta-gabro da Lavrinha composto principalmente por anfibólio e plagioclásio fraturados, com lamelas encurvadas e sericitizados. (amostra 110FL45). Obj. 2,5X



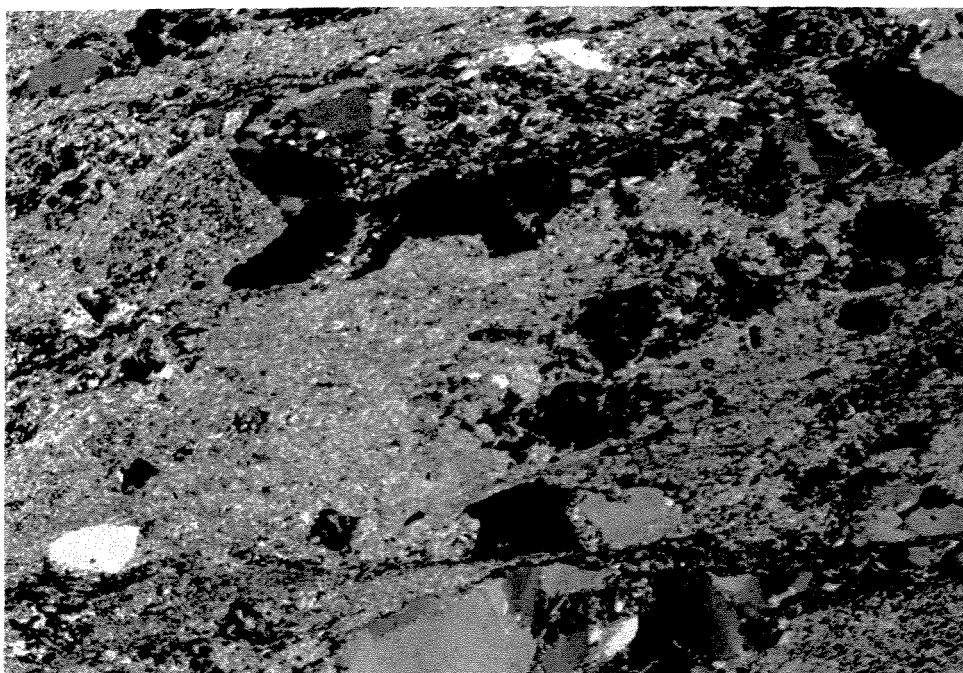
5,6mm

Fig. 3.9 - Aspecto micro-textural (granular hipidiomórfica) do tonalito do Nosde com plagioclásios parcial ou totalmente sericitizados, quartzo e moscovita. Ao centro observa-se rutilo pseudomórfico em forma de esfeno. (amostra 103FN20).Obj. 2,5X



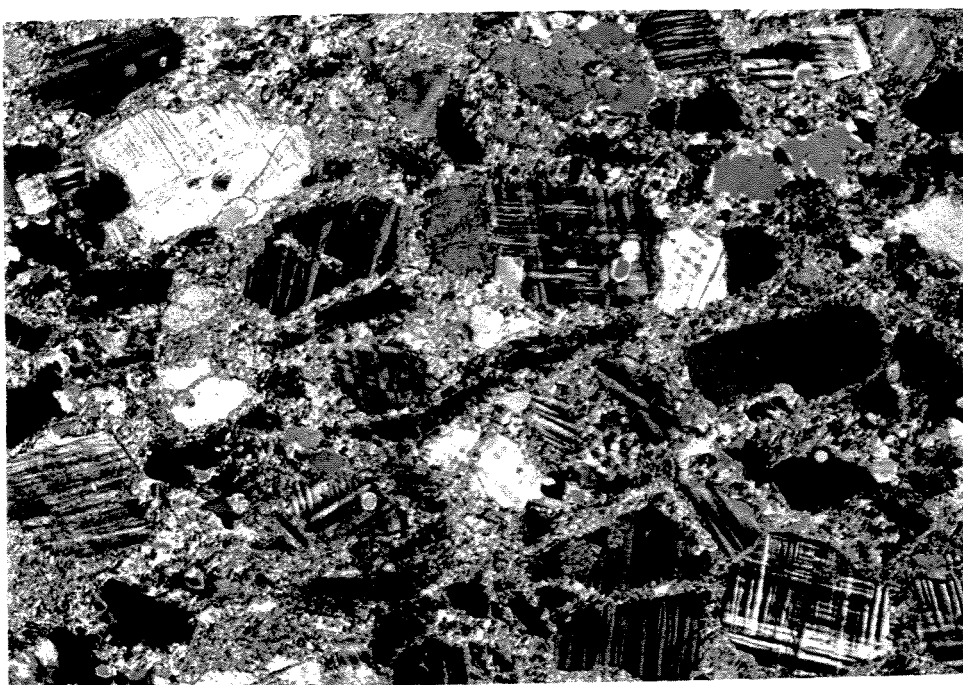
5,6mm

Fig. 3.10 - Dois setores do tonalito do Nosde: à esquerda, setor não deformado com textura ígnea original ainda preservada (quartzo+plagioclásio alterado para sericita); à direita, setor deformado, com sericitização mais intensa, delineando a foliação juntamente com quartzo estirado. (amostra 101FN20-a)b. Obj. 2,5X.



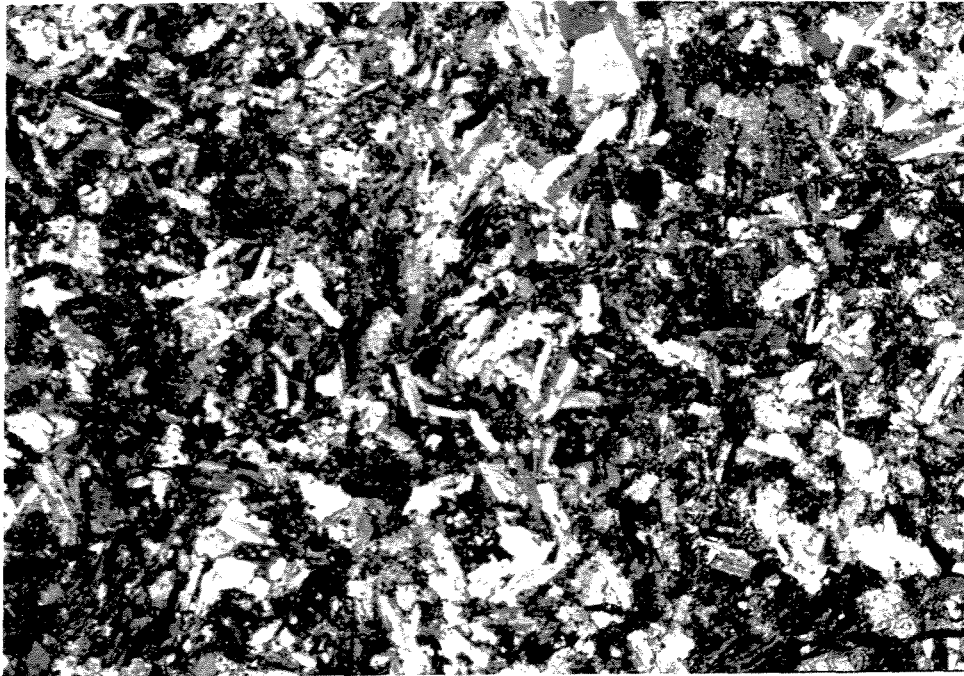
5,6mm

Fig. 3.11 - Porção mais deformada do tonalito onde ainda observa-se carbonato (por ex. nos cantos superiores direito e esquerdo) e sericita pseudomórfica (centro do canto superior esquerdo). Ao centro, observa-se “malha” de rutilo pseudomórfico com hábito de esfero. (amostra 97FN20). Obj. 2,5X



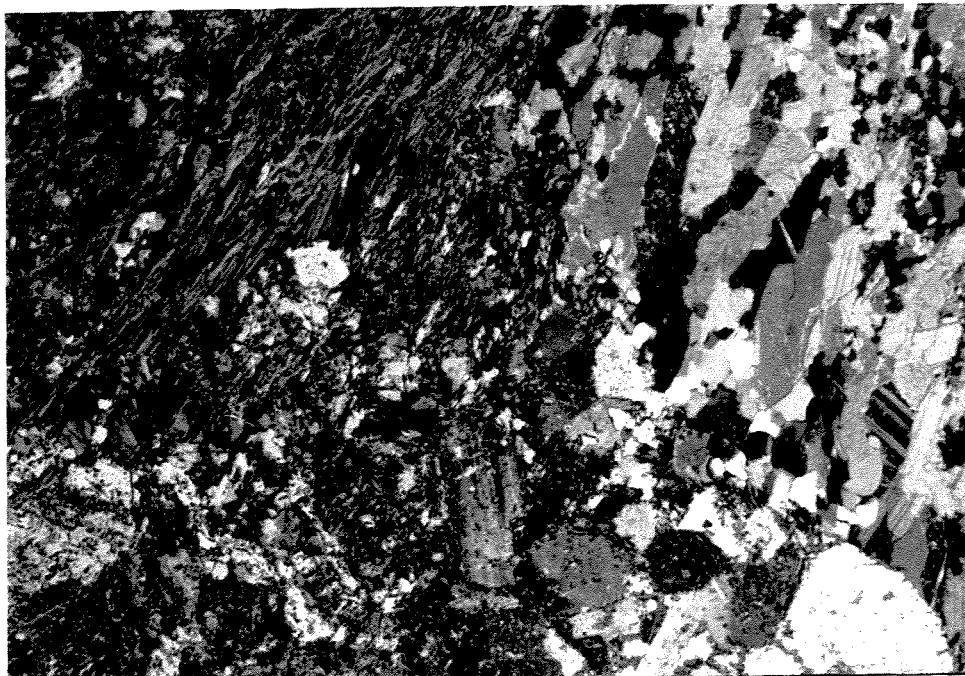
5,6mm

Fig. 3.12 - Aspecto geral da matriz do granito do garimpo Niltom Brasileiro (FNB), constituída basicamente por microclínio, com terminações em chama, imersos em uma massa de sericita. (amostra 86FNB24). Obj. 2,5X



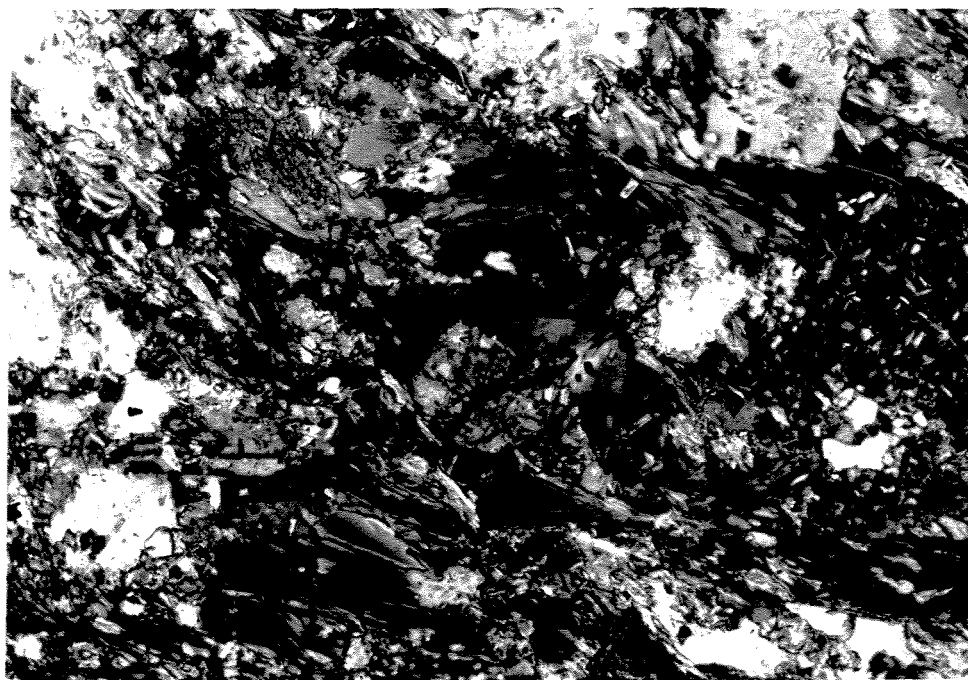
5,6mm

Fig. 3.13 - Aspecto textural do basalto (garimpo do Ernesto) formado por ripas de plagioclásio em arranjo caótico (textura intersetal), com limites de grãos e de maclas difusos, parcialmente alterados para sericita. Observa-se também microfraturas. (amostra 77ER3). Obj. 2,5X



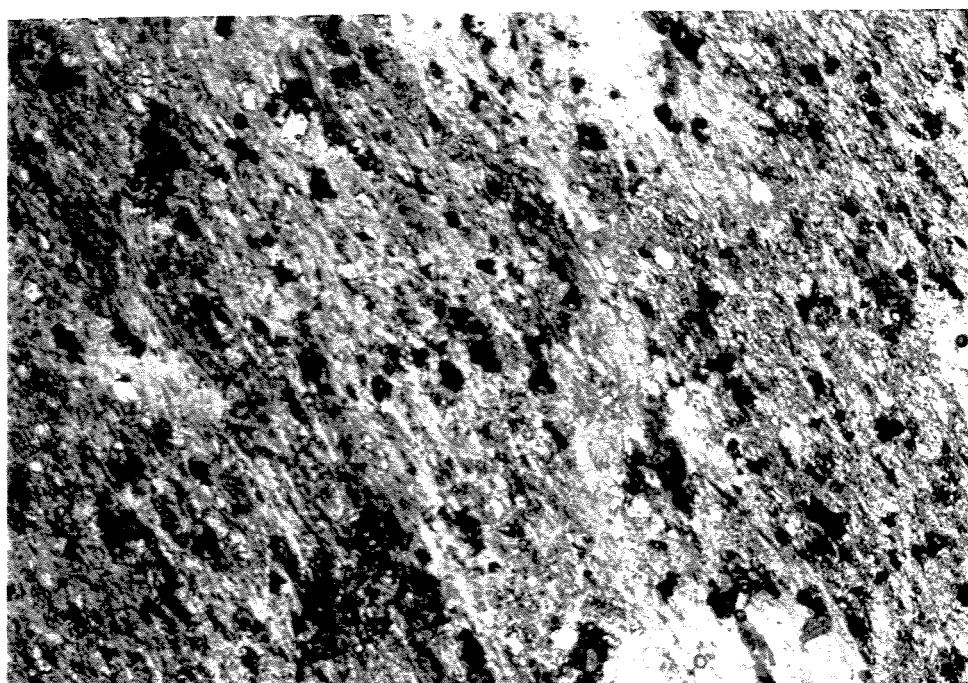
5,6mm

Fig. 3.14 - Detalhe do basalto do garimpo do Ernesto (fig. 23): vênulas de carbonato cristalizados dinamicamente e clorita em microfraturas. (amostra 77ER3). Obj. 2,5X



1,4mm

Fig. 3.15 - Detalhe do basalto do garimpo do Ernesto: clorita e epidoto associados, em micro-fraturas. (amostra 77ER3). Obj. 10X

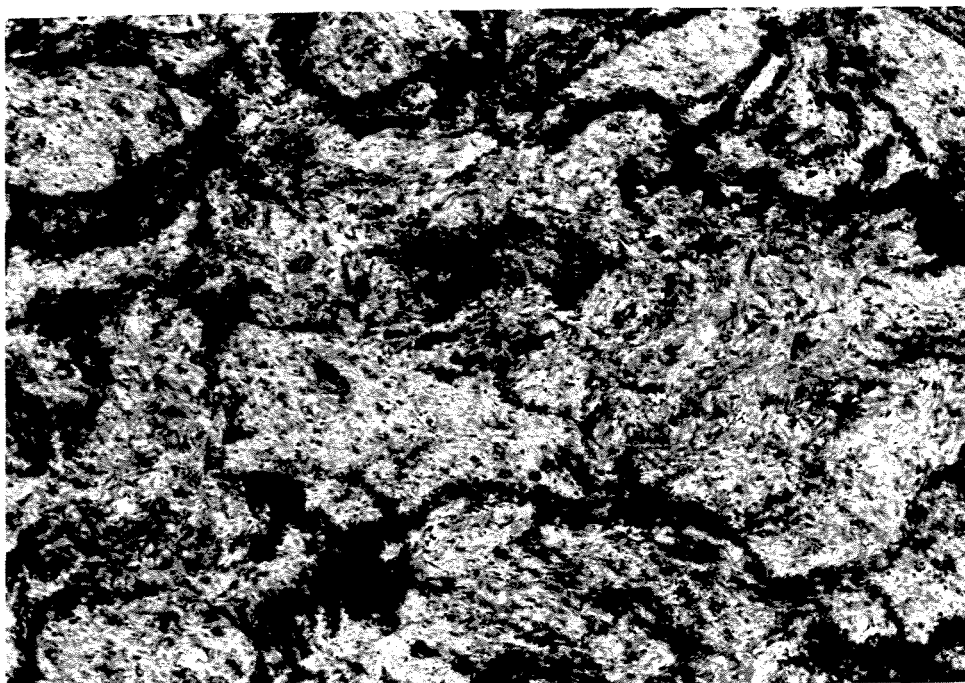


1,4mm

Fig. 3.16 - Porção milonítica do basalto com epidoto e biotita subordinados, faixas (*ribbons*) de quartzo e grãos hematita pseudomórfica corroídos e fraturados. Amostra de nível intermediário entre o basalto e o magnetita-sericita xisto na ZMI. (amostra 75ER3). Obj. 10X



Fig. 3.17 - Corpo de rocha “básica” encaixada em quartzitos basais, dobrados (contato quartzitos-xistos na ZMI).



1,4mm

Fig. 3.18 - Aspecto micro-textural de amostra menos deformada (centro do corpo) de dique de rocha básica (foto anterior). Observa-se hematita de granulometria fina marcando superfícies de deformação (ou circundando sericita pseudomórfica). (amostra 258SR). Obj. 10X

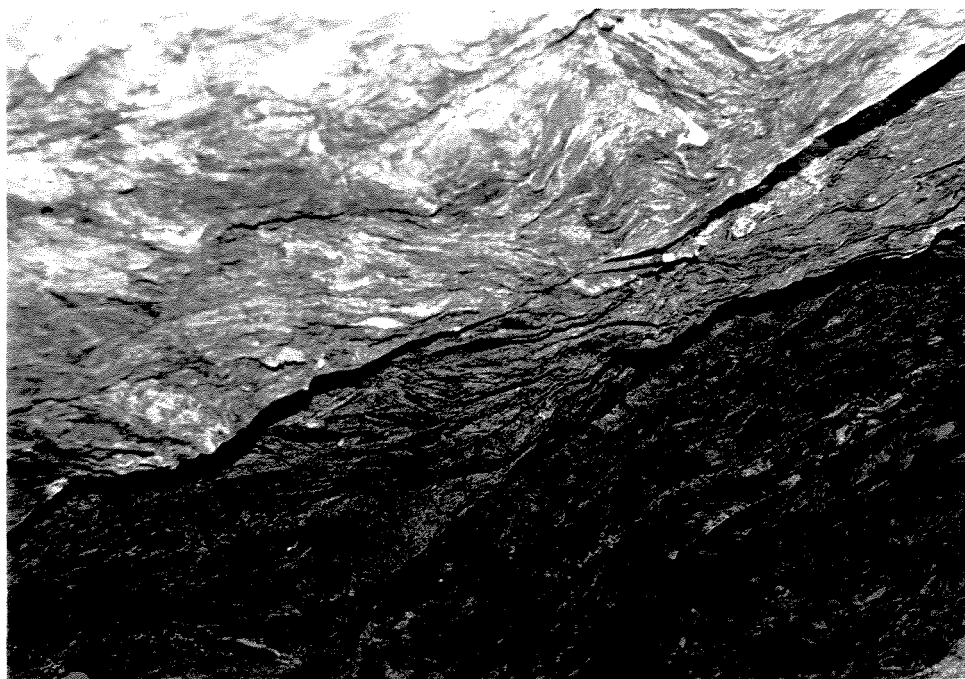
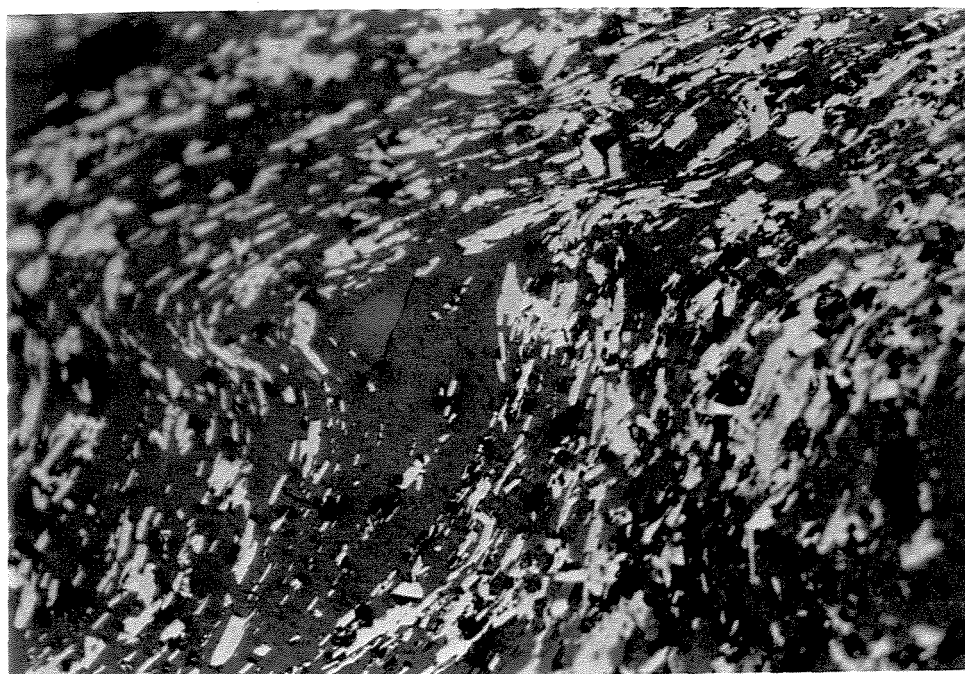


Fig. 3.19 - Aspecto da deformação e veios de quartzo em sericita xisto hematítico do nível estrutural superior (ZMS) próximo ao contato com quartzitos da Formação Fortuna (acima).



0,7mm

Fig. 3.20 - Detalhe micro-textural do sericita xisto hematítico da ZMS, com hematita ripiforme de formação sin-cinemática em microdobras. (amostra 105FN20-lr).Obj. 20X



5,6mm

Fig. 3.21 - Nível do quartzo sericita xisto (do Nosde) com magnetita. (amostra 91FN20).Obj. 2,5X

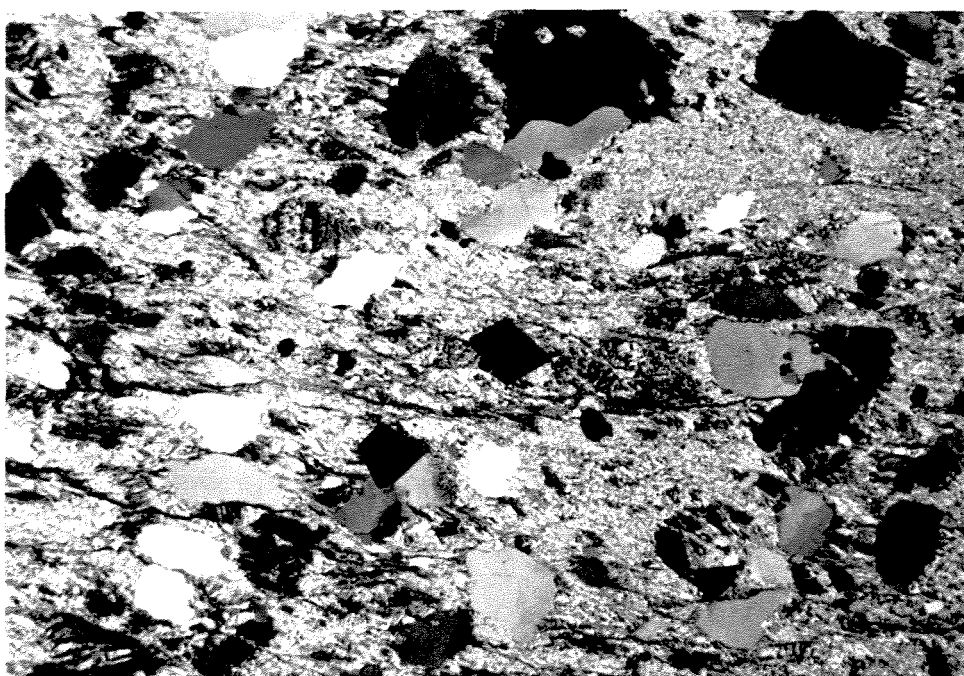
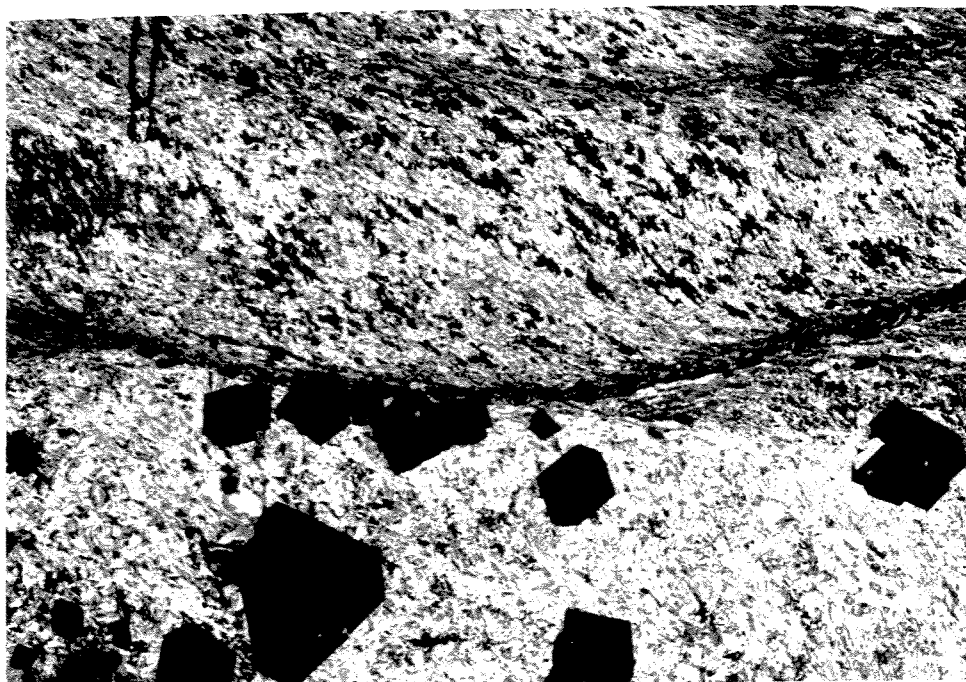
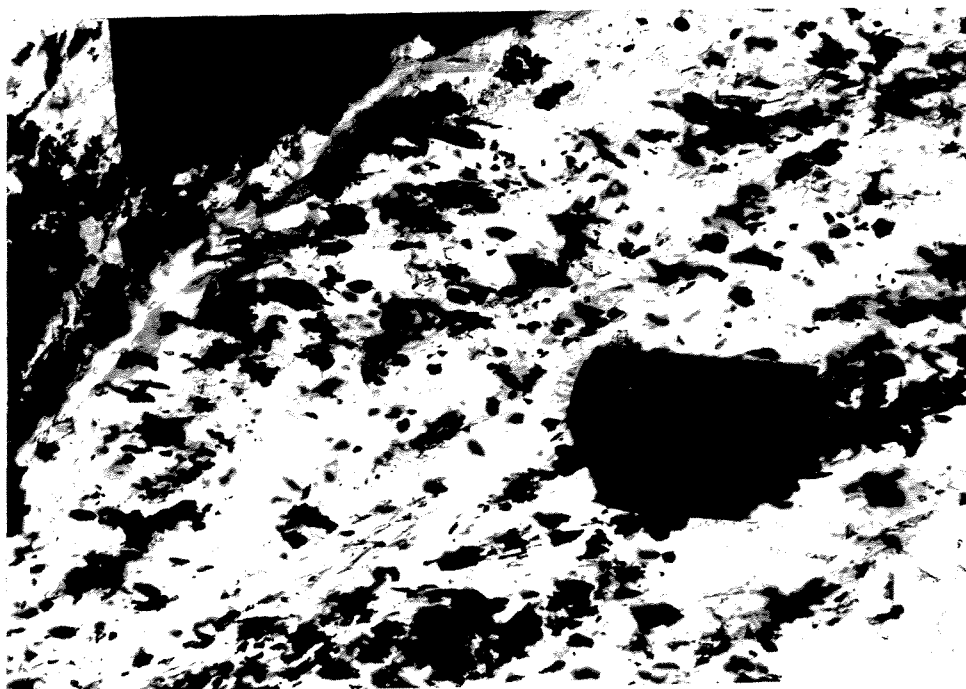


Fig. 3.22 - Lâminas micro-dobradas de magnetita em magnetita-sericita xisto (garimpo do Ernesto) da ZML. (amostra 71ER3, meso).



5,6mm

Fig. 3.23 - Aspecto micro-textural do magnetita-sericita xisto da foto anterior. Note a presença de cristais de magnetita (hematitizada) fragmentada junto a superfície deformacional. (amostra 71ER3).Obj. 2,5X



1,4mm

Fig. 3.24 - Detalhe do magnetita-sericita xisto da foto anterior mostrando grãos de magnetita hematitizada cominuída e fragmentos carregados para as superfícies deformacionais. (amostra 71ER3).Obj. 10X.

3.3. GEOLOGIA ESTRUTURAL

3.3.1. ASPECTOS GERAIS DA ÁREA

O arcabouço estrutural configurado a partir da distribuição vertical das litologias, tem na sua base as rochas ígneas como um piso localmente pertencentes ao embasamento, sobre o qual assentam-se os metassedimentos da Formação Fortuna. O contato entre estas unidades são abruptos, com uma proeminente superfície de descolamento conferindo-lhe um caráter eminentemente tectônico (Fig. 3.6).

Os metassedimentos da Formação Fortuna ocupam a maior parte da área e apresentam-se com suas camadas dobradas na forma de anticlinais-sinclinais de direções NW.

