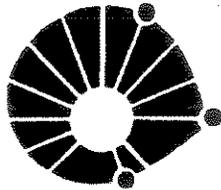


## ERRATA

No texto, as análises da composição química da pirita e da clorita foram expressas em porcentagem atômica (%at.), quando na verdade os resultados analíticos são em porcentagem em peso (%wt).



**UNICAMP**

Número: 327/2005

**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS  
ÁREA DE METALOGÊNESE**

**PAULO FERNANDO RAVACCI PIRES**

**GÊNESE DOS DEPÓSITOS AURÍFEROS EM METACONGLOMERADOS DA  
FORMAÇÃO MOEDA, QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MG: O PAPEL DO  
METAMORFISMO E ASSOCIAÇÃO COM A MATÉRIA CARBONOSA.**

200511575

**Tese apresentada ao Instituto de Geociências  
como parte dos requisitos para obtenção do  
Título de Doutor em Ciências, Área de  
Metalogênese.**

**Orientador: Prof. Dr. Roberto Perez Xavier**

**CAMPINAS - SÃO PAULO**

**março / 2005**

**UNICAMP  
BIBLIOTECA CENTRAL  
SEÇÃO CIRCULANTE**

Este exemplar corresponde a  
redação final da tese defendida  
por Paulo Fernando Ravacci Pires  
e aprovada pela Comissão Julgadora  
em 31/03/2005

i

**ORIENTADOR**

UNIDADE	BC
Nº CHAMADA	T/UNICAMP
	P 6659
V	EX
COMBO BCI	64348
PROC.	16-P-00086-09
C	<input type="checkbox"/>
D	<input checked="" type="checkbox"/>
PREÇO	11,00
DATA	13/06/05
1ª CPD	

**Catálogo na Publicação elaborada pela Biblioteca  
do Instituto de Geociências/UNICAMP**

BIBID- 352852

Pires, Paulo Fernando Ravacci  
Gênese dos depósitos auríferos em meta-conglomerados da formação moeda,  
quadrilátero ferrífero (MG): o papel do metamorfismo e associação com a matéria  
carbonosa / Paulo Fernando Ravacci Pires .-- Campinas,SP.: [s.n.], 2005.

Orientador: Roberto Perez Xavier.  
Tese (doutorado) Universidade Estadual de Campinas, Instituto de  
Geociências.

*1. Quadrilátero ferrífero (MG). 2. Ouro. I. Xavier,  
Roberto Perez. II. Universidade Estadual de Campinas,  
Instituto de Geociências. III. Título.*

Título Traduzido: Genesis of the metaconglomerate-hosted gold deposits of the moeda  
formation, Quadrilátero Ferrífero (State of Minas Gerais): role of the metamorphism and  
the association with carbonaceous matter.

Keywords: - Gold;

- Metaconglomerataic rocks;
- Moeda Formation;
- Carbonaceous Material.

Área de concentração: Metalogênese

Titulação: Doutor em Ciências

Banca Examinadora: - Roberto Perez Xavier

- Fernando Flecha Alckmim

- Friedrich Ewald Renger

- Alfonso Schrank

- Lena Virginia Soares Monteiro

Data da Defesa: / /2005

UNIDADE	
Nº CHAMADA	
V	
T	
P	
F	
I	
N	



**UNICAMP**

**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS  
ÁREA DE METALOGÊNESE**

**AUTOR: PAULO FERNANDO RAVACCI PIRES**

**GÊNESE DOS DEPÓSITOS AURÍFEROS EM METACONGLOMERADOS DA  
FORMAÇÃO MOEDA, QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MG: O PAPEL DO  
METAMORFISMO E ASSOCIAÇÃO COM A MATÉRIA CARBONOSA .**

**ORIENTADOR: Prof. Dr. ROBERTO PEREZ XAVIER.**

Aprovada em: 31/03/2005

**EXAMINADORES:**

**Prof. Dr. Roberto Perez Xavier**

**Presidente**

**Prof. Dr. Fernando Flecha Alckmim**

**Prof. Dr. Friedrich Ewald Renger**

**Prof. Dr. Alfonso Schrank**

**Profa. Dra. Lena Virgínia Soares Monteiro**

**Campinas, 31 de março 2005**

## AGRADECIMENTOS

Ao meu orientador Prof. Dr. Roberto Xavier pelo incentivo e presença constante em todas as etapas do trabalho.

Aos geólogos da IAMGOLD e ANGLOGOLD que incentivaram o início da pesquisa contribuindo com sugestões e disponibilizando informações do Projeto Gandarela.

Ao CNPq pelos seis primeiros meses de bolsa.

À Fapesp pela bolsa concedida (processo 00\11629-7).

Aos professores Léo Hartmann (URFGS) e César Ferreira Filho (UNB) pelas facilidades oferecidas durante as análises de microsonda eletrônica, bem como à Lena Monteiro (UNICAMP) pelo auxílio nas análises e discussões dos dados.

Aos professores Adrian Boyce e Anthony Fallick pelo auxílio nas análises de isótopos de enxofre no *Scottish Universities Environmental Research Centre (SUERC)*, em East Kilbride, Escócia (Reino Unido).

Ao Prof. Dr. Francisco Reis, do IQ-UNICAMP, pelo auxílio nas análises de TOC e pirólise. Aos professores Asit e Beto pela colaboração nos estudos dirigidos.

Aos professores Fredrich Renger, Alfonso Schrank e Lena Monteiro pelas críticas e sugestões no exame de qualificação.

À todos os funcionários da Unicamp pelo pronto atendimento, em especial a Valdirene Pinotti.

À todos o colegas de pós-graduação do Instituto de Geociências por tornarem o ambiente de trabalho agradável e com elevado nível de discussões.

À Cecília, Amilton, Luís Guilherme e Carlos Henrique pelo inestimável apoio.

À Lúcia pelo incentivo, carinho e compreensão.

**Às pessoas que amo e admiro:**  
Lú, Cecília, Amilton, Ike e Gui.



**UNICAMP**

**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS  
ÁREA DE METALOGÊNESE**

**GÊNESE DOS DEPÓSITOS AURÍFEROS EM METACONGLOMERADOS DA  
FORMAÇÃO MOEDA, QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MG: O PAPEL DO  
METAMORFISMO E ASSOCIAÇÃO COM A MATÉRIA CARBONOSA .**

**RESUMO**

**TESE DE DOUTORADO**

Paulo Fernando Ravacci Pires

Os metaconglomerados auríferos da Formação Moeda, Supergrupo Minas, encontram-se em porções basais dessa formação, em contato com litotipos do Supergrupo Rio das Velhas. Os metaconglomerados mineralizados formam estreitos horizontes, todavia com teores de ouro elevados, normalmente sotopostos por planos de cisalhamento tangenciais ao acamamento. Os horizontes que hospedam a mineralização aurífera consistem de metaconglomerados suportados por clastos ou matriz arenosa de granulação média; os clastos incluem seixos de quartzo de veio, com dimensões centimétricas, clastos angulosos de metachert e BIF, além de metavulcânicas ácidas.

Características consideradas comuns nestes metaconglomerados incluem a presença de pirita arredondada, com ou sem inclusões de material carbonoso, comumente mostrando sobrecrecimento de pirita de segunda geração, pirofilita e, localmente, clorita. Adicionalmente também se observa que os horizontes mineralizados apresentam maior concentração da matéria carbonosa. Estas características se assemelham aos horizontes mineralizados de Witwatersrand, na África do Sul.

A formação dos filossilicatos hidratados e da pirita de sobrecrecimento é atribuída à percolação de fluidos hidrotermais, em momento de pós-pico metamórfico, durante o desenvolvimento de zonas de cisalhamento subparalelas ao acamamento. O geotermômetro da clorita indica temperaturas em torno de 300° C para a formação desses minerais.

A matéria carbonosa relacionada à mineralização aurífera mostra-se com baixo grau de cristalinidade, de acordo com os estudos de microespectroscopia Raman. Sua distribuição e concentração encontram-se diretamente vinculadas a porções onde os metaconglomerados da base da Formação Moeda (unidade I) apresentam menor espessura, ou seja, em paleo-canais relacionados a altos estruturais.

Diferentes tipos de pirita foram observados nos horizontes mineralizados, dentre os quais se destacam a pirita de sobrecrecimento, pirita arredondada compacta, pirita arredondada porosa e pirita euhedral/subedral. Estas foram analisadas quanto à razão  $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$  e conteúdo de elementos traço.

A concentração de As (0,13%at) e Ni (0,08%at) nos vários tipos de pirita aurífera são mais elevadas que as concentrações desses elementos traço na pirita (As=0,07%at; Ni=0,007%at) de vários depósitos de ouro do Supergrupo Rio das Velhas, considerados como possíveis áreas fonte para a mineralização nos metaconglomerados. A presença de pirita arredondada em filitos da Formação Batatal, cujos valores de  $\delta^{34}\text{S}$  encontram-se entre -13‰ a -20‰, apontam para uma

origem diagenética destas, ou seja, o fato da pirita ser arredondada não significa que esta seja detrítica.

A pirita porosa, rica em inclusões de material carbonoso, apresenta valores de  $\delta^{34}\text{S}$  entre 2 e 4‰, valores próximos aos da pirita hidrotermal das rochas do SGRV. Contudo, a primeira é mais rica em As e Ni do que a segunda, cujos valores de As não ultrapassam 0,2% at e de Ni são muito próximos a zero.

A pirita compacta presente nos horizontes mineralizados, mostra uma ampla variação dos valores de  $\delta^{34}\text{S}$ , concentrando-se no intervalo de -6 a 9‰. Várias hipóteses podem ser propostas para explicar essa ampla variação de  $\delta^{34}\text{S}$ : (1) origem detrítica da pirita, sendo a variação de  $\delta^{34}\text{S}$  relacionada a diferentes áreas-fontes (Hallbauer, 1986; England et al., 2002); (2) redução bacteriana do  $\text{SO}_4$  da água do mar para  $\text{H}_2\text{S}$  (Ohmoto et al., 1993; Strauss e Beukes, 1996); (3) mistura de fluidos oxidantes (com sulfato) e redutores ( $\text{H}_2\text{S}$ ) durante evento diagenético ou hidrotermal. A hipótese (1) requer que a atmosfera no Arqueano tenha sido redutora, enquanto que as hipóteses (2) e (3) implicam em um caráter oxidante dessa atmosfera.

O modo de ocorrência do ouro em fraturas, com pirofilita associada, na pirita arredondada, em paragênese com pirofilita, clorita e pirita esquelética (possível substituição da matéria carbonosa) e relacionado à pirita de sobrecrecimento, bem como a ausência de ouro em pirita arredondada compacta, sugerem que parte da mineralização foi epigenética e fortemente dependente da atuação de fluidos hidrotermais. Dessa forma, esse trabalho advoga que as ocorrências e depósitos auríferos relacionados aos metaconglomerados da Formação Moeda tratam-se ou de paleopláceres fortemente modificados pela atuação de processos hidrotermais ou de depósitos hidrotermais típicos, onde zonas de cisalhamento paralelas ao acamamento, matéria carbonosa e a presença de um horizonte conglomerático rico em minerais ferro-magnesianos, parecem ter exercido um importante papel na precipitação do ouro. Nesse contexto, o ouro pode ter sido remobilizado tanto dos "conglomerados" da Formação Moeda, quanto das rochas do Supergrupo Rio das Velhas.

Devido aos aspectos deposicionais relacionados aos metaconglomerados auríferos, concentração da matéria carbonosa, presença de zonas de cisalhamento tangenciais ao acamamento com percolação de fluidos hidrotermais e comparação com distritos auríferos de importância mundial, como Witwatersrand, os metaconglomerados da Formação Moeda possuem um potencial metalogenético muito importante, sugerindo que estes sejam investigados, quanto ao seu conteúdo aurífero, na porção sul do Sinclinal do Gandarela e na porção oeste do Sinclinal Ouro Fino.



**UNICAMP**

**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS  
ÁREA DE METALOGÊNESE**

**GENESIS OF THE METACONGLOMERATE-HOSTED GOLD DEPOSITS OF  
THE MOEDA FORMATION, QUADRILÁTERO FERRÍFERO (STATE OF MINAS  
GERAIS): ROLE OF THE METAMORPHISM AND THE ASSOCIATION WITH  
CARBONACEOUS MATTER**

**ABSTRACT**

Paulo Fernando Ravacci Pires

The Quadrilátero Ferrífero has historically been one of the most important gold province in Brazil, with a significant number of productive greenstone-hosted lode gold deposits within the Rio das Velhas Supergroup together with those associated with the metasedimentary sequence of the Minas Supergroup. At the base of the Moeda formation, Minas Supergroup, particularly at the contact with rocks of the Rio das Velhas Supergroup, there are several medium to small size, high grade gold deposits hosted by metaconglomerates, which bear similar features with the world-class Witwatersrand gold fields in South Africa. The gold mineralization forms narrow horizons within the metaconglomerates, generally above bedding-parallel shear planes.

The host metaconglomerates consist of different proportions of clasts of centimeter size vein quartz, metachert, BIF and felsic metavolcanics, immersed in an arenaceous matrix of medium grain size. A higher concentration of carbonaceous matter, the presence of rounded pyrite, with or without inclusions of carbonaceous matter and overgrowths of later pyrite, pyrophyllite and, locally, chlorite are the main characteristics of the gold-bearing horizons in the metaconglomerates. Pyrophyllite, chlorite and the overgrowth pyrite are interpreted as the result of hydrothermal fluids which circulated along the bedding parallel shear zones, after the peak of metamorphism. The chlorite geothermometry yielded 300°C as an estimate for the precipitation of these hydrothermal minerals and gold mineralization.

The ore-related carbonaceous matter displays a low degree of cristallinity, as demonstrated by Raman micro-espectroscopy analysis, and shows more significant concentrations where the Moeda Formation metaconglomerates are thinner (e.g. Unit I), that is, in paleo channel related to structural highs.

Pyrite overgrowth, rounded compact pyrite, rounded porous pyrite and euhedral pyrite are the most frequent types of pyrite observed in the mineralized reefs, in which trace element analyses and sulphur isotopic studies were undertaken.

The average concentrations of As (0,13at%) and Ni (0,08at%) in the different types of pyrite are generally higher than the values of these elements obtained in pyrite from gold deposits (As=0,07at%; Ni=0,007at%) of the Rio das Velhas Supergupo, considered as a source area from the metaconglomeratic pyrites. Additionally,  $\delta^{34}\text{S}$  values ranging from -13‰ to -20‰ indicate a diagenetic origin for the rounded pyrite of the Batatal Formation, implying that being rounded is not a necessary pre-requisite to support a detritic origin.

The porous pyrite rich with inclusions of carbonaceous matter shows  $\delta^{34}\text{S}$  values between 2‰ and 4 ‰, close to those  $\delta^{34}\text{S}$  values, yilded by the pyrite yielded by the pyrite from the Rio das

Velhas Supergroup gold deposits. Nevertheless, the former contains higher concentrations of As and Ni than the latter, whose values rarely exceed 0,23at% for As and close to 0 at% for Ni.

The compact pyrite in the mineralized reefs displays  $\delta^{34}\text{S}$  values ranging from  $-6\text{‰}$  to  $9\text{‰}$ . Reasons to explain this large  $\delta^{34}\text{S}$  interval include (1) a detritic origin of the pyrite, with the large  $\delta^{34}\text{S}$  variation attributed to the existence of different source areas (Hallbauer, 1986; England et al., 2002); (2) bacterial reduction of the seawater  $\text{SO}_4$  to  $\text{H}_2\text{S}$  (Ohmoto et al., 1993; Strauss e Beukes, 1996); (3) mixing of oxidizing ( $\text{SO}_4$ -bearing) and reducing ( $\text{H}_2\text{S}$ -bearing) fluids during diagenesis or hydrothermal event. Alternative (1) implies that the atmosphere was reducing in the Archean, whereas an oxidizing nature for the Archean atmosphere has to be considered for (2) and (3).

Gold occurs mainly confined to fractures, together with pyrophyllite, in rounded pyrite, in paragenesis with pyrophyllite, chlorite and skeletal pyrite (possible replacement of the carbonaceous matter), and as inclusions or fractures in overgrowth pyrite. These modes of occurrence of the gold, together with its absence in rounded compact pyrite, suggest that part of the mineralization was epigenetic and linked to the influence of hydrothermal fluids.

Thus, shear zones, carbonaceous matter and the presence of conglomerate layers rich in Fe-Mg minerals seem to have played an important role in the precipitation of the gold by hydrothermal fluids. In this context, the gold occurrences and deposits hosted by the Moeda Formation metaconglomerates are interpreted as paleoplacer deposits, highly modified by hydrothermal processes along shear zones, or typical shear zone-hosted gold deposits. Gold may have been remobilized both from the host rock and from rocks of the Rio das Velhas Supergroup.

Considering the depositional aspects related to the metaconglomerates, the conspicuous occurrence of carbonaceous matter in the ore zones, the presence of bedding-parallel shear zones and the similarities with Witwatersrand, possible potential areas to contain conglomerate-hosted gold mineralization are the southern sector of the Gandarela Syncline and western sector of the Ouro Fino Syncline.

## ÍNDICE

<b>RESUMO</b>	ix
<b>ABSTRACT</b>	xi
<b>PARTE I – APRESENTAÇÃO</b>	1
1.1 – INTRODUÇÃO	3
1.2 – OBJETIVOS	5
1.3 - MÉTODOS DE ESTUDO	5
1.4 - LOCALIZAÇÃO DA ÁREA ESTUDADA	9
<b>PARTE II - SÍNTESE DA GEOLOGIA DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO E DA FORMAÇÃO MOEDA</b>	11
2.1 – APRESENTAÇÃO	13
2.2 - GEOLOGIA DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO (QF)	13
2.3 - FORMAÇÃO MOEDA.	22
<b>PARTE III - ARCABOUÇO ESTRATIGRÁFICO</b>	33
3.1 – INTRODUÇÃO	35
3.2 - ANÁLISE ESTRATIGÁFICA	35
3.3 - FÁCIES SEDIMENTARES E ALOESTRATIGRAFIA	45
3.4 - SEQÜÊNCIAS DEPOSICIONAIS / SINTEMAS	58
3.5 - MINERALIZAÇÃO AURÍFERA	62
3.6 – DISCUSSÃO	62
<b>PARTE IV - METAMORFISMO, ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL E DEFORMAÇÃO: IMPLICAÇÕES PARA A MINERALIZAÇÃO AURÍFERA</b>	65
4.1 – INTRODUÇÃO	67
4.2 - METAMORFISMO E HIDROTHERMALISMO	67
4.3 - GEOLOGIA ESTRUTURAL	75
4.4 - CONSIDERAÇÕES PARCIAIS	87
<b>PARTE V - A COMPOSIÇÃO QUÍMICA DA CLORITA: IMPLICAÇÕES METALOGENÉTICAS</b>	91
5.1 – INTRODUÇÃO	93
5.2 - ASPECTOS PETROGRÁFICOS E ASSOCIAÇÃO COM A MINERALIZAÇÃO AURÍFERA	95
5.3 - COMPOSIÇÃO QUÍMICA DA CLORITA	99
5.4 – RESULTADOS	100
5.5 - GEOTERMÔMETRO DA CLORITA	104

5.6 - CONSIDERAÇÕES PARCIAIS	109
<b>PARTE VI - RELAÇÃO DA MINERALIZAÇÃO AURÍFERA COM A MATÉRIA CARBONOSA</b>	<b>111</b>
6.1 - MATÉRIA CARBONOSA	113
6.2 - MODO DE OCORRÊNCIA DA MATÉRIA CARBONOSA	114
6.3 - GRAU DE CRISTALINIDADE DA MATÉRIA CARBONOSA	117
6.4 - TOC e ROCK-EVAL PYROLYSIS	122
6.5 - CONSIDERAÇÕES PARCIAIS	123
<b>PARTE VII - ESTUDO DE ELEMENTOS TRAÇO E ISÓTOPOS DE ENXOFRE NA PIRITA E SUA ASSOCIAÇÃO COM O OURO</b>	<b>129</b>
7.1- INTRODUÇÃO	131
7.2 - MODOS DE OCORRÊNCIA DA PIRITA	131
7.3 - ASSOCIAÇÃO OURO – PIRITA	137
7.4 - CARACTERIZAÇÃO DE ELEMENTOS TRAÇO NA PIRITA	137
7.5 - RESULTADOS ANALÍTICOS DE ISÓTOPOS DE ENXOFRE (S)	157
7.6 – DISCUSSÃO	167
7.7 - CONSIDERAÇÕES PARCIAIS	168
<b>PARTE VIII – CONSIDERAÇÕES FINAIS</b>	<b>171</b>
<b>PARTE IX - REFRÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b>	<b>179</b>
<b>ANEXO I</b>	<b>195</b>
<b>ANEXO II</b>	<b>199</b>