Observou-se dois níveis estruturais miloníticos representados por xistos (Fig. 3.2 e 3.3): o nível estrutural superior de xistos miloníticos ocorre apenas em parte da quadrícula e são encontrados em afloramentos nos garimpos LV, ND, TN e JP (Fig. 3.1 e 3.2). No restante da área, pode ser encontrado na base de morrotes e serras (Fig. 3.1. Garimpos ER, PC/CL, NN, FNB) em cristas alinhadas à direção NW, correspondentes a flancos de sinclinais sustentados pela Formação Fortuna.

Como verificado pela análise dos testemunhos de sondagens, a taxa de deformação aumenta na porção cisalhada representada pelo nível estrutural inferior (ZMI), a partir das rochas ígneas em direção ao contato com os metassedimentos da Formação Fortuna, onde comparecem rochas miloníticas nas zonas de contato quartzito-xisto. Este aumento da deformação (milonitização) é generalizado em todo o pacote de xistos do nível estrutural superior (ZMS), relativamente ao inferior (ZMI), onde geralmente é maior na zona de contato com os quartzitos.

3.3.2. DESCRIÇÃO DOS PRINCIPAIS INDICADORES ESTRUTURAIS

Os metassedimentos da Formação Fortuna apresentam estruturas primárias, tais como estratificações cruzadas ainda preservadas em vários locais, na superfície do terreno, no topo de serras da porção NNW da área mapeada.

FOLIAÇÕES (S)

As foliações, no geral subparalelas ao acamamento dos metassedimentos, materializam-se na forma de uma xistosidade marcada pela isorientação planar de grãos de quartzo achatados e estirados. As micas orientam-se segundo estes planos, com feições de cristalização caracteristicamente sin-deformacionais.

As direções destas foliações têm o mesmo *trend* da foliação regional, ou seja, predominantemente NW-SE e paralelizadas às So dos metassedimentos, com mergulhos suaves, em torno de 30° para SW e NE. Na porção N-NW da quadrícula ocorre o fechamento de uma charneira antiformal e a foliação inflete com baixos mergulhos para NW (**Fig. 3.1**). Em testemunhos de sondagens verticais (90°), estas foliações mostraram superfícies do tipo "S-C", sugestivas de uma movimentação no sentido de NE para SW. Também em escala de afloramento, encontra-se algumas feições tais como dobramentos impostos às camadas da Formação Fortuna aparentemente produzidas por esta movimentação (**Fig. 3.25**).

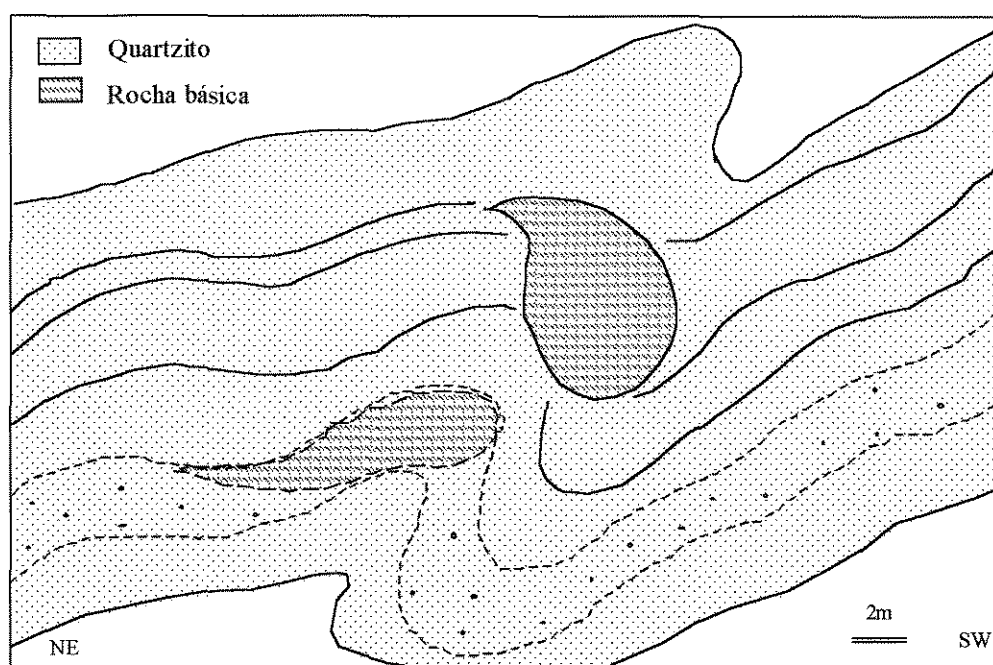


Fig. 3.25 -Desenho esquemático de afloramento, mostrando corpo de rocha “básica” foliada, em forma de gota; encaixada concordantemente nas camadas basais dos metassedimentos, dobrados. Produzido aparentemente por empurrão NE → SW. Vide também a Fig. 3.17.

Em algumas estreitas faixas dos metassedimentos encontram-se foliações verticalizadas. Uma destas faixas corta diagonalmente a quadrícula na direção NW-SE, sendo observadas também nas bordas de rocha ígnea de provável natureza básica que ocorre na forma de diques de mesma direção, encaixado em rocha granítica na base da Formação Fortuna.

Outra destas discretas zonas de cisalhamento, tem direções N-S, encontrando-se superfícies compostas do tipo "S-C" em afloramento de quartzito indicando movimentação dextral (**Fig. 3.29**). Também se observa estas foliações como dobras isoclinais de eixos verticalizados, afetando a foliação em xistos na porção central da área (garimpo LV, fig. 3.1).

No extremo leste da área (garimpo CP, fig. 3,1) encontra-se uma zona de brecha, com orientação NW, na encosta de morro sustentado pelo metarenito/quartzito da F. Fortuna, onde lascas de quartzo-sericita xisto e magnetita-quartzo xisto estão cortados por veios de quartzo falhados. As foliações não obedecem a nenhuma direção preferencial, com a orientação geral sendo dada pelas lascas de rochas e pelos limites da faixa brechada (aproximad. 200m de largura. **Fig. 3.30**).

LINEAÇÕES DE ESTIRAMENTO MINERAL (L)

Associada aos planos de foliação ocorre uma lineação mineral e de estiramento, marcada respectivamente pela isorientação dos cristais de muscovita e pelo estiramento de grãos de quartzo. As lineações, em geral oblíquas ao “strike” das foliações, apresentam atitudes médias em torno de 330/30. Em regiões de charneira das dobras ocorrem lineações frontais.

Na porção centro-NW da área (garimpos JP e ND, fig. 3.1) as lineações tem atitudes médias de 200-250/30-50.

Lineações com direções N-S e mergulhos variando de 0° a 30° foram observadas em estreitas faixas da quadrícula. No extremo NW da área estas lineações tem mergulhos entre 20°-30°; aproximadamente no centro (garimpo LV); e a N do garimpo ER (quadrante NE) elas são horizontalizadas.

Tanto as lineações com direções NW como aquelas com direções NE mostram inflexões dextrais nas proximidades das transcorrências N-S, com as primeiras tendendo a alinharem-se à direção N-S e as segundas tendendo a alinharem-se a W-E (vide **Fig. 3.1**).

VEIOS DE QUARTZO

Os veios de quartzo concordantes, de formas planares e/ou lenticulares e dimensões variadas (até decimétricas a métricas), acompanham a atitude das foliações. Destacam-se alguns espessos veios concordantes de formas sigmoidais encontrados nos afloramentos produzidos pelas cavas de garimpos (garimpos CP, PC/CL e SE da quadrícula) em cortes verticais sugestivos de movimentações de massa no sentido de NE para SW (**Fig. 3.31**).

Verificou-se a existência de duas principais famílias de veios de quartzo discordantes:

- Um sistema de veios verticalizados, de direção NW, paralelos entre si, espessuras centimétricas em superfície. Em cortes verticais estes veios mostram formas lenticulares com a parte mais espessa chegando a alcançar 60-80cm, alguns enraizados. Feições comumente encontradas nestes veios tais como truncamentos, deslocamentos e sobreposições (em superfície), são indicativas de movimentações dextrais de direções NW-SE e N-S (**Fig. 3.26**).

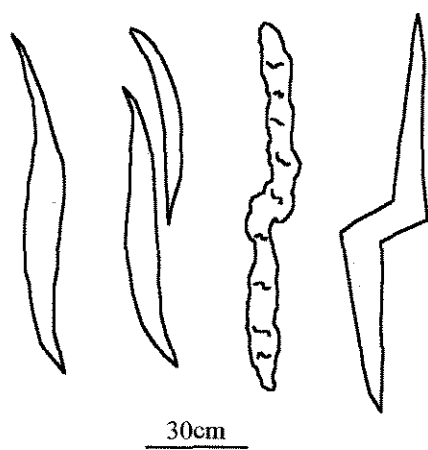


Fig. 3.26. Feições comumente encontradas no sistema de veios de quartzo de direções NW. Vide também a Fig. 3.32, adiante (foto).

- Uma segunda família de veios discordantes, tem direções NE. De ocorrência mais restrita, estes veios com frequência apresentam cavidades (drusas) contendo cristais bem desenvolvidos, achatados, evidenciando esforços posteriores à sua formação. Tipicamente estas drusas evidenciam que estes veios são fendas de alívio de pressão, originadas como forma de compensar as tensões impostas aos litótipos.

3.3.3. GEOMETRIA E CINEMÁTICA: Provável história deformacional

A análise de todos os elementos estruturais referidos anteriormente propiciou a geração de mapas (Fig. 3.1) e perfis (Fig. 3.2 e 3.3) a partir dos quais evidenciam-se duas principais estruturas na área: anticlinais (ou braquianticlinais) com eixos de direção predominantemente NW e fechamento a N-NW da quadrícula e zonas de transcorrências dextrais discretas de direções NW-SE e N-S.

Uma tectônica de regime compressivo, inicialmente em um domínio dúctil tangencial (de baixo ângulo) gerou esforços de direção NE-SW, com consequente empurrão dos sedimentos da Formação Fortuna sobre um “piso” representado por um conjunto de rochas ígneas, pertencentes ao embasamento local. O consequente cisalhamento destas unidades litológicas produziu um nível de xistos na superfície de contato entre elas, com geração dos veios de quartzo concordantes e dobramento das camadas de metassedimento/xistos (Fig. 3.27). São também registros deste estágio

deformacional, as lineações de estiramento mineral de direções NE, foliações do tipo S-C encontradas no nível de xistos sugestivas do sentido do movimento de NE para SW, as fraturas de direções NE preenchidas por quartzo (com drusas), entre outros.

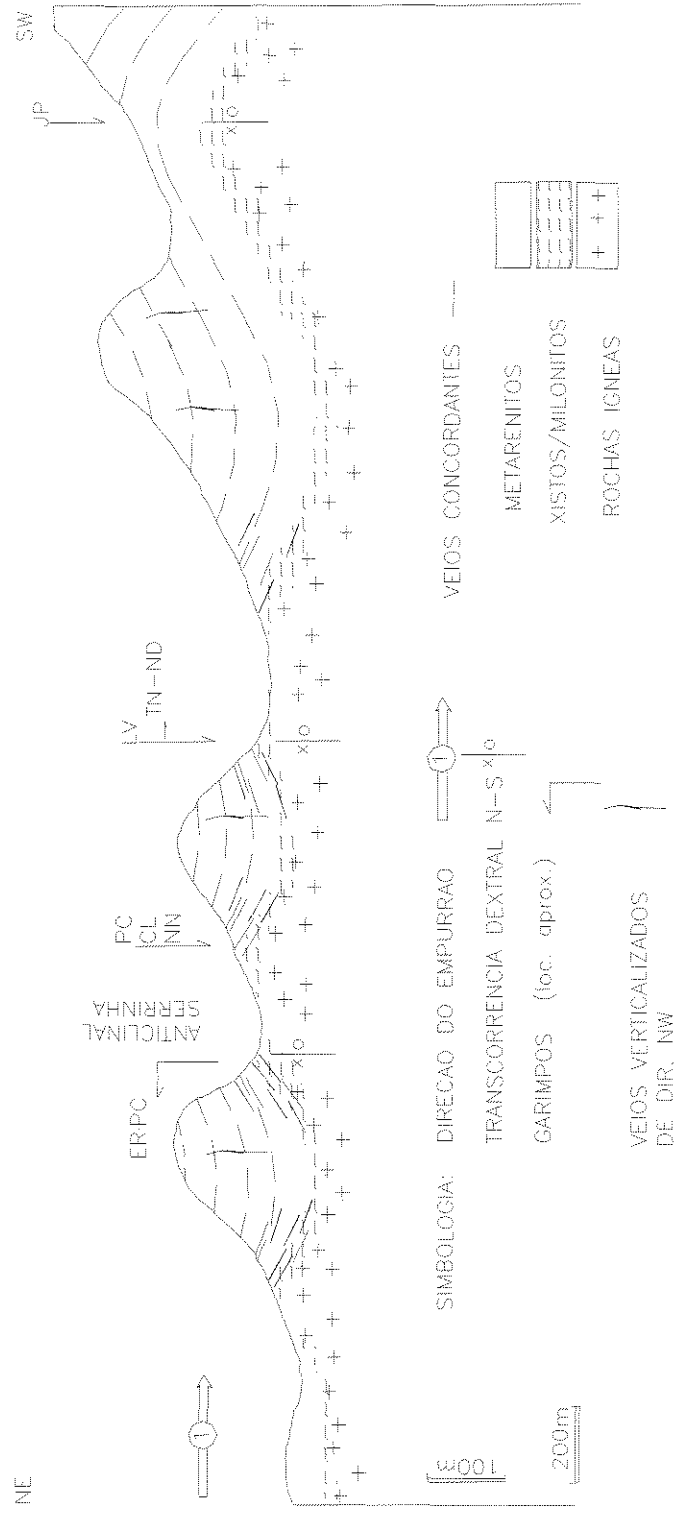
A continuidade deste processo evoluiu para um regime rúptil-dúctil de alto ângulo representado pelas transcorrências de direções NW-SE e N-S marcadas por foliações verticalizadas e lineações de estiramento mineral subhorizontalizadas (ambas de direções NW e N-S), assim como as fraturas de quartzo NW-SE. A fig. 3.27 mais adiante mostra, esquematicamente esse processo.

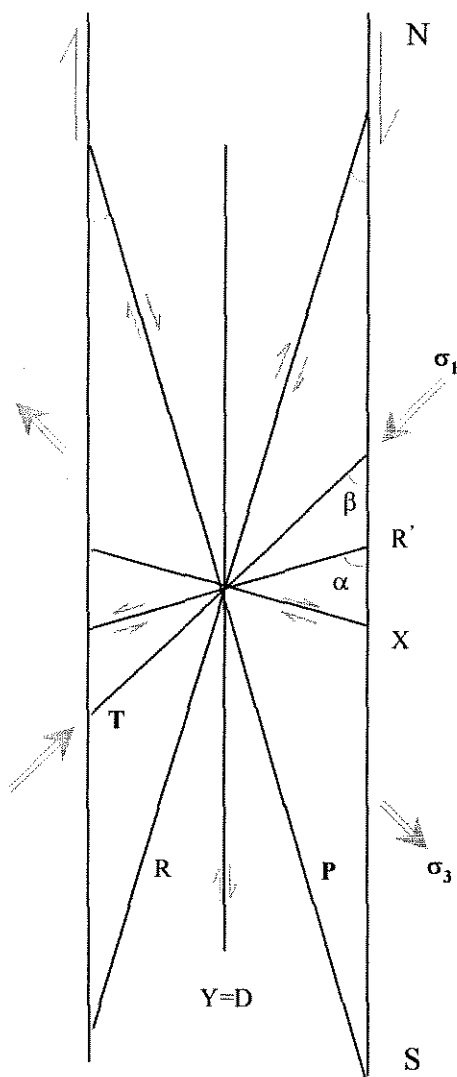
As transcorrências de direção NW possivelmente sejam responsáveis pela colocação (tectônica) de um segundo nível de xistos que ocorre no quadrante NW da área (LV, TN, ND, JP), encaixado dentro dos metassedimentos (vide **Fig. 3.2**), dezenas de metros acima da base das camadas, afetado também pela transcorrência N-S. A zona de brecha de direção NW (garimpo CT) pode ser uma expressão menor deste evento.

A **figura 3.28**, a seguir, representa esquematicamente descontinuidades associadas a uma deformação não-coaxial sob binário dextral, onde procura-se relacionar as principais estruturas geradas no processo (dúctil-rúptil a rúptil-dúctil) deformacional.

REPRESENTAÇÃO ESQUEMÁTICA DOS EVENTOS TECTÔNICOS

PERFIL NE - SW
(II - II')





BINÁRIO DEXTRAL

σ_1 = direção e sentido (NE-SW) dos esforços.
Direção de maior tensão.

T = veios de quartzo de direção NE (com drusas).
Fraturas de tração.

σ_3 = direção de menor tensão;

P = transcorrências e sistema de veios de direção NW.
Descontinuidades sintéticas.

Fig. 3.28 - Representação esquemática das principais estruturas relacionadas ao processo deformacional.



Fig. 3.29 - Superfícies do tipo “S-C” verticalizadas, encontradas em afloramento de quartzito (base da Formação Fortuna), indicativas da transcorrência N-S. As superfícies do tipo “S” estão no centro da foto e as superfícies do tipo “C” estão indicadas pelas canetas à esquerda e direita.



Fig. 3.30 - Vista panorâmica da faixa de brecha cortando serra sustentada pela F. Fortuna. Seus limites pode ser notado pelo desnível abrupto da linha de crista da serra. A visada é para SE.



Fig. 3.31 - Veio concordante de forma sigmoidal possivelmente produzido pelo empurrão de NE para SW (baixo ângulo) dos metassedimentos sobre o complexo ígneo basal. A visada da foto é para NW.



Fig. 3.32 - Sistema de veios discordantes paralelos de direção NW observados em superfície, geralmente mostrando feições denotativas das transcorrências NW-SE e N-S.

4. MINERALIZAÇÃO AURÍFERA E ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL

4.1. INTRODUÇÃO

Neste capítulo são mostrados a distribuição do minério aurífero entre as litologias e níveis estruturais nos depósitos da área da Lavrinha, sua forma de ocorrência e paragéneses de minério à qual o ouro está associado, além da assembléia mineral de alteração.

Estas informações são baseadas em relações de campo, nas análises de testemunhos de sondagens, petrografia e química de minério. A distribuição dos teores de minério estão sustentadas nas evidências petrográficas e em informações dos resultados de análises químicas fornecidas pela empresa de mineração que efetuou os trabalhos de sondagens na área. No minério e paragéneses associada foram realizadas análises químicas por microscopia e microsonda eletrônica (EDS e WDS).

Finalmente, é feita uma breve discussão das características do processo metassomático, condições físico-químicas de formação da paragéneses de minério e estimativas de temperatura do evento hidrotermal (geotermômetro da clorita).

4.2. NÍVEIS MINERALIZADOS

A mineralização aurífera está relacionada a dois níveis estruturais e em ambos os casos associada aos xistos miloníticos: o nível estrutural inferior, denominado zona mineralizada inferior-ZMI é representado pelos xistos miloníticos da interface entre as rochas ígneas e os metassedimentos; o nível estrutural superior, denominado de zona mineralizada superior-ZMS encontra-se hospedado exclusivamente nos metassedimentos da Formação Fortuna.

As rochas ígneas não deformadas e pouco alteradas hidrotermalmente e os veios pegmatíticos, são geralmente estéreis, enquanto que os metassedimentos apresentam teores elevados apenas em estreita faixa na zona de contato (tectônico) com os xistos miloníticos.

Nas zonas mineralizadas os veios de quartzo concordantes com a foliação principal são os mais abundantes e em geral apresentam dimensões maiores nas proximidades dos contatos litológicos entre os quartzitos e metaconglomerados basais da Formação Fortuna e o nível milonítico, onde em geral podem apresentar espessuras da ordem de 30-50cm e comprimentos métricos. A venulação de quartzo pode ser observada em toda a extensão de xistos miloníticos e porções cisalhadas de rochas ígneas. Na zona mineralizada superior, essa venulação é representada por veios de quartzo de pequenas dimensões, com espessuras de ordem centímetrica a decímetrica mas em grande quantidade (Fig. 3.19)

Os garimpos localizam-se, em geral, nas zonas de transcorrências (Fig. 3.1). Para estes locais são relatados alguns teores anômalos de ouro associado a piratas limonitizadas.

4.3. PARAGÊNESE DE MINÉRIO E DE ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL

4.3.1. PARAGÊNESE E QUÍMICA DE MINÉRIO

A paragênese do minério está representada por pirita e por hematita (HM). A PIRITA ocorre comumente associada aos veios de quartzo concordantes e em maior quantidade junto ao contato dos veios com as encaixantes ou mesmo disseminadas nas rochas encaixantes, limitadas a distâncias decimétricas desses contatos (Fig. 4.4 e 4.5). A distribuição da pirita é mais contínua e ampla no nível estrutural inferior e não se restringe apenas ao pacote de xistos miloníticos e rochas ígneas cisalhadas, sua ocorrência é verificada nas porções pouco deformadas das rochas ígneas (menor granulometria e baixos teores do minério); na porção cisalhada das rochas ígneas, onde é abundante (maiores granulometria e altos teores); e em níveis bem acima do contato com os metassedimentos (estéreis ou de teores não econômicos). Na ZMS a sua distribuição é restrita ao pacote de xistos miloníticos encaixado nos metassedimentos e é encontrada apenas na sua forma alterada: como cubos de limonita ou substituída por cristais ripiformes de hematita (Figs. 4.9 e 4.10).

Os cristais de pirita ocorrem com frequência orientadas à xistosidade ou intercrescida à foliação com características de formação sin-cinemática (Fig. 4.8). As

dimensões desses cristais de pirita variam de 0,5cm a 1cm mas encontra-se, localmente, cubos com arestas bem superiores a estas medidas. As de maiores dimensões são mais comuns na zona de contato entre a porção cisalhada das rochas ígneas e os metassedimentos na ZMI, em níveis inferiores (rochas ígneas pouco deformadas) são pequenos cristais (1-2mm).

A ocorrência da hematita está, praticamente, restrita aos xistos miloníticos da ZMS. Aparecem como cristais de hábitos ripiformes, que em conjunto com a sericita, estão intercrescidos a uma foliação microdobrada, com nítidas feições de cristalização sin-deformacional (Fig. 3.20). Análises por microsonda eletrônica (WDS) nesses cristais ripóides desta hematita encontrada nos xistos miloníticos da ZMS e em hematitas pseudomórficas (possivelmente magnetitas hematitizadas) encontradas no basalto (Fig. 3.16), mostraram composições bastante similares. Nos dois casos as análises mostraram a presença de titânio em concentrações de 5% (peso óxido)(Tabela 4.1).

O ouro ocorre na forma nativa como inclusões em pirita e hematita, onde podem ser vistos como pequenos grãos intra-granulares. É encontrado também como finas agulhas ocupando interstícios inter-granulares em agregados de limonitas ou de hematitas ripiformes e sericita (Figs. 4.10, 4.11, 4.12 e 4.13). O ouro encontrado em pirita é de composição aproximadamente pura. Sua análise por microscopia eletrônica acusou a presença apenas de quantidades muito subordinadas (aproximadamente 3% em peso) de prata. Por outro lado, quando associados a cristais de hematita ripiformes contém, além da prata, cobre (aproximadamente 1,5% em peso), arsênio e bismuto (menos de 1% em peso) em quantidades mínimas. (Figs. 4.1, 4.2, 4.3 e Tabela 4.1).

TN - 5.00
Cursor : 0.000keV = 0

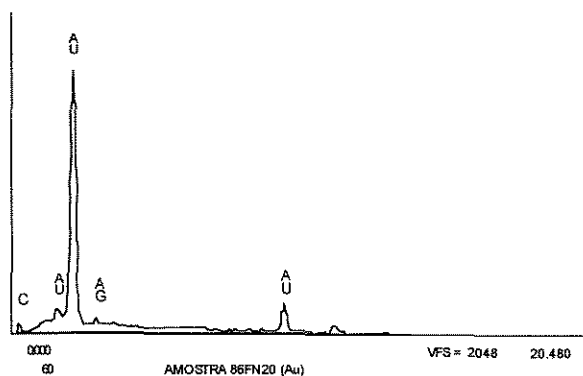


Fig. 4.1. Análise química (EDS) de ouro em pirita não alterada.

TN-5.00
Cursor: 0.000keV = 0

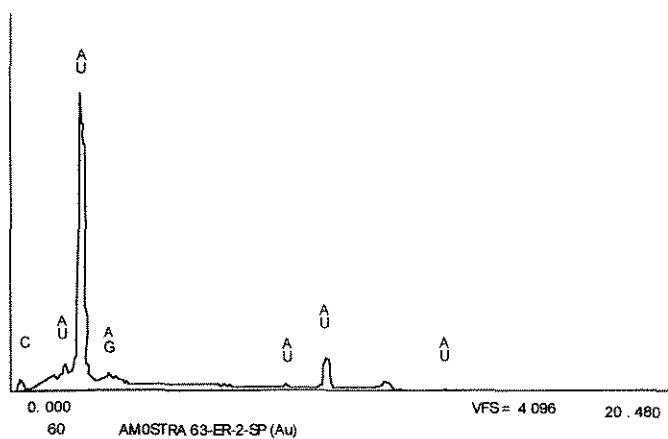


Fig. 4.2. Análise química (EDS) de ouro em pirita alterada.

Cursor : 0.000keV = 0

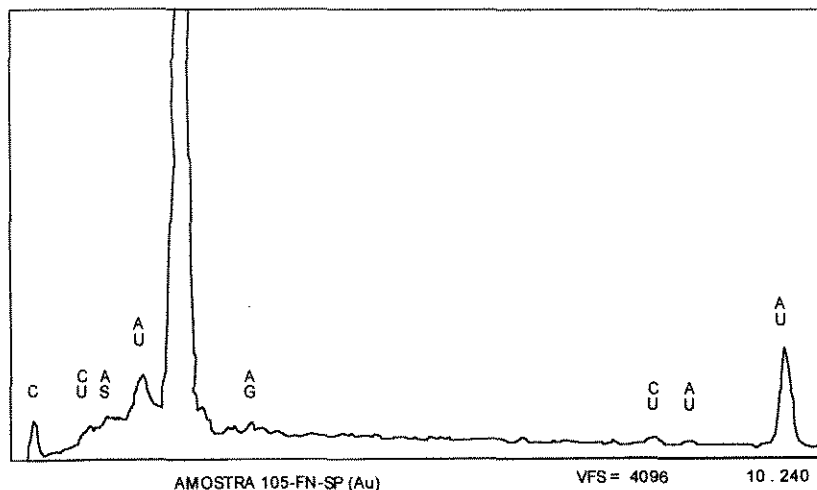


Fig. 4.3. Análise química (EDS) de ouro agregado de hema-tita.

PIRITA ⁽¹⁾			HEMATITA ⁽²⁾					MAGNETITA ⁽³⁾					OURO ⁽⁴⁾ (em hematita)		
Elemento	Atomo %	Peso %	Elemento	Atomo %	Peso %	Óxidos	Peso %	Elemento	Atomo %	Peso %	Óxidos	Peso %	Elemento	Atomo %	Peso %
Fe	33,86	47,36	Si	0,03	0,03	SiO ₂	0,06	Si	0,02	0,02	SiO ₂	0,03	Fe	0,08	0,02
S	66,09	53,08	Ti	2,16	3,30	TiO ₂	5,50	Ti	2,23	3,46	TiO ₂	5,77	S	0,21	0,03
Zn	-	-	Al	-	-	Al ₂ O ₃	-	Al	-	-	Al ₂ O ₃	-	Zn	-	-
Pb	0,01	0,05	Fe	36,74	65,46	FeO	84,21	Fe	35,32	64,06	FeO	82,41	Pb	-	-
Ni	0,01	0,02	Mn	0,02	0,03	MnO	0,04	Mn	0,01	0,02	MnO	0,02	Ni	-	-
Au	-	-	Mg	-	-	MgO	-	Mg	-	-	MgO	-	Au	89,98	89,51
Cu	0,01	0,01	Ca	0,01	0,01	CaO	0,02	Ca	-	-	CaO	0,01	Cu	3,63	1,16
As	0,02	0,03	F	0,11	0,07	F	0,07	F	0,03	0,02	F	0,02	As	0,03	0,01
Ag	-	-	Na	-	-	Na ₂ O	-	Na	-	-	Na ₂ O	-	Ag	5,41	2,95
Sb	-	0,01	Cl	0,01	0,01	Cl	0,01	Cl	-	-	Cl	-	Sb	-	-
Bi	-	-	K	0,01	0,01	K ₂ O	0,01	K	0,01	0,01	K ₂ O	0,01	Bi	0,60	0,64
Ti	-	0,01	Ba	-	-	BaO		Ba	-	-	BaO		Ti	0,07	0,02
			O	60,91	31,09			O	62,38	32,40					

Tabela 4.1- Análises químicas quantitativas de ouro e paragêneses associadas.

(1) Amostra de quartzo-sericita xisto da ZML, próximo ao contato com quartzitos;

(2) e (4) Amostra de sericita xisto da ZMS; (3) Mineral primário de amostra do basalto.



Fig. 4.4 -. Cristais bem desenvolvidos de pirita fresca encaixada em magnetita-sericita xisto da ZMI, junto a veio de quartzo (testemunho de sondagens) (amostra 61ER-meso).

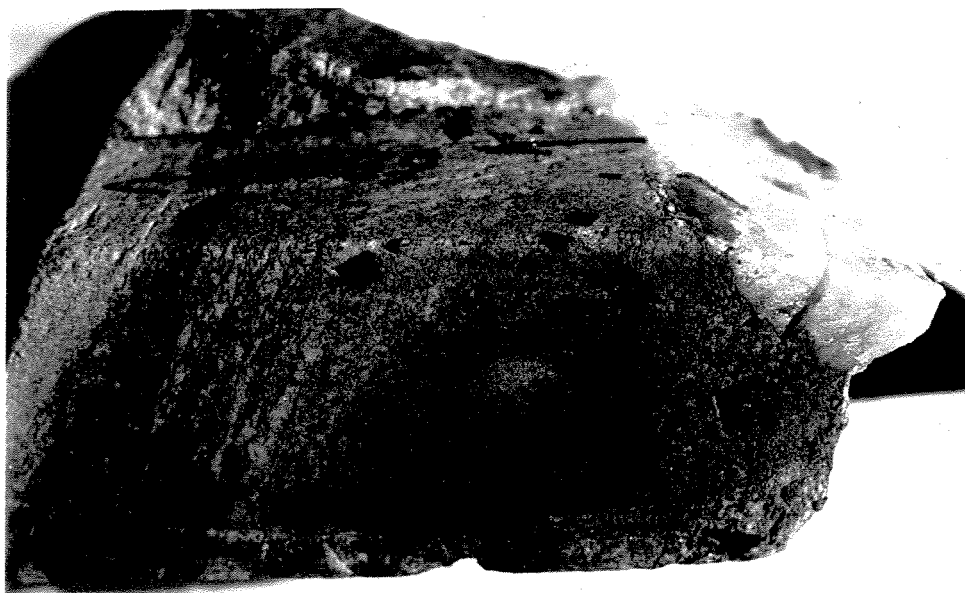


Fig. 4.5. Cubos de pirita limonitizada disseminada no metas-sedimento (sericita-quartzo xisto) nas proximidades de veio de quartzo, dezenas de metros acima do contato com os xistos da ZMI (amostra 68ER-meso).