## ÍNDICE DE FIGURAS

<b>Figura 1.1</b> - Esquema de coleta <i>on-line</i> e separação do SO <sub>2</sub> por combustão parcial da pirita	8
<b>Figura 1.2</b> - Localização e principais vias de acesso	10
<b>Figura 2.1</b> - Mapa Geológico de parte do Quadrilátero Ferrífero	15
<b>Figura 2.2</b> - Empilhamento estratigráfico do Quadrilátero Ferrífero	17
<b>Figura 2.3</b> - Correlação esquemática da Formação Moeda entre as Serras da Moeda, Gandarela e Ouro Fino	24
<b>Figura 2.4</b> - Mapa geológico, modificado, da “Bota” e do Sinclinal do Ouro Fino	27
<b>Figura 3.1</b> - Mapa de contorno do embasamento da Formação Moeda	36
<b>Figura 3.2</b> - Mapa de isópacas da unidade I na porção sul do Sinclinal Gandarela e “Bota”	39
<b>Figura 3.3</b> - Mapa da porção sul do Sinclinal Gandarela e “Bota”	41
<b>Figura 3.4</b> - Área de distribuição dos conglomerados da unidade I, potencialmente mineralizados e localização das possíveis falhas que controlaram a sedimentação da unidade I	43
<b>Figura 3.5</b> - Representação esquemática da Lei de correlação de fácies	46
<b>Figura 3.6</b> - Principais fácies sedimentares	49
<b>Figura 3.7</b> - Descrição faciológica do Furo 01	51
<b>Figura 3.8</b> - Descrição faciológica do Furo 02	53
<b>Figura 3.9</b> - Descrição faciológica do Furo 03	55
<b>Figura 3.10</b> - Descrição faciológica do Furo 04	56
<b>Figura 3.11</b> - Descrição faciológica do Furo 05	57
<b>Figura 3.12</b> - Arcabouço estratigráfico, com base na estratigrafia de seqüências	59
<b>Figura 4.1</b> - Fotomicrografias das diversas associações minerais	71
<b>Figura 4.2</b> - Aspecto geral dos metaconglomerados	77
<b>Figura 4.3</b> - Perfil esquemático de furo de sonda, na junção “Bota” / Sinclinal Gandarela	80
<b>Figura 4.4</b> - Mapa com as principais estruturas deformacionais presentes na área estudada	81
<b>Figura 4.5</b> - Seção esquemática, Bota / Sinclinal Ouro Fino	85
<b>Figura 4.6</b> - Sugestão de caminho P e T relacionado à evolução metamórfica da área estudada	88
<b>Figura 5.1</b> - Mapa de localização das amostras coletadas para análise da composição química da clorita	94
<b>Figura 5.2</b> - Fotomicrografias ilustrando o modo de ocorrência da clorita	97
<b>Figura 5.3</b> - Classificação da clorita segundo Hey (1954)	103
<b>Figura 5.4</b> - Caracterização do protólito, segundo Laird (1988)	103
<b>Figura 5.5</b> - Diagrama Al(IV) / Al (VI) mostrando excesso de Al (IV) substituindo os sítios R <sup>2+</sup>	103
<b>Figura 5.6</b> - Regressão linear à partir das quais foram caracterizados os fatores de correção para o Al(IV)	106
<b>Figura 6.1</b> - Modo de ocorrência da matéria carbonosa	115

<b>Figura 6.2</b> - Espectros Raman dos diversos modos de ocorrência da matéria carbonosa	120
<b>Figura 6.3</b> - <i>Trend</i> de grafitação dos diversos modos de ocorrência do material carbonoso	121
<b>Figura 6.4</b> - Esquema de acumulação de hidrocarbonetos	127
<b>Figura 7.1 e 7.2</b> - Diversos modos de ocorrência da pirita	133 e 135
<b>Figura 7.3 e 7.4</b> - Modo de ocorrência do ouro	139 e 141
<b>Figura 7.5</b> - Distribuição do As e Ni nos diversos modos de ocorrência da pirita	145
<b>Figura 7.6</b> - Elementos traço em pirita	149
<b>Figura 7.7 e 7.8</b> - Variação na proporção de As, Ni e Co para os diversos modos de ocorrência da pirita	153 e 155
<b>Figura 7.9 e 7.10</b> - Dados de isótopos de <sup>34</sup> S	161 e 163
<b>Figura 7.11</b> – Distribuição dos diversos modos de ocorrência de pirita, de acordo com os valores de $\delta^{34}\text{S}$	165

## ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 4.1 - A seqüência de cristalização dos minerais	90
Tabela 5.1 - Análises da composição química dos diversos modo de ocorrência da clorita	101
Tabela 5.2 - Razões Fe/Fe+Mg dos diversos tipos de clorita	100
Tabela 5.3 - Fator de correção para os diversos modos de ocorrência da clorita	107
Tabela 5.4 - Temperaturas obtidas pelas diferentes metodologias	108
Tabela 6.1 - Dados de microespectroscopia Raman	118
Tabela 6.2 - Resultados de TOC e pirólise	122
Tabela 7.1 - Composição química da pirita	144
Tabela 7.2 - Dados de <sup>34</sup> S em pirita	159

**PARTE I**

**APRESENTAÇÃO**

## 1.1 - INTRODUÇÃO

Os metaconglomerados auríferos da Formação Moeda, posicionados na base do Grupo Caraça, Supergrupo Minas (SGM), têm sido alvo constante de estudos e avaliações econômicas desde a época do Brasil Colônia. Nesses metaconglomerados, ainda são encontradas inúmeras galerias e escavações que datam da época dos escravos. Mais recentemente, várias empresas estatais e multinacionais têm investigado o potencial metalogenético dos metaconglomerados da Formação Moeda, os quais além de auríferos, apresentam teores anômalos de elementos radioativos, fato que levou, na década de 70, à pesquisa sistemática de urânio pela NUCLEBRÁS.

O que motivou e ainda motiva as empresas do setor mineral a conduzir atividades de exploração mineral voltada para ouro nos metaconglomerados da Formação Moeda é a sua semelhança com os metaconglomerados urano-auríferos da Bacia de Witwatersrand, na África do Sul. Esta semelhança foi apontada por vários autores, dentre os quais se destacam Villaça (1981), Minter *et al.* (1990), Garayp *et al.* (1991), Renger *et al.* (1988) e Renger *et al.* (1993).

Em termos de produção histórica mundial de ouro, os depósitos de *pláceres* antigos e modernos têm ocupado posição privilegiada, contribuindo com cerca de 70% da produção deste metal (Groves e Phillips, 1987). Neste cenário, os depósitos de páleo-pláceres destacam-se de forma significativa, em especial aqueles associados com os metaconglomerados urano-auríferos da bacia de Witwatersrand, na África do Sul, considerada o maior campo aurífero do mundo, tendo produzido cerca de 40 000 t de ouro (Barnicoat, *et al.* 1997).

Devido a sua importância econômica em nível mundial, uma infinidade de pesquisas têm sido realizadas em Witwatersrand, com ênfase nos mais variados aspectos da mineralização aurífera. Contudo, apesar da grande quantidade de estudos, a gênese dessa categoria de depósito ainda permanece uma questão polêmica, resultando, como consequência, na proposição de três modelos genéticos distintos.

O primeiro deles atribui à concentração do ouro uma origem detrítica, segundo a qual o metal se depositaria em paleocanais; fruto da erosão de uma *área-fonte* potencialmente aurífera. Sob esta óptica destacam-se os trabalhos de Minter (1976, 1999) e Minter *et al.* (1993b).

Um segundo modelo propõe uma origem hidrotermal para a mineralização aurífera, com o ouro sendo transportado por fluidos ao longo de zonas de cisalhamento e precipitado por reações que teriam conduzido à redução dos complexos iônicos transportadores do metal (Phillips e Myers, 1989; Barnicoat *et al.* 1997).

Um terceiro modelo admite uma origem detrítica para o ouro com sua posterior remobilização por fluidos metamórficos. Nesse caso, trata-se do modelo de reconcentração pós-deposicional ou paleo-placer modificado, defendido por Robb e Meyer (1991, 1995) e Frimmel *et al.* (1993).

Além dos aspectos sedimentares, metamórficos e tectônicos relacionados à mineralização aurífera nos metaconglomerados de Witwatersrand, a natureza, a origem e o papel da matéria carbonosa na precipitação do ouro também têm sido amplamente discutidos por vários autores (Drennam *et al.*, 1997; Parnell *et al.* 1997; Robb *et al.*, 1997; Cornford *et al.*, 1997; Gray *et al.* 1998).

Nesse contexto, a similaridade com os depósitos auríferos de Witwatersrand, no que se refere ao contexto geológico, inclusive com a íntima associação do ouro com a matéria carbonosa e pirofilita (Villaça, 1981; Renger *et al.* 1988; Minter *et al.* 1990), aliada à expressiva importância econômica dessa categoria de depósitos, justificam o interesse para o desenvolvimento de uma pesquisa mais detalhada e de nível acadêmico nas mineralizações auríferas associadas aos metaconglomerados da Formação Moeda.

É relevante destacar a existência da mina de ouro de Jacobina, que teve um importante papel na produção de ouro no Brasil, e que hoje encontra-se em processo de reabertura. Hospedada em metaconglomerados, todavia do Proterozóico Inferior, este tipo de mineralização também é comparada às mineralizações auríferas de Witwatersrand.

## **1.2 - OBJETIVOS**

O escopo deste trabalho é a definição dos processos responsáveis pela concentração do ouro nos metaconglomerados da Formação Moeda, contribuindo assim para a elaboração de um modelo genético, capaz de ser utilizado na individualização de áreas ou contextos geológicos que tenham potencial para hospedar mineralizações de ouro, tanto na Formação Moeda como em outras áreas com características geológicas similares.

Nesse sentido, esse trabalho pretende enfatizar particularmente tanto as relações das mineralizações auríferas com os contextos metamórficos e tectônicos da Formação Moeda, como a caracterização e importância metalogenética da matéria carbonosa presente nas porções mineralizadas.

## **1.3 - MÉTODOS DE ESTUDO**

### **1.3.1 - Trabalhos de Campo**

As atividades de campo, executadas durante um período de 45 dias incluíram:

- 1) Reconhecimento geológico, descrição e coleta de amostras nas adjacências das principais ocorrências auríferas e trabalhos antigos da Formação Moeda, nos Sinclinais Ouro Fino, Gandarela e Moeda.
- 2) Descrição detalhada de 5 furos de sondagem e mapeamento de frentes de galerias de pesquisa, acompanhada de coleta sistemática de amostras para os trabalhos de natureza analítica.

### **1.3.2 - Petrografia**

Com base nas amostras coletadas em campo e ao longo dos furos de sondagem descritos, foram confeccionadas 100 lâminas delgadas e delgadas polidas, a partir das quais os estudos petrográficos em microscópio de luz transmitida e luz refletida foram conduzidos. Além da microscopia óptica convencional, parte dessas amostras, principalmente as representativas das mineralizações auríferas, foram estudadas com maior grau de detalhe, por meio

do Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV). Em tais amostras foram priorizadas a identificação e análise de ouro, sua relação com a matéria carbonosa, pirofilita/sericita, assim como a caracterização das inclusões em piritita e na própria matéria carbonosa, não reconhecidas ou observadas pela microscopia convencional.

### 1.3.3 - Micro-espectroscopia Raman

Além da petrografia, com auxílio de microscopia convencional e MEV, a matéria carbonosa, presente tanto nos horizontes mineralizados quanto nos não mineralizados, foi caracterizada através de um sistema de micro-espectroscopia Raman, num equipamento Jobin Yvon T64000. Este estudo definiu os diferentes graus de cristalinidade da matéria carbonácea em seus diversos modos de ocorrência. Neste método a amostra, podendo ser uma lâmina delgada polida, é submetida a um feixe de *laser* monocromático de 5145 nm (verde) com uma potência de 8 mW e tempo de integração de 30 segundos, que passa por uma lente de grande abertura em um microscópio óptico. A radiação de fótons emitida pela amostra é coletada por esta mesma lente, enviada a um espectômetro e monitorada por um detector de *fótons*. O espectro obtido é uma função da intensidade (número de fótons) e do comprimento de onda do espectro, em  $\Delta\text{cm}^{-1}$  (Pateris e Wopenka, 1991).

### 1.3.4. Espectroscopia de Reflectância

Foram selecionadas amostras de campo pouco intemperizadas e testemunhos de sondagem que representassem as principais associações minerais encontradas nos litotipos da Formação Moeda. Estas amostras foram trituradas e analisadas por um espectômetro (Field Spec), com três sensores que captam a luz refletida pelos diversos minerais (principalmente os hidratados), com limites de detecção variando de 0.35 a 2.5  $\mu\text{m}$ .

Os espectros observados referem-se à mistura dos minerais constituintes das rochas. Este estudo foi de grande importância na caracterização da pirofilita e pôde ser combinado com imagens de satélite para individualização de porções

com predomínio de uma determinada fase mineral, contribuindo para o entendimento e distribuição destes minerais.

Os estudos petrográficos, de MEV, micro-espectroscopia Raman e de espectroscopia de reflectância utilizaram-se da infra-estrutura analítica disponível no Instituto de Geociências da UNICAMP.

### **1.3.5 - Química Mineral**

Um estudo pormenorizado da composição química da clorita foi efetuado em seis amostras provenientes de diferentes contextos geológicos, associados à mineralização aurífera ou aos níveis de metapelitos encontrados no topo da Formação Moeda. As análises foram realizadas em uma microsonda eletrônica Cameca SX 50, na Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS).

Um estudo da concentração de elementos traço em pirita também foi realizado utilizando-se uma microsonda com as mesmas especificações da microsonda da UFRGS, todavia na Universidade de Brasília (UNB).

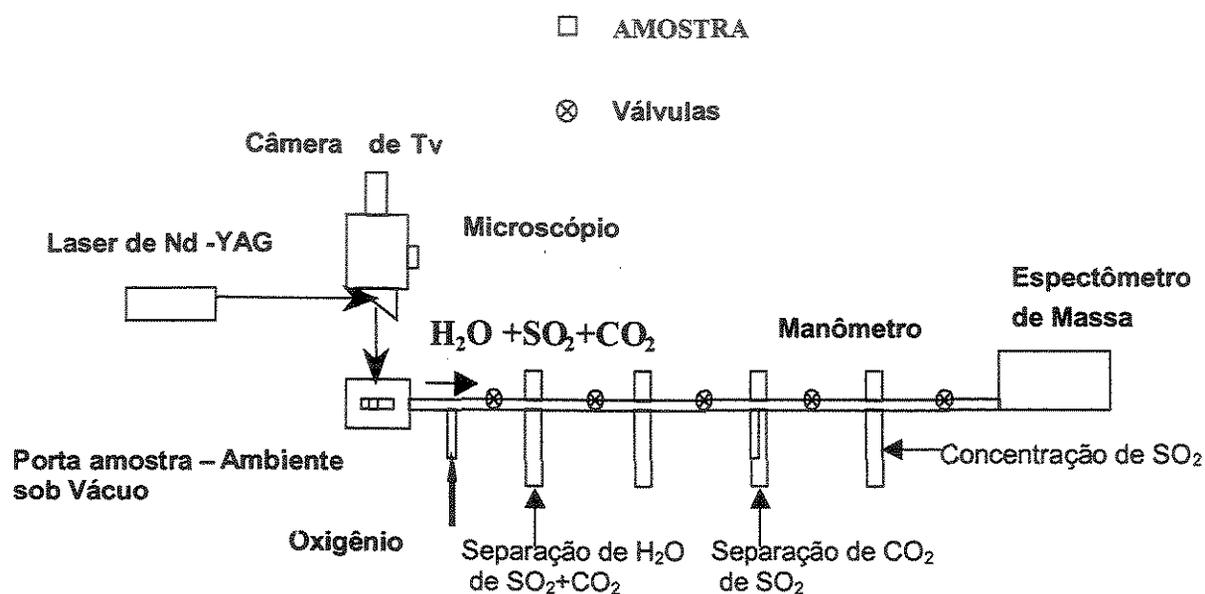
Em todas as análises foram descartados resultados com fechamento maior que 102% e menor que 98%.

### **1.3.6 - Isótopos de Enxofre**

Razões de  $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$  foram obtidas em 26 análises de pirita de diferentes modos de ocorrência provenientes de quatro amostras, as quais representam os diversos modos de ocorrência da pirita nos metaconglomerados. Uma destas amostras é proveniente da Formação Batatal, onde foram encontradas piritas arredondadas relacionadas aos filitos carbonosos desta unidade estratigráfica. Desta maneira, foram analisadas: 1) pirita arredondada e euédrica em filito da Formação Batatal; e 2) pirita arredondada e euédrica em matriz de metaconglomerados auríferos da Formação Moeda.

As análises de isótopos de enxofre foram realizadas no *Scottish Universities Environmental Research Centre (SUERC)*, em East Kilbride, Escócia (Reino Unido).

O  $\delta^{34}\text{S}$  foi obtido pela combustão parcial da pirita a partir da incidência de um feixe de laser de Nd:YAG. O  $\text{SO}_2$  (gás) gerado é separado de outras substâncias, particularmente  $\text{H}_2\text{O}$  e  $\text{CO}_2$ , por criogenia, sendo posteriormente analisado em um espectômetro de massa. Trata-se de uma análise pontual, cujos detalhes podem ser obtido no artigo de Kelley e Fallick (1990) e Fallick *et al.* (1992). A **Figura 1.1** ilustra, de maneira esquemática, o sistema de coleta de  $\text{SO}_2$ , a partir da combustão da amostra.



**Figura 1.1** – Esquema de coleta *on-line* e separação do  $\text{SO}_2$  por combustão parcial da pirita pela incidência de um feixe de laser de  $50\ \mu\text{m}$  de diâmetro. Após a separação do  $\text{SO}_2$  de todos os gases, particularmente  $\text{H}_2\text{O}$  e  $\text{CO}_2$ , as razões isotópicas  $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$  são obtidas no espectômetro de massa.

#### 1.4 - LOCALIZAÇÃO DA ÁREA ESTUDADA

Para o desenvolvimento da pesquisa foi escolhida uma região do Quadrilátero Ferrífero (QF), cujo potencial aurífero já foi previamente investigado, tanto em superfície quanto em subsuperfície. Neste sentido, destacam-se a porção sul do Sinclinal Gandarela, incluindo seu prolongamento, também a sul, denominado informalmente como "Bota", e a porção oeste do Sinclinal do Ouro Fino (**Fig. 1.2**).

Nestas regiões encontram-se inúmeras escavações antigas, as quais foram base para intensa atividade de prospecção, conduzida por várias empresas do setor mineiro, particularmente nas décadas de 70 e 80.

O acesso a área estudada é feito, à partir de Belo Horizonte, por rodovias asfaltadas, percorrendo-se cerca de 30 Km em direção ao município de Rio Acima. A partir de Rio Acima, o acesso à região é feito por estradas não pavimentadas, em direção à represa de Acuruí, mais precisamente na antiga Fazenda Palmital, conforme ilustrado na **Figura 1.2**.