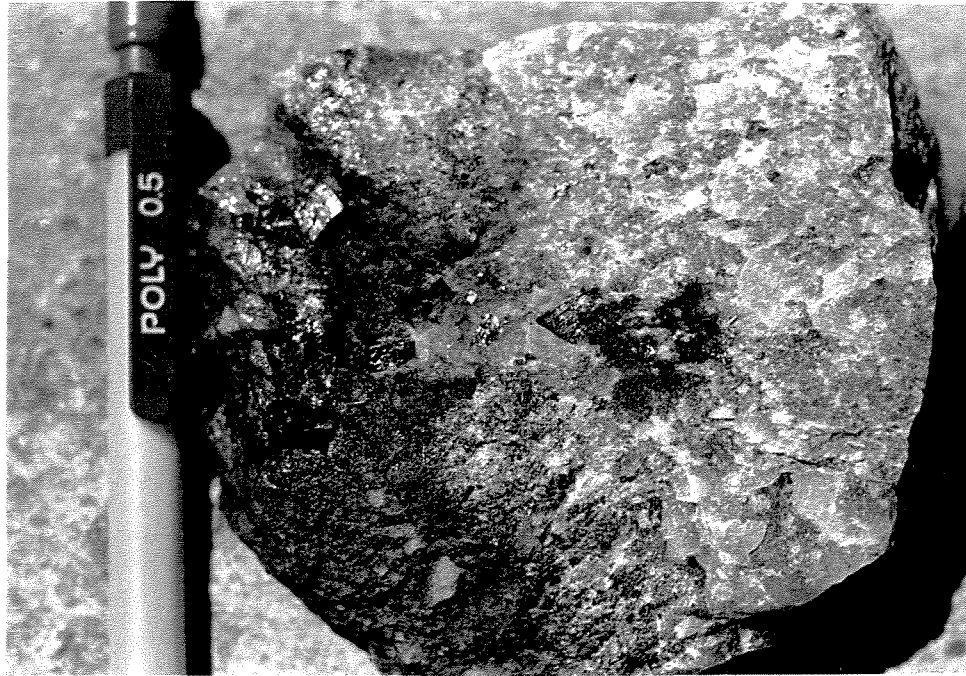


Fig. 4.6 - Cubos de pirita fresca em veio de quartzo do contato metaconglomerado-xistos da ZMI, em superfície (cava de garimpo) (amostra 204ER-meso).

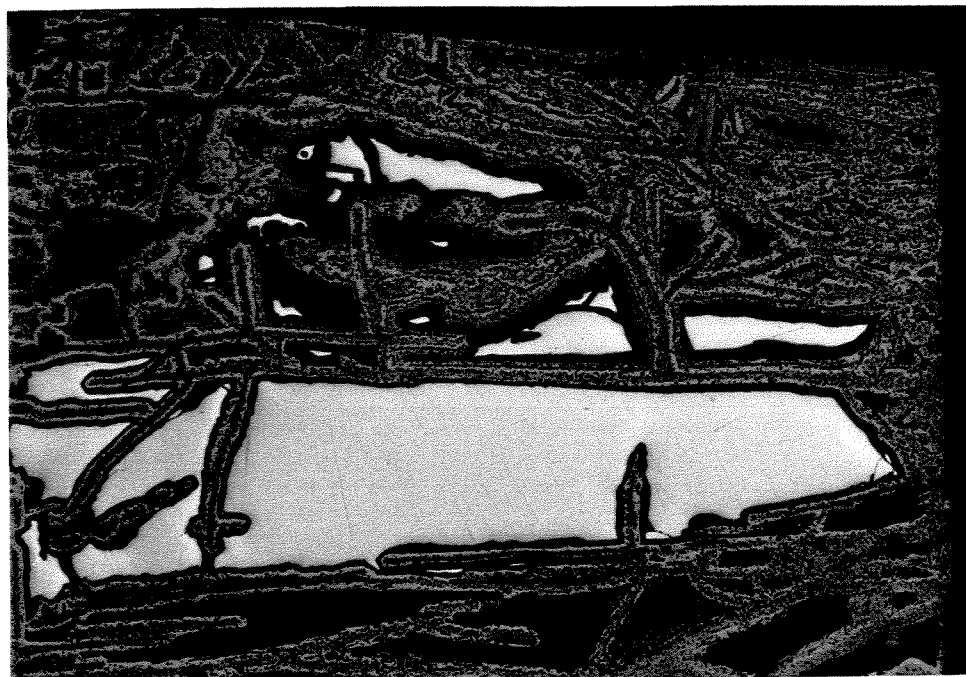


Fig. 4.7 - Cubo centimétrico de pirita alterada: zonação de HM (cinza claro) e limonita (cinza escuro). Em MT-sericita xisto da ZMI. (amostra 63ER) Obj. 2,5X

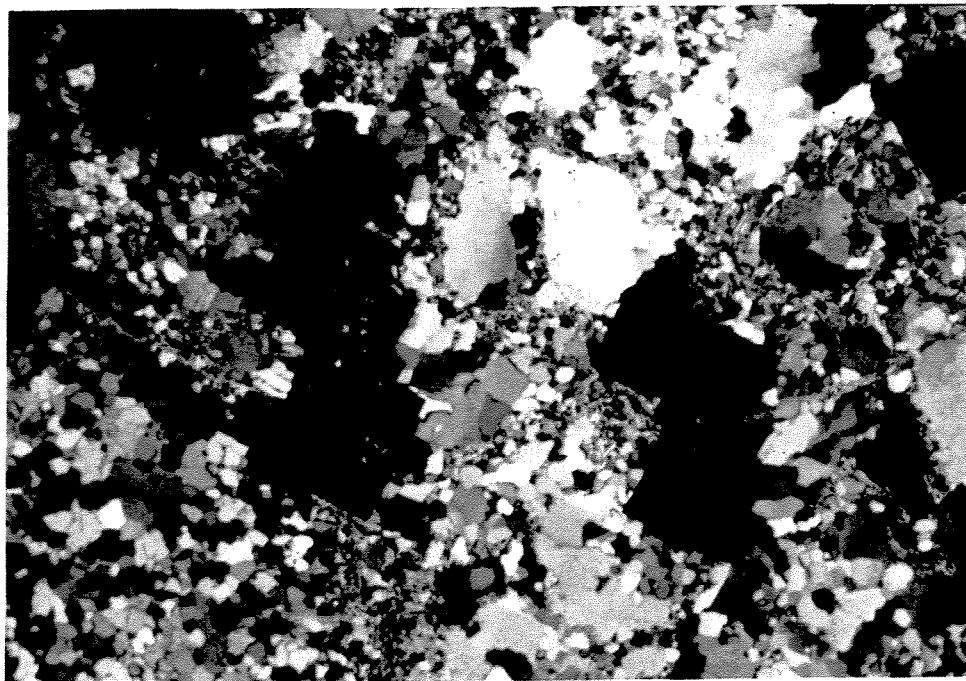


Fig. 4.8 - Cristalização aparentemente sin-deformacional de cubos de PI com recrystalização de grãos de quartzo nas bordas. Em metaconglomerado basal, no contato com xistos da ZMI. (amostra 204ER) Obj. 2,5X.



Fig. 4.9 - Malha de HMs ripiformes de contorno cúbico, aparentemente cristalizada às expensas de pirita pretérita. Feição micro-textural de cubos centimétricos de hematita (PI alterada) em borda de vênula de quartzo na ZMS. (amostra 108FN). Obj. 2,5X.



Fig. 4.10 - Ouro intergranular a micas e limonita (+quartzo) de aspecto brechóide. Contato superior da ZMS. (amostra 138LV-1). Obj. 10X.

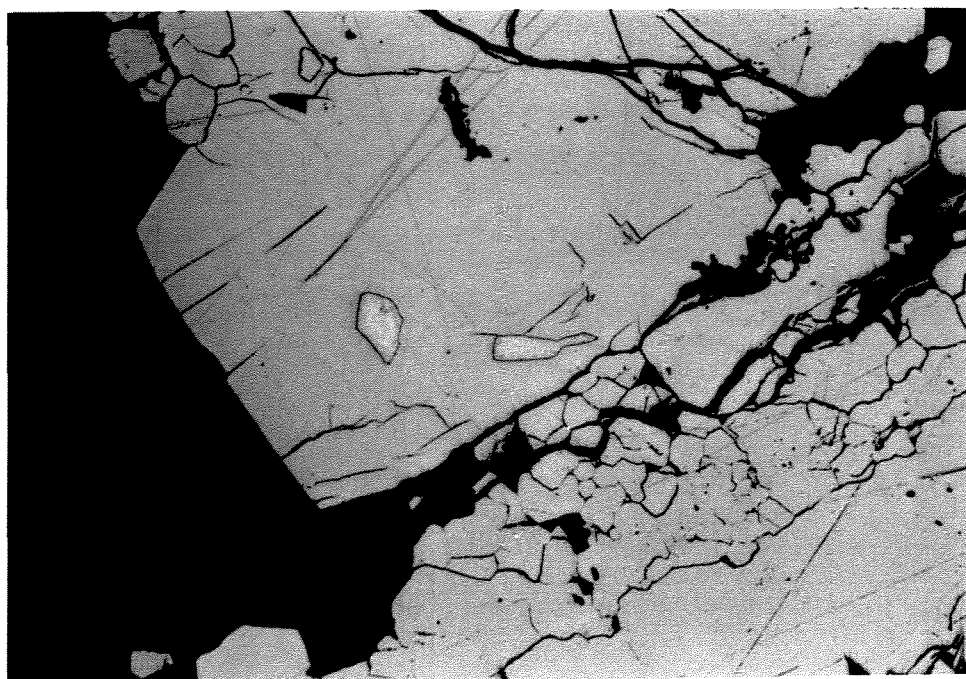


Fig. 4.11 - Grânulos de ouro intragranular a PI (fresca) da ZMI em MT-quartzo sericita xisto. (amostra 86FN20). Obj. 20X

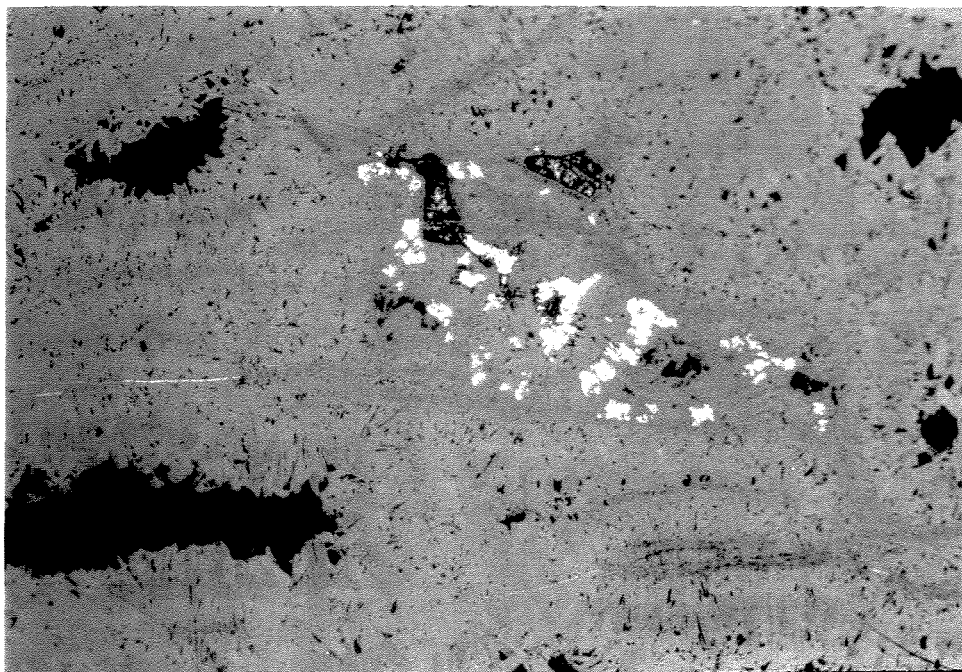


Fig. 4.12 - Ouro em zona alterada (HM + limonita) de PI, como grânulos agrupados definindo hábito de mineral reliquiar e em finas agulhas possivelmente por remobilização. Em MT-sericita xisto da ZMI. (amostra 63ER-1). Obj. 20X.

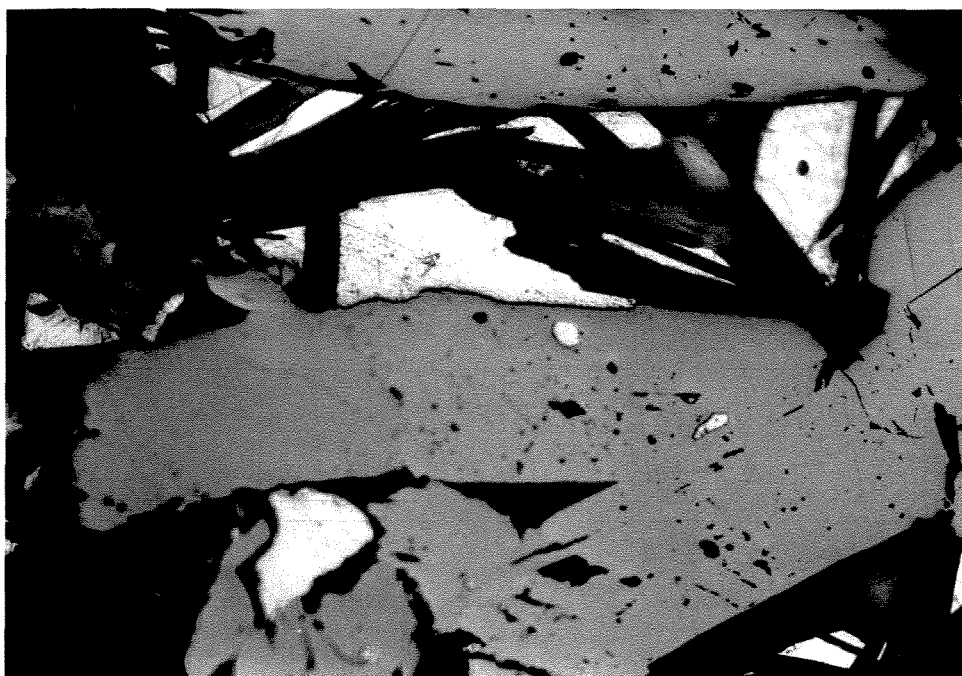


Fig. 4.13 - Agregado de HMs tabulares entrelaçados com ouro intragranular e disperso entre ripas de moscovita da matriz. Sericita xisto hematítico (ZMS). (amostra 105FN20-1). Obj. 20X

4.3.2. ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL

ALTERAÇÃO FÍLICA

O hidrotermalismo responsável pelas alterações mineralógicas que se processaram nos litótipos que compõem o arcabouço estrutural local, ficou registrado por uma pervassiva e extensa sericitização verificada nos depósitos auríferos da área da Lavrinha. A presença da sericita é observada na unidade de rochas ígneas e tectonitos associados, no pacote de xistos do nível mineralizado superior e nos metassedimentos da Formação Fortuna.

Na unidade de rochas ígneas (granito, tonalito, meta-gabro e basalto) a formação da sericita, manifestada pela intensa sericitização de feldspatos (plagioclásios e microclínio) em porções pouco ou não deformadas destas rochas, é a principal mudança mineralógica produzida pelo hidrotermalismo.

Nos metassedimentos a alteração hidrotermal provavelmente atuou, sobre uma matriz originalmente argilosa. Nas zonas miloníticas destes metassedimentos (contatos litológicos), assim como nos demais tectonitos, a sericita mostra nítidas feições de cristalização sin-deformacional.

ALTERAÇÃO PROPILÍTICA

Outros minerais de alteração hidrotermal encontrados nas rochas da área da Lavrinha são carbonato, epidoto e clorita, que comparecem de modo restrito e em pequena escala.

Esta paragênese ocorre no interior de grãos de plagioclásios, em interstícios granulares e ao longo de microfraturas.

Os carbonatos são encontrados como produto da alteração de plagioclásios no tonalito, mas tipicamente ocorrem como (micro) vênulas, principalmente no basalto (Fig. 3.14). A ocorrência da clorita e do epidoto restringe-se ao meta-gabro e ao basalto.

O rutilo comparece em modo de ocorrência distinto dos demais minerais acima referidos. A sua presença foi observada de maneira subordinada mas estendendo-se por todo o intervalo ocupado pelos tectonitos associados ao tonalito e pelo sericita-xisto hematítico. A sua ocorrência em hábitos aciculares, entrelaçados em malhas de formas esfenoidais ou núcleos contornados pela foliação mostram características de cristalização pseudomórfica.



De modo geral esta assembléia mineralógica de alteração (propilitização) está circunscrita aos níveis pouco ou não deformados das rochas ígneas mas seus componentes foram observados também em delgados níveis miloníticos associados à estes litotipos (**Fig. 3.16**). Localmente observou-se a clorita, intergranular, no metassedimento.

4.4. CONDIÇÕES DE FORMAÇÃO DA PARAGÊNESE DE MINÉRIO E ASSEMBLÉIA MINERAL DE ALTERAÇÃO

4.4.1. ESTIMATIVA DE TEMPERATURA DO EVENTO HIDROTHERMAL

O geotermômetro aqui utilizado (Cathelineau, 1988) baseia-se no relacionamento entre a composição e a temperatura de cristalização de cloritas e ilitas. De acordo com o proposto pelo referido autor, alterações no conteúdo de Al(IV) nos sítios tetraédricos de cloritas decorrentes do incremento da temperatura com a profundidade verificadas em campos geotermiais são utilizadas como parâmetros para estimativas geotermométricas.

Apesar desta relação empírica entre variáveis químicas e temperaturas terem sido calibradas para uma faixa de 150-300° C, a validade para temperaturas mais altas é sugerida pelo autor.

No contexto deste trabalho, onde estimativas de temperaturas foram geradas da análise das associações mineralógicas de metamorfismo e alteração hidrotermal e do estudo de inclusões fluídas, a escolha deste método deu-se em função da sua simplicidade e praticidade como uma forma de parametrizar aquelas informações obtidas.

DESENVOLVIMENTO

Foram efetuadas análises químicas quantitativas por microsonda eletrônica (WDS) em cloritas de amostra do basalto (**Fig. 17 Foto 77ER3**).

Os resultados de três análises na forma de percentagem em peso dos óxidos componentes (quadro a seguir), foram usados para cálculo da fórmula química do mineral na base de 14 átomos de oxigênio (metade da fórmula), seguindo-se os procedimentos usuais conforme descrito (por exemplo) no apêndice 1 de W. A. Deer, R. A. Howie e J. Zussman, 1966 (quadro a seguir).

De acordo com estes procedimentos considera-se que as posições tetraédricas que não são preenchidas por Si (por exemplo 2,865736) estão ocupadas por Al (por exemplo 1,134264) e o restante destes átomos estão em coordenação octaédrica. Estes valores estão agrupados à direita no quadro , de modo a completar o total de posições tetraédricas (no caso de (Si, Al) para metade da fórmula.

A quantidade de Al IV (na posição tetraédrica) foi aplicado na fórmula:

$$T^{\circ} C = -61,9229 + 321,9772 (Al IV);$$

para a dedução da temperatura.

Os valores da temperatura de cristalização assim obtidas para as cloritas do basalto foram: 303°C, 322°C e 335°C.

É possível que estes valores de T estejam sub-estimados em função de que os percentuais totais dos óxidos fornecidos pelas análises (vide coluna 1. do quadro), em torno de 87% deixa uma razoável diferença para o valor ideal de 100%. Esta lacuna é devida, provavelmente, à participação de água não computada na composição do mineral.

TABELA 4.2 - Resultado das análises químicas quantitativas (WDS) de cloritas utilizadas para o cálculo de temperaturas de formação do mineral (geotermômetro).

Análise 1				Análise 2				Análise 3			
Elem	Atm%	Óxido	Peso%	Elem	Atm%	Óxido	Peso%	Elem	Atm%	Óxido	Peso%
Si	9,47	SiO ₂	26,99	Si	9,74	SiO ₂	27,76	Si	9,92	SiO ₂	28,16
Ti	0,02	TiO ₂	0,08	Ti	0,01	TiO ₂	0,03	Ti	0,05	TiO ₂	0,17
Al	8,42	Al ₂ O ₃	20,34	Al	8,00	Al ₂ O ₃	19,35	Al	8,11	Al ₂ O ₃	19,52
Fe	5,05	FeO	17,20	Fe	4,91	FeO	16,73	Fe	5,02	FeO	17,04
Mn	0,11	MnO	0,36	Mn	0,12	MnO	0,40	Mn	0,13	MnO	0,43
Mg	11,15	MgO	21,30	Mg	11,93	MgO	22,82	Mg	11,30	MgO	21,51
Ca	0,01	CaO	0,02	Ca	0,04	CaO	0,12	Ca	0,02	CaO	0,04
F	0,13	F	0,12	F	0,23	F	0,21	F	0,03	F	0,03
Na	0,00	Na ₂ O	0,00	Na	0,00	Na ₂ O	0,00	Na	0,00	Na ₂ O	0,00
Cl	0,01	Cl	0,01	Cl	0,01	Cl	0,01	Cl	0,02	Cl	0,03
K	0,03	K ₂ O	0,06	K	0,01	K ₂ O	0,03	K	0,23	K ₂ O	0,50
Ba	0,00	BaO	0,00	Ba	0,00	BaO	0,00	Ba	0,00	BaO	0,00
O	65,61			O	65,00			O	65,17		
Total	99,41	Total	86,48	Total	100,0	Total	87,45	Total	100,0	Total	87,45



TABELA 4.3 - Exemplo de cálculo da fórmula química da clorita a partir da sua composição em óxido % para estimativas da quantidade de Al_{IV} nos sítios tetraédricos.

0	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)			
Óxidos	Peso % óxidos	Proporção mol. óxido	Prop.atom. de oxig. a partir mol.	Nº ânions na base de 14 (O,OH) (3)X 6,151	Nº de íons na fórmula	Íons		
SiO ₂	26,99	0,4492	0,8984	5,5261	Si	2,7630		
TiO ₂	0,08	0,001	0,002	0,0123	Ti	0,0061	2,7691	Núcleo meta
Al ₂ O ₃	20,34	0,1995	0,5985	3,6812	Al	2,4541	1,2308 *	de da fórmula =4
FeO	17,20	0,2394	0,2394	1,4726	Fe	1,4725	1,2233	→ Al octaéd r.
MnO	0,36	0,0051	0,0051	0,0314	Mn	0,0314		
MgO	21,30	0,5284	0,5284	3,2501	Mg	3,2501		
CaO	0,02	0,0004	0,0004	0,0022	Ca	0,0022		
F	0,12	0,0063	0,0063	0,0389	F	0,0389		
Na ₂ O	0,00	-	-	-	-	-		
Cl	0,01	0,0003	0,0003	0,0017	Cl	0,0017		
K ₂ O	0,06	0,0006	0,0006	0,0039	K	0,0078		
BaO	0,00	-	-	-	-	-		
Total	86,48	Total	2,2794					
-O=F	0,0505		-0,00316	=1/2X0,0063				
-O=Cl	0,0029		-0,00014	=1/2X0,0003				
Total	86,4266	Total	2,2761	14÷2,2761= 6,151				

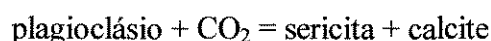
* Al tetraédrico

Exemplo: T°C ≅ -61,9229 + 321,9772 (1,2308) ⇒ T = 335°C

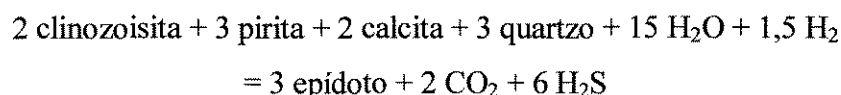
4.4.2. CARACTERÍSTICAS DO PROCESSO METASSOMÁTICO

A assembléia mineral de alteração (epídoto, clorita, carbonato, sericita e rutilo) e suas características texturais e micro-estruturais demonstram uma troca dinâmica de elementos entre a solução hidrotermal e os minerais pré-existentes. Estes componentes, (principalmente Fe, Mg, Ca e K), na sua maioria fazem parte da composição dos minerais primários das rochas encontradas na área.

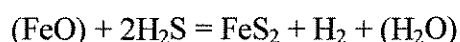
O metassomatismo representado pela sericitização dos plagioclásio sugere uma transferência significativa de K e Fe da solução hidrotermal para esse mineral. Ao mesmo tempo, a ocorrência de carbonatos (secundários) em interstícios e vênulas implicou necessariamente na lixiviação de Ca dos plagioclásios e introdução de CO₂ pelos fluidos hidrotermais; de acordo com a reação geral:



Giggenbach (1981), sugere a reação do epídoto (e/ou clorita) com H₂S e CO₂ em equilíbrio com calcita, em termos de uma assembléia mineral de alteração hidrotermal contendo pirita associada à fases minerais secundárias similares, identificadas na área da Lavrinha:



A ocorrência da pirita poderia ser explicada, alternativamente, pela reação:



As características de *front* tectônico onde localiza-se os depósitos auríferos da Lavrinha pode ter favorecido uma substancial introdução de O₂ necessária à oxidação da pirita e cristalização da hematita às suas expensas, como verificado pelas relações micro-texturais, de acordo com a reação:



O desaparecimento do carbonato poderia ser explicado por um aumento da pressão de CO_2 , paralelamente a diminuição da temperatura em meio aquoso e ligeiramente ácido, o que elevaria a sua solubilidade. Por outro lado, a lixiviação do Fe, Mg e Ca pode ter favorecido a completa sericitização.

A cristalização pseudomórfica de rutilo (“malhas”) encontradas no tonalito pode ser devida à alta mobilidade do Ca, onde o TiO_2 teria sido retido de um esfero primário. Outra destas feições, encontrada em amostras de sericita xisto hematítico, mostrando núcleos de rutilo circundados por hematita sugere tratar-se de produtos da alteração de ilmenita primária possivelmente pela lixiviação de Mg e Mn.

Com base nas descrições petrográficas e alterações mineralógicas observadas, o quadro geral que se obteve é que a sericitização sobrepôs-se às demais alterações (epídoto, clorita e carbonato) com o aumento da deformação e da razão fluido/rocha.

Deste modo, sugere-se que o hidrotermalismo de que atuou sobre as rochas investigadas nos depósitos auríferos da área da Lavrinha, foi função da interação destas rochas com fluidos aquosos, ricos em CO_2 , e que propiciaram um substancial aporte de K. Este processo teria ocorrido em condições de temperatura na faixa de 300-350°C e foi acompanhado pela incorporação de Fe, Mg e Ca à solução hidrotermal. A lixiviação destes elementos em condições de altas razões fluido/rocha foi facilitada pela deformação.

A seguir (Tabela 4.4) apresenta-se um modelo esquemático desse processo.

Tabela 4.4 - Representação esquemática do Processo de Alteração Hidrotermal (de baixa T) das rochas ígneas investigadas.

ROCHA	MINERALOGIA BÁSICA		MINERALOGIA DE ALTERAÇÃO		PRODUTO FINAL
meta-gabro	honblenda plagioclásio (+opacos)	Incremento da deformação, razão fluido/rocha →	sericita + clorita + epídoto	→	sericita (±óxidos)
basalto	plagioclásio minerais máficos (+opacos)	SOLUÇÃO HIDROTHERMAL H₂O + CO₂ + sais	clorita + epídoto sericita+magnetita hematitizada	LIXIVIAÇÃO Ca, Mg, Fe,	Sericita Magnetita hematitizada
tonalito	quartzo plagioclásio		sericita carbonato	LIXIVIAÇÃO Ca	Quartzo e sericita
granito	microclínio quartzo	→	sericita	→	Quartzo e sericita

4.4.3. AMBIÊNCIA FÍSICO-QUÍMICA DE FORMAÇÃO DA PARAGÊNESE DE MINÉRIO

Uma das características da mineralização aurífera da Lavrinha é estar associada à uma paragênese praticamente monominerálica, dominada por pirita. O modo de ocorrência deste sulfeto entre as diversas litologias e níveis estruturais delimita um zoneamento dos estados redox alcançado pelo hidrotermalismo que atuou naqueles depósitos:

A paragênese de minério composta apenas pela pirita na ZMI, a assembléia mineral de alteração e a relativa pureza do ouro, indicam que para o principal estágio da mineralização as condições (iniciais) do fluido mineralizante foram redutoras, com pH alcalino a neutro e levemente ácido. Estas condições, verificadas pela análise da **Fig. 4.14**, são pouco propícias para o transporte de metais base e de considerável potencialidade para o transporte do ouro (Arehart 1996, Phillips 1993).

Na ZMI esta ambiência alcançou um nível de fugacidade do oxigênio (fO_2) que levou à oxidação de magnetitas nas porções cisalhadas das rochas ígneas, mas não foi o suficiente para alterar a pirita. Possivelmente, o nível mais alto na fO_2 que pode ser suportado pela pirita em relação a magnetita (**Fig. 4.14**), permitiu que o sulfeto tenha se mantido não alterado neste nível estrutural, propiciando sua ocorrência ao lado de magnetitas hematitizadas das rochas portadoras deste mineral (magnetita-sericita xistos).

A extrema oxidação da pirita na ZMS indicam que a fO_2 do ambiente mineralizante continuou evoluindo para condições mais oxidantes. Esta condição alcança níveis suficientemente altos para a cristalização generalizada da hematita sin-cinemática, que compõem boa parte dos litotipos da ZMS.