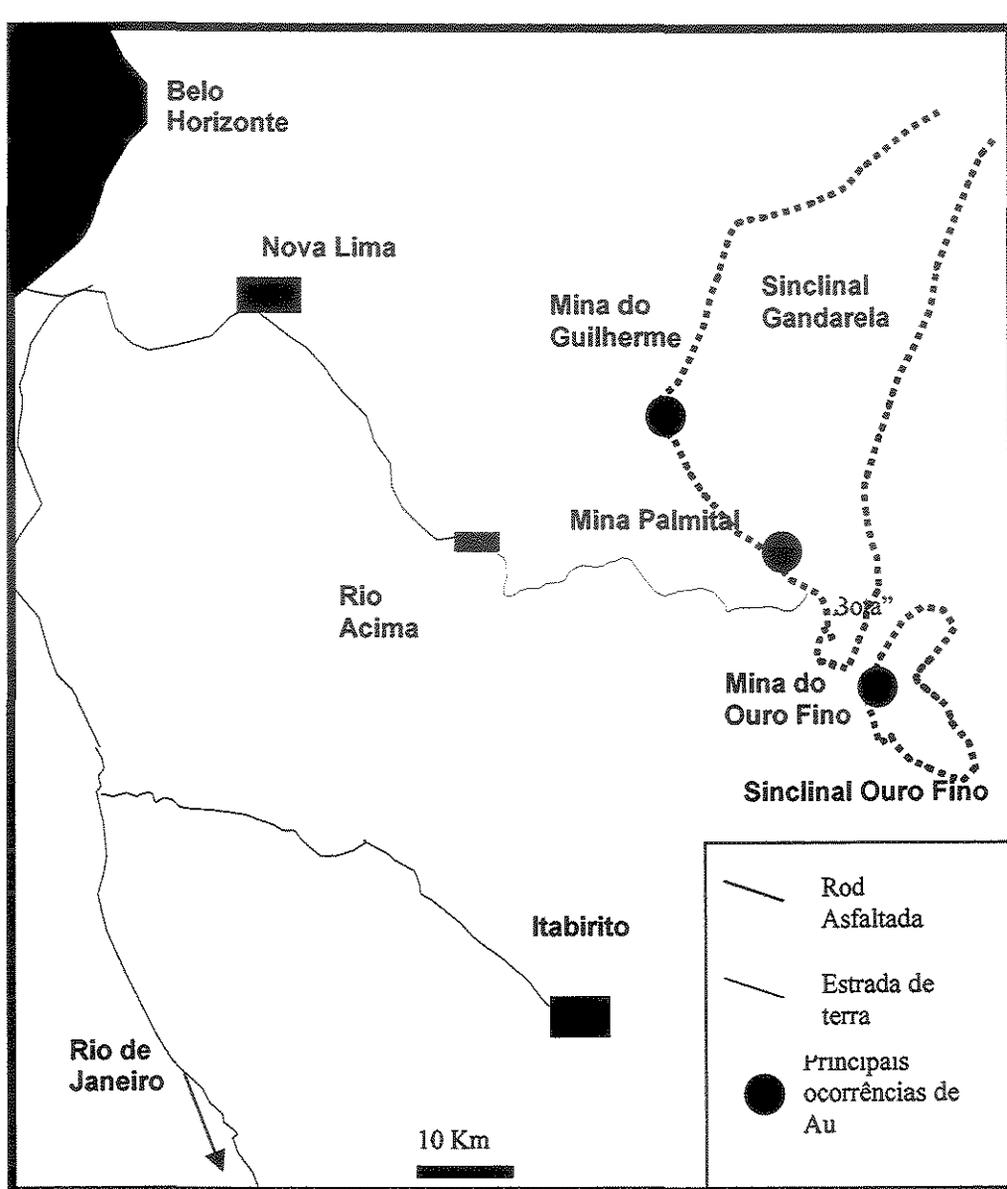


Figura 1.2 – Localização e principais vias de acesso ao Sinclinal Gandarela e Sinclinal Ouro Fino.

## **PARTE II**

# **SÍNTESE DA GEOLOGIA DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO E DA FORMAÇÃO MOEDA.**

## 2.1 – APRESENTAÇÃO

Neste tópico estão discriminadas as principais características e peculiaridades relacionadas ao Quadrilátero Ferrífero, contextualizando os litotipos relacionados à Formação Moeda, no que se refere aos aspectos tectônicos, estratigráfico/sedimentológico e metamórfico.

## 2.2 - GEOLOGIA DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO (QF)

O Quadrilátero Ferrífero (QF) situa-se na porção sul do Cráton do São Francisco (Almeida, 1977), e sua estruturação geral é caracterizada por grandes sinclínios de orientação E-W, NE, NW ou N-S. Estes sinclínios são (Fig. 2.1) constituídos por rochas Paleoproterozóicas e bordejados pela seqüência *Greenstone Belt* Rio das Velhas e terrenos granito gnáissicos. A Figura 2.2 ilustra o empilhamento litoestratigráfico do QF com os principais dados geocronológicos.

Com base em dados geocronológicos, Endo e Machado (2002) caracterizaram quatro ciclos geodinâmicos: (1) Ciclo Rio das Velhas (2555 Ma – 2920 Ma); (2) Ciclo Transamazônico (1900 Ma – 2250 Ma); (3) Ciclo Espinhaço (início em 1770 Ma); (4) Ciclo Brasileiro (450 Ma a 600 Ma).

A seguir seguem algumas informações das principais unidades estratigráficas que compõem o QF.

### 2.2.1 - Embasamento

O embasamento do QF é constituído por complexos granito-gnáissicos com idades variando de 3380-2860 Ma (Machado *et al.*, 1996), aflorantes em suas extremidades (Complexos Caeté, Bonfim, Belo Horizonte e Santa Bárbara, vide Fig. 2.1) e na porção central (Complexo Bação). Os gnaisses variam de tonalíticos a granodioríticos e apresentam afinidade geoquímica típica de suítes TTG arqueanas, além de migmatização associada (Machado *et al.*, *op cit*).

O formato dômico de muitos deles, bem como suas características litogeoquímicas e estruturais, são interpretados como associados a diápiros migmatíticos (Hippert, 1994), *core complexes* (Chemale Jr *et al.*, 1994) ou como

relacionados a uma província *dome-and-keel* (Marshak *et al.*, 1997 e Alkmim e Marshak, 1998).

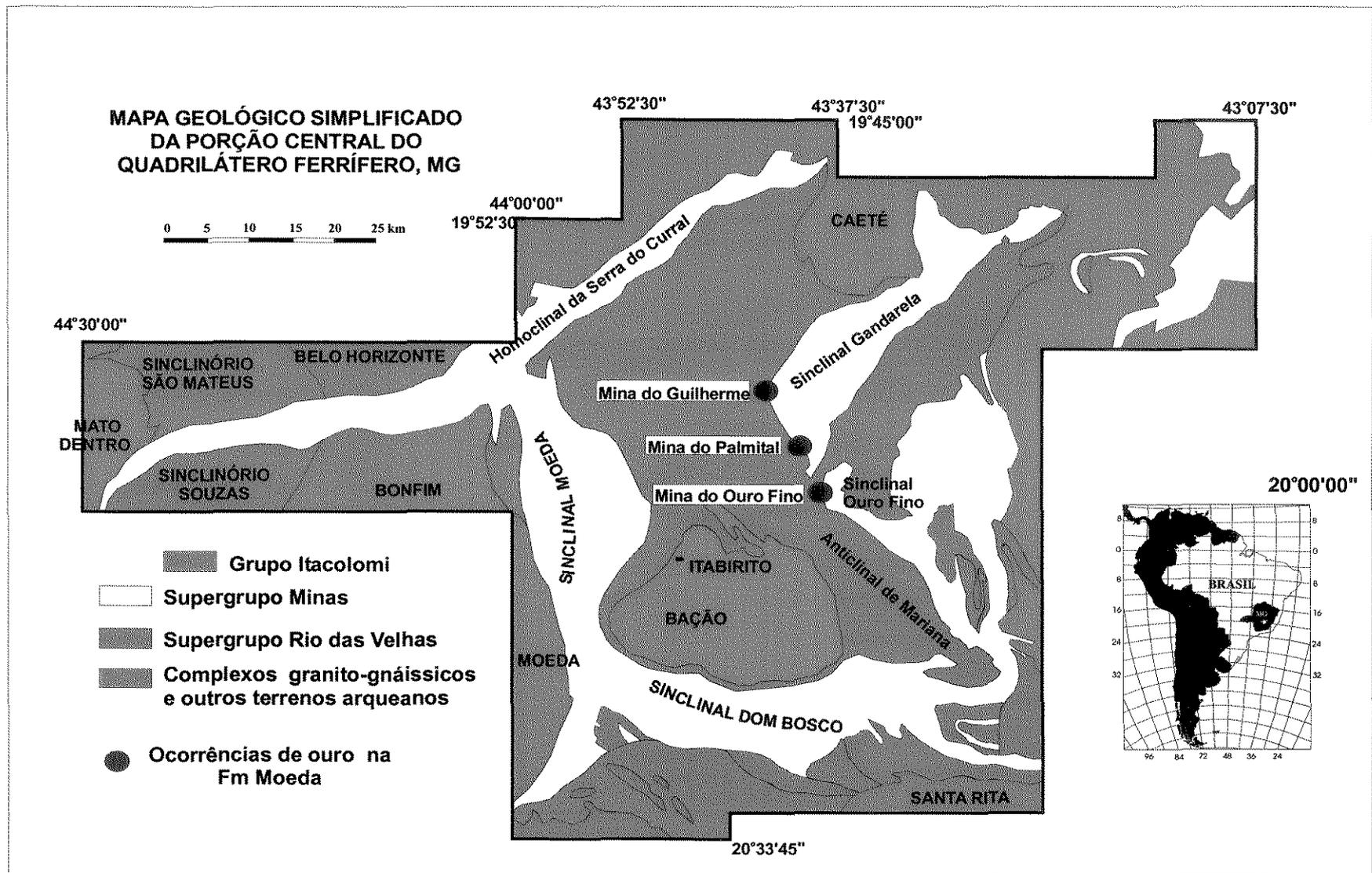


Figura 2.1 - Mapa geológico da porção central do Quadrilátero Ferrífero com a localização das principais ocorrências auríferas na Formação Moeda (modificado de Ladeira 1991).

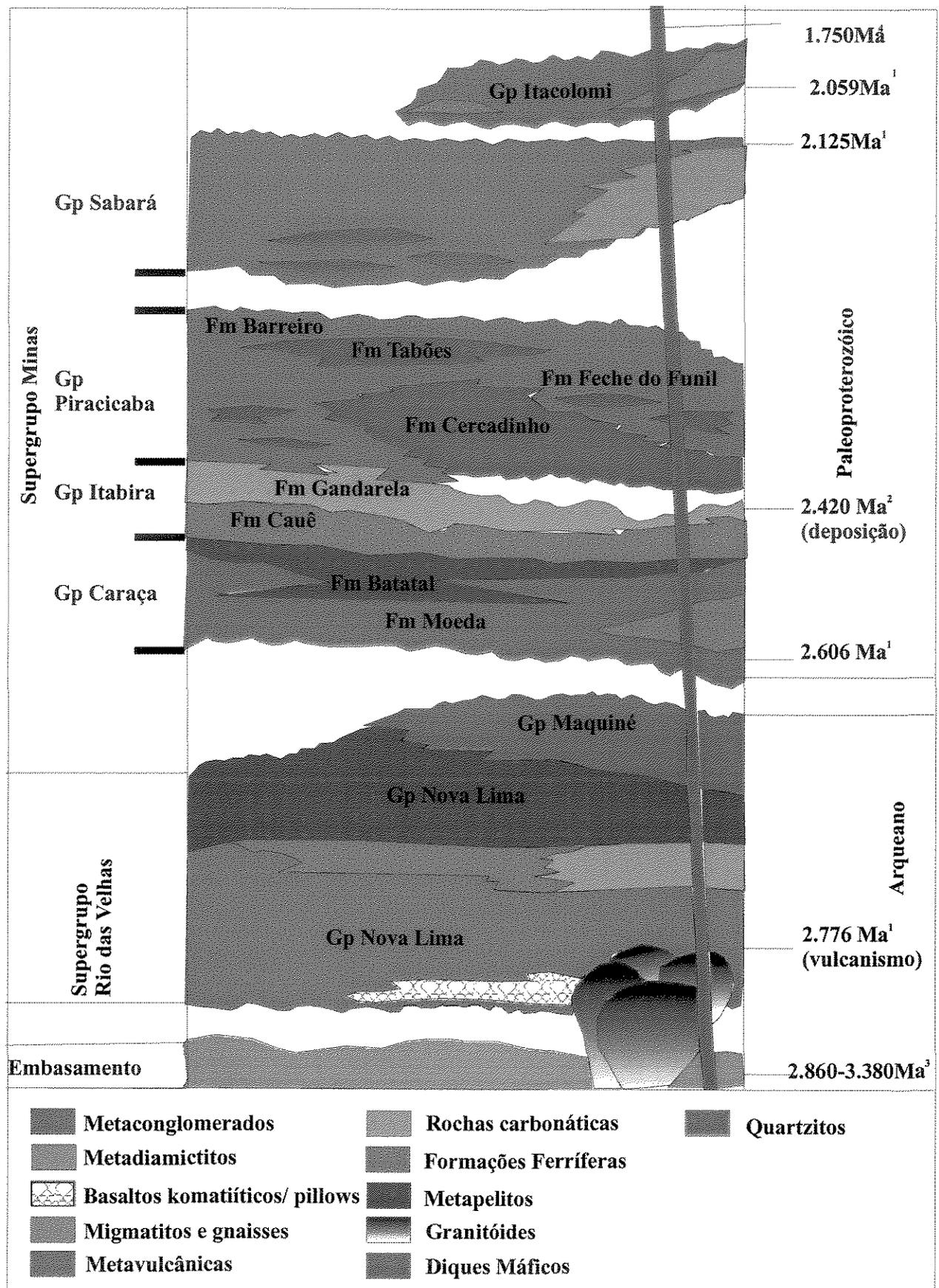


Figura 2.2 - Empilhamento estratigráfico do Quadrilátero Ferrífero, modificado de Alkmim & M: (1989).1- Machado et al (1992), 2 Babinsky et al (1991), 3- Machado et al (1996) e 4- Silva et al (19

### 2.2.2 - Supergrupo Rio das Velhas (SGRV)

O Supergrupo Rio das Velhas encontra-se em discordância erosiva com o embasamento granito-gnáissico, sendo constituído por:

- (1) Uma seqüência de lavas komatiíticas e basaltos komatiíticos intercalados com rochas sedimentares detríticas, de ocorrência restrita no extremo nordeste do QF, onde formam o Grupo Quebra Ossos (Schorscher, 1979).
- (2) Grupo Nova Lima, com maior distribuição areal, dividido em três unidades informais por Ladeira (1980), sendo a unidade inferior formada por rochas metabásicas, com intercalações de BIFs; unidade média composta por filitos carbonosos ou carbonáticos, metacherts e BIFs e unidade superior com predomínio de metavulcânicas intermediárias.
- (3) Grupo Maquiné formado por quartzitos micáceos e metaconglomerados polimíticos, divididos por O'Rourke (1958) e Gair (1962) (in Dorr, 1969) em Formação Palmital na base (predominantemente quartzítica) e Formação Casa Forte no topo (mais conglomerática).
- (4) Schrank e Souza Filho (1998) propõem uma seqüência de turbiditos distais e proximais, composicionalmente ricos em vulcânicas félsicas e idades de proveniência entre 3500 e 2705 Ma (Schrank e Machado, 1996), acima do Grupo Maquiné.

### 2.2.3 - Supergrupo Minas (SGM)

O Supergrupo Minas (Dorr, 1969) foi dividido por Schrank e Souza Filho (1998) em três seqüências sedimentares, separadas umas das outras por discordâncias erosivas (Fig. 2.2).

A **seqüência inferior** compreende os grupos Caraça e Itabira, com espessura média em torno de 2100m. O Grupo Caraça é formado por metarenitos e metaconglomerados de origem aluvionar (Formação Moeda) que gradam, em direção ao topo, para metapelitos carbonosos (Formação Batatal) depositados em um ambiente marinho de águas rasas. O Grupo Itabira consiste de sedimentos químicos, em contato gradacional com o Grupo Caraça. Na sua base ocorre um espesso pacote de *BIFs* do tipo *Lake Superior* (Formação Cauê) que transiciona

para metadolomitos da Formação Gandarela. Dados geocronológicos apontam idades mínimas de 2.610 Ma, obtidas por U-Pb em zircões detríticos, para os quartzitos da Formação Moeda (Machado *et al.*, 1996), e idades Pb-Pb de 2.420 Ma para os carbonatos da Formação Gandarela (Babinski *et al.*, 1991).

A **seqüência intermediária** é composta pelas rochas do Grupo Piracicaba (1235m), abrangendo as Formações Cercadinho, Fecho do Funil, Taboões e Barreiro (Dorr, 1969). A Formação Cercadinho corresponde a uma seqüência turbidítica essencialmente quartzo hematítica, com o contato basal representado por metaconglomerados com seixos de BIFs e metadolomitos provenientes do Grupo Itabira. As demais formações representam uma sedimentação plataformal que iniciam com metapelitos e lentes de metadolomitos, seguidos por quartzitos puros e metapelitos carbonosos.

A **seqüência superior** compreende as rochas do Grupo Sabará (Barbosa 1979, in Renger *et al.* 1994), representada por metaturbiditos distais e proximais contendo, na base, fragmentos de metavulcânicas máficas e félsicas, além de rochas graníticas e metamórficas (*flysch* imaturos). Zircões detríticos apontam idades de 2124 Ma relacionados aos batólitos granodioríticos situados a sul do QF (Machado *et al.*, 1996).

#### **2.2.4. Grupo Itacolomi**

O Grupo Itacolomi compreende uma espessa seqüência (1000-2000m) de quartzitos de granulação grossa e metaconglomerados polimíticos com clastos de BIFs depositados em estreitas quilhas alongadas. Datações U-Pb em zircões detríticos, indicam idade mínima de deposição de 2.059 Ma (Machado *et al.*, 1996), fato este que, de acordo com Alkmim e Marshak (1998), representaria a mesma idade de sedimentação ou um pouco posterior à deposição do Grupo Sabará.

Renger *et al.* (1994), no entanto, posicionam o Grupo Itacolomi no Supergrupo Minas, considerando-o como uma quarta seqüência deposicional desse supergrupo.

### **2.2.5 – Rochas Intrusivas Pós-Supergrupo Minas**

As intrusões que cortam as rochas do Supergrupo Minas são caracterizadas por pegmatitos com idades U-Pb em monazitas de 2,06 Ma, granitóides com idades U-Pb em zircões de 2,08 Ma (Noce, 1995), além de diques máficos de 1.714 Ma (Silva *et al.*, 1995).

### **2.2.6 - Geologia Estrutural e Metamorfismo**

O QF é caracterizado pela presença de grandes sinclínorios onde afloram as rochas do SGM, bordejados por rochas mais antigas do embasamento granito-gnaissico ou do SGRV. A geração destas estruturas estaria associada ao soerguimento do embasamento durante o Transamazônico (Chemale Jr *et al.*, 1994 e Marshak *et al.*, 1997).

Outra característica marcante inclui a existência de grandes falhas de empurrão com traçado curvo que colocam o SGRV sobre rochas mais jovens (Falha do Fundão, por exemplo). A variação na direção das falhas de empurrão, segundo Chemale Jr *et al.* (1994), seria fruto da existência de altos do embasamento bloqueando o avanço das frentes de empurrão.

A vergência e a idade destes empurrões ainda são questões em aberto. Para Chemale Jr. *et al.* (1994), estes empurrões seriam Brasilianos, com vergência para oeste, enquanto que Alkmim *et al.* (1994) acreditam que estas estruturas teriam vergência para noroeste e idade Transamazônica, com posterior reativação no Brasileiro.

Quanto ao metamorfismo, em linhas gerais, existe um aumento do grau metamórfico para E (Herz, 1978). Os terrenos granito-gnáissicos apresentam metamorfismo progressivo que atinge a fácies anfíbolito alto e granulito, com retrometamorfismo para a fácies xisto-verde. As rochas do SGRV e SGM foram afetadas por metamorfismo regional entre as fácies xisto-verde e anfíbolito inferior (Herz, 1978; Marshak e Alkmim, 1989).

## 2.3 – FORMAÇÃO MOEDA

A Formação Moeda apresenta uma distribuição areal de, no mínimo, 80 por 150 km, aflorando em escarpas íngremes nas margens dos sinclinais do QF (Renger *et al.*, 1993). Sua distribuição foi cartografada nas décadas de 50 e 60 (compiladas por Dorr, 1969), e sua subdivisão estratigráfica estabelecida no flanco oeste do Sinclinal da Moeda (área tipo desta Formação) por Wallace (1958).

Quanto ao seu posicionamento estratigráfico, a Formação Moeda encontra-se na base do Supergrupo Minas, mais precisamente na parte inferior do Grupo Caraça (Dorr, 1969). Seu contato basal é marcado por uma discordância com o SGRV e o contato superior mostra gradação em direção aos filitos carbonosos da Formação Batatal, parte superior do Grupo Caraça.

Devido à orientação dos sinclinais supracitados e ao aumento da deformação para leste do Quadrilátero Ferrífero, a Formação Moeda encontra-se cavalgada por rochas do SGRV ou pelo embasamento cristalino, como observado nos Sinclinais Santa Rita, Ouro Fino, Gandarela e Moeda. Nas décadas de 70 e 80, muitos destes sinclinais foram alvo de intensas pesquisas, visando bens minerais como urânio (Nuclebrás) e ouro (Minas Novas Ltda). Os trabalhos de prospecção foram balizados pelas semelhanças entre as rochas da Formação Moeda com os litotipos presentes na bacia de Witwatersrand, na África do Sul.

### 2.3.1 – Descrição das Unidades

Em sua área tipo, a Formação Moeda foi dividida em três horizontes (Dorr, 1969): Unidade I, Unidade II e Unidade III. Estas unidades não apresentam distribuição homogênea em toda Formação Moeda e serão descritas de acordo com suas peculiaridades nas diversas áreas do QF, segundo Villaça (1981). A **Figura 2.3** ilustra as variações estratigráficas da Formação Moeda em pontos chave do Quadrilátero Ferrífero.