A ocorrência de carbonatos limita-se às rochas ígneas alteradas e suas porções deformadas, não sendo encontrado nos níveis mais acima (em direção ao contato com os metassedimentos), onde o grau de deformação aumenta consideravelmente (milonitização). Os fatores responsáveis pela completa solubilização (desaparecimento) do carbonato nas zonas milonitizadas e, provavelmente, em meio aquoso, incluem: um aumento da pressão de CO_2 , a diminuição da temperatura ou uma ligeira diminuição do pH; possivelmente nos

estágios finais do processo hidrotermal. Neste caso, o Ca proveniente da solubilização do carbonato teria sido incorporado ao fluido.

Estas considerações e a análise da Fig. 4.14 permitem inferir que as condições físico-químicas que atuaram no fluido mineralizante dos depósitos da Lavrinha, variaram de um estado inicial relativamente redutor para condições extremamente oxidantes, com uma diminuição posterior da temperatura e em condições neutras a alcalinas ou ligeiramente ácidas.

A formação do hidróxido (limonitização) está relacionada a processos supérgenos tardios e, aparentemente, resultaram em maior concentração do ouro.

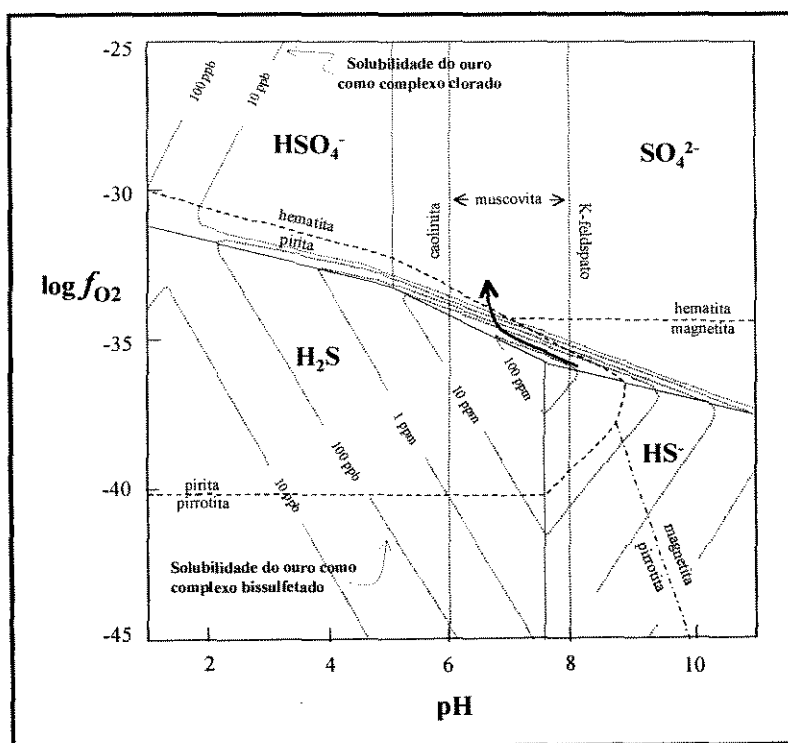


Fig. 4.14. Diagrama mostrando os campos de estabilidade de óxidos e sulfetos de ferro, em função da atividade do oxigênio e do pH para temperaturas compatíveis com as estimadas neste estudo (300-350° C). Também estão representados os campos onde predominam soluções sulfetadas (H_2S , HS^-) e sulfatadas (HSO_4^- , SO_4^{2-} ; linhas contínuas), as curvas de solubilidade para complexos bissulfetados e clorados e o campo de estabilidade da muscovita. Observe o nível mais alto de fO_2 e mais ampla faixa de pH suportada pela pirita, relativamente à magnetita. A seta aproximadamente no limite entre os campos de

espécies sulfetadas e sulfatadas indica o possível percurso dos fluidos mineralizantes na Lavrinha. Baseado em Arehart, 1996.

5. CARACTERÍSTICAS E EVOLUÇÃO DAS FASES FLUÍDAS

5.1. INTRODUÇÃO

O estudo de inclusões fluídas propõem-se a investigar a evolução de fluídos aprisionados em minerais de rochas, sua natureza e propriedades físico-químicas.

A aplicação desta ferramenta pode fornecer informações diretas sobre as características dos fluídos à época do seu aprisionamento em minerais de rochas, combinando os dados de temperaturas de transições de fase, equações teóricas de estado e micro-espectroscopia Raman. No entanto, a representatividade desses dados depende de minucioso estudo petrográfico e precisão das medidas realizadas, na sua maioria derivados da microtermometria, uma técnica não destrutiva de análise de inclusões fluídas de ampla utilização na época atual.

As temperaturas de transições de fases podem também serem utilizadas como parâmetros para programas computacionais (ex. Flincor) que, baseados em equações teóricas de estado, fornecem estimativas quantitativas composicionais e físico-químicas.

Todas essas informações obtidas precisam ser comparadas com outras estimativas independentes (ex. geotermometria e geobarometria) e as inclusões fluídas devem ser analisadas dentro do seu contexto petrográfico.

Estes procedimentos foram utilizados neste estudo das inclusões fluídas contidas em quartzo de veios dos depósitos auríferos da Lavrinha, visando levantar as características composicionais, físico-químicas e evolução dos fluídos, apresentadas a seguir.

5.2. AMOSTRAGEM

As amostras selecionadas para este estudo, num total de 19(dezenove), abrangem os depósitos auríferos da Lavrinha, Japonês, Ernesto e Paulo Copacel/Clementino em seus dois níveis estruturais mineralizados onde existentes.

As amostras de quartzo de veios foram coletadas e identificadas de acordo com seu posicionamento estrutural e encaixantes de modo a permitir o tratamento estatístico e correlações dos dados obtidos com suas análises.

De acordo com o posicionamento estrutural as amostras foram identificadas como pertencentes a veios concordantes, discordantes de direção NW ou NE e se pertencentes a um dos níveis estruturais mineralizados (ZMI e ZMS).

5.3. MÉTODOS ANALÍTICOS E EQUIPAMENTOS

As características composicionais e físico-químicas dos fluídos aprisionados em quartzo de veios nos depósitos auríferos da área da Lavrinha foram estimadas com base nos valores das temperaturas de transição de fase obtidas com a microtermometria e análises por micro-espectroscopia Raman. Estas inclusões fluídas foram escolhidas para análise após cuidadoso exame petrográfico das secções bi-polidas, evitando-se aquelas que apresentassem formas ou comportamentos microtermométricos típicos de perturbações pós-aprisionamento.

As análises pelo método microtermométrico foram realizadas em aproximadamente 400 inclusões fluídas, utilizando-se os equipamentos Linkam THMSG 600, e Chaix Meca ambos acoplados a microscópio Jenapol (Carl Zeiss Jena). Estes equipamentos tiveram suas medidas calibradas por inclusões fluídas sintéticas padrões durante as rotinas de trabalho e todas as medidas de temperaturas de transição de fase obtidas foram corrigidas de acordo com as curvas de calibração.

Análises para CO₂, N₂, CH₄ e H₂S foram efetuadas por micro-espectroscopia Raman realizados em 24 inclusões fluídas, com informações microtermométricas completas, provenientes de 4 amostras de locais e zonas mineralizadas diferentes. Para estas análises utilizou-se um micro-Raman T64000, da Jobim-Yvon com espectrômetro multicanal CCD, acoplado a microscópio Olympus-BHS.

As temperaturas de transições de fase oriundas das análises microtermométricas foram utilizadas para os cálculos computacionais através do programa FLINCOR com vistas à geração de informações quantitativas das espécies químicas presentes nas inclusões fluídas, (composicionais) e valores de pressão, temperatura e densidades.

Para o processamento dessas informações microtermométricas com o programa FLINCOR, as inclusões fluídas do tipo I são consideradas como pertencentes ao sistema $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$.

5.4. CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS DOS VEIOS DE QUARTZO

O veios de quartzo **concordantes do nível estrutural superior (ZMS)** e os **discordantes de direção NW (DNW)**, exibem, de modo geral, uma recristalização acentuada em comparação com as outras famílias de veios de quartzo. As amostras destes dois grupos mostram cores esbranquiçadas e granulometria variada, com predomínio de uma recristalização dinâmica nos primeiros (**Fig. 5.3**) e estática nos discordantes DNW.

Os veios **concordantes do nível estrutural inferior (ZMI)** tem granulometria mais grossa, com grãos bem desenvolvidos ($\geq 6\text{mm}$), cores esbranquiçadas, translúcidos a transparentes; mostram recristalização incipiente em bordas de grãos e extinção ondulante.

Todas as ocorrências mapeadas da **família de veios “DNE”** possuem drusas com cristais centimétricos (em torno de 5cm comprimento), muitos apresentando formas achatadas impressas pelos esforços deformacionais, crescimentos truncados e geminações.

O conjunto de amostras de veios de quartzo coletados têm suas características petrográficas sumarizadas nas **tabelas 5.1 à 5.4**, mais adiante.

5.5. TIPOS E MODOS DE OCORRÊNCIA DAS INCLUSÕES FLUÍDAS

O entendimento dos possíveis processos em que estiveram envolvidos os fluídos aprisionados em inclusões em veios de quartzo está alicerçado em um minucioso estudo petrográfico das inclusões fluídas. Esta parte do estudo permite uma definir o modo de ocorrência entre os vários grupos de inclusões fluídas, suas relações temporais, e possíveis perturbações que podem Ter ocorrido após o aprisionamento do fluido nas inclusões.

O grau de preenchimento (GP), como tratado aqui, refere-se à proporção volumétrica entre as fases, ou seja, vapor/líquido para inclusões fluídas aquosas (tipo II) e $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ para as inclusões fluídas aquo-carbônicas (tipo I); estimadas visualmente com o auxílio de padrões para comparação.

5.5.1. PRINCIPAIS GRUPOS DE INCLUSÕES FLUÍDAS

Foram identificados três grupos principais de inclusões fluídas, com base no número de fases observadas à temperatura ambiente em análises visuais microscópicas e nas transições de fases observadas no tratamento microtermométrico. Em função da sua representatividade e modo de ocorrência elas foram agrupadas e são referidas no texto como sendo:

- 1) **Tipo I** = inclusões fluídas aquo-carbônicas, compostas por H_2O líquida (+sais), CO_2 líquido e CO_2 vapor, a temperatura ambiente.
- 2) **Tipo II** = inclusões fluídas bifásicas composta por H_2O líquida (+sais) e H_2O vapor;
- 3) **Tipo III** = inclusões fluídas monofásicas composta por H_2O líquida (+sais);

Também se observou eventuais Inclusões fluídas monofásicas escuras, aparentemente compostas apenas por vapor de água ou vazias.

5.5.2. MODO DE OCORRÊNCIA DOS GRUPOS DE INCLUSÕES FLUÍDAS

Com base em uma análise visual e microscópica, não se observa o predomínio de um ou outro grupo de inclusões fluídas preferencialmente relacionado a qualquer uma das diversas famílias de veios. Os três tipos de inclusões fluídas podem ser observados em todas as famílias de veios de quartzo, com variações no predomínio de um ou outro tipo de inclusões fluídas nestes veios. Particularmente em veios concordantes encaixados em quartzitos, próximo ao contato com o xisto, observou-se uma abundância maior de monofásicas aquosas (Tipo III. **Fig. 5.4**).

Existe uma similaridade no modo de ocorrência dos diversos grupos de inclusões fluídas, principalmente para as amostras de veios concordantes do nível estrutural inferior mineralizado hospedados por quartzitos. Esta característica não se mantém integralmente nas demais famílias de veios, como pode ser observado pelas descrições a seguir (**tabelas 5.1 à 5.4**).

INCLUSÕES FLUÍDAS DO TIPO I

Ocorrem na forma de planos intra-granulares (pseudosecundárias) e dispersas de forma isolada ou em grupos, com formas e grau de preenchimento variadas (**Fig. 5.1**).

Nas amostras dos **veios concordantes** hospedados pelos quartzitos da **ZMI**, estas inclusões fluídas (ifs) apresentam tamanhos entre 10 a 20µm, com formas ovaladas e em cristais negativos e/ou irregulares e variadas proporções entre as fases (GP=CO₂/H₂O), embora altos valores de grau de preenchimento sejam poucos (vide **Fig. 5.8, 5.9 e 5.10**).

Nos **veios concordantes do nível mineralizado superior (ZMS) e discordantes de direção NW** as inclusões fluídas do tipo I encontram-se em grupos dispersos, onde apresentam GP's similarmente variados, predomínio de formas irregulares e dimensões maiores (em média 20 a 25µm). Em algumas amostras, uma orientação marcante das inclusões fluídas (Ifs) por vezes sugere tratar-se de planos. São comuns feições de estrangulamento evidenciando perturbações pós-aprisionamento.

Não raro encontra-se texturas do tipo “explosão” de inclusões fluídas, feição característica em grãos que estiveram sujeito a intensos esforços deformacionais em regimes tectônicos de pouca ductibilidade.

Os cristais dos **veios discordantes de direção NE** reúnem as melhores exposições do modo de ocorrência dos diversos grupos de inclusões fluídas (Ifs). As inclusões fluídas do tipo I ocorrem em extensos planos ou de forma dispersa, em cristais negativos e formas regulares de dimensões entre 20 e 50µm, com GP pouco variado. As inclusões fluídas destes veios que ocorrem dispersas têm GP's ligeiramente inferiores às que ocorrem em planos (**Fig. 5.5 e 5.6**).

Ao longo de planos intra-granulares, o grupo de inclusões fluídas do tipo I tem formas de cristais negativos e GP constante em um mesmo plano, mas é **variado de um plano para outro**, de modo que, no seu conjunto, as inclusões fluídas aquo-carbônicas (tipo I) planares mostram uma variação nos valores das proporções entre as fases.

Estes planos ocorrem principalmente nas amostras de veios concordantes da ZMI e nos cristais dos veios discordantes NE.

O tratamento estatístico das inclusões fluídas **aquo-carbônicas** (tipo I) quanto ao GP mostram valores de frequência ocupando toda a faixa percentual concentrando-se entre 20 e 70%. Já as inclusões fluídas das amostras de veios discordantes de direção NE tem valores de frequência concentrados entre 40 e 60% (**Fig. 5.1**)

INCLUSÕES FLUÍDAS DO TIPO II

Estas inclusões ocorrem em planos e dispersas, análogamente ao grupo de inclusões fluídas do tipo I. Eventualmente posiciona-se lado a lado com inclusões fluídas aquo-carbônicas ao longo de um mesmo plano (**Fig. 5.7**). Ressalte-se que, nestes casos, as infrutíferas tentativas feitas no sentido de se observar mudanças de fase em temperaturas compatíveis com o ponto triplo do CO₂ podem ter sido em decorrência do pequeno tamanho das inclusões fluídas, tornando-se difícil a visualização das transições de fase.

No entanto, no caso das inclusões fluídas do tipo II que ocorrem de modo disperso, não persistem estas dúvidas quanto aos posicionamentos: **inclusões aquosas bifásicas (tipo II) ocorrem na mesma região do grão mineral conjuntamente com**

inclusões aquo-carbônicas (tipo I), ficando evidenciado a aparente contemporaneidade no aprisionamento das inclusões fluídas do tipo I e do tipo II. Seus modos de ocorrência mostram que elas poderiam ser **co-genéticas**.

A proporção entre vapor e líquido (GP's) das inclusões do tipo II são variados, concentrando-se na faixa de 10% (principalmente) à 50%, tanto para as inclusões fluídas planares quanto dispersas, com raros valores acima deste percentual (vide **Fig. 56. Gráfico**).

Nos cristais dos veios discordantes de direção NE, vários planos mostram claros sinais de estrangulamento das inclusões fluídas.

INCLUSÕES FLUÍDAS DO TIPO III

São características das amostras de veios concordantes encaixados em quartzito, onde ocorrem principalmente na forma planar e trilha, com formas regulares e de cristais negativos, em tamanhos relativamente muito pequenos (em torno de 8-10 μ m). Nos veios discordantes de direção NW são raras e nos veios discordantes de direção NE (cristais) configuram alguns planos extensos.

Este grupo de inclusões fluídas também pode ocorrer conjuntamente com inclusões dos outros grupos (vide **Fig. 5.4**), no entanto, a sua co-geneticidade não é evidenciada: trata-se de fluídos aprisionados à temperaturas baixas, sem que tenha havido tempo suficiente para a nucleação de uma fase vapor.

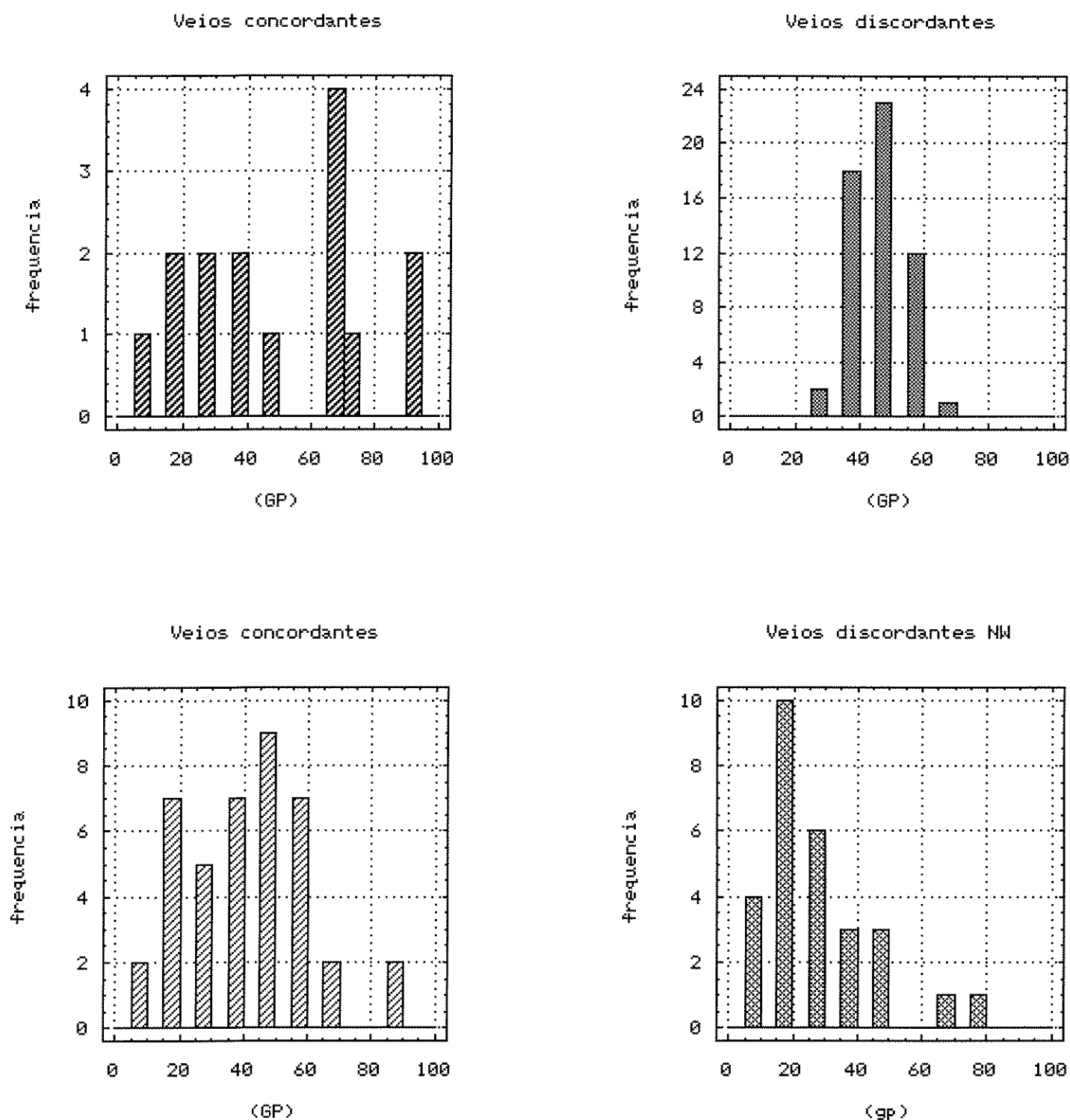


Fig. 5.1. Histograma de frequência mostrando a variação das porções volumétricas entre as fases (GP) das inclusões fluidas **tipo I**.

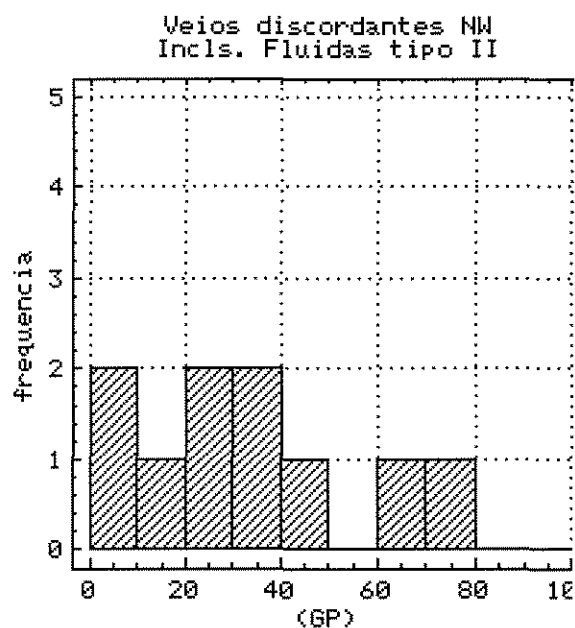
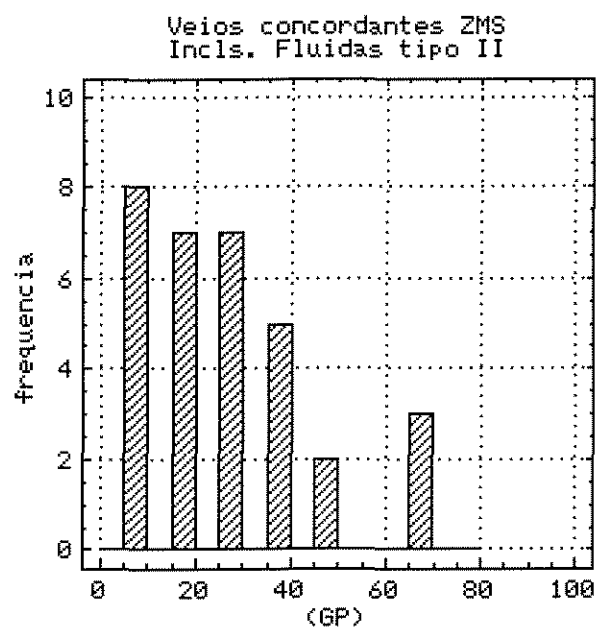
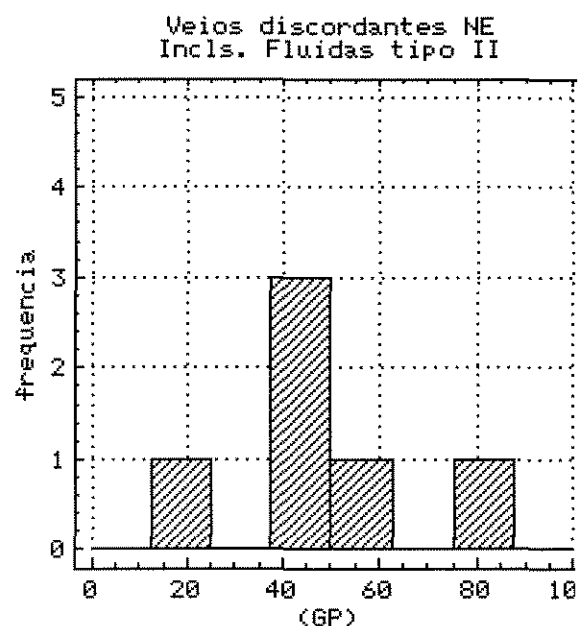
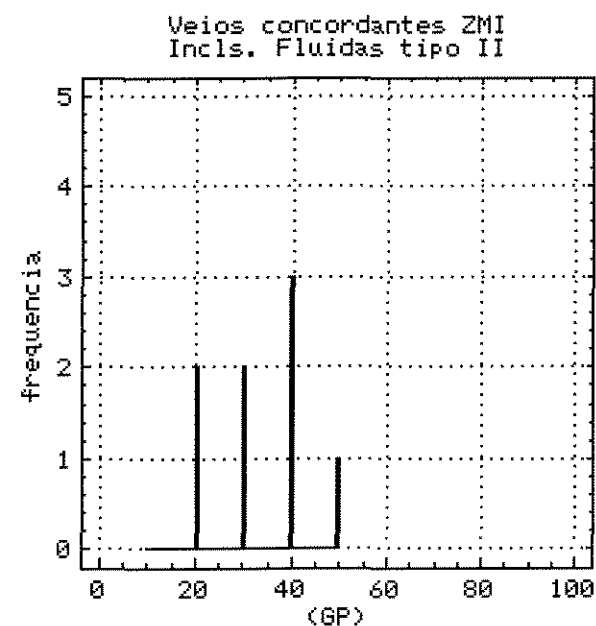


Fig. 5.2-Histograma de frequência mostrando a variação das proporções volumétricas entre as fases (GP) das inclusões fluidas **tipo II**.

Tabela 5.1- Características gerais petrográficas das Inclusões fluídas e quartzo de veios CONCORDANTES-ZMI

AMO STRA	QUARTZO			IFs				
				AQM	AOB		AC	
	COR/GRANULOM	GRAU RECRISTALIZ	FRATURAM	M. OCOR	M.OCOR	GP	M.OCOR	GP
ER 2001 (QUA RTZI TO)	Esbranquiado Grãos bem desen- volvidos (>6mm)	Incipiente em bordas Extinção ondulante	Micro-fraturas irreg.orient. intergr.	Planar intergr. Formas CN predom. ABUNDANTE	Similar AQM <qtde	Variado	Similar AQM <qtde	Varia do
GAI 2042 (QUA RTZI TO)	Incolor Idem	Idem Idem	Idem, idem	Dispersas, ovaladas e/ou irregulares ABUNDANTE	Idem < qtde.	Idem	Idem < qtde.	Idem

Tabela 5.2- Características gerais petrográficas das Inclusões fluídas e quartzo de veios CONCORDANTES-ZMS.

AMO S TRA	QUARTZO			IFs				
				AQM	AOB		AC	
	COR/GRANULOM	GRAU RECRISTALIZ	FRATURAM	M. OCOR	M.OCOR	GP	M.OCOR	GP
JP 2006 (QUA RTZI TO)	Esbranquiado Grãos menores 3mm	Pronunciada, setores Extinção ondulante e em bandas.	Micro-fraturas irreg. orient. e intergr. Fissuras intergr. Retilíneas incip	Dispersas ovala- das. Poucas PREDOMINA	Dispersas ovala- das e irregulares Poucas	Variado	Similar AOB	Variado
LV 2126 (XIST O)	Esbranquiado Idem	Idem Idem	Idem, idem	Dispersas Poucas	Dispersas irregul PREDOMINA	Idem	Dispersas irregul RARAS	Idem
LV 1048 (XIST O)	Esbranquiado Grãos bem desen- volvidos (>6mm)	Borda recristalizadas Extinção ondulante e bandas	Fissuras retili neas orientadas intergr.	Planares formas regulares e CN	Dispersas e plana res regulares PREDOMINA	Variado	Dispersas irregu lares PREDOMINA	Variado
LV 1040 (XIST O)	Branco	Pronunciada	Fissuras retili neas orientadas intergran. grande qtde.	Dispersas poucas	Dispersas regula res e irregulares PREDOMINA	Variado	Dispersas regula res e irregulares PREDOMINA	Variado

Tabela 5.3- Características gerais petrográficas das Inclusões fluidas e quartzo de veios DISCORDANTES-NW.

AMOSTRA	QUARTZO			IFs				
	COR/GRANULOM	GRAU RECRISTALIZ	FRATURAM	AQM	AQB		AC	
				M. OCOR	M.OCOR	GP	M.OCOR	GP
LV 1010 (QUARTZITO)	Esbranquiçado Grãos menores 3mm	Pronunciada por setores, grãos poligoniz. Extinção ondulante.		Planares intragr. CN e regulares PREDOMINA	Dispersas e/ou orientadas (+)	Aprox constante (10%)	Dispersas e/ou orientadas POUCAS	Variado
LV 1037 (QUARTZITO)	Esbranquiçado Grãos bem desenvolvidos (>6mm)	Pronunciada por setores Extinção ondulante	Fissuras retilíneas orientadas intergr.	Planares regulares e orientadas em CN PREDOMINA	Planares e dispersas Formas regul.e CN META-ESTÁVEIS (+)	Variado	Dispersas regulares e irregulares orientadas (-)	Variado META-ESTÁVEIS
LV 1028 (XISTO)	Branco Grãos bem desenvolvidos (>6mm)	Borda recristalizadas Extinção ondulante	Fissuras retilíneas orientadas intergr.	Planares regulares e CN	Dispersas e planares regulares e CN (-)	Variado	Dispersas, formas variadas PREDOMINA	Variado

Tabela 5.4- Características gerais petrográficas das Inclusões fluidas e quartzo de veios DISCORDANTES-NE.