### ***Formação Moeda no Sinclinal da Moeda***

Nesta região as rochas da Formação Moeda encontram-se sobrejacentes ao embasamento cristalino, em quase toda a extensão oeste do sinclinal. Próximo ao contato com o embasamento, as rochas estão fortemente deformadas, obliterando quaisquer estruturas sedimentares.

Na porção central do sinclinal, a Formação Moeda apresenta espessura em torno de 500 metros. Ocorrências auríferas restritas a metaconglomerados são observadas na porção norte do Sinclinal.

Na localidade tipo, flanco oeste deste sinclinal, Villaça (1981) definiu três associações faciológicas as quais coincidem com os horizontes M1, M2 e M3 de Dorr (1969):

**M1** – consiste na unidade basal e é caracterizada por uma seqüência de metaconglomerados que gradam vertical e lateralmente para quartzitos grossos a médios. A matriz é predominantemente sericítica, localmente piritosa e ou carbonosa. Na serra das Gaivotas são individualizados dois horizontes de metaconglomerados: 1) o primeiro, uranífero, é oligomítico sendo formado por seixos de quartzo de veio; 2) o segundo, estratigraficamente acima, é polimítico e constituído por seixos de quartzo de veios, quartzitos e xistos.

**M2** – esta unidade é formada por intercalações de quartzitos finos em um pacote de filitos. As maiores espessuras desta unidade estão registradas a oeste do sinclinal.

**M3** – apresenta na base um pacote de metaconglomerado polimítico com espessura máxima de 10 metros e extensão de 20 km para noroeste. Em direção ao topo há gradação para quartzitos médios a finos, os quais afloram na parte sul do sinclinal.

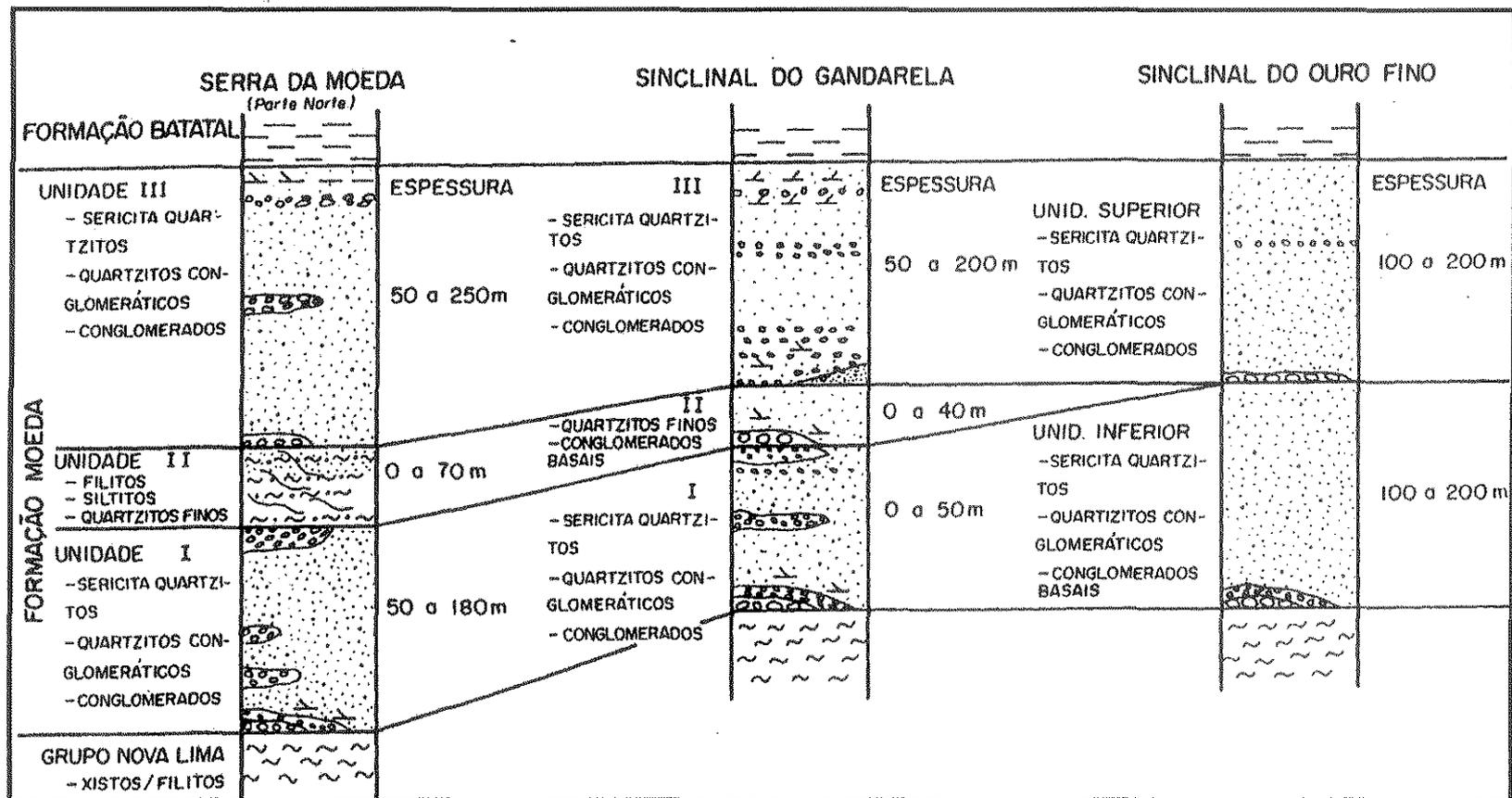


Figura 2.3 - Correlação esquemática da Formação Moeda entre as Serras da Moeda, Gandarela e Ouro Fino. (Renger *et al.*, 1993).

### **Formação Moeda no Sinclinal do Gandarela**

A oeste do Sinclinal Gandarela e da “Bota”, o contato Formação Moeda / Grupo Nova Lima pode ser erosivo, tectônico ou mesmo um contato erosivo tectonizado. Na “Bota”, rochas do Grupo Nova Lima encontram-se cavalgadas sobre os litotipos da Formação Moeda ou Formação Batatal, ao longo da Falha do Fundão.

Com base nos tipos litológicos, esta formação foi dividida em três unidades sedimentares por Villaça (1981), as quais são correlacionáveis à subdivisão de Dorr (1969), no Sinclinal da Moeda:

**Unidade I** – (inferior) apresenta espessura variando de 20-60m, sendo os metaconglomerados basais radioativos e portadores de ouro. Caracterizam-se pelo aspecto oligomítico, matriz sericítica rica em pirita e material carbonoso. Os vários ciclos, representados pela alternância de metaconglomerados que gradam para quartzitos, apresentam granodecrescência ascendente. Segundo Renger *et al.* (1988) e Renger *et al.* (1993), os primeiros sedimentos depositados sobre o “embasamento Minas” seriam diamictitos formados por clastos angulosos de chert, filitos e vulcânicas, de 2 a 5 cm, imersos em uma matriz silto-arenosa. Tais rochas ocorrem de maneira restrita, desde o extremo NW da “Bota” até mais ao norte da Mina do Guilherme. Desta maneira, estas seriam as rochas representantes da unidade I, nesta porção do sinclinal, diferindo da proposta de Villaça (1981), o qual considera a unidade I ausente neste setor, possivelmente englobando tais litotipos na base da unidade II. O fato é a menor espessura, ou ausência, de metaconglomerados abaixo dos quartzitos finos da unidade II.

**Unidade II** – (intermediária) Caracteriza-se por um quartzito esbranquiçado de granulometria fina a média, homogêneo e bem selecionado. Na base, tende a um quartzito grosso a conglomerático localmente aurífero. Pode ser considerada como uma unidade guia para esta região (Villaça, *op cit*). Difere do M2, no sinclinal da Moeda, pela ausência de intercalações de filitos. Renger *et al.*, (1993)

consideram os metaconglomerados da base da unidade II como pertencentes à unidade I.

**Unidade III** – Apresenta espessura máxima de 140 m (Bota) e 40 m (sul / sudoeste do Sinclinal do Gandarela). Esta unidade é caracterizada por uma seqüência cíclica de metaconglomerados oligomíticos e sericita quartzitos grossos. Na parte superior predominam quartzitos sericíticos médios a grossos com estratificação cruzada acanalada. Renger *et al.* (1988) acredita que o intervalo de tempo entre a sedimentação das unidades I e III seja grande, devido à presença de seixos de metaconglomerados litificados na unidade III, provenientes de camadas inferiores da própria Formação Moeda.

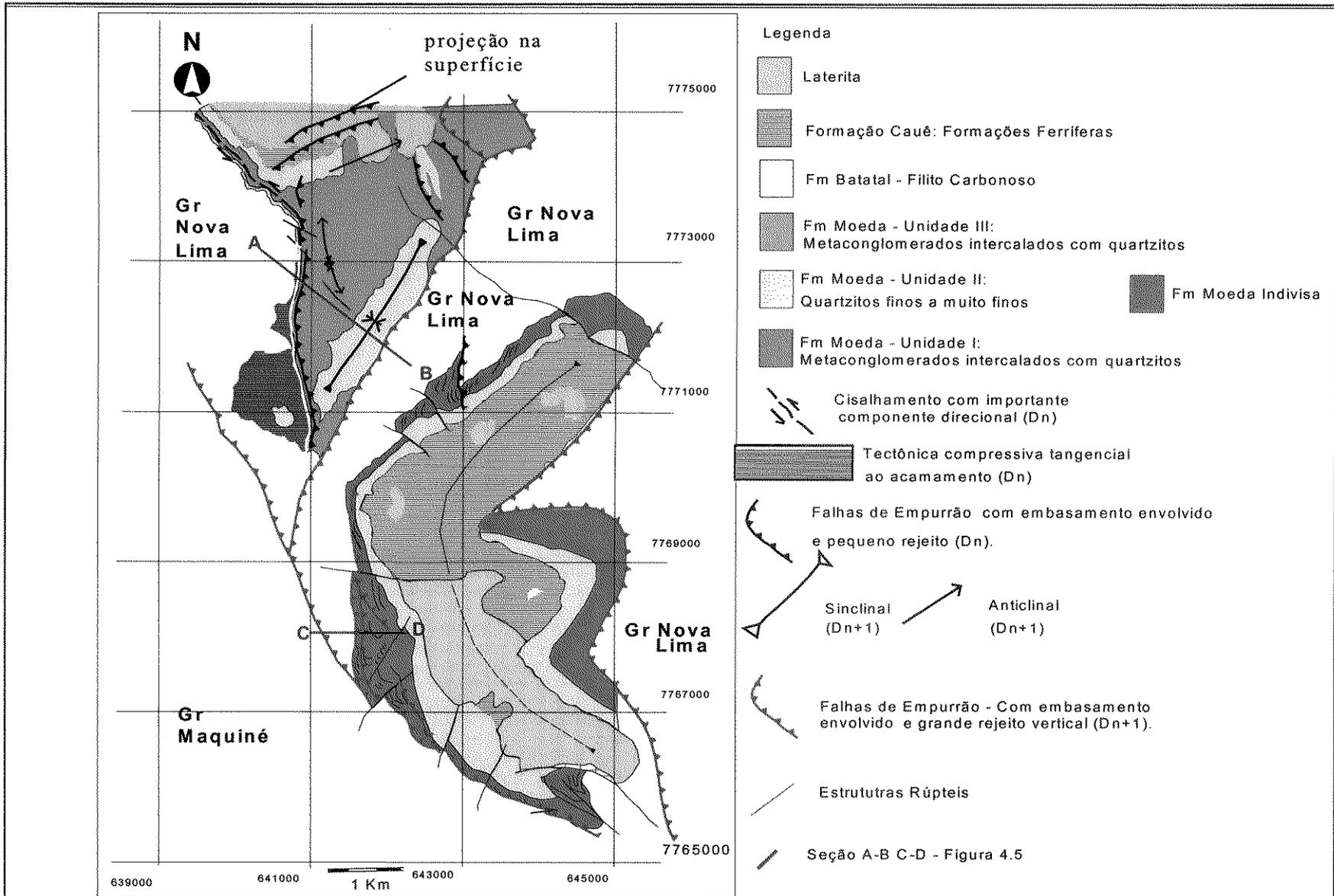
A **Figura 2.4** ilustra a distribuição das unidades litológicas descritas acima, nos Sinclinais Gandarela e Ouro Fino.

#### **Formação Moeda no Sinclinal do Ouro Fino**

No Sinclinal do Ouro Fino a Formação Moeda é caracterizada pela presença de apenas duas unidades sedimentares, definidas por Maranhão (1979) como: Unidade Inferior, mais rica em metaconglomerados polimíticos e oligomíticos e Unidade Superior, com predomínio de quartzitos.

De acordo com Villaça (1981), estes litotipos estariam relacionados à unidade III do Sinclinal Gandarela e segundo Renger *et al.* (1993), seriam correlatos às unidades I e III respectivamente, sem a deposição da unidade II.

Segundo Garayp *et al.* (1991), a diferença fundamental entre estas unidades deve-se ao caráter polimítico dos metaconglomerados da unidade Inferior, quando comparados aos metaconglomerados oligomíticos da unidade superior. Ambas as unidades apresentam intercalações de quartzitos.



**Figura 2.4-** Mapa geológico modificado, da “Bota” e Sinclinal Ouro Fino, com base em lamgold (2000), Rosiere et al. (1994) e Fonseca (1990)

### ***Formação Moeda na parte sul e sudeste do Quadrilátero***

Na parte sul do QF, a Formação Moeda é caracterizada por quartzitos com estratificação cruzada, passando em direção ao topo para uma seqüência de quartzitos e filitos bem laminados com estratificação plano-paralela. Nos Sinclinais de Dom Bosco e Santa Rita predominam quartzitos finos muito puros, pouca matriz sericítica e espessura não superior a 50m (Villaça, *op cit.*).

Segundo este mesmo autor, nas proximidades de Catas Altas ocorre um metaconglomerado basal com seixos de quartzitos, supostamente provenientes do quartzito Cambotas (Villaça, *op cit.*).

### ***2.3.2 – Paleogeografia e Ambiente de Sedimentação da Formação Moeda***

Os primeiros trabalhos que enfocam estudos paleogeográficos devem-se a Lindsey (1975) e Villaça (1981). Medidas de estratificações cruzadas e variações no tamanho de seixos indicam direções de paleocorrentes de noroeste para sudeste, na parte norte do Sinclinal Moeda e de norte para sul no Sinclinal Gandarela (Renger *et al.*, 1993).

Para Renger *et al.* (1993), a atual disposição da Formação Moeda no QF seria fruto de soerguimentos de rochas do “embasamento” (pré-deposição) separando a Formação Moeda em protobacias. Estes altos, segundo os referidos autores, serviriam como área fonte para a deposição do ouro proveniente do Gr Nova Lima.

Villaça (1981) divide a Formação Moeda em três “associações faciológicas”, sendo duas aluviais (Unidade I e Unidade III) e uma marinha-litorânea (Unidade II).

As duas primeiras seriam representadas pelos quartzitos grossos e metaconglomerados encontrados nos Sinclinais Moeda, Gandarela e Ouro Fino e a última pelos sedimentos finos encontrados na parte superior da Unidade II, nos Sinclinais Moeda e Gandarela, bem como os sedimentos da parte sul do QF.

### **2.3.3 – Geologia Estrutural**

No aspecto estrutural há um consenso em relação à existência de uma tectônica compressiva, bem como a presença de feições extensionais, com ressalvas às peculiaridades de cada área estudada:

Fonseca (1990), em trabalho realizado no Sinclinal Ouro Fino, defende um modelo evolutivo baseado em três fases de deformação. **D1** seria representada por uma compressão para oeste gerando estruturas dúcteis e dúcteis-rúpteis, levando à geração do Sinclinal Ouro Fino e da Falha do Fundão. A variação observada no eixo cinemático  $\alpha$  de 60-70° para 100-110° seria fruto da mudança de comportamento do Sistema Fundão, de rampa lateral para rampa frontal. **D2** seria responsável pela geração das estruturas E-W e pelo redobramento do Sinclinal do Ouro Fino, conferindo ao mesmo sua forma atual. **D3** seria também de natureza compressiva, manifestando-se segundo tensores tectônicos orientados na direção N-S, gerando flexuras normais e “kink-bands” nas formações ferríferas.

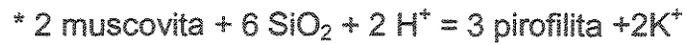
Para o Sinclinal Gandarela, Rosière *et al.* (1987) e Rosière e Corrêa Neto (2000) sugerem um caráter alóctone, a partir da nucleação do sinclinal, provavelmente em um evento extensional, com posterior desenvolvimento de zonas de cisalhamento tangenciais ao acamamento, com vergência para oeste, avançando sobre um embasamento irregular, o que levaria ao traçado curvilíneo apresentado pelas falhas. Além destas feições, ter-se-ia a rotação de estruturas prévias e desenvolvimento de rampas oblíquas.

Na junção do Sinclinal Moeda com o Anticlinal Curral, Pires *et al.* (1993) propõem um padrão de redobramento do Tipo 2.

### **2.3.4 – Metamorfismo**

Poucos trabalhos enfocam o metamorfismo e/ou a alteração hidrotermal, presentes nos litotipos da Formação Moeda, destacado-se os trabalhos de Lobato e Rosière (1989) e Lobato e Rosière (1996). Estes autores abordaram a alteração hidrotermal relacionada à zonas de cisalhamento dúcteis e porções menos deformadas adjacentes, nos Sinclinais Gandarela e Ouro Fino, respectivamente.

Os autores propõem a existência de um metamorfismo progressivo que alcança a zona da cianita nas porções mais deformadas. Tais condições de P e T seriam responsáveis pela lixiviação do ouro nas porções afetadas pelo cisalhamento e alteração hidrotermal. De acordo com estes autores, as reações que caracterizam a alteração hidrotermal, em direção às zonas de cisalhamento são:



**PARTE III**  
**ARCABOUÇO ESTRATIGRÁFICO**

### 3.1 - INTRODUÇÃO

Neste tópico serão discutidos aspectos relacionados à sedimentação da Formação Moeda, abordando descrições faciológicas com implicações quanto à individualização de seqüências deposicionais.

O prefixo meta-, atribuído às rochas metassedimentares da Formação Moeda, será omitido somente neste tópico, prevalecendo os equivalentes sedimentares (*e.g.* conglomerados, ao invés de metaconglomerados).

### 3.2 – ANÁLISE ESTRATIGÁFICA

#### 3.2.1 – *Contorno do embasamento e espessura da unidade I*

Na porção sul do Sinclinal Gandarela e na “Bota”, onde um grande número de furos rotativos atravessa a Formação Moeda, é possível modelar o contorno do embasamento representado pelas rochas do SGRV, bem como estimar a espessura da unidade I da Formação Moeda, haja visto que a unidade II se presta como excelente horizonte guia.

O mapa de contorno do embasamento representado na **Figura 3.1** não difere, de maneira significativa, do mapa apresentado por Vilaça (1981), exceto pelo fato do mapa, aqui apresentado, utilizar-se de informações de um número maior de furos de sondagem.

O mapa de contorno do embasamento representa a disposição atual das rochas do SGRV, sobre as quais os “sedimentos” da Formação Moeda foram depositados.

Ao se observar o contorno atual do embasamento da Formação Moeda, nota-se claramente duas feições importantes. A primeira refere-se ao setor norte do mapa, onde as rochas do SGRV são encontradas em cotas mais profundas. Este setor coincide com o início do Sinclinal Gandarela. A segunda feição que merece destaque é observada no setor oeste no mapa, onde o embasamento encontra-se em cotas topográficas mais elevadas. Este setor coincide com a porção oeste da “Bota”.