AMOSTRA	QUARTZO			IFs				
	COR/GRANULOM	GRAU RECRISTALIZ	FRATURAM	AQM	AQB		AC	
				M. OCOR	M.OCOR	GP	M.OCOR	GP
LV 2057 (QUARTZITO)	Incolor (transparente) CRISTAIS	Deformados	Deformados	Planares CN e regulares orientadas	Planares intragranulares Formas CN e regulares orientadas, às vezes estranguladas	Varia por plano META-ESTÁVEIS	Planares e dispersas Formas CN e regulares orientadas	Varia por plano Dispersas variadas

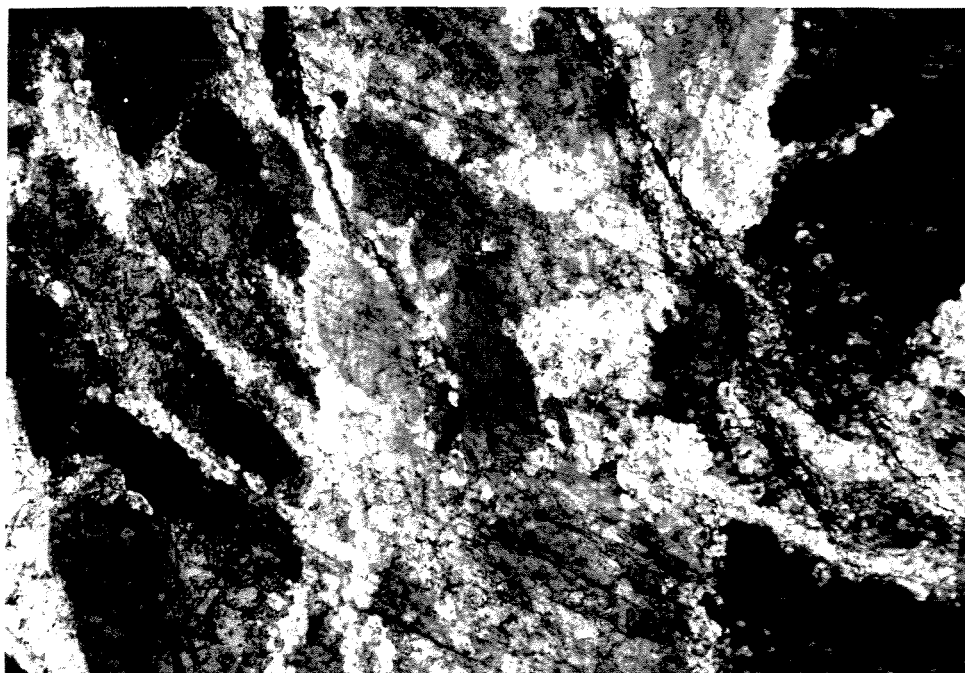


Fig. 5.3- Aspecto de recristalização dinâmica de grãos de quartzo observado em veios da zona mineralizada superior (ZMS). Nicóis cruzados, obj. 2,5X.

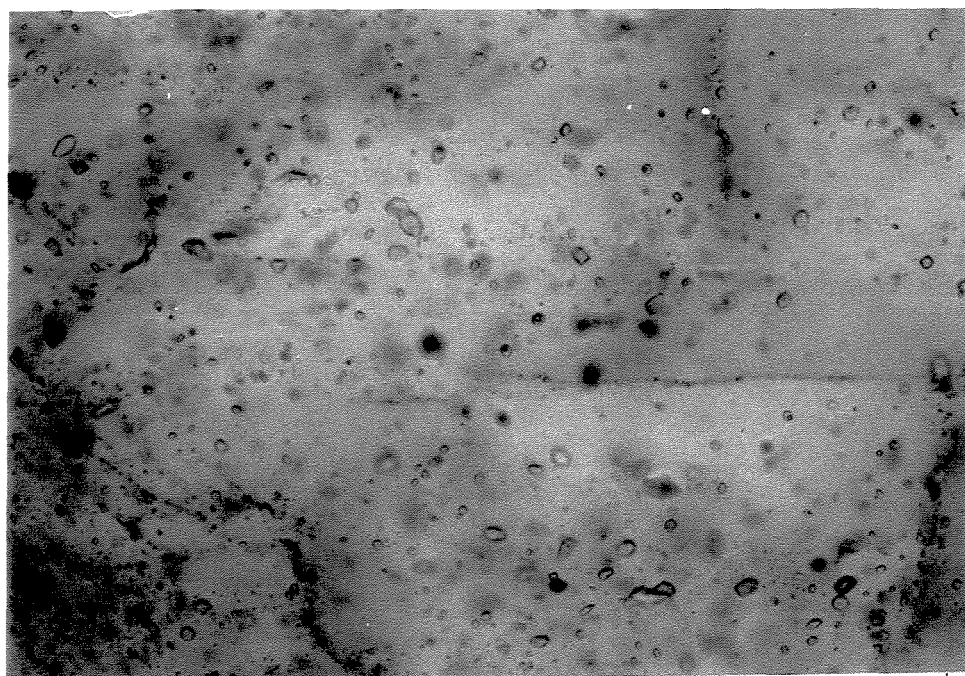


Fig. 5.4- Densidade populacional de Inclusões fluídas em amostra de veio concordante da ZMI (em quartzito). Observe o predomínio absoluto do tipo III em formas regulares e cristais negativos (CN). Obj. 20X

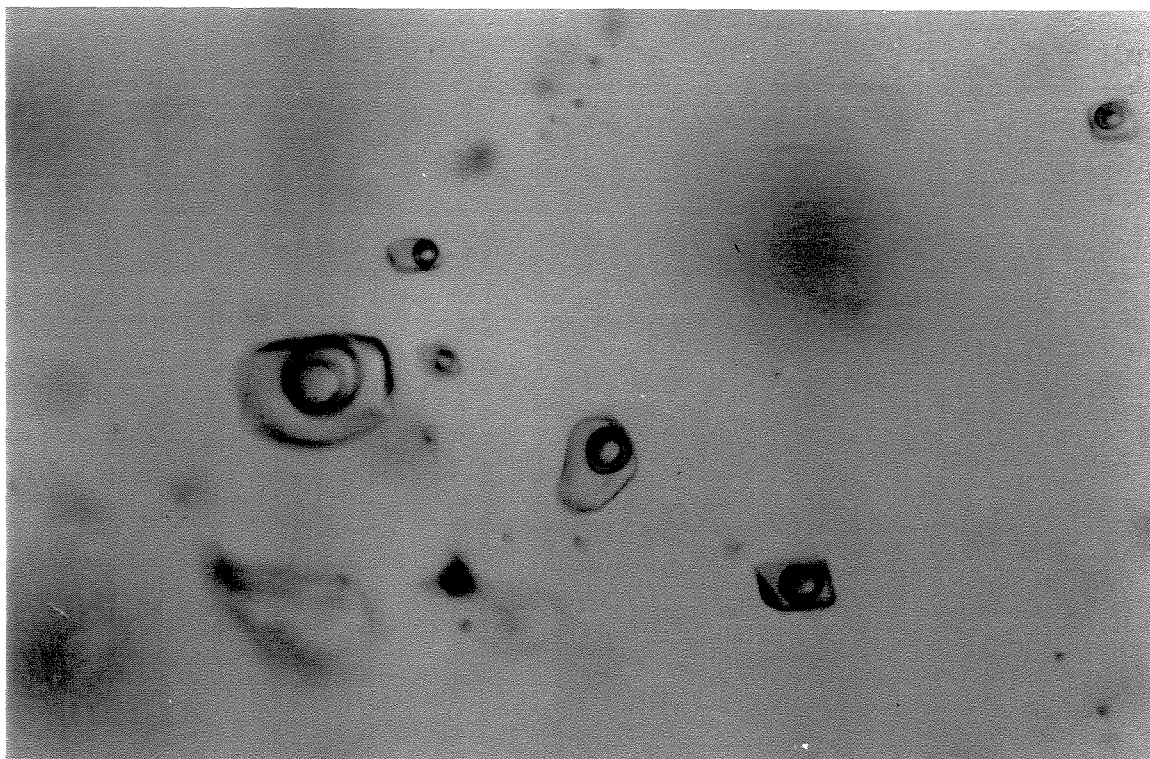


Fig. 5.5- Inclusões fluídas aquo-carbônicas planares com GP aproximadamente constante, aproximadamente 50%, formas regulares e CN em cristal de veio discordante NE. Objetiva 20X.

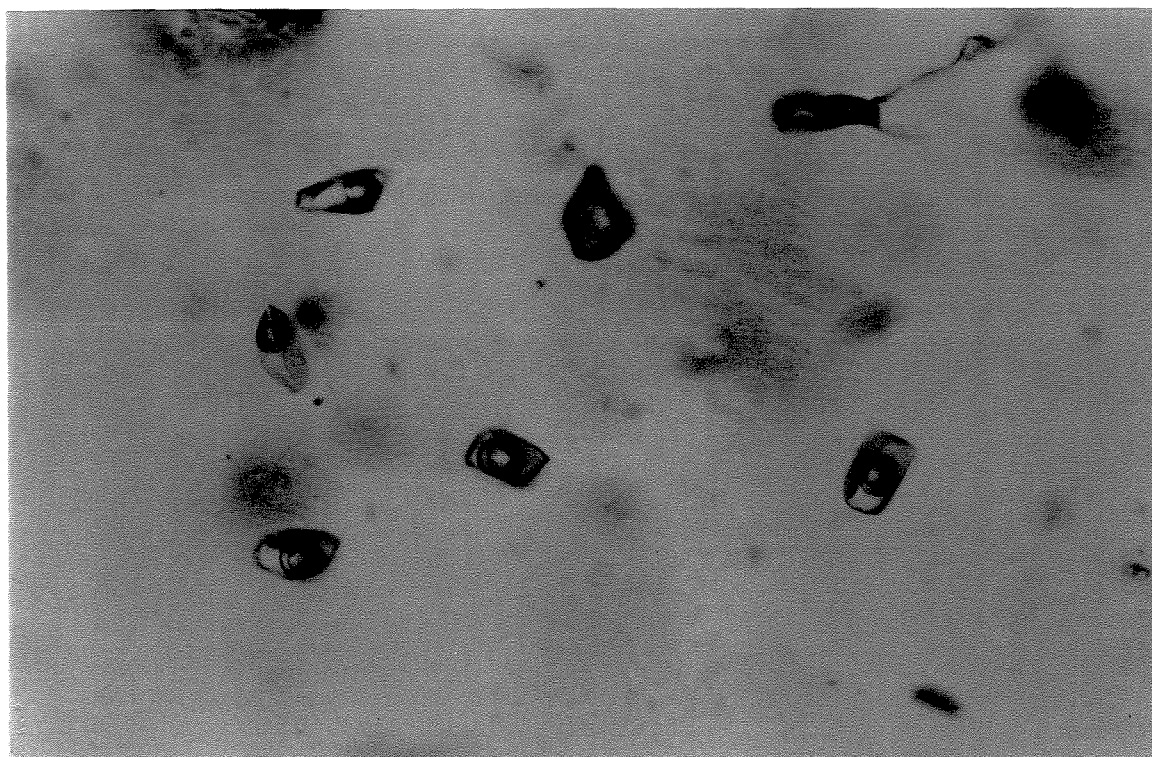


Fig. 5.6- Inclusões fluídas aquo-carbônicas dispersas com pouca variação no GP, formas regulares e CN, em cristal de veio discordante NE. Objetiva 20X.

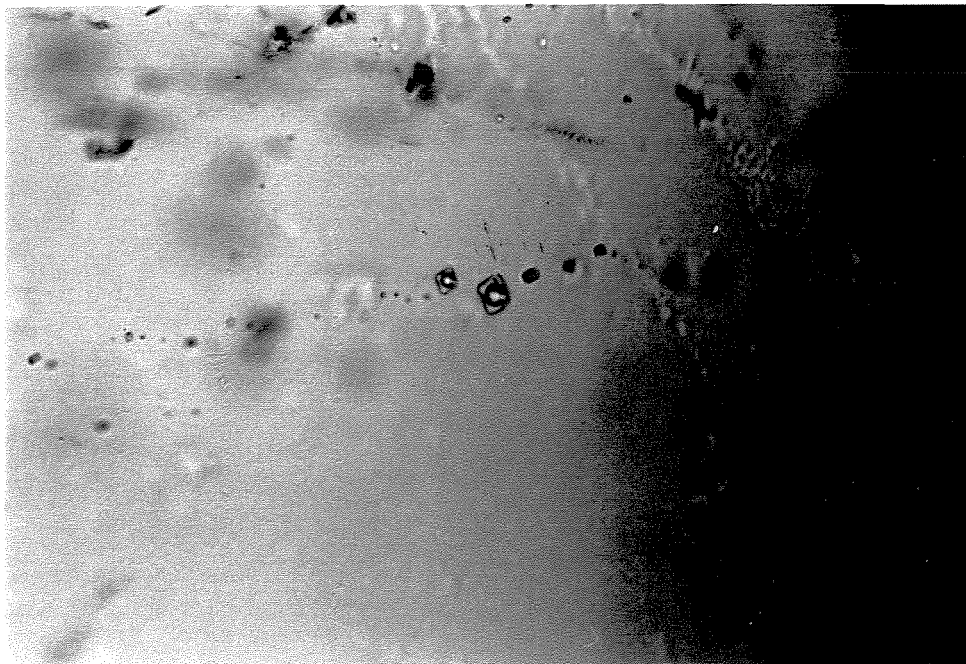


Fig. 5.7- inclusão fluída tipo I ao longo de plano restrito composto também por inclusão fluída aparentemente tipo II. Proporção entre as fases aproximadamente constante, 70%. Veio de quartzo de posicionamento não determinado de nível não mineralizado nos xistos basais. Objetiva 50X.

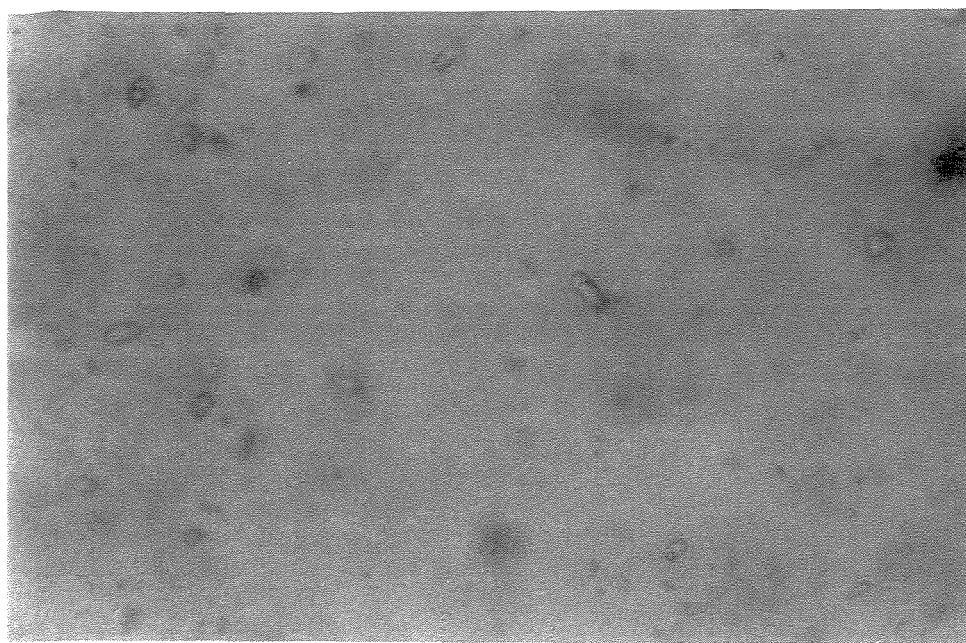


Fig. 5.8- Ao centro, inclusão fluída tipo I, dispersa com forma de cristal negativo e grau de preenchimento de aproximadamente 70%. Amostra ER2001 (CONI) encaixada em quartzito basal. Eixo maior tem aproximadamente 19 μ m. Foto obtida em T ambiente maior que T de homogenização de CO₂. Objetiva 50X. Tht = 338 Vapor, ThCO₂ = 24,4 Vapor, TfClat = 6,9 TfCO₂ = -57,1

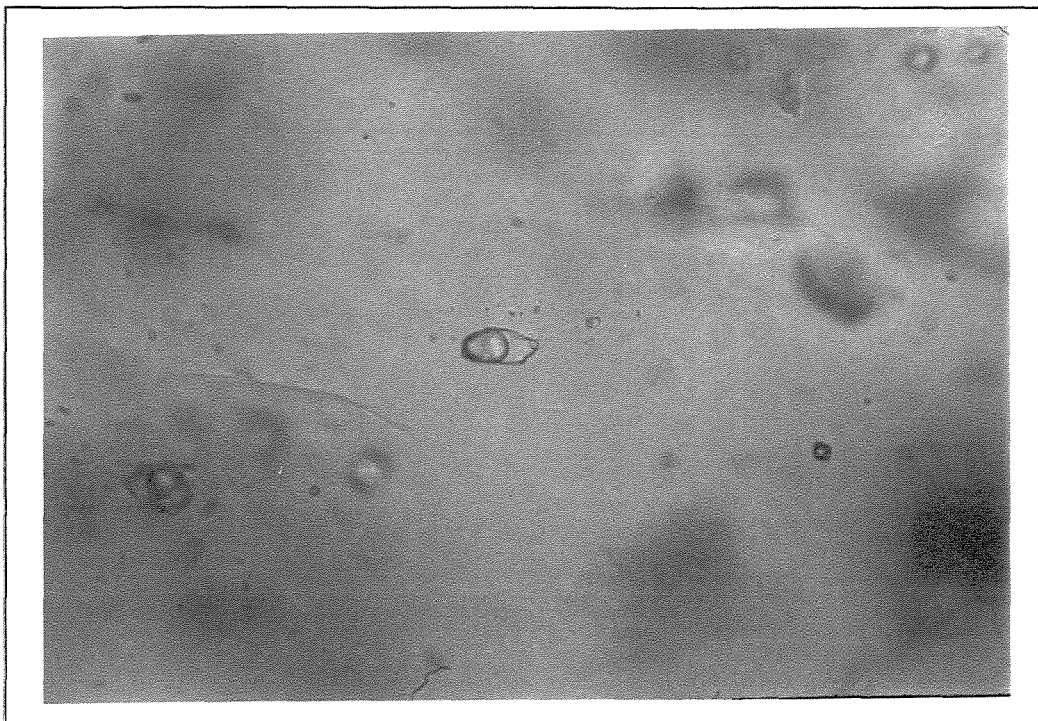


Fig. 5.9. Inclusão fluída tipo I dispersa, com GP de aprox. 60%, forma regular. Veio concordante da ZMS encaixado em MT-QZ sericita xisto. Eixo maior tem cerca de 20 μm . Foto obtida em Tamb. Maior que ThCO_2 . Obj. 50X.
 $\text{Th}_t = 383^\circ\text{C}$ Vapor, $\text{Tf}_{\text{flat}} = 8,1^\circ\text{C}$; $\text{Teut} = -39^\circ\text{C}$

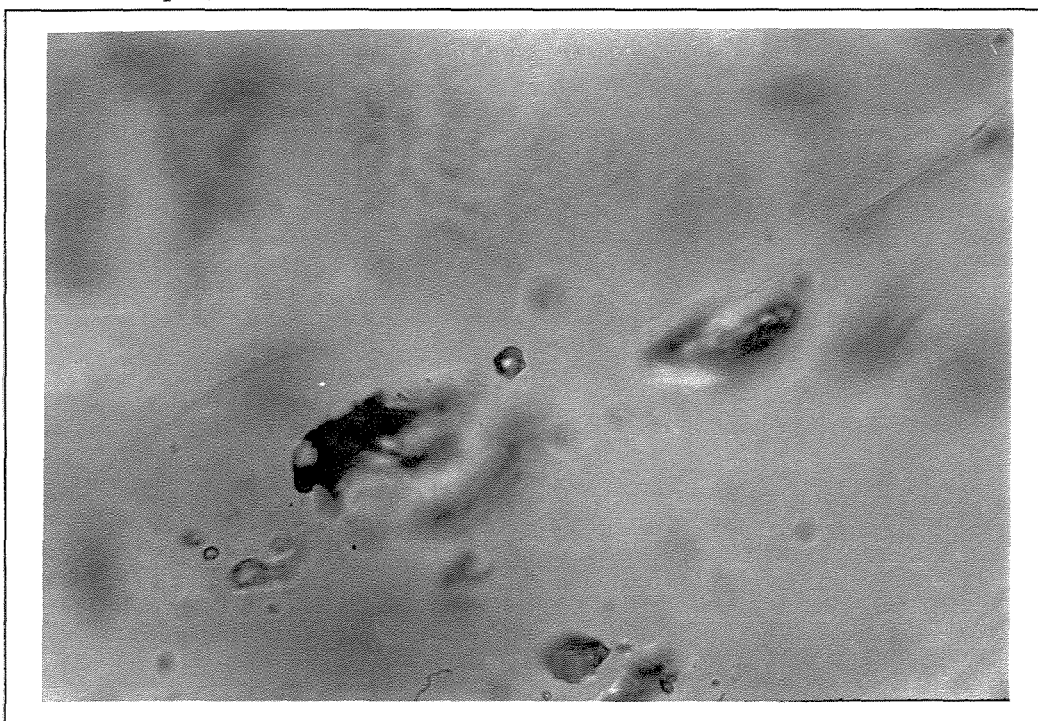


Fig. 5.10. Inclusão fluída tipo I, dispersa, com GP de aprox. 90%, forma de CN. Veio de posic. Não determinado encaixado em sericita xisto hematítico da ZMS. Tamanho de cerca de 9 μm . $\text{Th}_t = 402^\circ\text{C}$ Vapor; $\text{Tf}_{\text{flat}} = 7,8^\circ\text{C}$; $\text{Tf}_{\text{CO}_2} = -56,6^\circ\text{C}$.

5.6. COMPOSIÇÃO DAS FASES VOLÁTIL E AQUOSA DAS INCLUSÕES FLUÍDAS

5.6.1. INCLUSÕES FLUÍDAS TIPO I (AQUO-CARBÔNICAS)

TEMPERATURAS DE FUSÃO DO CO₂ (TfCO₂)

Em seu conjunto as temperaturas de fusão do CO₂ sólido (TfCO₂) distribuem-se em uma faixa que vai de -56,6°C à -63,2°C, mas a grande maioria destes valores concentraram-se em torno de -56,6°C, indicando que a fase volátil (bolha) destas inclusões fluídas é composta por CO₂ praticamente puro (Fig. 5.11). A mistura de outros componente na fase carbônica destas inclusões (ex. N₂, CH₄) causaria uma depressão da TfCO₂ para valores abaixo de -56,6°C. Neste caso, foi verificado através da micro-espectroscopia Raman que, a componente responsável por essa depressão na TfCO₂ de inclusões fluídas foi o N₂.

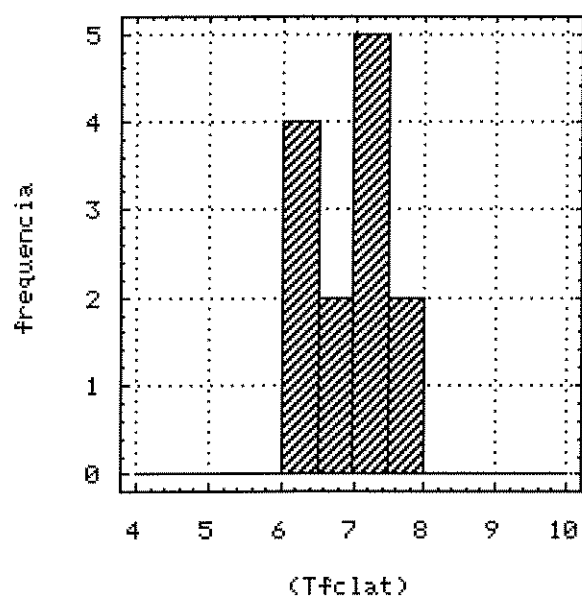
Estas análises por micro-espectroscopia Raman acusaram a presença muito subordinada de N₂ misturado ao CO₂ em algumas inclusões fluídas. A quantidade desta componente mostrou-se muito pequena, com frações molares entre 2% à 8% relativa à fase volátil (CO₂).

TEMPERATURAS DE FUSÃO DE CLATRATOS (TfClat)

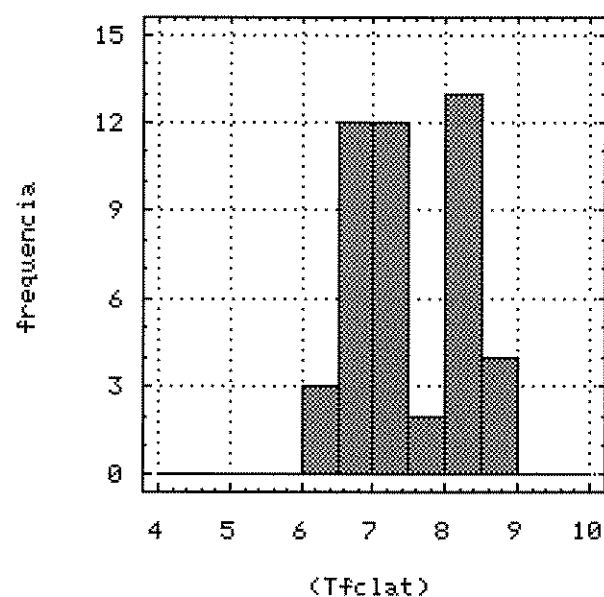
As temperaturas de fusão de clatratos (TfClat) consideradas em seu conjunto, mostraram uma variação nos valores de aproximadamente 4°C à 10°C (Fig. 5.12). Estas temperaturas correspondem a quantidades de NaCl equivalente (em peso %) que variam de 8% à zero (relativamente à faixa de TfClat acima). Como o CO₂ destas inclusões fluídas homogenizam-se a temperaturas superiores a 20°C, as fusões de clatratos ocorrem na presença de CO₂ líquido e vapor, entre 5 e 10°C.

Observou-se uma variação nas salinidades entre as diversas famílias de veios com um pequeno deslocamento para valores mais altos das salinidades nos veios discordantes de direção NW.

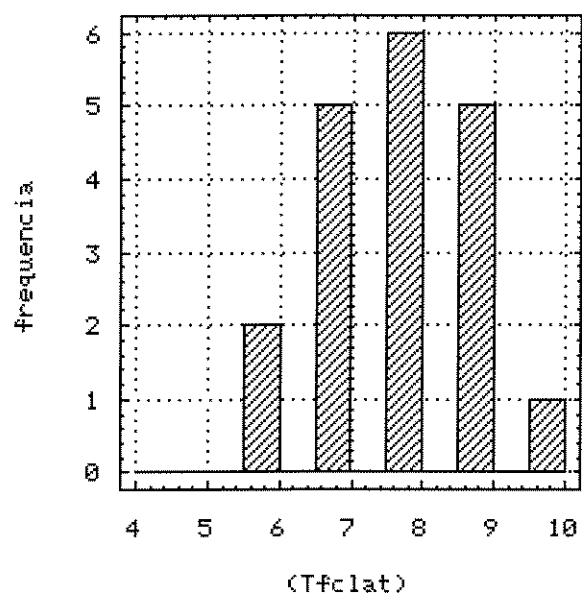
Veios concordantes do nível mineralizado inferior



Veios discordantes NE



Veios concordantes do nível mineralizado superior



Veios discordantes NW

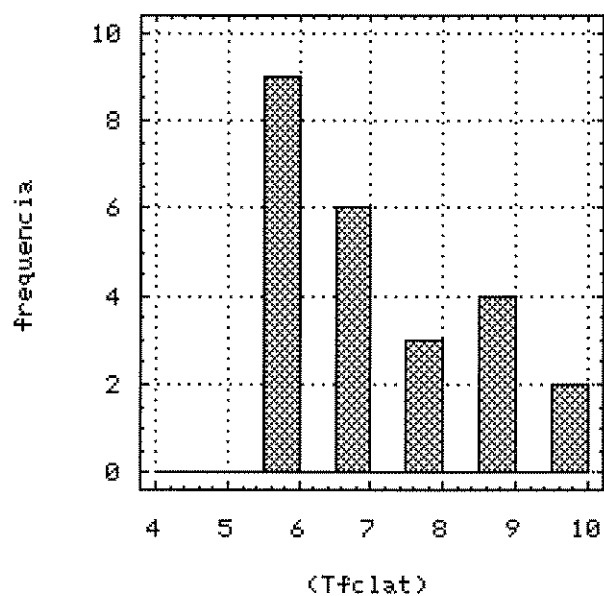


Fig. 5.12- Variação dos valores de temperatura de fusão de clatrato.

TEMPERATURAS DO EUTÉTICO (Teut)

No total as temperaturas do eutético mostraram uma variação de valores desde $-18,0^{\circ}\text{C}$ até $-52,0^{\circ}\text{C}$, sugerindo que além do NaCl, outros sais devem também estar presentes na fase aquosa das inclusões fluídas deste grupo (tipo I).

As frequências destas temperaturas concentram-se em torno de $-28,0^{\circ}\text{C}$ à $-38,0^{\circ}\text{C}$, com alguns poucos valores de temperaturas inferiores a essa faixa. Os níveis estruturais mineralizados mostram um espalhamento menor da Teut.

Devido às dificuldades na observação do eutético estes valores representam temperaturas máximas; na maioria dos casos o eutético pode ter ocorrido vários graus abaixo da temperatura observada. Possivelmente esta seja, em grande parte, a causa pela qual os dados não mostrem uma concentração de frequências em torno de valores que possibilitem uma boa definição do sistema ao qual elas se relacionam e, conseqüentemente, dos sais presentes na fase aquosa destas inclusões (Fig. 5.13).

Portanto, estas temperaturas indicam a provável presença de MgCl_2 e FeCl_2 (correspondente à faixa de maior concentração de valores de temperatura) na fase aquosas destas inclusões fluídas. Também o CaCl_2 e KCl podem estar presentes, apesar do pequeno número de inclusões fluídas com temperaturas indicativas destes componentes na fase aquosa ($T_s < -45,0^{\circ}\text{C}$. Tabela 5.5).

Tabela 5.5- Discriminativo de temperaturas do eutético que correspondem aproximadamente àquelas encontradas neste estudo, com os respectivos sistemas a que pertencem. (Crawford, 1981)

T eutético $^{\circ}\text{C}$	Sistema	T eutético $^{\circ}\text{C}$	Sistema
-20,8 / - 21,2	$\text{H}_2\text{O} - \text{NaCl}$	-37	$\text{H}_2\text{O} - \text{FeCl}_2 - \text{NaCl}$
-21,4	$\text{H}_2\text{O} - \text{Na}_2\text{CO}_3 - \text{NaCl}$	-49,8	$\text{H}_2\text{O} - \text{CaCl}_2$
-21,7	$\text{H}_2\text{O} - \text{Na}_2\text{SO}_4 - \text{NaCl}$	-50,5	$\text{H}_2\text{O} - \text{CaCl}_2 - \text{KCl}$
-21,8	$\text{H}_2\text{O} - \text{NaHCO}_3 - \text{NaCl}$	-52 / -55	$\text{H}_2\text{O} - \text{CaCl}_2 - \text{NaCl}$
-33,6	$\text{H}_2\text{O} - \text{MgCl}_2$	-52,2	$\text{H}_2\text{O} - \text{MgCl}_2 - \text{CaCl}_2$
-35,0	$\text{H}_2\text{O} - \text{MgCl}_2 - \text{NaCl}$ e $\text{H}_2\text{O} - \text{FeCl}_2$		

TEMPERATURAS DE HOMOGENIZAÇÃO DO CO₂ (ThCO₂)

A fase carbônica das inclusões fluídas do tipo I mostraram homogenizações tanto para o estado líquido como para o estado vapor mas a maioria delas homogenizaram para o estado líquido, no intervalo de temperatura entre 20° C e 30,9° C. Os veios discordantes de direção NE mostram uma concentração de valores de temperaturas restrita a 30,9°C (ponto crítico do CO₂ puro. **Fig. 5.14**).