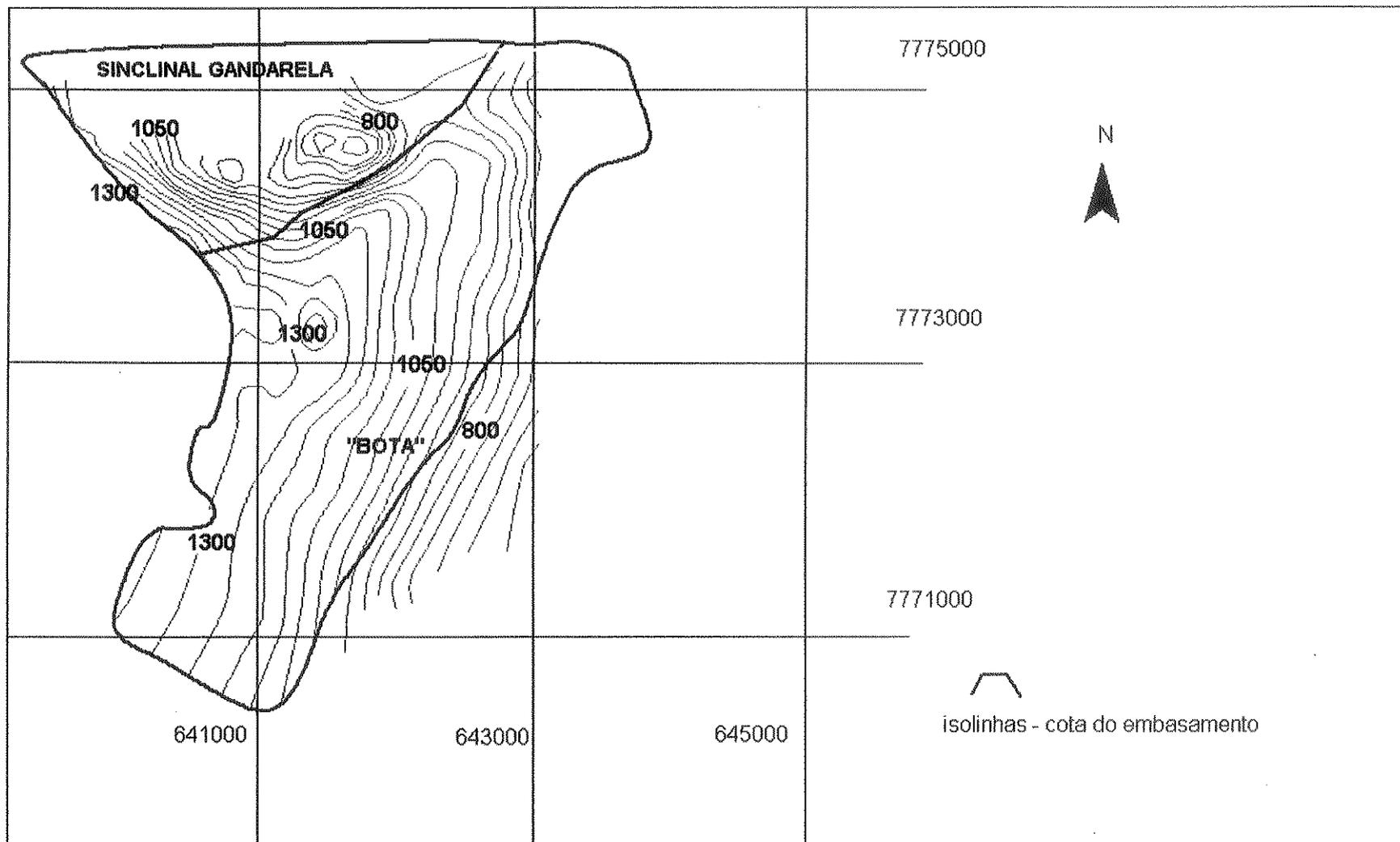


Figura 3.1 – Mapa do contorno do embasamento da Formação Moeda, na porção sul do sinclinal Gandarela e “Bota”.

Muito embora apresentando características distintas no que se refere ao contorno do embasamento da Formação Moeda, estas porções caracterizam-se pela grande quantidade de interseções, em furos de sonda ou galerias, com teores de ouro elevados.

Na **Figura 3.2**, o aumento da espessura da unidade I ocorre de noroeste para sudeste e de oeste para leste. As porções mais espessas, tais como representadas na "Bota", estão associadas às regiões onde as rochas do SGRV estão em cotas mais elevadas, conforme destacado ao se referir ao mapa de contorno do embasamento (**Fig. 3.1**). Em setores onde o embasamento está mais profundo, como no Sinclinal Gandarela, a unidade I varia de 0 a 10 metros em espessura, indicando que esta porção representou, na época de sedimentação da unidade I, um alto estrutural, conforme sugerido por Renger *et al.* (1988, 1993).

As áreas A e B na **Figura 3.3** representam os setores onde a unidade I é menos espessa, coincidindo com a presença dos conglomerados que apresentam os melhores teores de ouro. A ausência de conglomerados basais observada na área A da **Figura 3.3** pode refletir a existência de porções ainda mais elevadas da topografia, na época da sedimentação dessas rochas, onde o embasamento, representado pelas rochas do SGRV, encontra-se diretamente em contato com os quartzitos finos da unidade II.

A distribuição dos conglomerados da unidade I, normalmente auríferos nesta porção do Sinclinal Gandarela, está representada na **Figura 3.4**. Ao se considerar a distribuição dos conglomerados como característica de depósitos fluviais, segundo Vilaça (1981) e Renger *et al.* (1988, 1993), pode-se sugerir uma drenagem principal encaixada no eixo do Sinclinal Gandarela, pelo menos na sua porção sul.

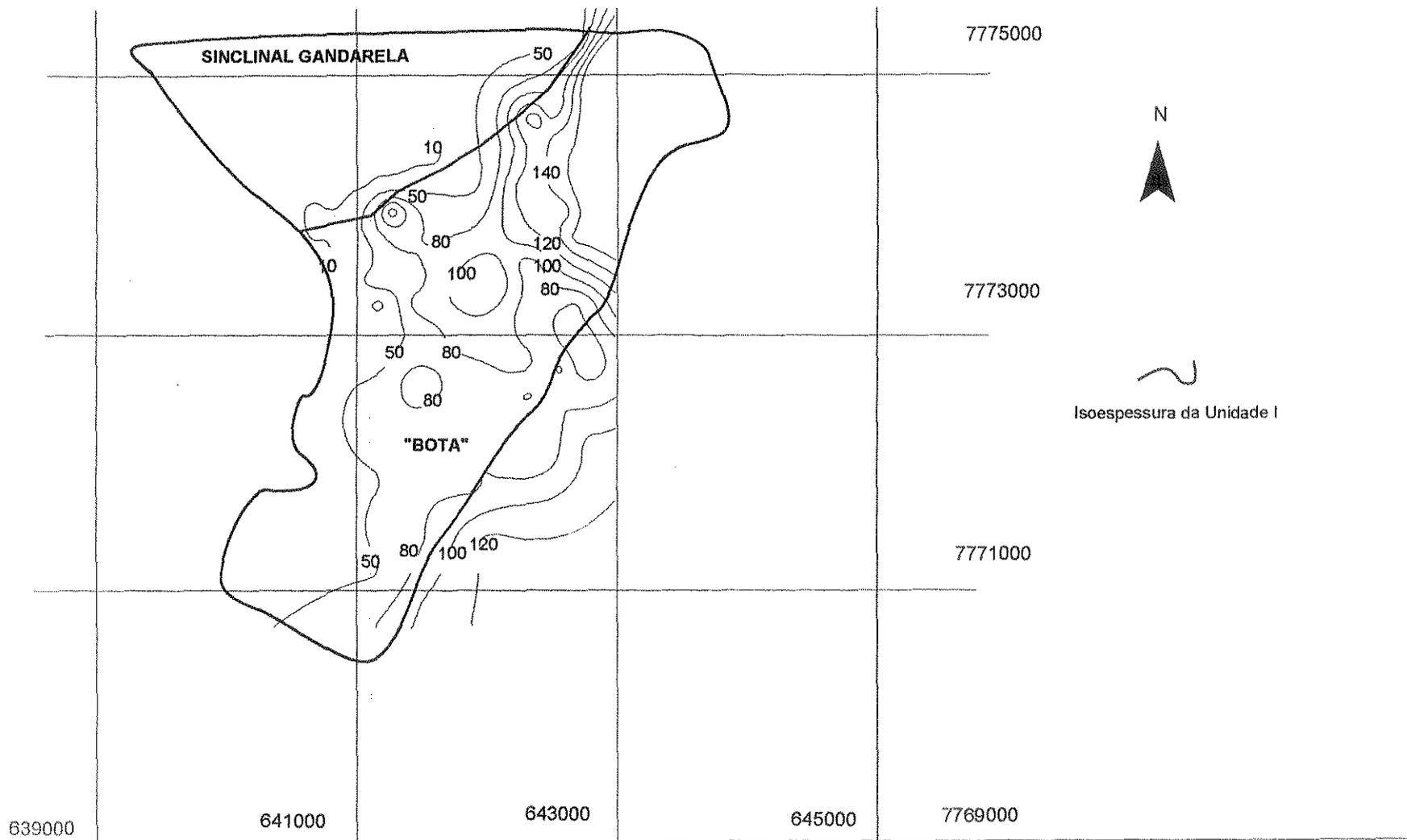


Figura 3.2 – Mapa de isópacos da unidade I na porção sul do Sinclinal Gandarela e "Bota".

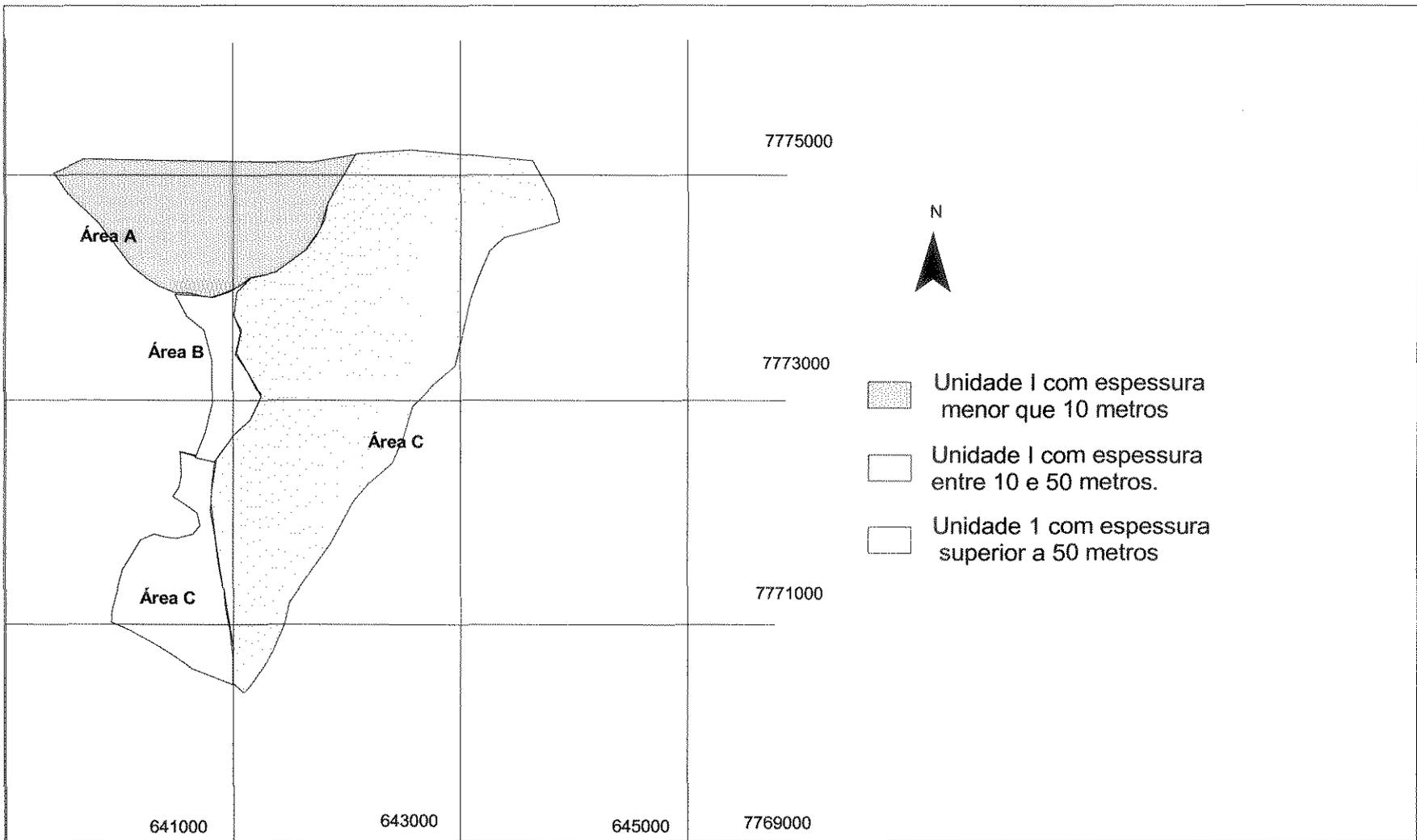


Figura 3.3 – Mapa da porção sul do Sinclinal Gandarela e “Bota”, que ilustra a variação na espessura da unidade I da Formação Moeda.

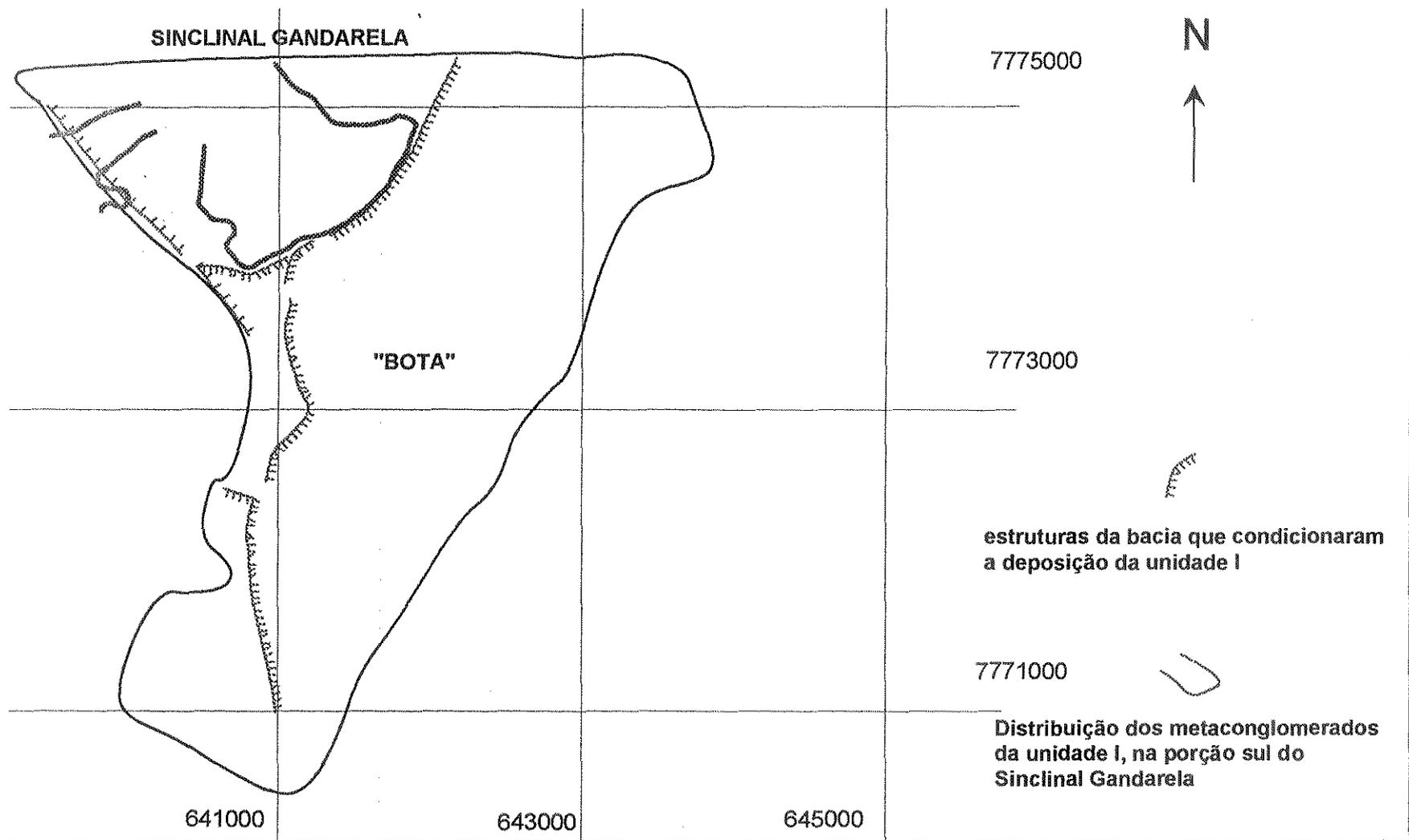


Figura 3.4 – Distribuição dos metaconglomerados da Unidade I, na porção sul do Sinclinal Gandarela e localização das falhas que controlaram a sedimentação da unidade I.

O espessamento abrupto da unidade I em direção à "Bota", associado ao baixo estrutural representado pelo embasamento, em direção ao Sinclinal Gandarela, sugerem a existência de uma falha que condicionou a sedimentação da unidade I, possivelmente uma falha de crescimento. Essa falha deve ter sido posteriormente reativada em um evento compressivo, soerguendo o substrato relacionado à porção da "Bota" (Fig. 3.4).

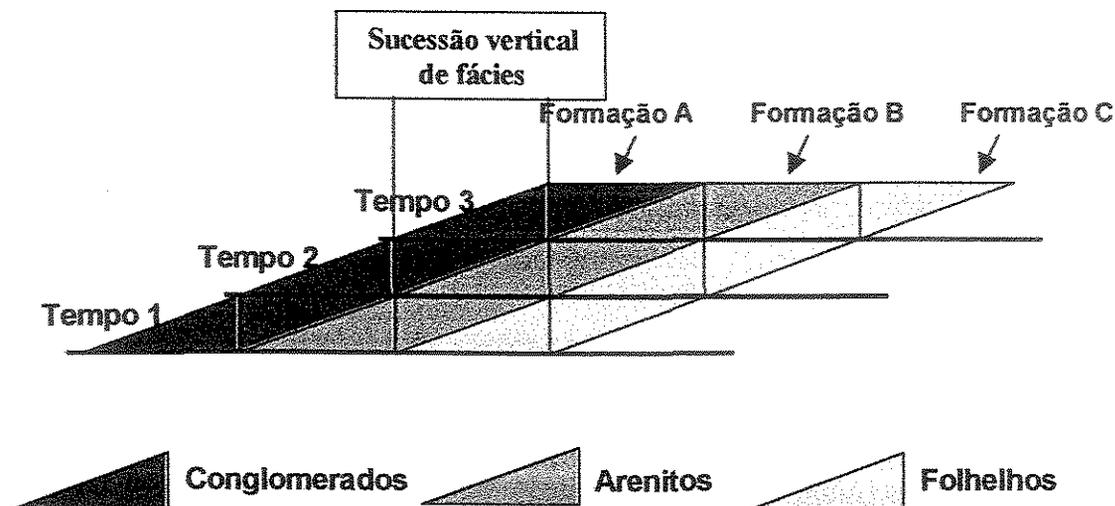
Em superfície, o reflexo da reativação desta estrutura é o desenvolvimento de um antiforme aberto com caimento em torno de 15 graus na direção ENE ; uma das lineações de intersecção também tem a mesma atitude, podendo representar a intersecção de uma clivagem no plano axial da dobra, com o acamamento. Esta falha, bem como outras possíveis que controlaram a sedimentação da unidade I, encontram-se discriminadas na Figura 3.4.

### **3.3 – FÁCIES SEDIMENTARES E LITOESTRATIGRAFIA**

Entende-se o termo fácies sedimentar como um conjunto de feições que caracteriza uma rocha sedimentar, sejam elas a cor, granulação, estruturas internas, geometria deposicional, espessura, fósseis e paleocorrentes (Della Fávera, 2001).

Uma determinada sucessão vertical de fácies representa a projeção dos ambientes deposicionais contíguos existentes ao tempo de formação desta sucessão. Esta é denominada de Lei da Correlação de Fácies, historicamente conhecida na geologia sedimentar como Lei de Walther.

Destaca-se que as unidades tradicionais de mapeamento, com base na litoestratigrafia (Formação Moeda, por exemplo), representam entidades que tendem a cortar as linhas de tempo (Fig. 3.5).



**Figura 3.5** – Representação esquemática da Lei de correlação de fácies, bem como relação entre as unidades tradicionais de mapeamento e distribuição das fácies sedimentares.

A estratigrafia de seqüência estuda as rochas sedimentares no contexto de um arcabouço cronoestratigráfico, onde os estratos sedimentares estão relacionados geneticamente, ou seja, a estratigrafia de seqüência é uma estratigrafia de eventos deposicionais em um determinado intervalo de tempo (paleontologia), neste sentido, sua unidade fundamental é a seqüência, que é delimitada por discordâncias. A Aloestratigrafia estuda os pacotes sedimentares limitados por discordâncias sem a necessidade de utilização de dados paleontológicos e sua unidade de fundamental é o sintema. (Della Fávera, 2001).

Sob esta óptica, e abstraindo-se a deformação e o metamorfismo relacionados aos litotipos descritos ao longo de vários furos de sonda, foram discriminadas as seguintes “fácies sedimentares” associadas à Formação Moeda e Formação Batatal:

**S** ou **Sm** – arenito maciço (Fig. 3.6 A);

**Sc** – arenito com estratificação cruzada (Fig. 3.6 A);

**Sh** – arenito com estratificação plano paralela (Fig. 3.6 A);

**SG** – arenito conglomerático (Fig. 3.6 B);

- GC** – ortoconglomerado (Fig. 3.6 C, F);
- GM** – paraconglomerado (Fig. 3.6 D);
- GMc** – paraconglomerado com estratificação cruzada;
- GMca** – paraconglomerado com clastos angulosos em matriz de areia fina (Fig. 3.6 E);
- F** – siltito / folhelho rico em matéria carbonosa (Fig. 3.6 G).

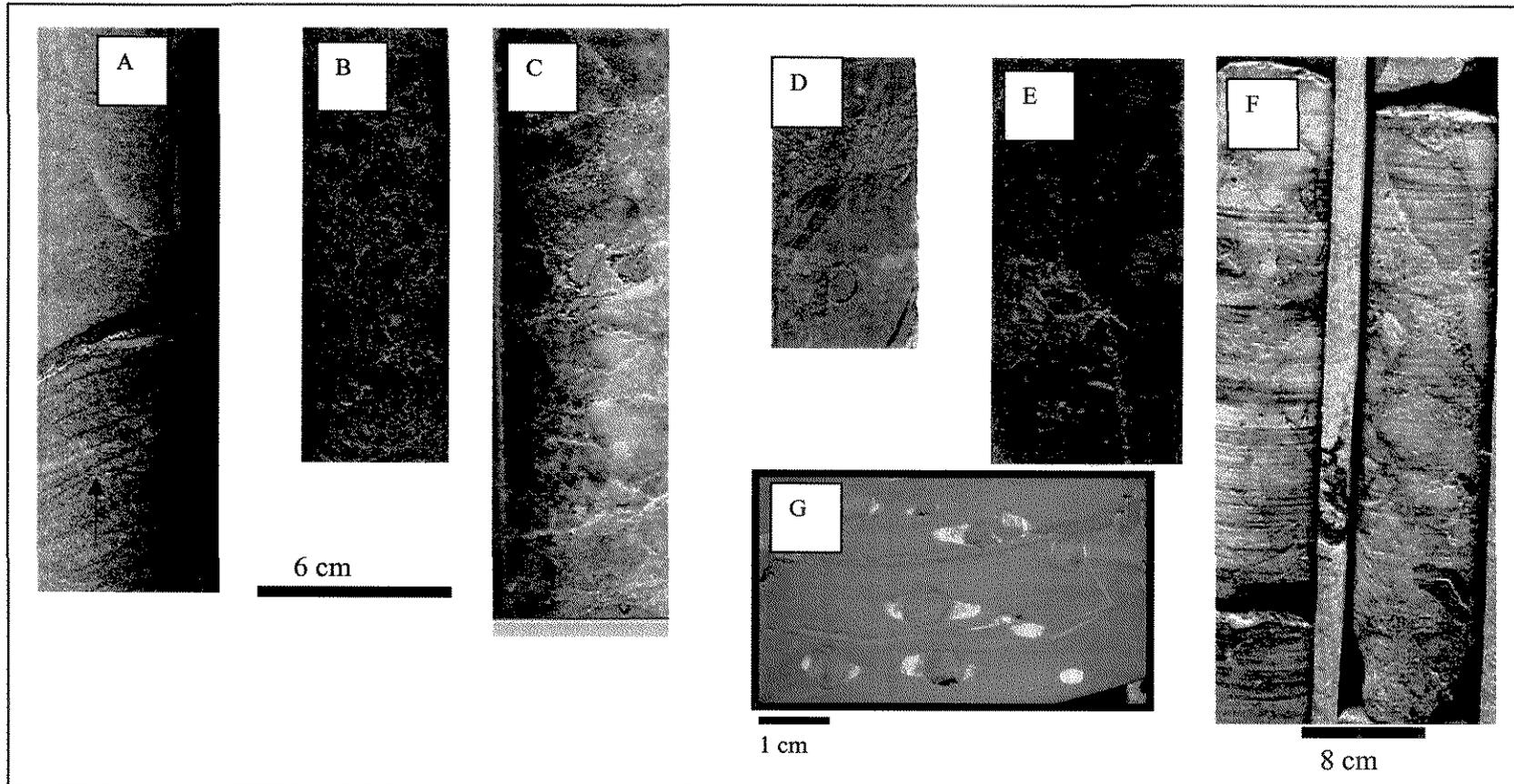
A sucessão vertical dessas fácies encontra-se representada na descrição de 5 furos de sonda localizados no Sinclinal Gandarela, “Bota” e Sinclinal Ouro Fino (**Anexo I**). Estes furos foram selecionados para ilustrar as variações faciológicas e o empilhamento das mesmas em várias regiões do Quadrilátero Ferrífero.

Para o empilhamento estratigráfico serão utilizados os ciclos básicos de Karogodin (1975), que se referem às variações litológicas de um determinado intervalo representado em um triângulo, que retrata as rochas mais grossas na base e rochas mais finas no vértice do triângulo.

**FURO 01** - Localiza-se nas proximidades da Mina do Palmital e é caracterizado pela ausência de conglomerados basais (Fig. 3.7). Neste contexto a fácies Sc encontra-se diretamente em contato com a fácies pelítica. Esta fácies caracteriza-se por granulação de areia muito fina, grãos bem selecionados e estratificações cruzadas tabulares, podendo ser interpretada como fácies litorâneas.

Observam-se contatos erosivos no topo e na base das fácies Sc e Sm. A discordância superior pode representar um abaixamento abrupto do nível do mar, com erosão por fluxos gravitacionais subaquosos.

O empilhamento da faciológico mostra uma granodecrescência ascendente, com fácies pelíticas no topo, o que indica menor ação de correntes subaquosas e predomínio da decantação em direção ao topo. Podem ocorrer sedimentos químicos intercalados, tais como calcário e formação ferrífera.



**Figura 3.6** – A) Quartzito fino maciço na parte superior e estratificado da porção média e inferior, a seta aponta para estratificação cruzada; B) quartzito “conglomerático” com seixos inferiores a 2cm; C) Ortoconglomerado monomítico, seixos de quartzo de veio de até 5 centímetros; D) Paraconglomerado com seixos arredondados de quartzo de veio em torno de 5 cm. A matriz (cor caramelo) é formada por piratas arredondadas; E) Paraconglomerado com seixos angulosos em matriz de areia fina, a coloração escura deve-se à presença de matéria carbonosa; F) Ortoconglomerado com predomínio de seixos de quartzo de veio maiores que 10 cm e G) Folhelho negro, rico em matéria carbonosa, com piratas arredondadas com desenvolvimento de sombras de pressão.

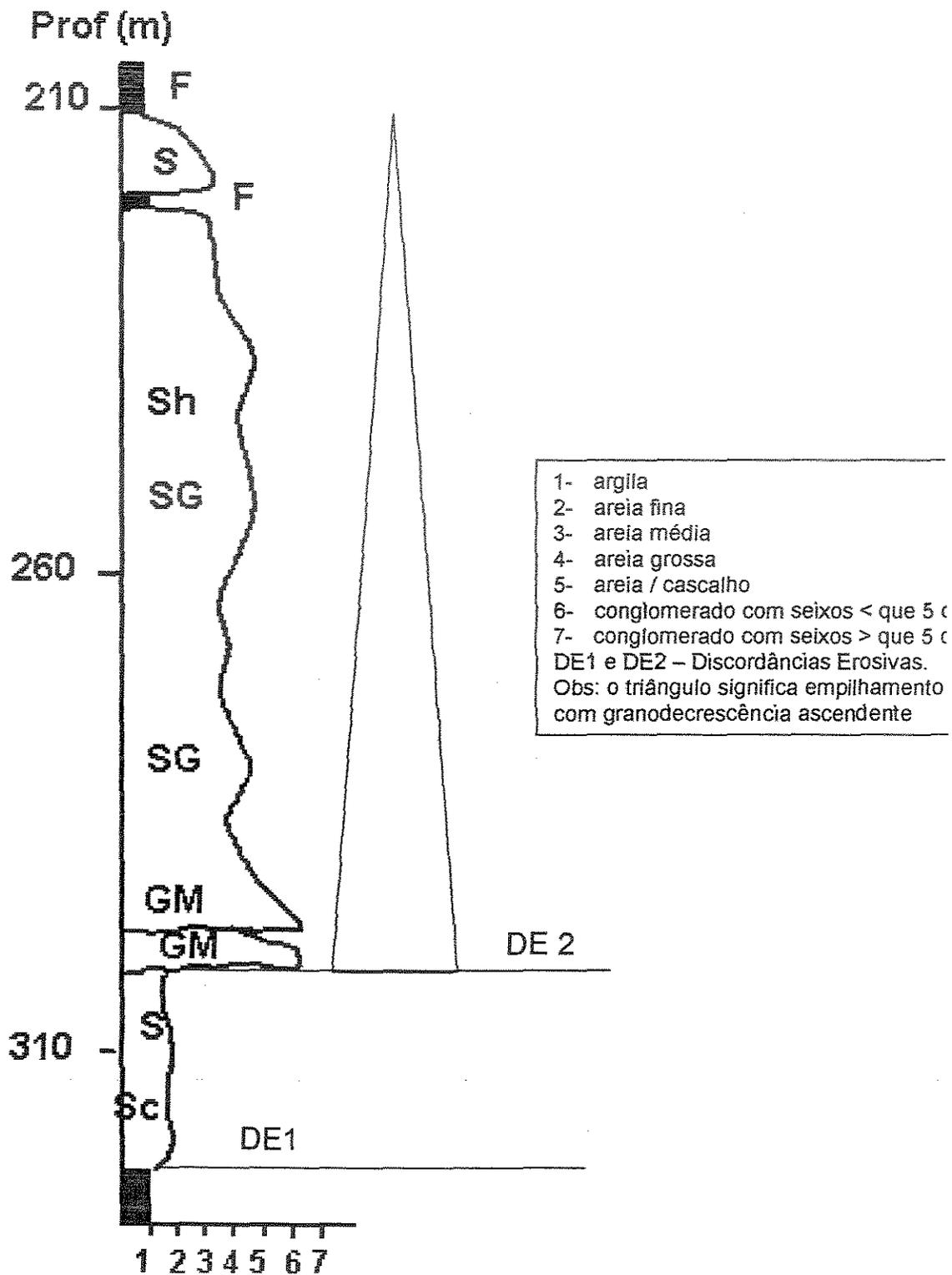


Figura 3.7 – Descrição faciológica do furo 01 destacando o empilhamento das fácies e discordâncias observadas.

**FURO 02** – Este furo encontra-se na porção limítrofe entre a “Bota” e o Sinclinal Gandarela, mais precisamente onde a unidade I apresenta espessuras em torno de 10 metros (**Fig. 3.8**).

A fácies GC encontra-se em contato erosivo com o embasamento e, possivelmente, representa a ação de correntes tracionais. A distribuição tabular dos corpos, principalmente entre a “Bota” e o Sinclinal Gandarela, o arranjo com granodecrescência ascendente, a ausência de estruturas internas nos “conglomerados”, a estratificação tabular e acanalada nas porções arenosas e a ausência de depósitos de transbordamento, são indicativos de depósitos de canais entrelaçados.

Neste furo merece destaque a existência da fácies Gmca, que representa o início de uma transgressão. Esta fácies caracteriza-se por clastos angulosos imersos em matriz composta por areia muito fina, encontrada nas Minas do Guilherme, Ouro Fino e entre a “Bota” e o Sinclinal Gandarela. Pode ser associada ao retrabalhamento de sedimentos previamente depositados nos altos estruturais, como o Sinclinal Gandarela e o Sinclinal Ouro Fino, concentrando-se em paleodepressões menores relacionadas a estes altos, ou como diamictitos depositados por fluxos de detritos, conforme Renger *et al.* (1988).

A mudança do arranjo observado de granodecrescente ascendente para granodecrescente descendente sugere a existência de uma superfície de inundação máxima representada na **Figura 3.8**.

Após o empilhamento com granocrescência ascendente nota-se nova superfície erosiva, a partir da qual se repete o empilhamento observado no furo 01, o qual, muito embora não representado aqui, tende à fácies pelítica de topo, representada nos furos 01, 03, 04 e 05.

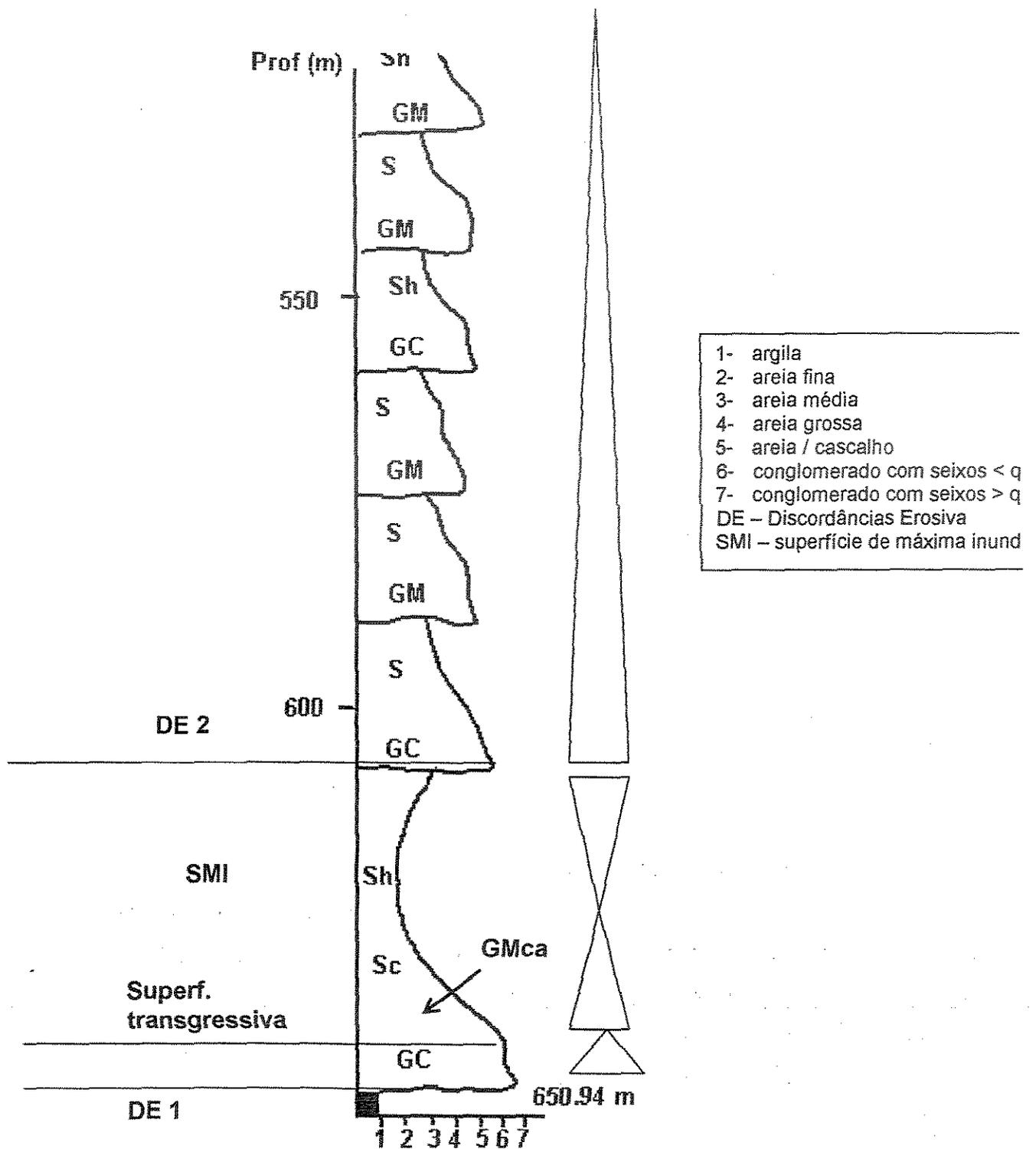


Figura 3.8 – Descrição faciológica do furo 02, ilustrando o empilhamento das fácies sedimentares.

**FURO 03** - Este furo situa-se na extremidade norte da “Bota” e consiste de um espesso pacote de rochas sedimentares formadas por vários ciclos, com granodecrescência ascendente na base e contato erosivo com filitos negros (Fig. 3.9). Neste furo fica bem definida uma seqüência inferior delimitada pelas discordâncias erosivas 1 e 2. Esta seqüência teria os ciclos de conglomeráticos na base, e ciclos de arenito fino (ciclo transgressivo) no topo. O espesso pacote de conglomerados inferior deve-se a uma possível cunha clástica desenvolvida pelo crescimento da falha discriminada nos mapas de isoespessura da unidade 1.

Uma segunda seqüência seria definida a partir da discordância dos arenitos finos com os conglomerados, com topo provavelmente atribuído à superfície erosiva relacionada ao topo do Grupo Itabira.

**FURO 04** - O furo 04 está localizado na porção central da “Bota”, e define com clareza as duas superfícies erosivas relacionadas à base dos sedimentos psamíticos, bem como a discordância acima dos sedimentos finos, arenitos finos. A descrição faciológica representada na **Figura 3.10**, indica a existência de uma outra superfície de máxima inundação na porção próxima ao início do furo. A presença desta superfície sugere a existência de uma seqüência deposicional diferente da observada na base dos sedimentos do Supergrupo Minas.

**FURO 05** - Situado na porção noroeste do Sinclinal do Ouro Fino, a descrição faciológica deste furo (Fig. 3.11) mostra apenas uma superfície erosiva na base, e um empilhamento com granodecrescência ascendente em direção aos sedimentos pelíticos no topo. A presença desta discordância sugere que o referido intervalo de sedimentos esteja relacionado a uma seqüência superior.

Destaca-se também um dique de diabásio discordante, encontrado na porção intermediária do furo.

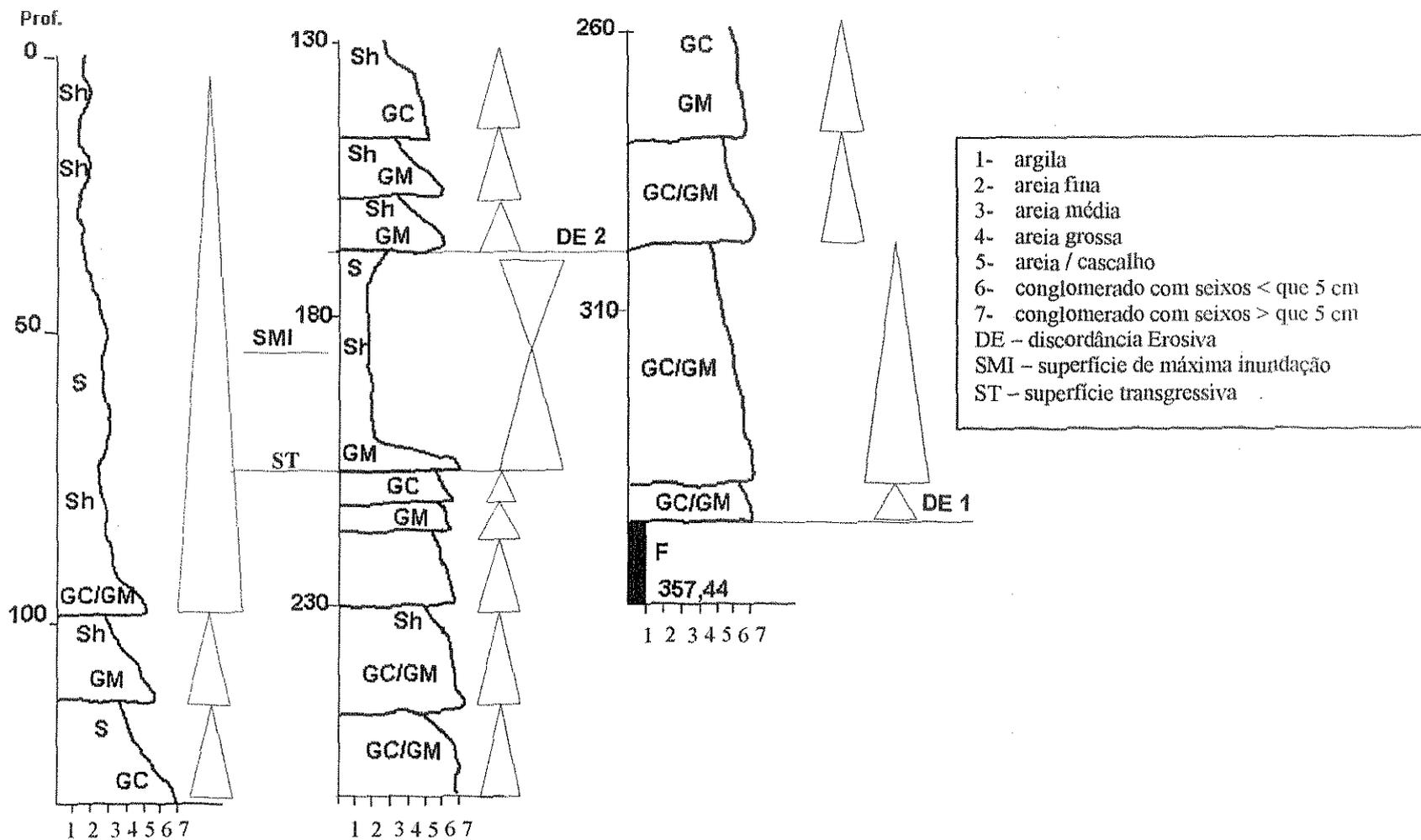


Figura 3.9 – Descrição faciológica do furo 03. DE – discordância erosiva; SMI – superfície de máxima inundação; ST superfície transgressiva.