Para o intervalo total de temperaturas em que ocorre a homogenização do CO₂ obteve-se densidades calculadas pelo programa Flincor de 0,2 à 0,8 g/cm³.

TEMPERATURAS DE HOMOGENIZAÇÃO TOTAL (Thtot)

As temperaturas de homogenização total ocorrem num intervalo entre 180° C e 410°C, com o pico de frequências destas temperaturas situando-se em torno de 280°C (**Fig. 5.15**). A grande maioria das homogenizações ocorreram para o estado líquido, devido não só à dificuldade de observação das homogenizações no estado vapor mas também ao reduzido tamanho das inclusões fluídas com alto grau de preenchimento (GP). Estas Thtot para o estado vapor mostraram uma tendencia para valores mais elevados. Algumas destas inclusões fluídas e suas temperaturas de mudanças de fase são mostradas nas **Figs. 5.8, 5.9 e 5.10**. A crepitação ocorre em menor grau.

Na totalidade as frequências das densidades calculadas pelo programa Flincor para as inclusões fluídas aquo-carbônicas (tipo I) cobrem o intervalo de 0,33 até um máximo de 0,93 g/cm³. A maior parte desses valores de densidades calculadas concentram-se em torno de 0,93 g/cm³.

Observou-se também que as inclusões fluídas dos veios concordantes apresentam um intervalo mais amplo de Thtot (entre 195°C e 375°C), relativamente aos veios discordantes nos quais estas Thtot situam-se num intervalo mais restrito (235°C à 290°C).

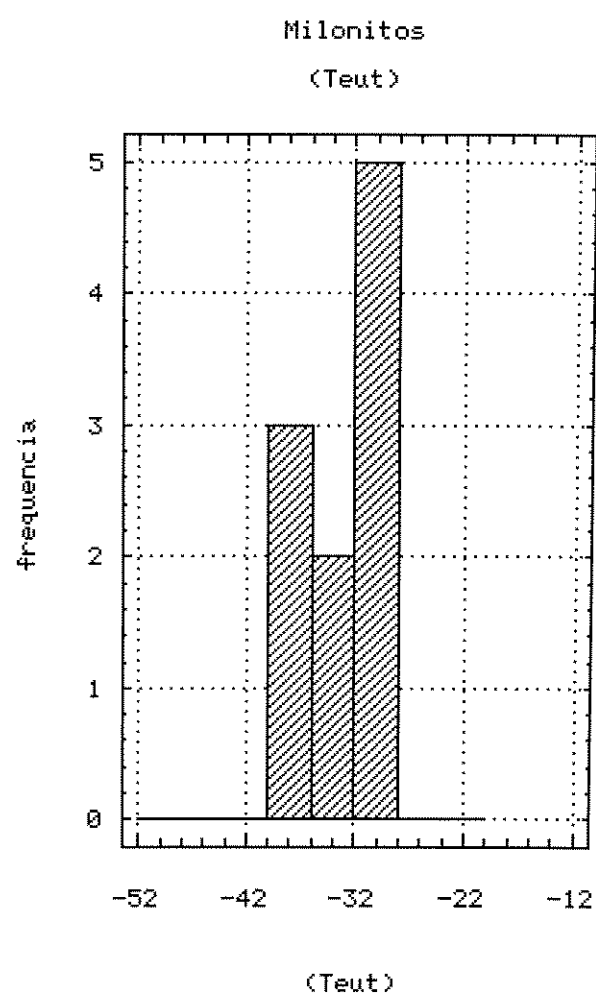
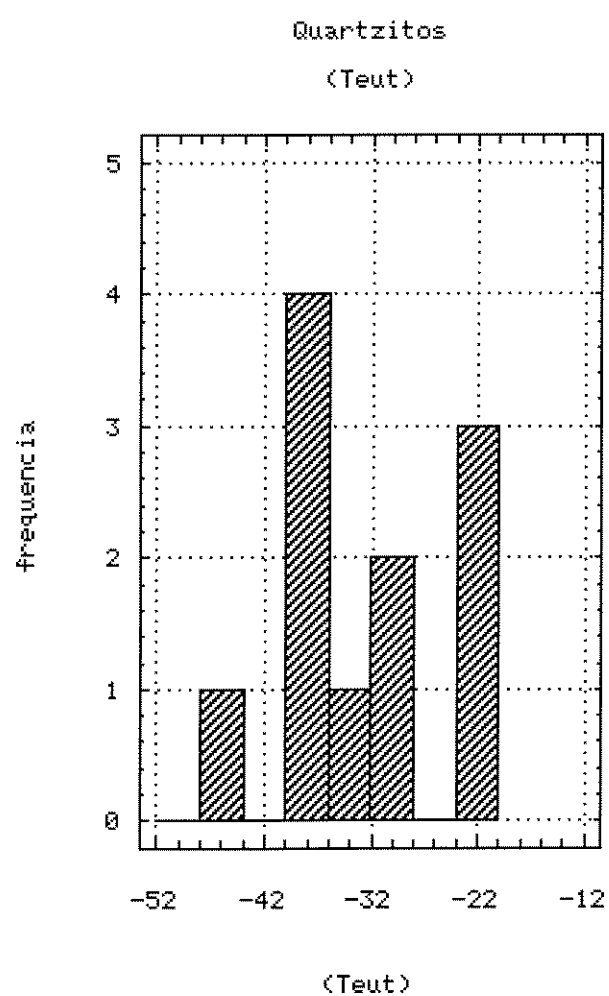
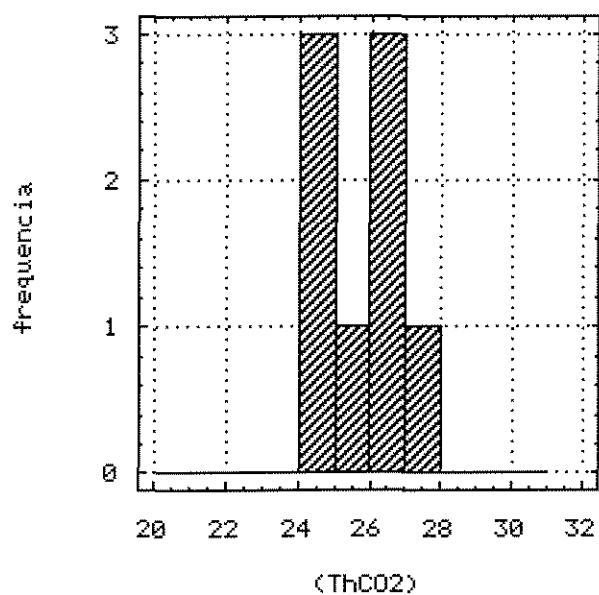
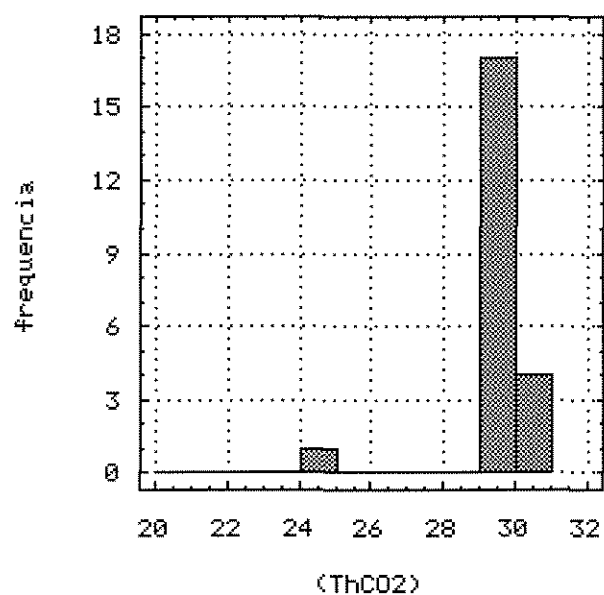


Fig. 5.13- Variação da temperatura do eutético das **inclusões fluídas tipo I**.

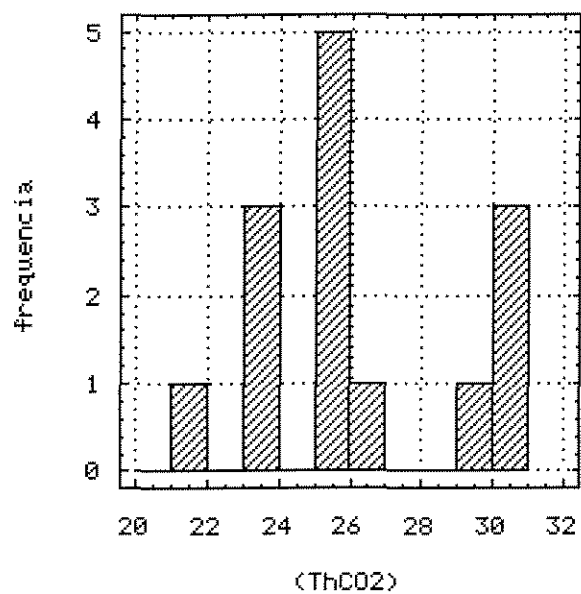
Veios concordantes nível mineralizado inferior



Veios discordantes NE



Veios concordantes nível mineralizado superior



Veios discordantes NW

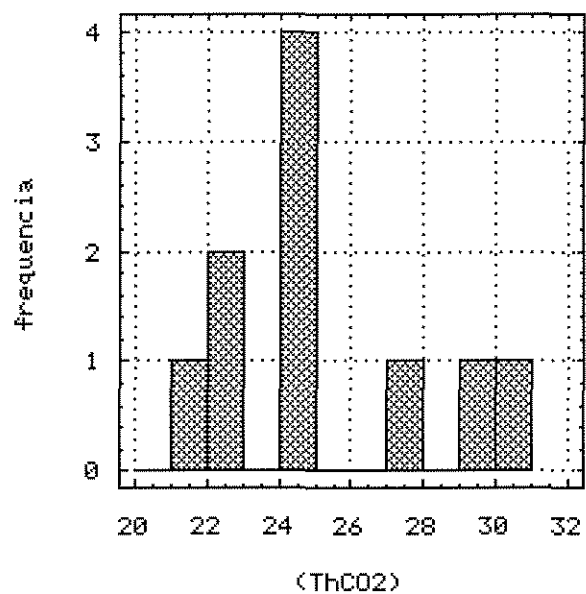
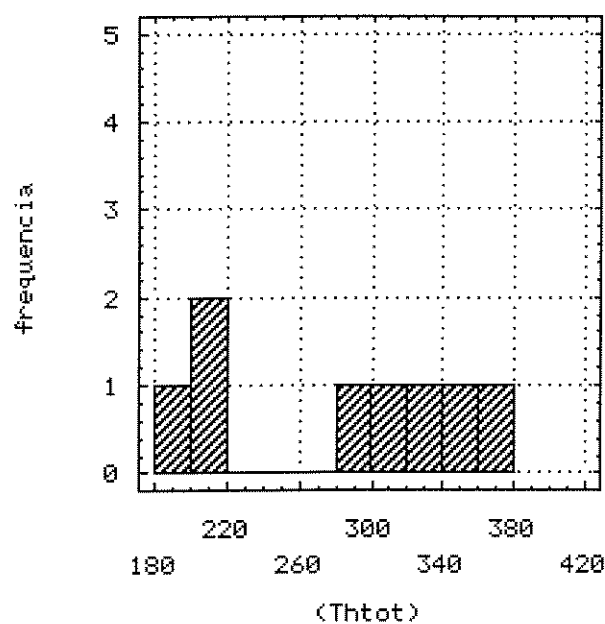
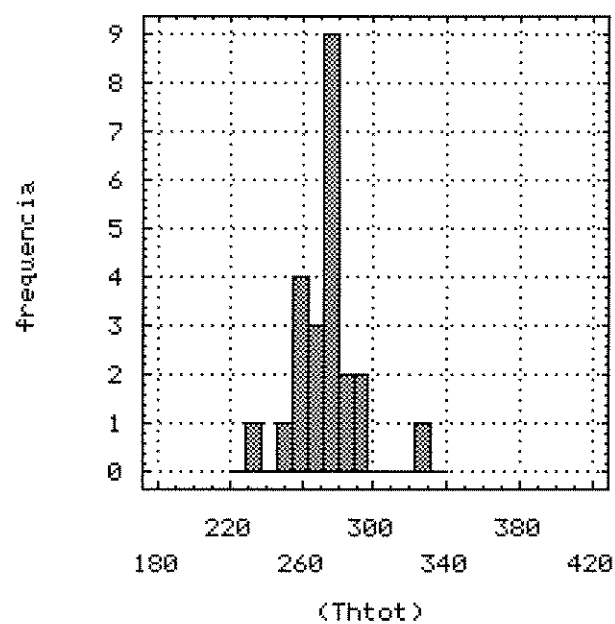


Fig. 5.14-Variação das temperaturas de homogenização do CO2.

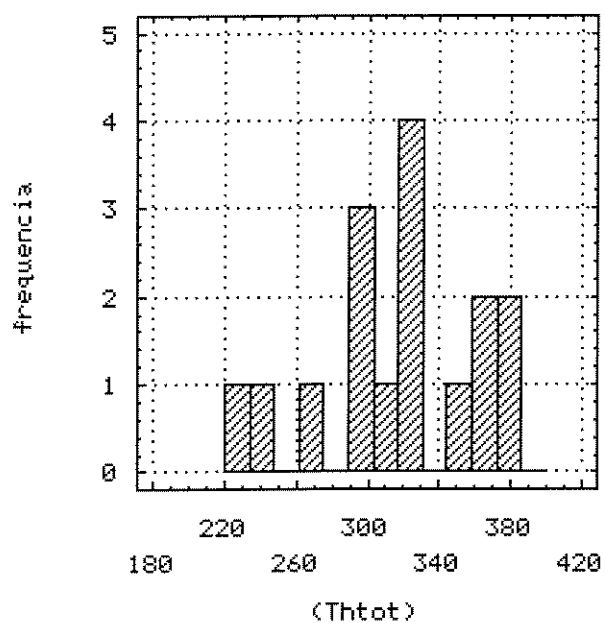
Veios concordantes nível mineralizado inferior



Veios discordantes NE



Veios concordantes do nível mineralizado superior



Veios discordantes NW

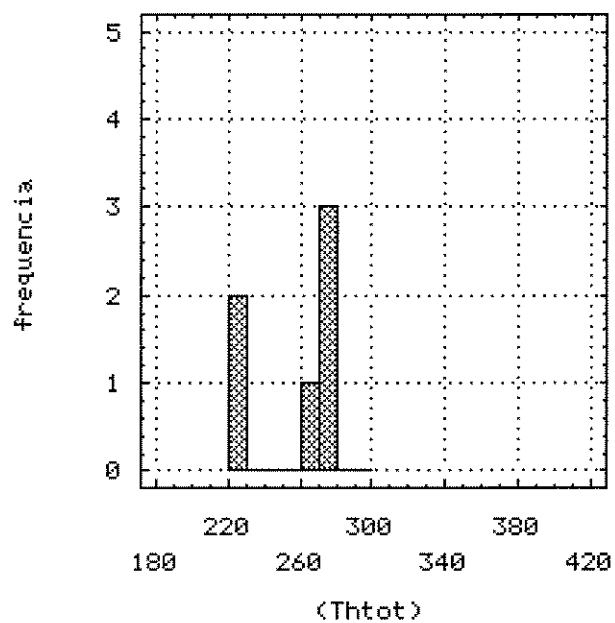


Fig. 5.15- Variação da temperatura de homogeneização total das inclusões **fluidas** tipo I.

5.6.2. INCLUSÕES FLUÍDAS TIPO II (AQUOSAS BIFÁSICAS)

TEMPERATURA DO EUTÉTICO (T_{eut})

A concentração das temperaturas do eutético (T_{eut}) para a fase aquosa, em torno de -33°C sugerem a presença de MgCl_2 na fase aquosa deste grupo de inclusões fluídas (Fig. 5.16).

TEMPERATURA DE FUSÃO DO GELO (T_{fgel}).

A variação das temperaturas de fusão do gelo (T_{fgel}) correspondem a quantidades de zero à 11% de NaCl (peso equivalente), concentrando-se em torno de 5% em peso equivalente de NaCl quando consideradas em sua totalidade (Fig. 5.17).

TEMPERATURAS DE HOMOGENIZAÇÃO TOTAL (T_{htot}) E DENSIDADES

As temperaturas de homogenização total das inclusões fluídas aquosas ocorreram dentro de um intervalo um pouco inferior ao das aquo-carbônicas. Os valores destas temperaturas variam de 100°C à 380°C , sendo que, os valores concentram-se entre 180°C e 250°C as homogenizações ocorreram para o estado líquido.

As temperaturas de homogenização dos veios **concordantes** ocorrem num intervalo um pouco mais amplo do que os veios discordantes, similarmente às inclusões fluídas do tipo I.

As densidades (total) obtidas para este grupo estão no intervalo de 0,63 à 0,93 g/cm³ e o maior número de frequências estão concentradas nestes dois valores extremos. O pequeno número de densidades calculadas para este grupo não permite que se possa fazer maiores considerações a respeito.

5.6.3. INCLUSÕES FLUÍDAS TIPO III (AQUOSAS MONOFÁSICAS)

As temperaturas de fusão do gelo para este grupo composicional não estão sendo tomadas para interpretação das suas salinidades, visto que, os cálculos para a sua estimativa levam em conta que esta fusão ocorre na presença de uma fase líquida e uma fase vapor. No caso deste grupo composicional a fusão do gelo ocorre na presença apenas da fase líquida (água).

5.6.4. CORRELAÇÕES E VARIAÇÕES COMPOSICIONAIS

As características composicionais da fase aquosa das inclusões fluídas do tipo I e do tipo II mostraram discretas diferenças um e outro grupo quanto à salinidade, com as primeiras (tipo I) apresentando-se ligeiramente mais salinas do que as inclusões fluídas do tipo II.

Estes dois grupos de inclusões fluídas também mostraram ligeiras diferenças entre as suas temperaturas de homogenização total: as inclusões fluídas do tipo I mostraram temperaturas um pouco superiores às do tipo II.

Os mesmos sais estão presentes nas fases aquosas destes dois grupos de inclusões fluídas, conforme sugerido pelos valores das temperaturas do eutético das inclusões.

As inclusões fluídas do tipo I de quartzo dos veios discordantes de direção NE mostraram pouca variação quanto ao grau de preenchimento, ThCO_2 (temperatura de homogenização do CO_2) e Thtot (temperatura de homogenização total), com os valores concentrados em uma faixa restrita.

As temperaturas do eutético das inclusões fluídas do tipo I mostraram uma dispersão menor de valores para os níveis estruturais mineralizados, relativamente aos não mineralizados (metassedimentos da Formação Fortuna).

As inclusões fluídas do tipo I dos veios discordantes também mostraram pouca dispersão nos valores de temperatura de homogenização total, relativamente aos concordantes.

As temperaturas de fusão do CO_2 e temperatura de fusão de clatratos não mostraram variações entre diferentes famílias de veios ou encaixantes.

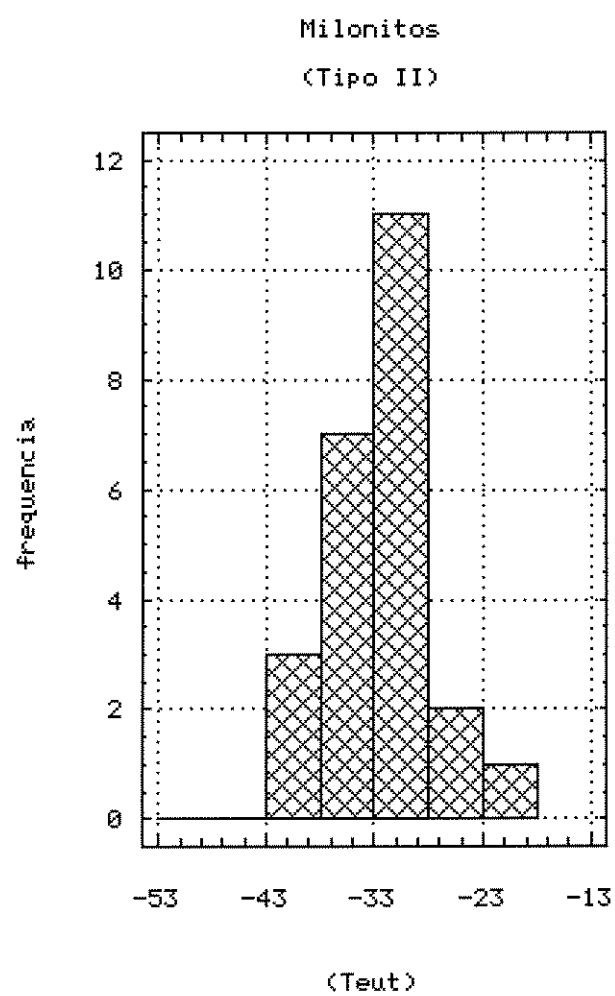
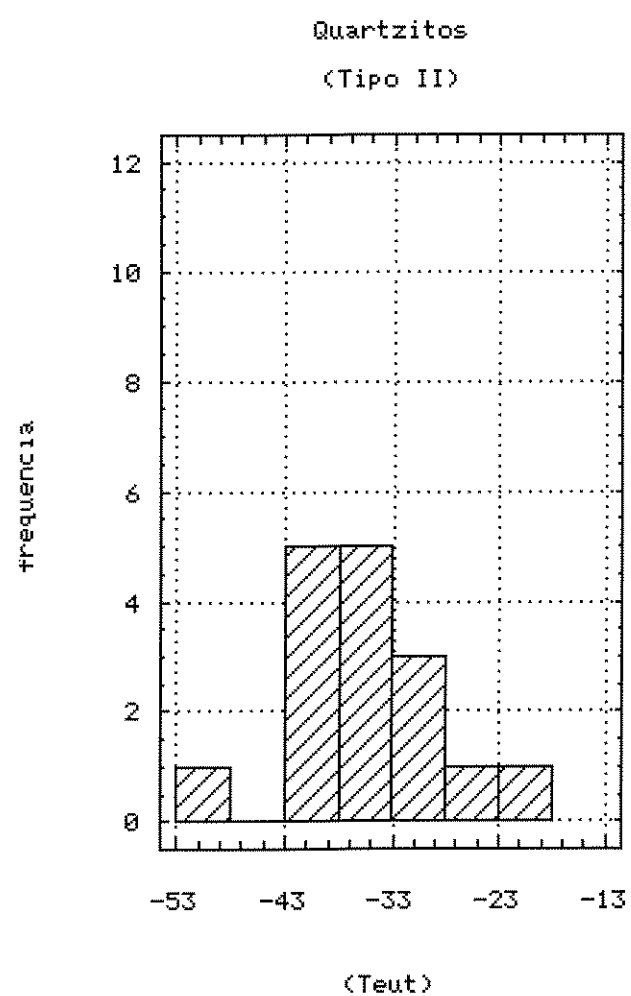


Fig. 5.16- Variação das temperaturas do eutético das Inclusões fluídas **tipo II**.

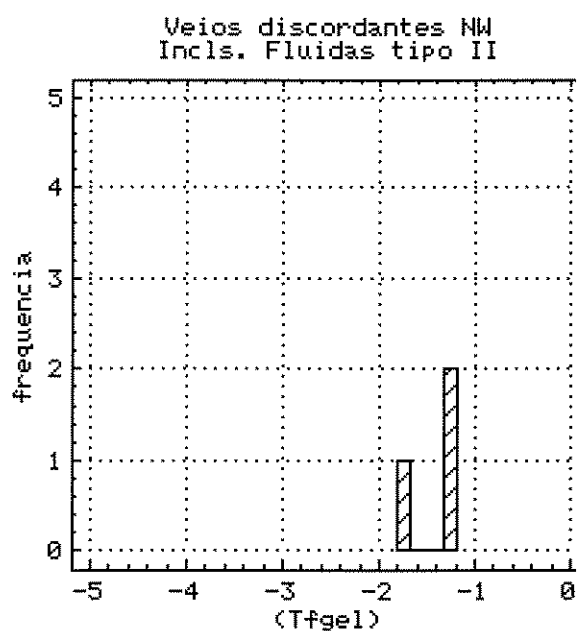
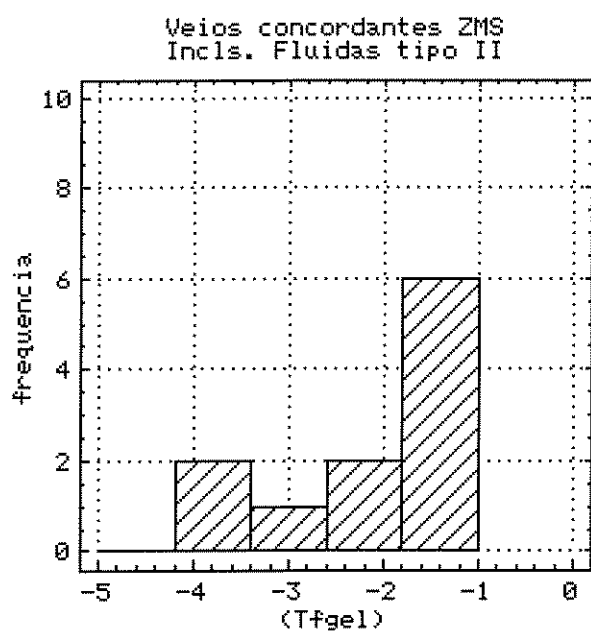
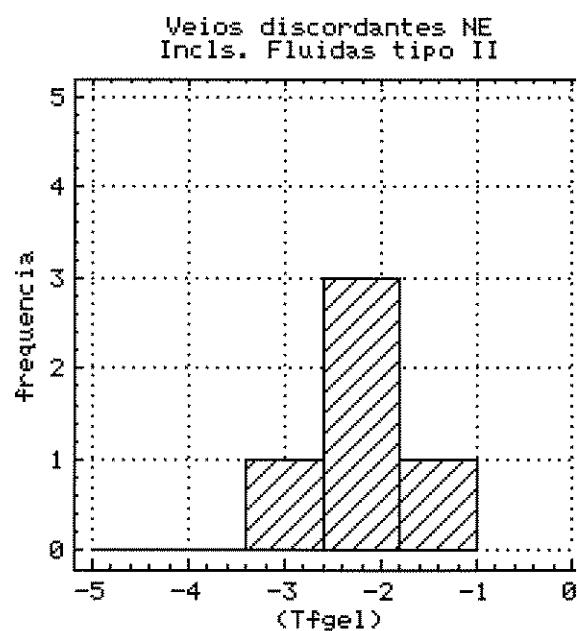
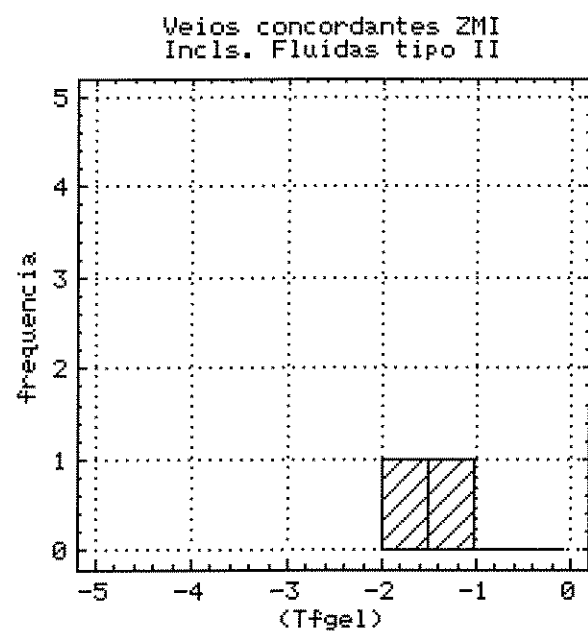


Fig. 5.17- Variação da temperatura de fusão do gelo das Inclusões fluidas tipo II.

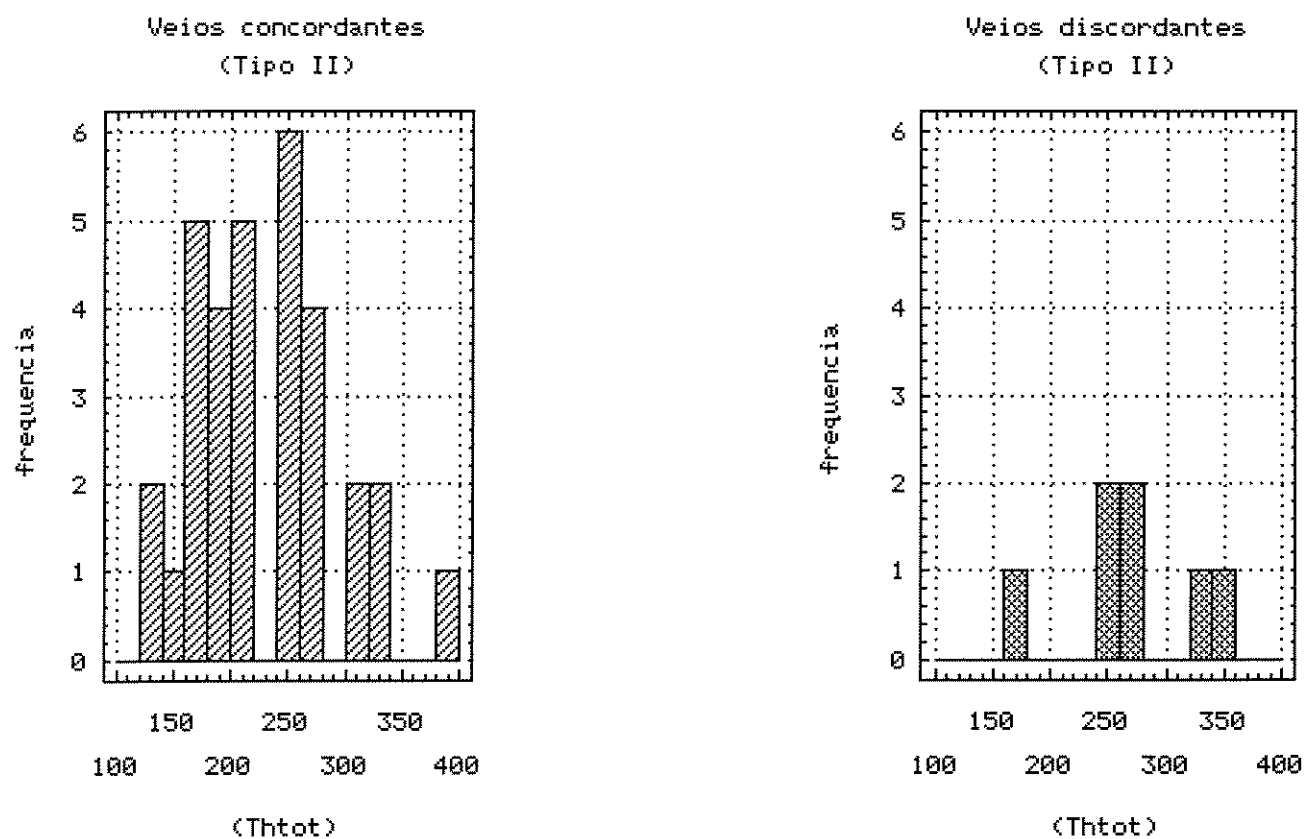


Fig. 5.18- Variação da temperatura de homogenização total da inclusões fluídas **tipo II**

5.7. EVOLUÇÃO DOS FLUÍDOS

5.7.1. HIPÓTESES CONSIDERADAS

IMISCIBILIDADE

A imiscibilidade tem sido admitida como um fenômeno comum em ampla faixa de processos geológicos e foi sugerida em vários exemplos disponíveis na literatura. Sua caracterização reveste-se de particular interesse para estimativas de condições termobarométricas de aprisionamento dos fluídos, refletindo dessa forma, um determinado momento da evolução da rocha.