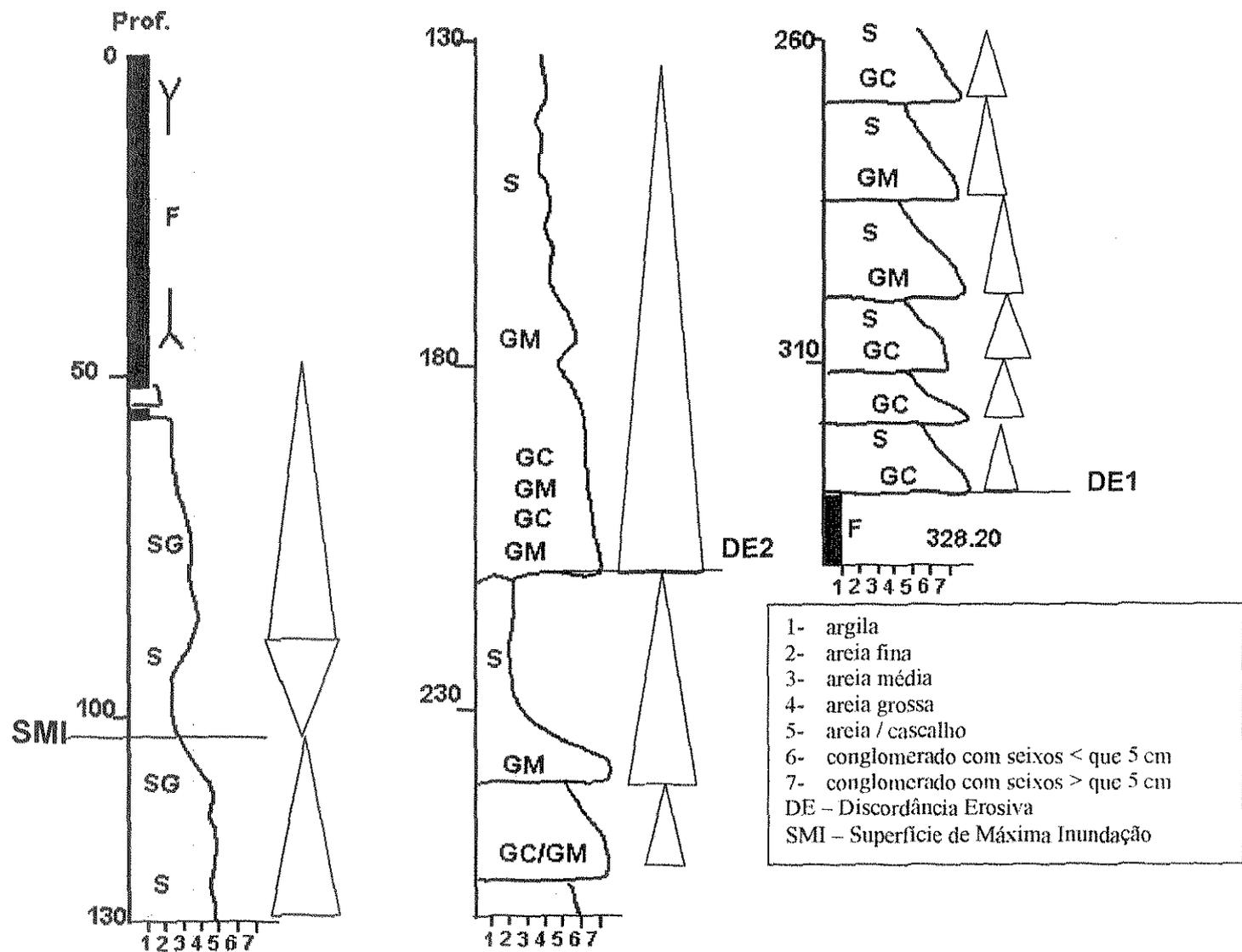


Figura 3.10 – Descrição faciológica do furo 04, situado na porção centro-leste da “Bota”. Este furo ilustra as discordâncias erosivas que limitam possíveis seqüências deposicionais. Nos pelitos, a notação da polaridade das rochas, ilustra um topo invertido próximo ao início do furo devido à Falha do Fundão.

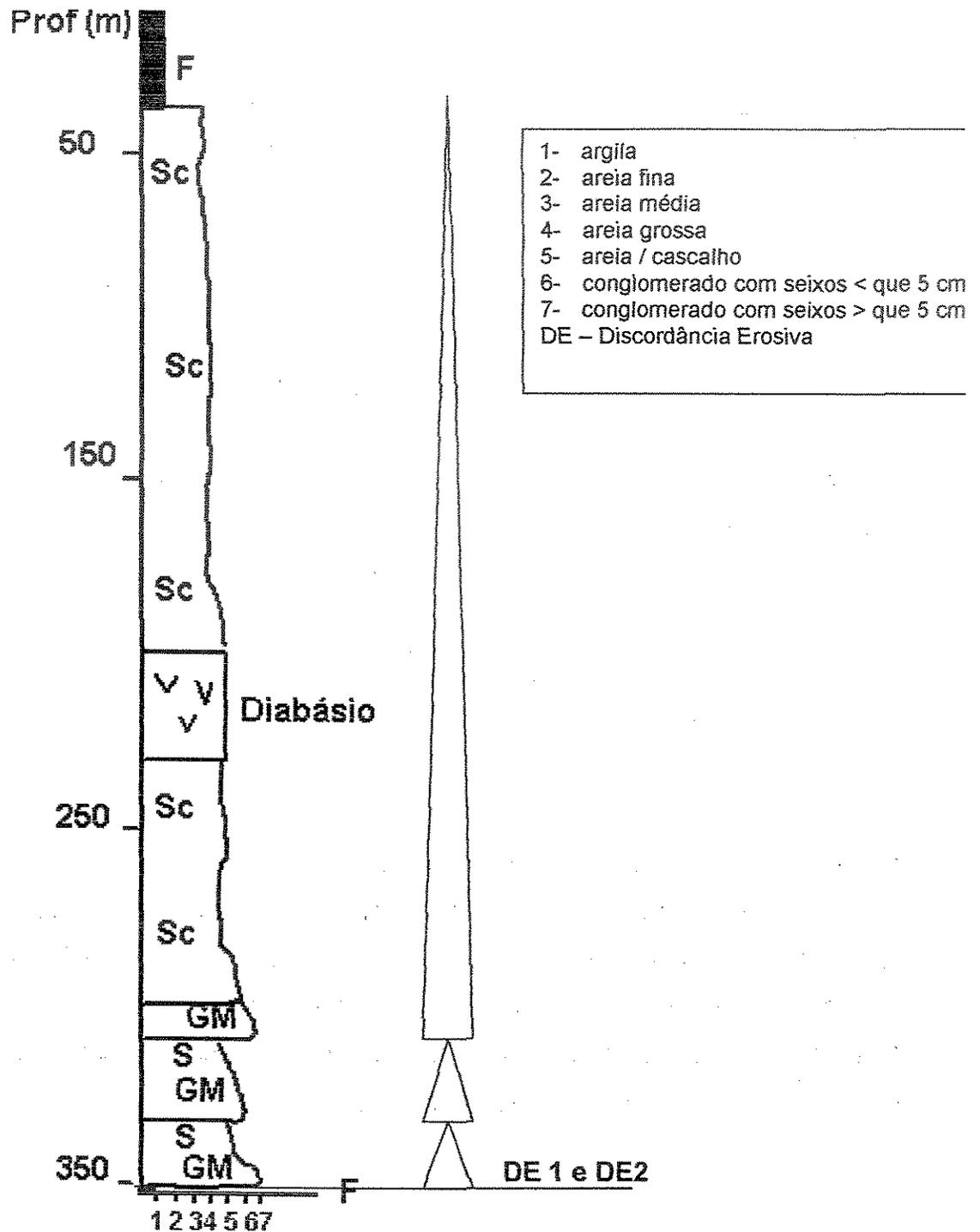


Figura 3.11 – Descrição faciológica do furo 05 situado no Sinclinal Ouro Fino. DE1 e DE2 – discordâncias erosivas.

### 3.4 – SEQÜÊNCIAS DEPOSICIONAIS / SINTEMAS

A estratigrafia de seqüências tem sido largamente utilizada em bacias sedimentares de margem passiva e sua aplicação em rochas pré-cambrianas ganhando espaço de forma gradativa. A tectônica relacionada à sedimentação e a ausência de dados paleontológicos são considerados fatores limitantes para sua aplicação em rochas pré-cambrianas. Neste sentido, no estudo das rochas metassedimentares do Grupo Caraça, optou-se pela aplicação da alostratigrafia, a qual define um sintema como um pacote sedimentar limitado por discordâncias, cujo significado se aproxima das seqüências deposicionais da estratigrafia de seqüências.

Aparentemente, a descrição faciológica dos furos de sondagem permitiu a individualização e o mapeamento das principais discordâncias e superfícies relacionadas às subidas relativas do nível d'água.

Com base nestas discordâncias, foram sugeridas duas seqüências deposicionais ou sintemas: Seqüência Depositional Inferior e uma Seqüência Depositional Superior (**Fig. 3.12**).

Estas seqüências foram sugeridas utilizando-se do modelo proposto pelos trabalhos da "EXXON" (Walker, 1990), os quais propõem que as discordâncias erosivas sejam os limites das seqüências deposicionais.

Galloway (1989) argumenta que as superfícies de inundação máximas sejam estabelecidas como limites de seqüência, enquanto Walker (1990) considera que tanto as discordâncias como as superfícies de máxima inundação podem ser utilizadas, a depender do que se deseja mapear, como por exemplo, um trato de sistemas ou sistemas deposicionais isolados.

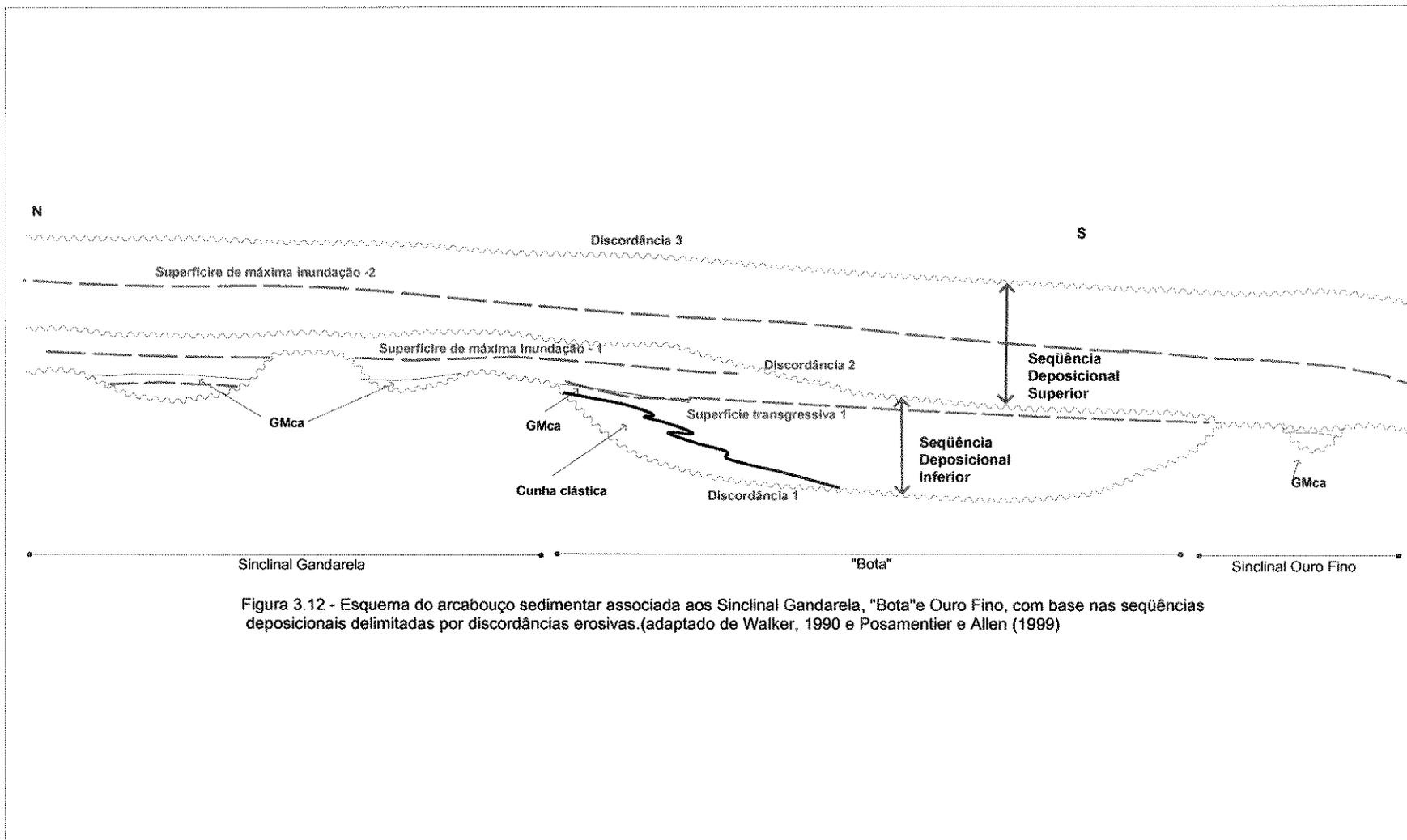


Figura 3.12 - Esquema do arcabouço sedimentar associada aos Sinclinal Gandarela, "Bota" e Ouro Fino, com base nas seqüências deposicionais delimitadas por discordâncias erosivas. (adaptado de Walker, 1990 e Posamentier e Allen (1999))

A **Seqüência Inferior** corresponde aos sedimentos encontrados entre as discordâncias 1 e 2. Ao comparar a associação destas fácies com modelos de fácies desenvolvidos para depósitos ou sistemas deposicionais mais recentes, nota-se uma grande semelhança com os modelos relacionados à porção apical de leques aluviais, conforme sugerido por Renger *et al.* (1988). Neste contexto ter-se-ia a variação lateral de um sistema de rios entrelaçados que desaguam em ambiente marinho, litorâneo (Renger *et al.*, 1988), caracterizado por "arenitos finos", bem selecionados. Nesta porção do trato deposicional, os "conglomerados" são desorganizados, sem estratificação e os sedimentos argilosos são muito raros.

Esta seqüência pode ser observada tanto no Sinclinal Gandarela e "Bota" quanto no Sinclinal Ouro Fino. Neste último, a seqüência é representada por uma fácies de retrabalhamento, caracterizada por paraconglomerados polimíticos e oligomíticos com clastos angulosos de chert e rochas vulcânicas em matriz de areia fina. Esta fácies pode estar relacionada ao preenchimento de canais por fluxos de detritos subaquosos ou por retrabalhamento durante transgressão, propostos por Vilaça (1981).

A **Seqüência Superior** compreende os sedimentos depositados entre as discordâncias 2 e 3. A discordância 2 representa uma superfície erosiva gerada após um ciclo transgressivo entre a superfície de inundação 1 e a superfície transgressiva 1 (**Figura 3.12**).

A individualização desta seqüência tem como forte argumento a existência de seixos de conglomerado litificado, na unidade III, provenientes de camadas inferiores da própria Formação Moeda (Renger *et al.* 1993).

A discordância 3 representa a superfície erosiva entre os sedimentos químicos da Formação Gandarela e os sedimentos da Formação Cercadinho

Em direção à discordância 3 há uma gradual diminuição da influência de fluxos subaquosos ou correntes trativas. Os "folhelhos" negros, equivalentes à Formação Batatal, podem indicar decantação associada às porções distais destes leques aluviais, relacionadas a um ambiente marinho, como sugerido por Renger *et al.* (1988). Outra feição que aponta para uma sucessão de fácies de depósitos

de leques aluviais distais é a presença de estratificação bem desenvolvida nos “conglomerados”, bem como uma maior intercalação pelítica. Esta última feição é característica da Formação Moeda na porção sul do Quadrilátero Ferrífero.

A seqüência deposicional superior possivelmente foi depositada em uma “bacia” mais aberta e tectonicamente estabilizada, com o predomínio da sedimentação química em sua porção superior, cuja deposição é relacionada, segundo Dorr (1969), a um ambiente de plataforma continental durante o máximo de uma transgressão marinha. Os sedimentos pelíticos e químicos tendem a dominar a bacia, sendo depositados diretamente sobre o embasamento, como observado na região de Itabira, onde as formações ferríferas da Formação Cauê encontram-se sobre o embasamento.

### **3.5 - MINERALIZAÇÃO AURÍFERA**

De acordo com o contexto estratigráfico mostrado acima, as mineralizações auríferas tendem a estar relacionadas às fácies de preenchimento de canal, que compreendem “ortoconglomerados” oligomíticos com seixos variando de 5 a 15 cm, ou a fácies de retrabalhamento formadas durante o início da transgressão e representada por paraconglomerados com seixos polimíticos e oligomíticos, angulosos, imersos em matriz de areia fina a muito fina.

Como característica em comum, estas fácies são encontradas em altos estruturais relacionados à deposição da Seqüência Depositional Inferior, ou porções proximais do sistema deposicional de leques aluviais, também da Seqüência Depositional Inferior, além de serem observadas nas adjacências de falhas de crescimento, onde se desenvolvem as cunhas clásticas.

### **3.6 - DISCUSSÃO**

A análise da sedimentação sugere ser a idade de sedimentação da seqüência deposicional superior próxima a 2420 Ma (Babinsky, 1991), obtida em calcários dolomíticos da Formação Gandarela. Durante este período ter-se-ia

desenvolvido um trato de sistemas de leques aluviais, em cujas porções distais foram depositados sedimentos pelíticos. No estágio final do desenvolvimento da seqüência superior, em um trato deposicional transgressivo, seriam depositados os sedimentos químicos, formações ferríferas e calcários dolomíticos.

O mapa de contorno do embasamento e de isoespessura da unidade 1, indica a existência de um alto estrutural em direção ao Sinclinal Gandarela. Este alto estrutural estaria limitado por falhas de crescimento, situadas entre a "Botã" e o Sinclinal Gandarela, que controlaram a deposição da unidade 1 e, conseqüentemente, da Seqüência deposicional inferior.

A seqüência deposicional inferior parece ter uma abrangência menor, no que se refere a sua distribuição areal, podendo representar um estágio mais inicial de evolução da "Bacia Minas", com importante influência tectônica. Neste sentido surgem algumas possibilidades: **a)** seria a seqüência deposicional inferior representante de um estágio rifte?; **b)** a seqüência deposicional superior poderia ser considerada como representante da sedimentação em uma margem continental passiva?

A esta seqüência inferior, estão associados os sedimentos mineralizados a ouro relacionados às porções proximais de um sistema de leques aluviais ou a fácies de retrabalhamento associado a superfície transgressiva 1. Estas feições apresentam-se em porções mais elevadas durante o tempo de sedimentação da seqüência deposicional 1. A idade de sedimentação desta seqüência ainda é uma questão em aberto, principalmente para os sedimentos da Seqüência Depositional Inferior: zircões detríticos apontam idades máximas de sedimentação de 2610 Ma para quartzitos da Formação Moeda (Machado *et al.*, 1996).

Outro fato que merece destaque é a existência de folhelhos negros abaixo das seqüências deposicionais. Em algumas porções do Quadrilátero Ferrífero, como na Mina do Guilherme ("mina de baixo"), estes estreitos níveis de folhelhos (cerca de 1 metro) encontram-se bem preservados e concordantes com os "sedimentos" da Formação Moeda. Estes níveis podem representar um estágio da sedimentação da "Bacia Minas" quando esta estaria "faminta por sedimentos", precedendo as seqüências de sedimentação clásticas, aqui definidas como

seqüências inferior e superior. Desta maneira, estes folhelhos negros podem estar relacionados à sedimentação do Supergrupo Minas e não à do Supergrupo Rio das Velhas.