A ocorrência de dois diferentes tipos composicionais de inclusões fluídas e diferentes proporções entre as fases (GP) presentes é um dos critérios comumente aceitos como evidência de imiscibilidade. Como consequência dessas variações composicionais e do grau de preenchimento, as inclusões apresentam variadas densidades e temperaturas de homogenização. Essas homogenizações devem acontecer na mesma faixa de temperaturas, com um tipo homogenizando para o estado líquido ($L+V \rightarrow L$) e outro tipo para o estado vapor ($L+V \rightarrow V$). Se a crepitação ocorrer antes da homogenização total para um tipo de inclusão, o mesmo comportamento deve acontecer para o outro tipo (Ramboz et al. 1982, Pichavant et al. 1982, Touret 1987).

As informações obtidas com o estudo das inclusões fluídas em quartzo de veios nos depósitos da Lavrinha preenchem, com algumas considerações, esses critérios enumerados acima para aprisionamento heterogêneo de fluídos imiscíveis.

As análises pela micro-espectroscopia Raman confirmaram as informações obtidas com a petrografia e microtermometria das inclusões fluídas da área da Lavrinha, quanto a ocorrência conjunta de inclusões fluídas aquosas (tipo II) e aquo-carbônicas (tipo I) com variados graus de preenchimento em um mesmo grão mineral. Os histogramas de frequência gerados a partir dos dados microtermométricos confirmaram ampla faixa de temperaturas de homogenização e proporções entre as fases.

As homogenizações (T_{htot}) para o estado vapor foram poucas vezes registradas. Esta escassez de homogenizações deve-se, em parte, à sua reconhecida dificuldade de observação mas também ao reduzido número e tamanho (em torno de $10\mu m$) de inclusões fluídas com elevados graus de preenchimento.

No entanto a interpretação dos dados em termos de imiscibilidade exige, além das evidências texturais, análise das informações microtermométricas, a sua comparação com os dados experimentais e teóricos disponíveis na literatura sobre o sistema de interesse.

A análise dos dados de microtermométricos revelaram uma inconsistência com relação a salinidade da fase líquida das inclusões tipo I: em um fluido que tenha sofrido imiscibilidade, os sais presentes na solução são geralmente fracionados para a fase líquida. Portanto, inclusões fluídas mais aquosas (<GP) deveriam conter maior quantidade de sais do que inclusões fluídas mais gasosas (>GP). Não se observou essa relação entre a variação da salinidade e da proporção entre as fases nas inclusões fluídas aquo-carbônicas e aquosas bifásicas (**Fig. 5.19**).

Outro dado algo conflitante nos fluidos analisados refere-se às proporções volumétricas entre as fases (GP) observadas nas inclusões fluídas do tipo I aprisionadas em cristais de quartzo dos veios discordantes de direção NE. Nestas inclusões fluídas o grau de preenchimento mostrou pequena variação, às vezes constante proporção entre as fases, característica que se aproximam às de um fluido homogêneo.

A caracterização do processo de imiscibilidade implicaria em admitir a co-geneticidade entre os fluidos tipo I e tipo II. Estes fluidos teriam sido derivados da desmistura de um único fluido primordial, homogêneo, composto por $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} + \text{sais}$ e contemporaneamente aprisionados.

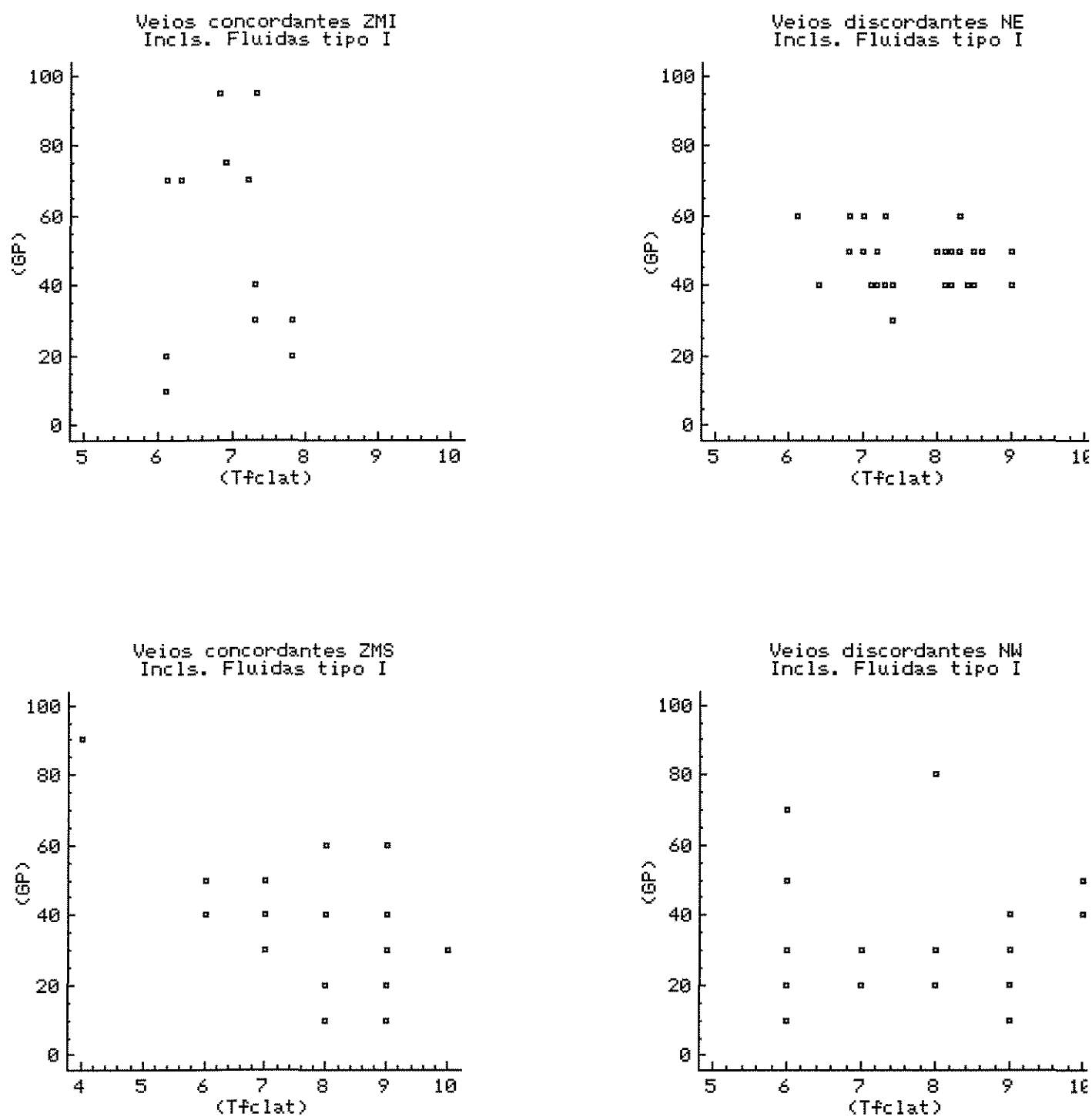


Fig. 5.19. Correlação entre a proporção de CO₂ e a salinidade (Tfclat) dos fluidos tipo I.

MISTURA PARCIAL DE FLUÍDOS

Os estudos baseados principalmente em geoquímica de isótopos estáveis tem sugerido que a mistura de fluídos deve ser um processo geológico comum (Ramboz et al. 1982).

A interação entre fluídos de diferentes composições como as inclusões fluídas do tipo I ($\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} + \text{sais}$) e os do tipo II ($\text{H}_2\text{O} + \text{sais}$) poderia resultar em inclusões fluídas com feições similares àquelas produzidas pelo aprisionamento de fases fluídas imiscíveis. O fato de que o N_2 foi detectado apenas em eventuais inclusões fluídas e o comportamento da salinidade nas inclusões fluídas do tipo I são características que adaptam-se melhor a esta hipótese de interação entre os dois fluídos.

Esta hipótese de mistura implica que os fluídos envolvidos (tipo I e tipo II) não são relacionados geneticamente. Esta interação teria acontecido *in situ* e o modo de ocorrência das inclusões fluídas teria sido consequência do aprisionamento heterogêneo da mistura mecânica e parcial desses dois fluídos. O aprisionamento desta mistura teria ocorrido no campo de duas fases e abaixo da linha do *solvus*.

APRISIONAMENTO SUCESSIVO DE DIFERENTES FLUÍDOS

Ramboz et al. 1982, relata exemplo em que muitas inclusões fluídas observadas em quartzo de veios foram aprisionadas antes e após a imiscibilidade ter ocorrido. De modo que três tipos de inclusões são encontradas no mineral: as inclusões que aprisionaram o fluído original, homogêneo; e as inclusões que aprisionaram os dois fluídos gerados pela processo de imiscibilidade daquele fluído.

As inclusões fluídas do tipo I, aprisionadas nos cristais de quartzo de veios discordantes de direção NE da Lavrinha apresentaram características texturais e microtermométricas aproximadas ao comportamento de um fluído homogêneo e, portanto, contrastante com as demais inclusões fluídas das outras famílias de veios de quartzo.

PERDA DE ÁGUA PÓS-APRISIONAMENTO

As inclusões fluídas podem sofrer uma série de perturbações pós-aprisionamento que incluem mudanças físicas como estrangulamento (*necking down*) e vazamentos, com perda ou ganho de novos componentes por fendas abertas na parede da inclusão (*leakage*). A análise destas inclusões fluídas pode ser evitada com minucioso exame

petrográfico ao microscópio e do comportamento das fases presentes na inclusão à temperatura ambiente.

Tem sido demonstrado que esta perda da componente H_2O em inclusões fluídas do tipo ($H_2O + CO_2 +$ sais) ocorre em função de deformações plásticas decorrentes de esforços deformacionais. Esse processo pode produzir as variações composicionais observadas neste tipo de inclusões fluídas, com um aumento nas proporções volumétricas de CO_2 (Pichavant et al. 1982, Hollister 1990, Bakker & Jansen 1991).

Este vazamento (com perda de parte da componente H_2O) sofrido pela inclusão produz um aparente aumento na proporção volumétrica do CO_2 : a mesma quantidade molar de CO_2 contida na inclusão antes do seu vazamento, passa a ocupar um volume maior após o vazamento da inclusão. O resultado deste processo é um decréscimo na densidade do CO_2 , diretamente relacionado a esse aumento na sua proporção volumétrica (conforme verificado em Bakker & Jansen 1991).

Com base nessa premissa, foi feita a correlação entre a temperatura de homogenização do CO_2 ($thCO_2$) e a sua proporção volumétrica (GP) nas inclusões fluídas do tipo I deste. Observou-se uma configuração na distribuição de pontos sugestiva de que estas inclusões não teriam sofrido significativas mudanças composicionais decorrentes de perturbações pós-aprisionamento, discutida acima. De modo geral a densidade do CO_2 presente nestas inclusões (tipo I) não mostrou um decréscimo de valores diretamente relacionado ao aumento do grau de preenchimento. Observou-se uma configuração favorável a perturbações pós-aprisionamento apenas para inclusões fluídas de veios concordantes do nível mineralizado superior (Fig. 5.20).

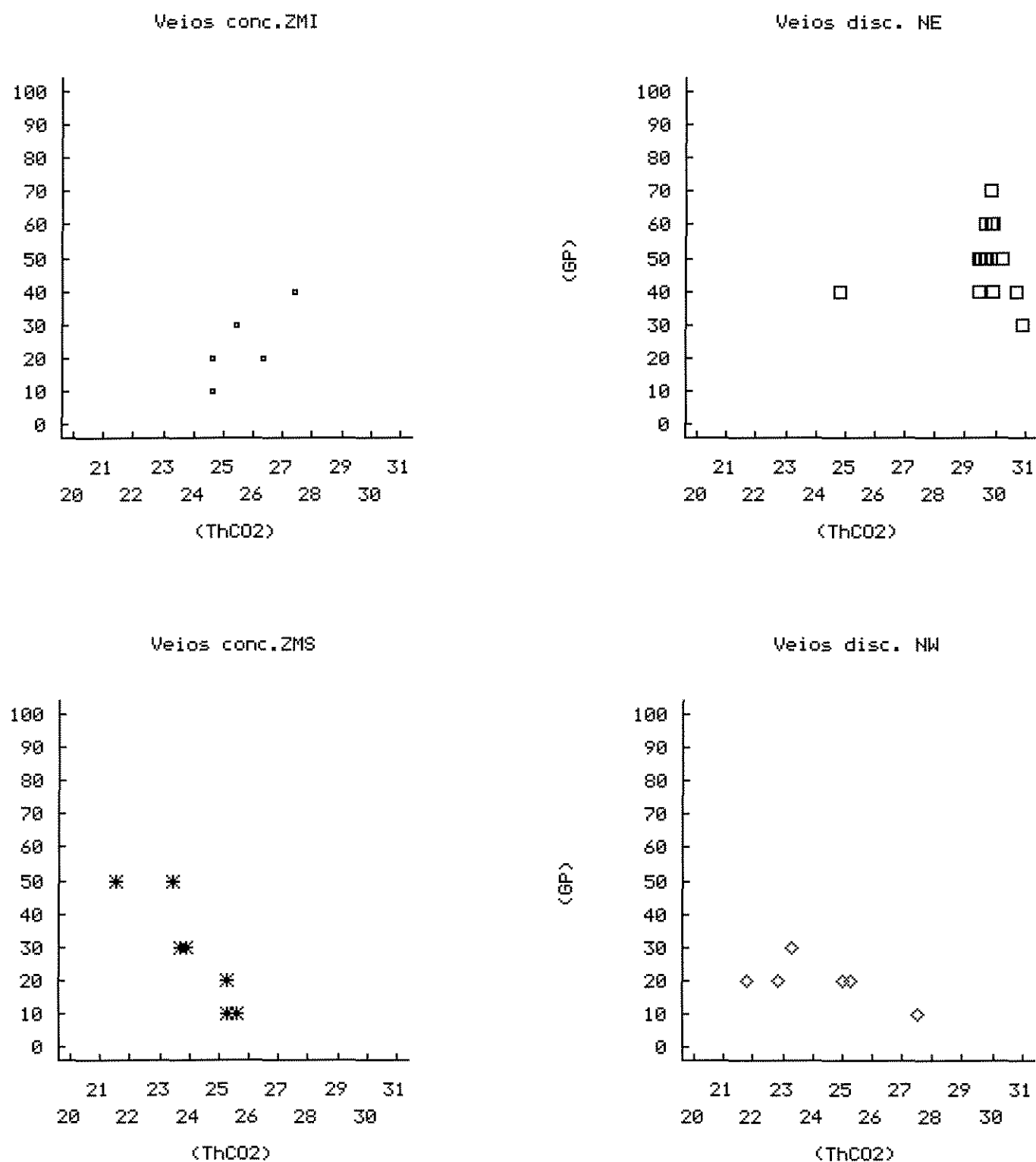


Fig. 5.20. Correlação entre as proporções volumétricas e a densidade do CO₂ de inclusões fluídas do tipo I.

5.7.2. PROVÁVEL PROCESSO

A discussão de um possível modelo genético envolve, necessariamente, parâmetros tais como: as mudanças mineralógicas processadas pelo hidrotermalismo e a ambiência físico-química em que elas operaram. É preciso, portanto, reportar-se àquelas discussões específicas, além da natureza dos fluídos e hipóteses levantadas neste capítulo.

A leitura que se faz a partir dessa contextualização, sob o ponto de vista do possível modelo genético, é que fluídos de diferentes fontes fizeram parte do processo: um fluído aquo-carbônico ($\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2 \pm \text{N}_2 + \text{sais}$) e fluídos eminentemente aquosos ($\text{H}_2\text{O} + \text{sais}$).

É possível que sucessivos estágios na formação dos veios tenha possibilitado as características petrográficas de aprisionamentos contemporâneos, de mistura parcial *in situ* e também a existência de inclusões fluídas remanescentes dos estágios iniciais do processo de formação dos veios (fluído homogêneo).

Propõe-se que uma mistura parcial entre o fluído aquo-carbônico (tipo I), mais quente e possivelmente de natureza metamórfica, e prováveis águas meteóricas, mais frias, teria ocorrido *in situ*, no campo de duas fases e na região de sub-*solvus*. O processo de imiscibilidade do fluído aquo-carbônico pode ter sido interrompido ou mascarado por essa seguida interação com fluídos aquosos.

5.7.3. ESTIMATIVA DAS CONDIÇÕES DE PRESSÃO E TEMPERATURA DE APRISIONAMENTO DAS INCLUSÕES FLUÍDAS.

A interpretação dos dados de estudos de inclusões fluídas em termos das condições de pressão e temperatura de aprisionamento deve ser feita combinando-as com outras estimativas independentes. Neste sentido, calculou-se as condições de temperatura de formação da paragénese mineral de alteração hidrotermal, com a utilização do geotermômetro da clorita, obtendo-se temperaturas na faixa de 303 à 335° C.

Quando a imiscibilidade é caracterizada ou suposta, a temperatura de homogenização total das inclusões fluídas pode ser assumida como a temperatura do seu aprisionamento.

A caracterização da imiscibilidade implica que os fluídos gerados nesse processo estão geneticamente relacionados e, conseqüentemente, o ponto de interseção das suas isócoras representam as origens das mesmas, portanto fornece as condições de pressão e temperatura dos seus aprisionamentos.

De acordo com as considerações feitas sobre a evolução dos fluídos hidrotermais, admite-se a hipótese de que vários processos tenham ocorrido com esses fluídos dos depósitos auríferos da área da Lavrinha. A imiscibilidade de um fluído aquo-carbônico teria ocorrido, seguida pela sua interação com um fluído aquoso (tipo II) e sucessivos aprisionamentos poderia ter mantido remanescentes do fluido original.

Baseado nas características texturais e microtermométricas das inclusões fluídas tipo I aprisionadas em cristais de quartzo dos veios discordantes de direção NE, este fluído foi considerado como remanescente do fluído original homogêneo. Optou-se, então, por projetar as temperaturas obtidas com o geotermômetro da clorita sobre as isócoras das inclusões fluídas destes veios de quartzo como um procedimento para estimativa das condições de pressão aproximadamente iniciais do processo hidrotermal (Fig. 5.21). Com este procedimento estimou-se pressões na faixa de 0,6 à 1,3kbar para o aprisionamento destas inclusões fluídas.

Estes valores de pressão (0,6 à 1,3kbar) e temperatura (303 à 335°C) são bastantes compatíveis com o nível crustal definido pelo regime dúctil-rúptil a rúptil-dúctil do tectonismo que atuou na área.

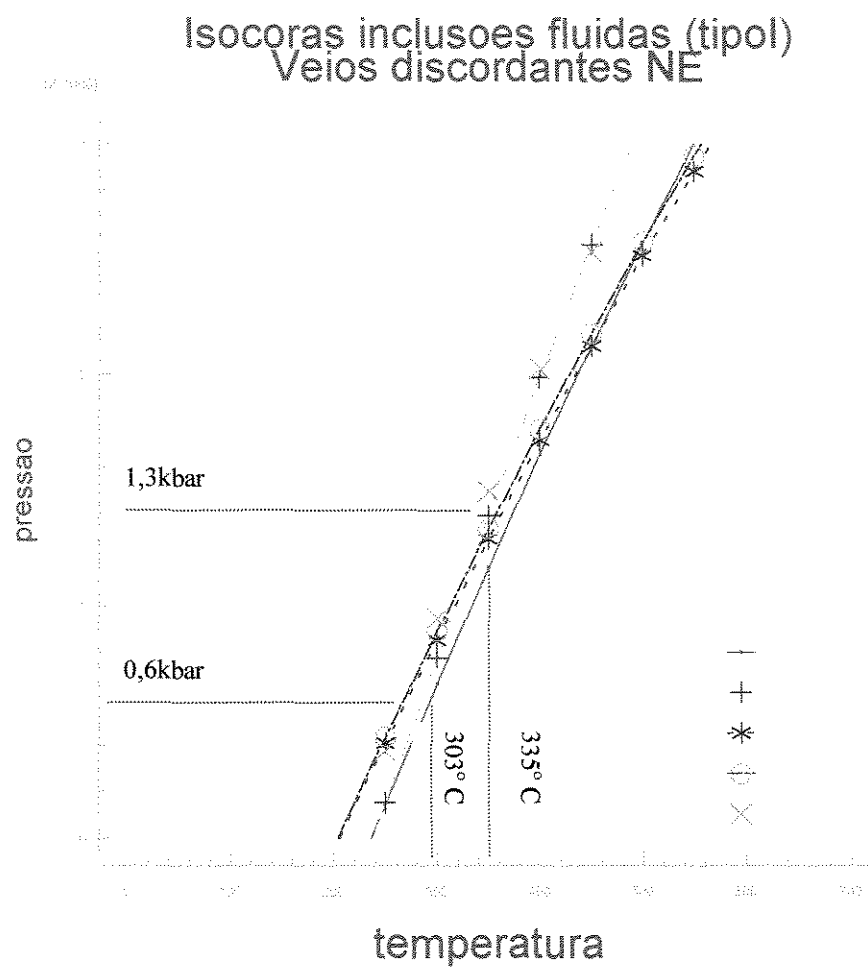


Fig. 5.21. Estimativa das condições de pressão do aprisionamento de fluídos aquo-carbônicos (tipo I) da área da Lavrinha.

6. DISCUSSÃO: O SISTEMA HIDROTHERMAL

6.1. NATUREZA DOS FLUÍDOS E TIPOS DE DEPÓSITOS ASSOCIADOS

NATUREZA DOS FLUÍDOS

Fluídos aquo-carbônicos e aquosos de baixa salinidade como os encontrados nas inclusões fluídas dos veios de quartzo dos depósitos auríferos da Lavrinha, são pouco prováveis de terem suas origens em águas marinhas ou salmouras bacinais, em função das altas salinidades destas fontes e das suas potencialidades para o transporte de ouro **mais** metal base (Phillips, 1993). O estágio principal das mineralizações na Lavrinha, aparentemente, operou sob condições redutoras e o ouro mostra insignificante quantidade de cobre associado (e apenas quando incluso em hematitas). Estas condições são pouco compatíveis com uma natureza marinha ou bacinal dos fluídos.

A baixa solubilidade do CO₂ em magmas (exceto magmas básicos) e as salinidades elevadas que podem apresentar os fluídos magmáticos (Phillips, 1993; Naumov, 1988), são parâmetros que não se ajustam adequadamente como uma possível natureza dos fluídos aquo-carbônicos (tipo I). No entanto, o fator mais decisivo para excluir a possibilidade de uma natureza magmática para os fluídos mineralizantes (tipo I e II) da Lavrinha, é a falta de evidências de campo ou petrográficas que pudessem demonstrar relações intrusivas de corpos ígneos (por exemplo: tonalito, granito) com os metassedimentos.

A natureza oxidante de fluídos meteóricos e seu baixo conteúdo de CO₂ e enxofre reduzido em solução (Phillips, 1993), são características que o potencializam como a provável natureza dos fluídos tipo II. A associação dos depósitos da Lavrinha à zonas de cisalhamento, com elevado grau de deformação e em regime dúctil-rúptil, são bastante propícias à participação deste tipo de fluido no sistema hidrotermal. Sua interferência no processo de formação da mineralização também é sugerida pela intensa oxidação que atuou sobre a paragénesese de minério e pela solubilização de carbonatos. A presença de **Cu** (além de As e Ag) em quantidades mínimas no **ouro** contido em **hematita** (estágios finais do hidrotermalismo) pode ser um indicativo desse envolvimento,

Fluídos gerados durante o metamorfismo apresentam composições constituídas principalmente por H₂O e CO₂ com baixas salinidades e, um importante processo sugerido como responsável pela sua produção, tem sido a devolatização de sequências vulcano-sedimentares na transição da fácies xisto-verde à anfibolito (metamorfismo progressivo). Estes fluídos metamórficos são reconhecidos como estreitamente relacionados a mineralizações auríferas (Fyfe, *et al.*, 1978; Fyfe e Kerrich, 1984; Roedder, 1984; Walther, J. V., 1994) e são, portanto, características que reforçam a idéia de uma possível natureza metamórfica para os fluídos do tipo I e da sua importância no processo de formação dos depósitos de ouro da Lavrinha e da sua assembléia mineral de alteração.

TIPOS DE DEPÓSITOS ASSOCIADOS

O ouro ocorre em uma ampla variedade de tipos de depósitos os quais são agrupados de acordo com uma série de parâmetros, que incluem: o ambiente geotectônico, litologias hospedeiras, estilo estrutural, natureza e composição dos fluídos mineralizantes, condições físico-químicas e processos de deposição do ouro. De acordo com estas características, são reconhecidos depósitos auríferos do tipo epitermal, sulfeto maciço, *skarn* ou relacionados a cobre porfirítico e depósitos mesotermiais do tipo *lode*.

Inclusões fluídas de depósitos auríferos epitermais e do tipo sulfeto maciço, por exemplo, mostram salinidades moderadas a baixa (< 15% em peso equivalente de NaCl) e temperaturas de homogenização total na faixa de 150° à 320° C e 200° à 350° C, respectivamente. As salinidades dos fluídos mineralizantes dos depósitos do tipo *skarn* variam de 2 à 24% em peso equivalente de NaCl e as temperaturas de homogenização variam de 200° à 380°C. Os depósitos auríferos relacionados a cobre-porfirítico mostram salinidades e temperaturas de homogenização total bem mais elevadas: 30 à 60% em peso equivalente de NaCl e 200° à 800°C, respectivamente. Em todos estes tipos de depósitos predominam fluídos aquosos (H₂O + sais), com quantidades subordinadas de CO₂ (<3 mole %) e condições de formação em níveis crustais rasos (<1kbar), com significativo envolvimento de fluídos magmáticos, águas meteóricas e marinhas (Xavier, 1996. Fig. 6.1).

Os depósitos auríferos mesotermiais do tipo *lode* mostram, caracteristicamente, fluídos aquo-carbônicos de baixa salinidade (<6% em peso equivalente de NaCl), quantidades de CO₂ variando em torno de 5 à 40 moles %, podendo conter quantidades subordinadas de outros voláteis (por exemplo: N₂, CH₄, H₂S) e condições de formação em

ambiente de P e T de 250° à 400°C e 1 à 3kbar. Estas mineralizações auríferas encontram-se hospedadas por ampla variedade litológica, metamorfizadas no fácies xisto-verde a anfibolito baixo, geralmente, encaixados em zonas de cisalhamento em níveis crustais dúctil-rúptil a rúptil-dúcteis.

As mineralizações auríferas da Lavrinha estão associadas a sistemas de veios de quartzo encaixados em metassedimentos e rochas ígneas cisalhados por falhas de empurrão e transcorrências. O fluido responsável pela formação da assembléia mineral de alteração e

identificado em inclusões dos veios de quartzo mostrou uma composição aquo-carbônica com salinidades baixas (em torno de 5% em peso equivalente de NaCl) e quantidades muito subordinadas de N₂ na fase volátil. Suas condições de P e T de formação estimadas a partir das temperaturas de homogenizações das inclusões fluídas, geotermômetro da clorita e mineralogia de alteração indicaram temperatura em torno de 350°C e pressão inferior a 1kbar. Suas características são, portanto, nitidamente similares àquelas definidas para depósitos auríferos mesotermiais do tipo *lode*, enumeradas acima.

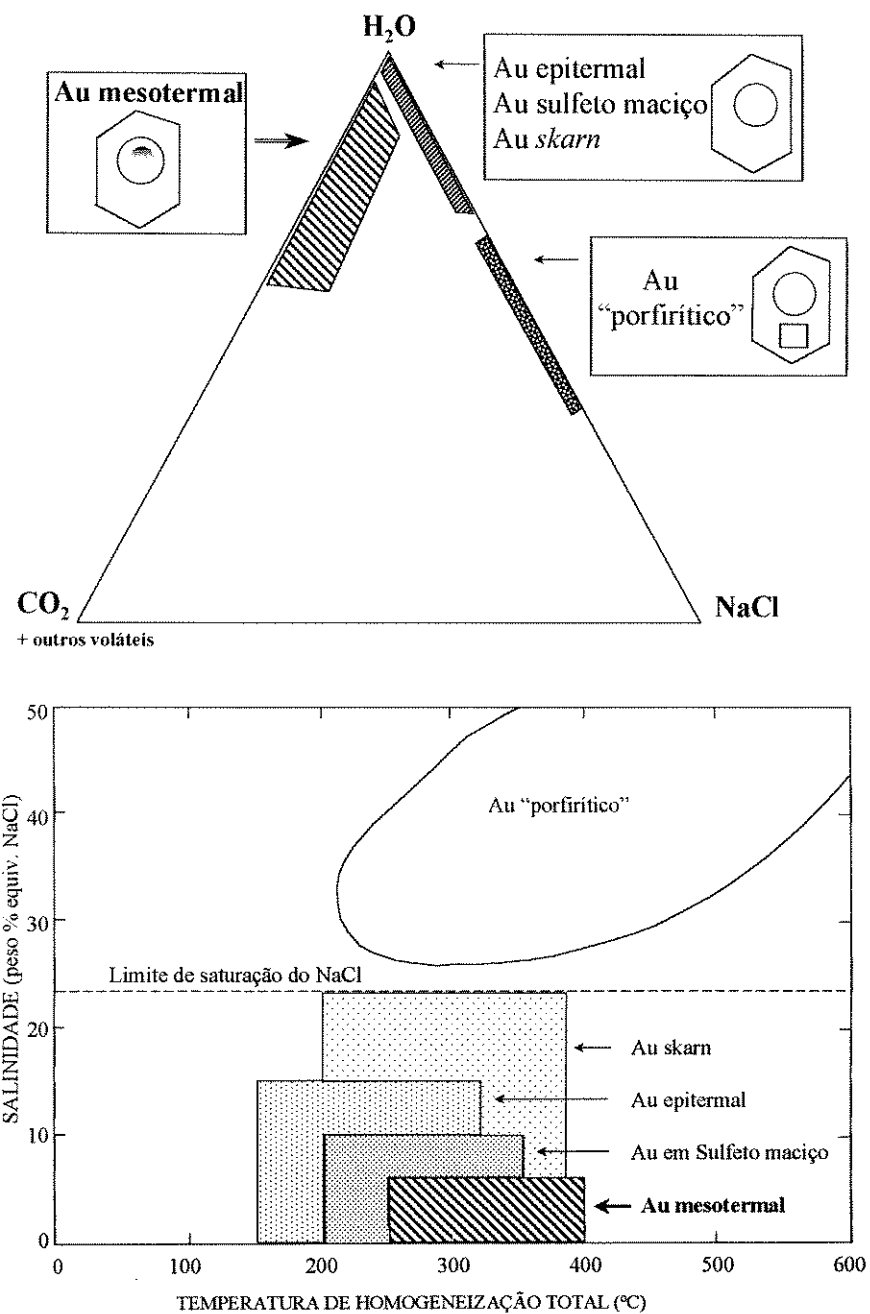


Fig. 6.1 (A e B). Características composicionais e de temperaturas de fluídos e depósitos associados.

6.2. MECANISMO DE TRANSPORTE E DEPOSIÇÃO DO OURO

O ouro ocorre ligado a vários tipos de complexos aquosos em mineralizações auríferas, dependendo do tipo de depósito hidrotermal, suas condições físico-químicas de formação e química do fluido. Nessa variedade de ambientes de ocorrência do ouro, presume-se que sua complexação a um determinado ligante depende dos seguintes fatores: concentração desse ligante no fluido hidrotermal, da temperatura, e do estado redox e de pH (Hayashi. & Ohmoto, 1991).

As características levantadas para as mineralizações auríferas da Lavrinha: composição dos fluidos (aquo-carbônico, baixa salinidade), paragênese de minério e minerais de alteração (pirita, sericita, clorita, carbonato) fazem supor uma solução sulfetada (rica em H_2S/Hs^-), com pH neutro a fracamente alcalino para o principal estágio da mineralização. Este quadro está particularmente bem evidenciado na **Fig. 4.14**. Em tal contexto, espécies sulfetadas tem limitada capacidade para transportar metais base mas tem um papel importante na solubilização do Au (Phillips, 1993). Os vários trabalhos experimentais existentes na literatura admitem que nestas circunstâncias o complexo responsável pelo seu transporte é o $Au(HS)_2^-$, ao mesmo tempo que possibilitaram conhecer seu comportamento em condições de temperaturas na faixa de 150 à 350° C (Hayashi & Ohmoto, 1991).

POSSÍVEIS FATORES DESESTABILIZANTES

Tem sido demonstrado que a solubilidade do Au na forma deste complexo e em solução de baixa salinidade pode sofrer um rápido decréscimo com o aumento da acidêz no fluido (Romberger, 1990. **Fig. 6.2**). A dissolução do carbonato observada em porções cisalhadas nas mineralizações auríferas da Lavrinha poderia ser uma evidência de que o fluido mineralizante tenha alcançado condições ligeiramente ácidas. No entanto, o campo de estabilidade da sericita (mais pervasiva alteração hidrotermal presente na área) não comporta valores mais baixos de pH (vide **Fig. 4.14**). As reações para a sua formação (a partir de plagioclásios e feldspatos KF) podem ter tamponado variações mais drásticas no pH.

As consequências de variações nas condições redox do sistema podem ser verificadas com a análise da **Fig. 6.2**. O lado inferior direito do referido gráfico é o campo de predomínio de espécies aquosas sulfetadas $[Au(HS)_2^-]$ e onde as condições são

redutoras. O lado superior esquerdo é o campo de predomínio de espécies aquosas sulfatadas e onde as condições são oxidantes.

No limite entre esses dois campos e portanto, na passagem de condições redutoras para oxidantes, concentram-se as várias curvas de solubilidade do ouro como complexo $\text{Au}(\text{HS})_2^-$. De modo, que um pequeno decréscimo da temperatura e/ou incremento na atividade do oxigênio resultará em um rápido decréscimo da sua solubilidade.

Uma análise similar pode ser aplicada à **Fig. 4.14**, onde as curvas de solubilidade do ouro como um complexo bissulfetado concentram-se ligeiramente abaixo do limite entre os campos de estabilidade da pirita e da hematita. Esta característica, aliada ao fato de que na Lavrinha o ouro ocorre associado à pirita, indica que se a oxidação do sistema foi uma das causas para a precipitação do ouro, isto pode ter ocorrido ainda no campo de estabilidade da pirita.

Os campos de estabilidade das espécies sulfetadas (ouro complexado como $\text{Au}(\text{HS})_2^-$) não variam substancialmente para temperaturas acima da faixa de 150 à 300°C (Shenberger & Barnes, 1989). Portanto, a oscilação da temperatura, apenas, não poderia representar um eficiente mecanismo de precipitação de ouro transportado como um complexo bissulfetado. Este mecanismo só seria eficiente se acompanhado por um incremento na $a\text{H}_{2(\text{aq})}$ ou decréscimo na $a\text{H}_2\text{S}_{(\text{aq})}$ (Hayashi & Ohmoto, 1991).

COMPLEXOS CLORADOS

O complexo clorado (AuCl_2) mostra uma queda na solubilidade do ouro associada diretamente a um decréscimo da atividade do oxigênio conjuntamente com a diminuição da temperatura (**Fig. 6.2**). As condições de formação das paragêneses de minério aqui propostas, sugerem um deslocamento da fugacidade de oxigênio no fluido em um sentido contrário, ou seja, a f_{O_2} aumenta consideravelmente nos estágios finais da mineralização e, portanto, com o declínio da temperatura.

Adicionalmente a **inexistência** de quantidades significativas de metais base e a baixa salinidade mostrada pelos fluidos, sugerem que o transporte do ouro não se deu como complexo clorado (Phillips, 1993; Arehart, 1996).

Portanto, as características composicionais e da evolução das condições físico-químicas levantadas para o fluido mineralizante tornam remotas as possibilidades de que complexos clorados tenham sido os responsáveis pelo transporte e deposição do ouro na Lavrinha. Como demonstrado por Hayashi & Ohmoto, 1991; a solubilidade do ouro pode ser independente da atividade do Cl^- , mesmo em soluções aquosas contendo NaCl e H_2S .

POSSÍVEIS MECANISMOS DESESTABILIZANTES DO $\text{Au}(\text{HS})_2^-$.

A imiscibilidade de um fluido aquo-carbônico é um dos processos que pode criar as condições necessárias para provocar mudanças nas condições físico-químicas do sistema. O extremo fracionamento de espécies ácidas, tal como CO_2 e espécies redutoras tais como H_2S e H_2 , para a fase vapor durante a separação de fases de um fluido aquo-carbônico resulta em incremento do pH e $f\text{O}_2$ e decréscimo na $a_{\text{H}_2\text{S}}$ do fluido aquoso residual (Romberger, 1990; Hayshi & Ohmoto, 1991). Estas mudanças desequilibram os tiocomplexos (como o $\text{Au}(\text{HS})_2^-$).

A mistura de fluidos é outro processo que, conjuntamente com a imiscibilidade, possivelmente tenha ocorrido no sistema hidrotermal responsável pelas mineralizações auríferas da Lavrinha. A mistura de um fluido hidrotermal quente e com alta concentração de complexo bissulfetado, com um segundo fluido mais frio e pobre em H_2S , produziria uma drástica diminuição na concentração do H_2S e, conseqüentemente, na solubilidade do ouro. A mistura de fluidos nestas condições poderia ser um eficiente mecanismo para a deposição do ouro.

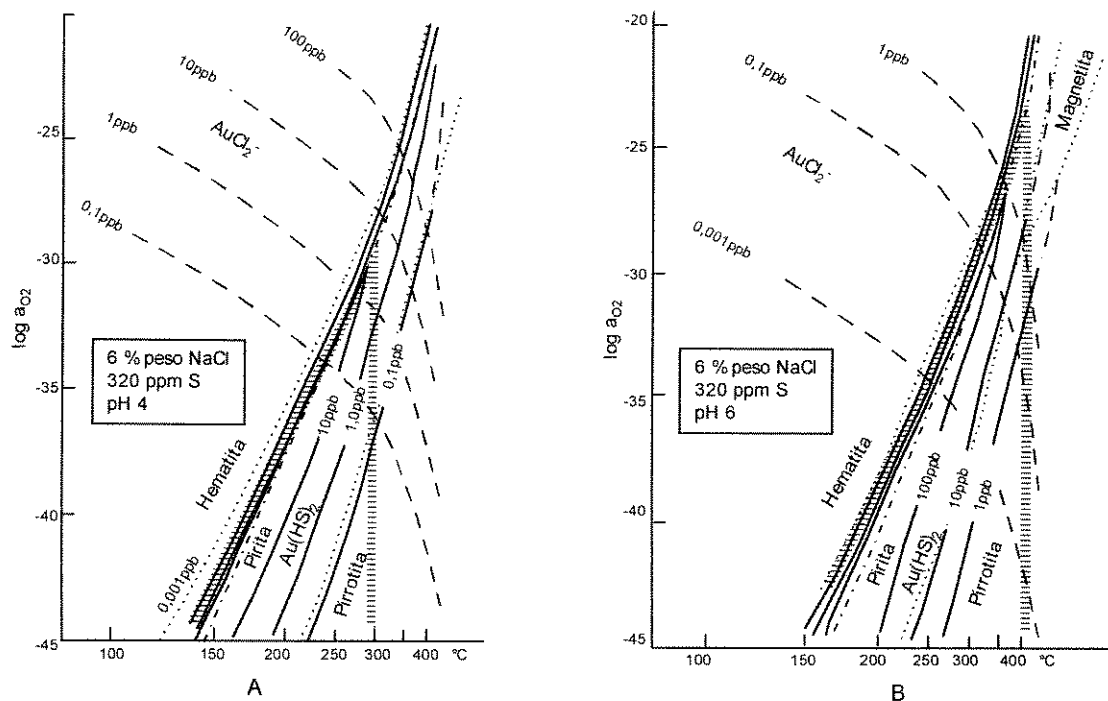


Fig. 6.2 (A e B). Solubilidade do ouro como uma função da temperatura e atividade do oxigênio em condições de pH 4 (A) e pH 6 (B), em solução aquosa com 6% em peso de NaCl (1 molal) e 320ppm de enxofre (0,01 molal).

Linha cheia: complexo bisulfetado; linha tracejada: complexo clorado.

Linha traço-ponto: limite entre o campo dos sulfatos e dos sulfetos aquosos.

Linha pontilhada: limite entre óxidos e sulfetos.

Linha sombreada: campo do predomínio do complexo bisulfetado. (Romberger, 1990.)

7. CONCLUSÕES

AS MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS DA LAVRINHA

1) O ARCABOUÇO GEOLÓGICO LOCAL, GEOMETRIA E CINEMÁTICA.

Os depósitos auríferos da Lavrinha estão encaixados pelos metassedimentos proterozóicos do Grupo Aguapeí, xistos miloníticos (principalmente), granito, tonalito, basalto e meta-gabro. Estas litologias estão compartimentadas de acordo com a seguinte configuração:

- As rochas ígneas compõem a porção inferior desse arcabouço tectônico, sobre a qual assentam-se os metassedimentos dobrados da Formação Fortuna (metarenitos, metaconglomerados);
- A interface entre as rochas ígneas e os metassedimentos da Formação Fortuna é formada por xistos miloníticos e rochas ígneas cisalhadas;
- Um segundo nível de xistos e milonitos está localizado em porção intermediária do pacote de metassedimentos da Formação Fortuna.
- Esses níveis estruturais são compostos por quartzo-sericita xisto, magnetita-sericita xisto, sericita xisto hematítico, principalmente.

O meta-gabro encontra-se metamorfozizado no fácies anfibolito e sua mineralogia mostra-se marcada por alteração hidrotermal de baixa temperatura. As demais rochas encontram-se afetadas apenas por este hidrotermalismo e deformações.

Não se observou evidências de campo ou petrográficas manifestando um possível caráter intrusivo das rochas ígneas sobre estes metassedimentos, mas encontra-se diques encaixados nestes metassedimentos.

Estes tectonitos teriam sido produzidos pelo empurrão dos sedimentos proterozóicos do Grupo Aguapeí sobre um embasamento já erodido. Este processo teria sido desencadeado por uma tectônica compressiva, com esforços de direção NE-SW em regime (inicialmente) dúctil-ruptil tangencial.

2) O PROCESSO HIDROTHERMAL E MINERALIZAÇÃO AURÍFERA ASSOCIADA.

As mineralizações auríferas da Lavrinha são caracterizadas pela assembléia mineral de alteração hidrotermal representada por sericita, pirita, clorita, epidoto, rutilo e hematita.

O minério de ouro está intimamente associado às paragêneses pirita e hematita e estão concentrados nas zonas mais intensamente deformados e venulados (dois níveis estruturais). Estas zonas propiciaram também uma maior interação do fluido mineralizante com as encaixantes em consequência de uma maior razão fluido-rocha e são dominadas por intensa sericitização.

Os fluidos envolvidos nesse processo hidrotermal foram identificados através do estudo das inclusões fluídas aprisionadas em quartzo de veios, como sendo: aquo-carbônicos e aquosos com baixa salinidade. A fase aquosa dessas inclusões (tipos I e II) aparentemente comportou razoável quantidade de potássio em seus estágios iniciais, seguida pela incorporação de ferro, magnésio e cálcio, propiciada pela troca catiônica entre fluido e minerais das rochas encaixantes.

Os estudos sugerem que o ouro foi transportado como um complexo $[\text{Au}(\text{HS})_2^-]$.

A precipitação do metal a partir desse complexo deveu-se, provavelmente, a um processo de imiscibilidade ocorrido com o fluido aquo-carbônico de natureza possivelmente metamórfica, mais quente; e sua seguida interação com fluidos aquosos, de natureza possivelmente meteórica, mais frios.

Esses processos, gerados pela evolução tectônica da área, teriam propiciado a maioria das alterações na ambiência físico-química do sistema hidrotermal, tais como, condições de pressão, temperatura, pH e estado “redox”; necessárias à desestabilização do complexo e precipitação do ouro.

A região de “front” tectônico onde se localizam as mineralizações auríferas da Lavrinha auxilia a entrada de razoável quantidade de O_2 no sistema hidrotermal. Esta elevação na fugacidade do oxigênio estaria relacionada ao estágio final desse tectonismo, onde o desenvolvimento de transcorrências auxiliariam grandemente essa introdução de oxigênio.

8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALVARENGA, C. J. S. & SAES, G. S. 1992. Estratigrafia e sedimentologia do Proterozóico Médio e Superior da região sudeste do Cráton Amazônico. *Revista Brasileira de Geociências*, . **22**:(4) 493-499.
- ANDERSON, M. R.; RANKIN, A. W.; and SPIRO, B. 1992. Fluid mixing in the generation of mesothermal gold mineralization in the Transvaal Sequence, Transvaal, South Africa. *Eur. J. Mineral.* **4**:933-948.
- AREHART, G.B. 1996. Characteristics and origin of sediment-hosted disseminated gold deposits: a review. *Ore Geology Review*. **11**:383-403.
- BAKKER, R.J. and JANSEN, B. H. 1991. Experimental post-entrapment water loss from synthetic CO₂-H₂O inclusions in natural quartz. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. **55**:2215-2230.
- BARD, J. P. 1986. *Microtextures of igneous and metamorphic rocks*. Dordrecht: D.Reidel. 264p.
- BARKER, A. J. 1990. Introduction to metamorphic textures and microstructures. London: Blackie. 170p.
- BARNES, H. L. (ed.) 1979. *Geochemistry of hidrothermal ore deposits*. New York. John Wiley & Sons. 798p.
- BARROS, A. M.; SILVA, R. M.; CARDOSO, O. R. F. A.; FREIRE, F. A.; SOUZA, J. J. Jr.; RIVETTI, M.; LUZ, D. S.; PALMEIRA, R. C. B.; TASSINARI, C. C. G. 1982. Geologia. In: Brasil. Ministério das Minas e Energia. Secretaria Geral. Projeto RADAMBRASIL. Folha SD.21. Cuiabá. Rio de Janeiro, 1982. p. 25-192. (Levantamento de Recursos Naturais 26).
- BOWERS, T. S. and HELGESON, H. C. 1983. Calculation of the thermodynamic and geochemical consequences of nonideal mixing in the system H₂O-CO₂-NaCl on phase relations in geologic systems: Equation of state for H₂O-CO₂-NaCl fluids at high pressures and temperatures. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. **47**:1247-1275.
- CARNEIRO, M. A. 1985. Contribuição à geologia da região de São José dos Quatro Marcos – MT. Dissertação (Mestrado) Universidade de São Paulo (USP), Instituto de Geociências. 156p.
- CATHELINEAU, M. 1988. Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Minerals*. **23**:471-485.

- CATHELINEAU, M.; BOIRON, M. C.; ESSARRAJ, S.; DUBESSY, J.; LESPINASSE M. and POTY, B. 1993. Fluid pressure variations in relation to multistage deformation and uplift: a fluid inclusions study of Au quartz veins. *Eur. J. Mineral.* **5**:107-121.
- COLLINS, P. L. F. 1979. Gas hydrates in CO₂-bearing fluid inclusions and the use of freezing data for estimation of salinity. *Economic Geology*. **74**:1435-1444.
- COSTA NETO, Manoel Corrêa da. 1993. Contribuição à Geologia da Região da Serra da Estiva Velha, Pontes e Lacerda, MT. Universidade Federal do Mato Grosso, Centro de Ciências Exatas e da Terra.
- CRAIG, J. R. & VAUGHAN, D. J. 1976. *Ore microscopy and ore petrography*. New York. John Wiley & Sons. 406p.
- CRAW, D.; TEAGLE, D. A. H.; and BELOCKY, R. 1993. Fluid immiscibility in late-Alpine gold-bearing veins, Eastern and Northwestern European Alps. *Mineral. Deposita*. **28**:28-36.
- CRAWFORD, M. L. 1981. Phase equilibria in aqueous fluid inclusions. In: Hollister, L. S. & Crawford, M. L. (eds.) Short course in fluid inclusions: Applications to petrology. Mineralogical Association of Canada. **6**:75-100.
- D. R. BOWES. 1989. *The encyclopedia of igneous and metamorphic petrology*. New York: Van Nostrand Reinhold. 666p.
- DEER, W. A.; HOWIE, R. A.; ZUSSMAN, J.; 1983. *An introduction to the rock forming minerals*. Hong Kong: Longman. 528p.
- DIAMOND, L. W. 1990. Fluid inclusion evidence for P-V-T-X evolution of hydrothermal solutions in Late-Alpine gold-quartz veins at Brusson, Val D'Ayas, Northwest Italian Alps. *American Journal of Science*. **290**:912-958.
- DUBESSY, J.; POTY, B.; and RAMBOZ, C. 1989. Advances in C-O-H-N-S fluid geochemistry based on micro-Raman spectrometric analysis of fluid inclusions. *Eur. Journal of Mineralogy*. **1**:517-534.
- DUBESSY, J.; THIERY, R.; and CANALS, M. 1992. Modelling of phase equilibria involving mixed gas clathrates: Application to the determination of molar volume of the vapour phase and salinity of the aqueous solution in fluid inclusions. *Eur. J. Mineral.* **4**:873-884.
- FREY, M. 1987. *Low temperature metamorphism*. London: Blackie & Son Ltd. 351p.
- FYFE, W. S. 1978. *Fluids in the earth's crust*. Amsterdam: Elsevier. 383p.

- GERALDES, Mauro Cesar. 1996. Estudos geoquímicos e isotópicos das mineralizações auríferas e rochas associadas da região de Pontes e Lacerda, MT. Dissertação (mestrado) Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências.
- GIGGENBACH, W. F. 1981. Geothermal mineral equilibria. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. **45**:393-410.
- GIGGENBACH, W. F. 1988. Geothermal solute equilibria. Derivation of Na-K-Mg-Ca geoindicators. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. **52**:2749-2765.
- GIULIANI, G.; OLIVO, G. R.; MARINI, O. J.; and MICHEL, D. 1993. The Santa Rita gold deposit in the Proterozoic Paranoá Group, Goiás, Brazil: An example of fluid mixing during ore deposition. *Ore Geology Reviews*. **8**:503-523.
- HAYASHI K. and OHMOTO, H. 1991. Solubility of gold in NaCl- and H₂S bearing aqueous solutions at 250-350° C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. **55**:2111-2126.
- HAYNES, F. M. 1985. Determination of fluid inclusion compositions by sequential freezing. *Economic Geology*. **80**:1436-1439.
- HO, S. E. 1987. Fluid inclusions: Their potential as na exploration tool for Archean gold deposits. In: Recent Advances in Understanding PreCambrian Gold Deposits. Edit. S.E. Ho & D.I. Groves.
- HOBBS, B. E.; MEANS, W. D.; WILLIAMS, P. F. 1976. *An Outline of Strutural Geology*. Wiley & Sons. 571p.
- HOLLISTER, L. S. 1990. Can crystal plastic deformation lead to the formation of pure CO₂ fluid inclusions? PACROFI III. vol. 3. Toronto, Ontário.
- KERKHOF, A. M. Van Den. 1988. Phase transitions and molar volumes of CO₂-CH₄-N₂ inclusions. *Bull. Mineral..* **111**:257-266.
- LEITE, J. A. D. 1987. Integrated attempt of geological aspects of east Bolívia and south west portion of Mato Grosso State, Brazil, In: MEETING PROJ. 204. Carajás, 1987. Extendet Abstract. Carajás, IGCP-UNESP. p.113-115.
- LEITE, J. A. D.; SAES, G. S.; RUIZ, A. S. 1986. Sequências supra crustais do tipo greenstone belts na porção sul do Cráton Amazônico, Mato Grosso. In: CONGR. BRAS. GEOL., 34. Goiânia, 1986. *Resumos...*Goiânia, SBG. P. 98.
- LITHERLAND, M. & BLOOMFIELD, K. 1981. The Proterozoic History of Eastern Bolivia. *Precambrian Res.* **15**:157-179.
- LITHERLAND, M.; ANNELLS, R. N.; APPLETON, J. D.; BERRANGE, J. P.; BLOOMFIELD, K.; BURTON, C. C. J.; DARBYSHIRE, D. P. F.; FLETCHER, C.

- J. N.; HAWKINS, M. P.; KLINCK, B. A.; LLANDS, A.; MITCHELL, W. I.; O'CONOR, E. A.; PITFIELD, P. E. J.; POWER, G.; WEEB, B. C. 1986. The Geology and Mineral Resources of the Bolivian Precambrian Shield. London, Brit. Geol. Surv. 153 p. (Overseas Memoir 9).
- MAVROGENES, J. A.; and BODNAR, R. J. 1994. Hydrogen movement into and out of fluid inclusions in quartz: Experimental evidence and geologic implications. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. **58**:141-148.
- MENEZES, R. G.; BEZERRA, J. R. L.; LOPES Jr., I.; SILVA, P. C. S.; SILVA, L. C. 1993. Geologia. In: Brasil. Ministério das Minas e Energia. Secretaria Executiva. Departamento Nacional da Produção Mineral. Pontes e Lacerda: Folha SD.21-Y-C-II - Estado do Mato Grosso. Brasília: DNPM/CPRM. 126p.
- MONTEIRO, H.; MACEDO, P.M. de; SILVA, M. D. da; MORAES, A. A. de; MARCHETTO, C.M. L. 1986. In: XXXIV Congresso Brasileiro de Geologia, Goiânia-GO, 1986. *Anais...*, Goiânia, SBG. **2**:630-648.
- NAUMOV, V. B. 1988. Volatile components in magmatic and metamorphic processes: fluid and melt inclusion data. *Bull. Minéral.* **111**:291-296.
- NESBITT, B. E. 1986. Oxide-sulfide-silicate equilibria associated with metamorphosed ore deposits. Part I: Theoretical considerations. *Economic Geology*. **81**:831-840.
- NESBITT, B. E. 1986. Oxide-sulfide-silicate equilibria associated with metamorphosed ore deposits. Part II: Pelitic and felsic volcanic terrains. *Economic Geology*. **81**:841-856.
- PARRY, W. T. 1986. Estimation of X_{CO_2} , P, and fluid inclusion volume from fluid inclusion temperature measurements in the system NaCl-CO₂-H₂O. *Economic Geology*. **81**:1009-1013.
- PHILLIPS, G. N. 1990. Nature of Archean gold-bearing fluids in Australian Greenstone Terrains. In: Nuna Conference on Greenstone Gold and Crustal Evolution, Val D'Or, 1990.
- PHILLIPS, G. N. 1990. Pressure-temperature environments and the causes of gold deposition. In: Nuna Conference on Greenstone Gold and Crustal Evolution, Val D'Or, 1990.
- PHILLIPS, G. N. 1993. Metamorphic fluids and gold. *Mineralogical Magazine*. **57**:365-374.

- PICHAVANT, M.; RAMBOZ, C. and WEISBROD, A. 1982. Fluid immiscibility in natural processes: use and misuse of fluid inclusion data. I Phase Equilibria Analysis – A Theoretical and Geometrical Approach. *Chemical Geology*. **37**:1-27.
- POTTER II, R. W.; and HAAS Jr., J. L. 1978. Models for calculating density and vapor pressure of geothermal brines. *Jour. Research U. S. Geol. Survey*. **6**:(2)247-257.
- POTTER II, R.W.; CLYNNE, M. A.; BROWN, D. L. 1978. Freezing point depression of aqueous sodium chloride solutions. *Economic Geology*. **73**:284-285.
- RAMBOZ, C.; PICHAVANT, M.; and WEISBROD, A. 1982. Fluid immiscibility in natural processes: use and misuse of fluid inclusion data. II. Interpretation of Fluid Inclusion Data in Terms of Immiscibility. *Chemical Geology*. **37**:29-48.
- ROEDER, E. 1984. Fluid Inclusions. Review in Mineralogy. Mineralogical Society of America. vol. 21.
- ROMBERGER, S. B. 1990. Transport and deposition of gold in hydrothermal systems. In: Nuna Conference on Greenstone Gold and Crustal Evolution, Val D'Or, 1990.
- SAES, G. S. & LEITE, J. A. D. 1993. Evolução tectono-sedimentar do Grupo Aguapeí, Proterozóico Médio na porção meridional do Cráton Amazônico: Mato Grosso e Oriente Boliviano. *Revista Brasileira de Geociências*. **23**:(1)31-37.
- SAES, G. S.; LEITE, J. A. D.; WESKA, R. K. 1984. Geologia da Folha Jauru (SD-21-Y-C-III): uma síntese dos conhecimentos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33. Rio de Janeiro, 1984. *Anais...*, Rio de Janeiro, SBG. **3**:2193-2204.
- SECCOMBE, P. K.; LU, J.; ANDREW, A. S.; GULSON, B. L.; and MIZON, K. J. 1993. Nature and evolution of metamorphic fluids associated with turbidite-hosted gold deposits: Hill End goldfield, NSW, Australia. *Mineralogical Magazine*. **57**:423-436.
- SEITZ, J. C.; and PASTERIS, J. D. 1990. Theoretical and practical aspects of differential partitioning of gases by clathrate hydrates in fluid inclusions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. **54**:631-639.
- SEITZ, J.C.; PASTERIS, J. D.; and WOPENKA, B. 1987. Characterization of CO₂-CH₄-H₂O fluid inclusions by microthermometry and laser Raman microprobe spectroscopy: Inferences for clathrate and fluid equilibria. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. **51**:1651-1664.

- THOMSON, M. L.; and FYFE, W.S. 1990. The Crixas gold deposit, Brazil: Thrust-related, postpeak metamorphic gold mineralization of possible Brasiliano cycle age. *Economic Geology*. **85**:928-942.
- TOURET, J. 1982. An empirical phase diagram for a part of the N₂-CO₂ system at low temperature. *Chemical Geology*. **37**:49-58.
- TOURET, J. L. R. 1987. Fluid inclusions and pressure-temperature estimates in deep-seated rocks. In: *Chemical Transport in Metasomatic Processes*. Ed. H. C. Helgeson. D. Reidel. p91-121.
- TURNER, F. J. 1981. *Metamorphic Petrology: Mineralogical and field aspects*. New York: McGraw Hill.
- TURNER, F. J.; VERHOOGEN, J. 1963. *Petrología ígnea y metamórfica*. Barcelona: Ediciones Omega. 706p.
- WALTHER, J. V. 1994. Fluid-Rock reactions during metamorphism at mid-crustal conditions. *The Journal of Geology*. **102**:559-570.
- XAVIER, R. P. 1994. Fluid Inclusions: importance to modeling and exploration of mesothermal lode gold deposits. In: *Congresso Brasileiro de Geociências*, 38, Camboriu, 1994. *Anais...*, Camboriu, SBG. **1**:640-642.
- YUSHAN, L.; GUILAN, Z.; and JUN, T. 1993. Experimental study on the leaching of gold from Greenstone. *Acta Geologica Sinica*. **6**:(2)211-221.