**PARTE IV**  
**METAMORFISMO, ALTERAÇÃO HIDROTERMAL E**  
**DEFORMAÇÃO: IMPLICAÇÕES PARA A MINERALIZAÇÃO**  
**AURÍFERA.**

## 4.1 – INTRODUÇÃO

Neste tópico será discutida a influência do metamorfismo/alteração hidrotermal e da deformação nos processos de concentração do ouro nos metaconglomerados da Formação Moeda.

Devido à ausência de estudos geocronológicos sistemáticos que envolvam a Formação Moeda, a cronologia relativa entre as estruturas e fases minerais será usada para distinguir os eventos deformacionais e metamórficos.

## 4.2 – METAMORFISMO E HIDROTERMALISMO: ASSOCIAÇÕES MINERAIS TÍPICAS E EVOLUÇÃO

### 4.2.1 - *Associações Minerais*

Para discriminar as principais associações minerais encontradas na Formação Moeda, foi realizado um estudo petrográfico detalhado dos quartzitos, metapelitos e metaconglomerados, em diversas regiões dos Sinclinais Gandarela, Moeda, Ouro Fino e “Bota”. As amostras para esse estudo foram coletadas em testemunhos de sondagem, galerias antigas e afloramentos. Devido a dimensão reduzida dos grãos, a microscopia eletrônica foi utilizada na distinção da pirofilita e da sericita, assim como na caracterização das inclusões de minerais relacionados à matéria carbonosa e à pirita arredondada.

Os litotipos foram agrupados em 6 associações minerais, denominadas **AM**, nas quais o quartzo, por se tratar do principal componente dos quartzitos e metaconglomerados, é o mineral predominante. Os minerais determinantes na individualização das associações minerais incluem pirofilita, muscovita/sericita, cianita, clorita e cloritóide, que foram estimados em cada associação, não levando em consideração a quantidade de quartzo.

A associação mineral 1 (**AM1**) é formada exclusivamente por **muscovita / sericita (Fig. 4.1A)**. Esses minerais ocorrem na matriz de quartzitos e metaconglomerados da unidade III, nos Sinclinais Gandarela e Ouro Fino, e na unidade I, no Sinclinal Moeda, mais precisamente na Serra do Rola Moça. Na

porção sul do Quadrilátero Ferrífero, Sinclinal Don Bosco, esta associação mineral também se faz presente.

A deformação incipiente relacionada a esta associação mineral facilita a individualização de estruturas sedimentares, como gradação granulométrica, estratificações cruzadas tabulares e cruzadas acanaladas.

A associação mineral 2 (**AM2**) foi caracterizada nos filitos esverdeados do topo da Formação Moeda, próximo ao contato com a Formação Batatal. Estes filitos ocorrem praticamente em todo Quadrilátero Ferrífero e podem ser considerados bons marcadores estratigráficos (nível guia). Localmente, estes níveis ocorrem intercalados com os quartzitos finos da unidade II, no Sinclinal Gandarela e “Bota”.

A sericita é o mineral predominante nesta associação mineral, perfazendo cerca de 90% da matriz da rocha. O cloritóide ocorre como porfiroblastos impressos sobre a matriz aluminossilicática, perfazendo 10% da rocha, geralmente em associação com a clorita que ocorre como acessório (**Fig. 4.1B**). A presença de clorita e cloritóide só pode ser observada na porção leste da “Bota” e no Sinclinal Ouro Fino.

A associação mineral 3 (**AM3**) é constituída quase que exclusivamente pela pirofilita e, subordinadamente, pela cianita (**Fig. 4.1C**). A presença da pirofilita está diretamente relacionada às porções mais deformadas, tanto em metaconglomerados quanto em quartzitos, submetidos a intenso cisalhamento dúctil, por vezes imprimindo aspecto ultramilonítico às rochas.

Esta deformação intensa está bem caracterizada na Unidade I, na “Bota”, onde uma espessa faixa cisalhada afeta a Formação Moeda, desde o contato com as rochas do Supergrupo Rio das Velhas até a Unidade II, e na porção basal da Unidade III.

A presença da muscovita, em associação com a pirofilita e, subordinadamente, com a cianita, caracteriza a associação mineral 4 (**AM4 – Fig. 4.1D**). Esta associação de minerais foi observada em metaconglomerados e quartzitos com deformação dúctil, na “Bota” e no Sinclinal Gandarela. A pirofilita predomina em relação à muscovita, com proporções aproximadas de 70 e 30 %,

respectivamente. Tal associação também foi caracterizada nos metassiltitos da Serra do Rola Moça, no Sinclinal Moeda, os quais encontram-se bastante deformados, principalmente na porção centro-inferior da Formação Moeda. Estas rochas são correlacionadas lateralmente com os quartzitos finos da Unidade II do Sinclinal Gandarela (Vilaça, 1981 e Renger *et al.*, 1993).

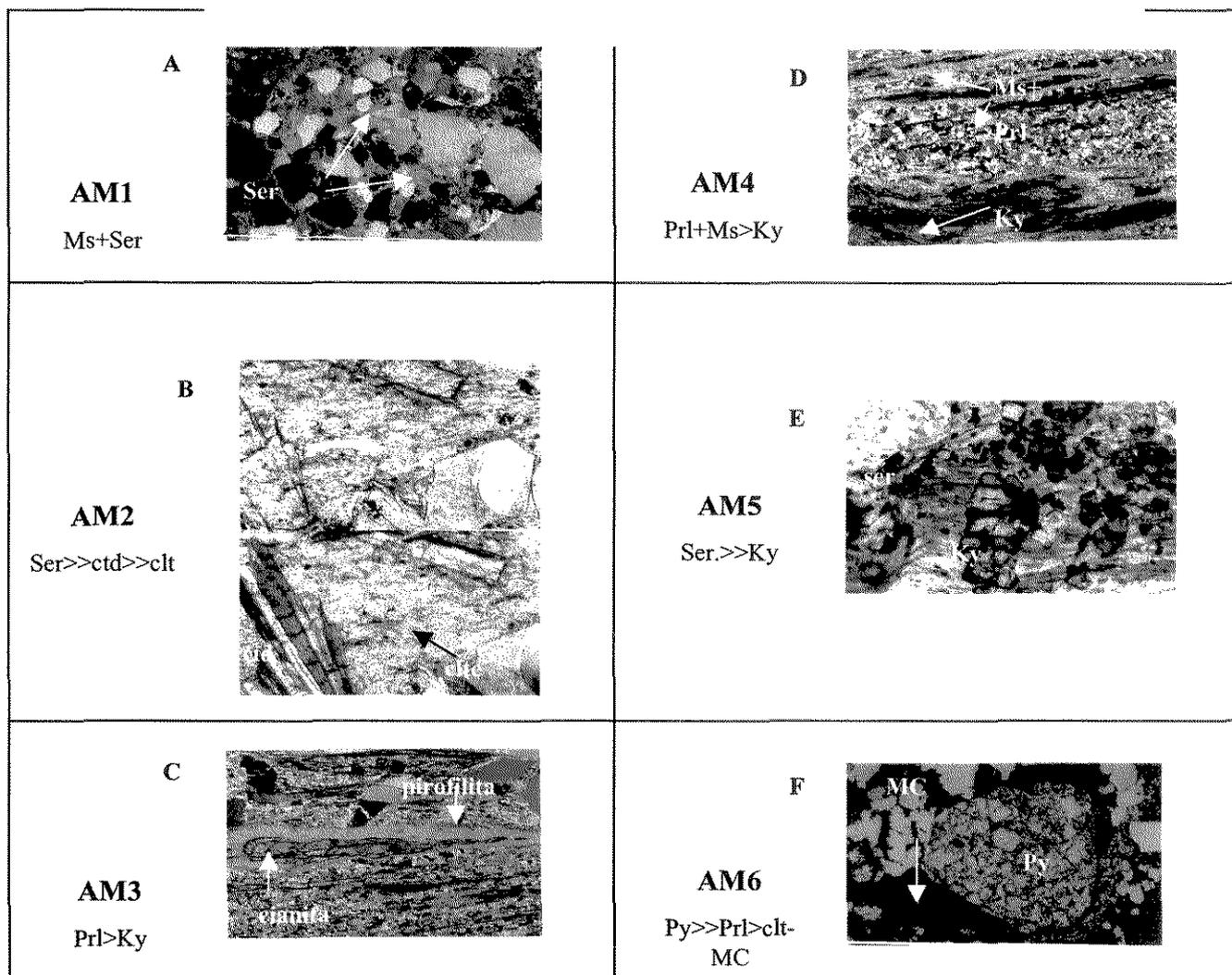
A associação mineral 5 (**AM5**) é formada por sericita e cianita, nas percentagens de 90% e 10%, respectivamente. Ocorre na porção leste do Sinclinal Moeda, a oeste do Complexo Bação e nas porções superiores da Formação Moeda, próximo ao contato com a Formação Batatal. A cianita ocorre como porfiroblastos sobrecrecidos em uma matriz sericítica (**Fig. 4.1E**).

A associação mineral 6 (**AM6**) é formada por pirita arredondada, normalmente porosa, rica em inclusões de matéria carbonosa, pirita arredondada compacta, nódulos de material carbonoso (**Fig. 4.1F**), pirofilita, sericita e localmente clorita. Estas fases minerais estão associadas à matriz dos metaconglomerados auríferos da base da Formação Moeda, no Sinclinal Gandarela, Ouro Fino e na "Bota". A clorita foi identificada apenas na porção leste da "Bota" e no Sinclinal Ouro Fino.

Nos nódulos de matéria carbonácea ocorrem inclusões de barita, uraninita e zircão. Garayp *et al.* (1991) identificou, nos metaconglomerados auríferos do Sinclinal Ouro Fino, níveis de minerais pesados formados por zircão, rutilo e cromita.

Galena e monazita ocorrem principalmente relacionadas à pirita porosa, enquanto que a calcopirita é encontrada em pirita euhédrica e ao longo de microfraturas em pirita arredondada compacta.

Prl – pirofilita; Ky – cianita; CTD – cloritóide; Ms – muscovita;  
 MC – Matéria Carbonosa; Ser – sericita; CLT – clorita ; Py - pirita



**Figura 4.1** -Fotomicrografias das diversas associações minerais encontradas nas rochas metassedimentares da Formação Moeda: A) Sericita/muscovita relacionada aos quartzitos isentos de deformação da Unidade III; B) Porfiroblastos de cloritóide em metapelitos, topo da unidade III, ricos em sericita e localmente clorita; C) Cianita parcialmente substituída por pirofilita em planos de cisalhamento relacionados à unidade I; D) pirofilita e muscovita nos planos de cisalhamento e relictos de cianita, unidade I; E) Porfiroblasto de cianita sobrecrecido em nível sericítico, Sinclinal Moeda; F) Associação pirita/matéria carbonosa na matriz dos metaconglomerados auríferos

#### 4.2.2 – Evolução Metamórfica

Com base na distribuição das diversas associações minerais e nas relações texturais entre as fases minerais, foi construído um quadro evolutivo para a seqüência de transformações ocorridas com as rochas sedimentares atribuídas à Formação Moeda.

Entre as primeiras transformações ocorridas nos estágios iniciais de soterramento, ou seja, durante a diagênese, inclui-se um aumento considerável na porosidade (secundária) das rochas, em função da redução do volume das fases sólidas, devido às reações de desidratação (Phillips *et al.*, 1990).

Com o aumento da temperatura, a matéria orgânica atinge seu estado de maturação e tende a migrar em discordâncias, planos de falhas e pela permo-porosidade gerada pelas reações de desidratação. O modo de ocorrência da matéria carbonosa, na forma de nódulos, e sua distribuição nos metaconglomerados, próximos às discordâncias, são bons exemplos de feições geradas durante a diagênese.

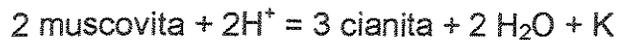
O modo de ocorrência da matéria carbonosa e os dados de isótopos de enxofre serão abordados de maneira mais detalhada nos itens subseqüentes.

Resultante do processo contínuo de soterramento, tem-se o desenvolvimento de uma assembléia mineral característica de fácies xisto verde de metamorfismo, com predomínio da muscovita/sericita. Neste estágio do metamorfismo, denominado **M1**, e relacionado a um evento metamórfico de soterramento, os minerais neoformados tendem a se orientar de acordo com a pressão litostática. Tal fato é evidenciado pela textura porfiroblástica apresentada pela cianita, nos planos de foliação paralelos ao acamamento.

A presença de muscovita, representativa da associação mineralógica **AM1** nas porções menos deformadas, deve estar associada aos estágios iniciais deste metamorfismo, relacionado às reações de hidrólise na presença de  $K^+$ , como por exemplo:

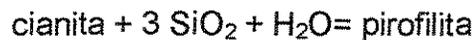


A associação cianita-muscovita encontrada na Serra da Moeda e Sinclinal Ouro Fino deve estar relacionada a estágios finais deste metamorfismo, pré- alteração hidrotermal ampla, característica do metamorfismo M2, associada ao desenvolvimento das zonas de cisalhamento tangenciais ao acamamento. Acredita-se que a cianita seja reflexo da desidratação da muscovita, conforme indicado pela reação abaixo (Lobato e Rosière 1996):



Segundo Lobato e Rosière (1996), a pirofilita também pode estar presente no estágio M1 do metamorfismo, através da desestabilização da caolinita, todavia, dado o caráter progressivo do metamorfismo, atualmente o que se observa é uma pirofilita relacionada ao evento metamórfico M2, associada à alteração hidrotermal da cianita em zonas de cisalhamento.

O estágio M2 é caracterizado pela intensa hidratação das assembléias minerais previamente formadas, principalmente pela transformação da cianita em pirofilita:



Esta reação se faz presente ao longo de zonas de cisalhamento de baixo ângulo, tangenciais ao acamamento, que canalizam fluidos hidrotermais, pós-pico metamórfico.

A presença do cloritóide, como porfiroblastos, resulta da interação de fluidos hidrotermais com sedimentos ricos em Fe, Al, Mg e Mn, o mesmo acontecendo com a clorita. Estes elementos podem estar presentes em óxidos e filossilicatos nos níveis pelíticos.

Desta maneira, a clorita, cloritóide e pirofilita seriam as principais fases minerais silicatadas relacionadas ao evento metamórfico hidrotermal que atingiu, com base no geotermômetro da clorita, temperaturas em torno de 300° C.

Detalhes dos estudos da composição química da clorita e sua aplicação como geotermômetro serão apresentados nos ítem subseqüente.

### 4.3 – GEOLOGIA ESTRUTURAL

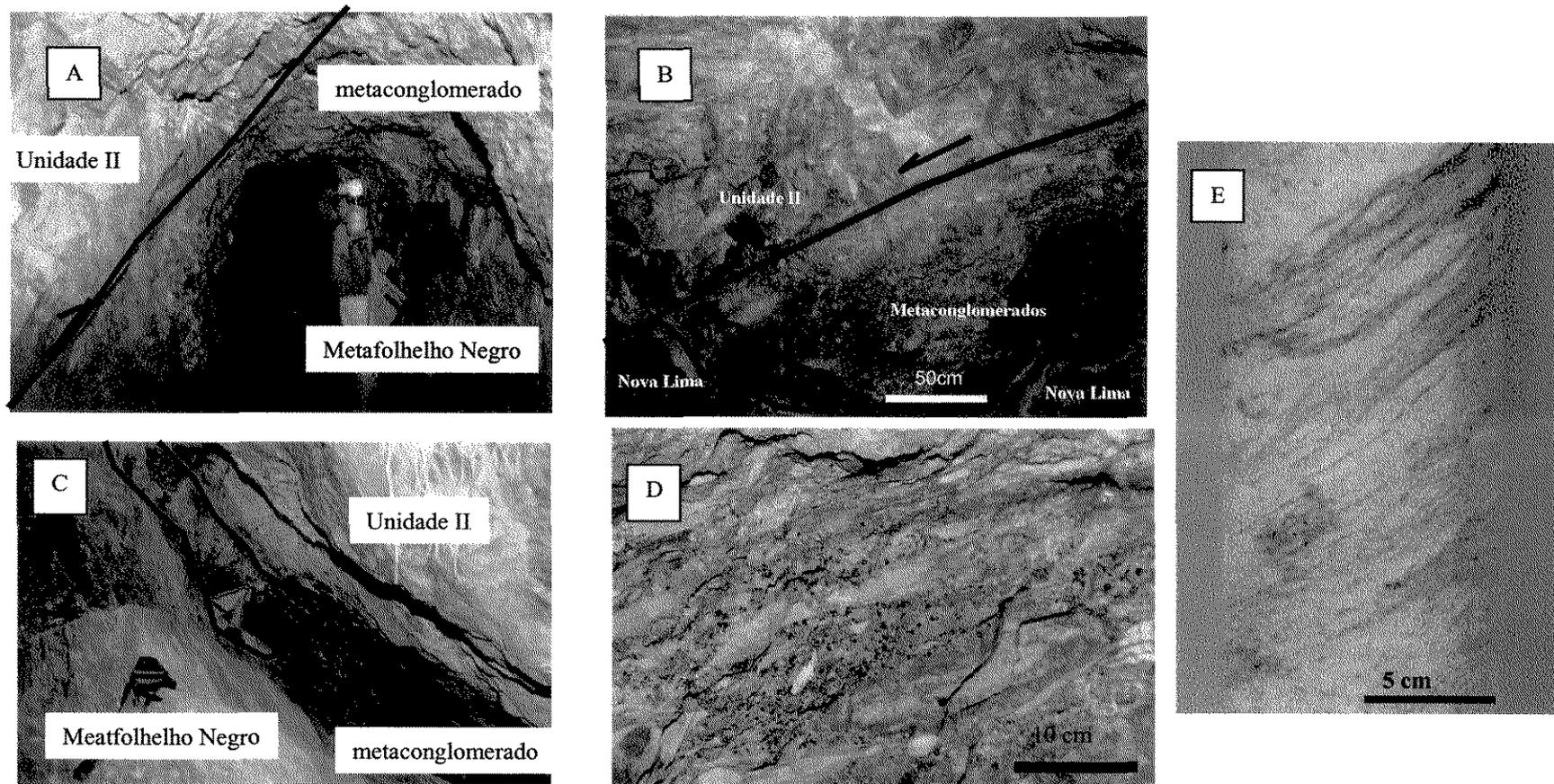
#### **4.3.1 - Feições estruturais nas adjacências dos horizontes mineralizados**

As principais feições estruturais encontradas nas adjacências dos horizontes mineralizados são zonas de cisalhamento desenvolvidas paralelamente ao acamamento e aos planos de falhas, oblíquos ao acamamento, que alojam tectonicamente litotipos do Supergrupo Rio das Velhas entre as rochas metassedimentares da Formação Moeda. Estas estruturas normalmente são observadas no topo dos horizontes mineralizados.

Na Mina do Guilherme, o contato dos metaconglomerados com o sfilitos carbonosos têm atitudes em torno de 175/40 (**Figs. 4.2 A e B**). A lineação de estiramento contida em Sn é oblíquo a direção da mesma, semelhante ao observado na Mina do Ouro Fino. Estas zonas de cisalhamento estão associadas à base de quartzitos finos, representantes da unidade II, os quais por vezes encontram-se tectonicamente situados sobre metarritmitos, correlacionados ao Grupo Nova Lima (**Fig. 4.2 B**), os quais apresentam acamamento de atitude 110/60.

De maneira geral, o contato entre as rochas do Supergrupo Rio das Velhas com as rochas metassedimentares da Formação Moeda pode ser tectônico ou erosivo (**Figs. 4.2 C e D**); quando erosivo, não se descarta uma possível reativação destas superfícies.

Em furos de sonda realizados na Mina do Ouro Fino ocorrem zonas de cisalhamento subparalelos ao acamamento e ao contato entre Formação Moeda / Supergrupo Rio das Velhas, representado localmente por metaconglomerados do Grupo Maquiné. O contato é erosivo, parcialmente tectonizado, com atitudes em torno de 100/45 (Sn).



**Figura 4.2–** **A-** Aspecto geral dos metaconglomerados e cisalhamento na base da Unidade II, Mina do Guilherme; **B-** Zona de cisalhamento na base dos quartzitos finos da Unidade II e contato erosivo dos metaconglomerados com folhelhos negros, Mina do Guilherme; **C-** Aspecto geral dos metaconglomerados preenchendo canais, na região Palmital / Bocaina; **D-** metaconglomerados, com seixos estirados, ricos em pirita arredondada na Mina do Ouro Fino e **E-** Aspecto da deformação em quartzitos, na Unidade I.

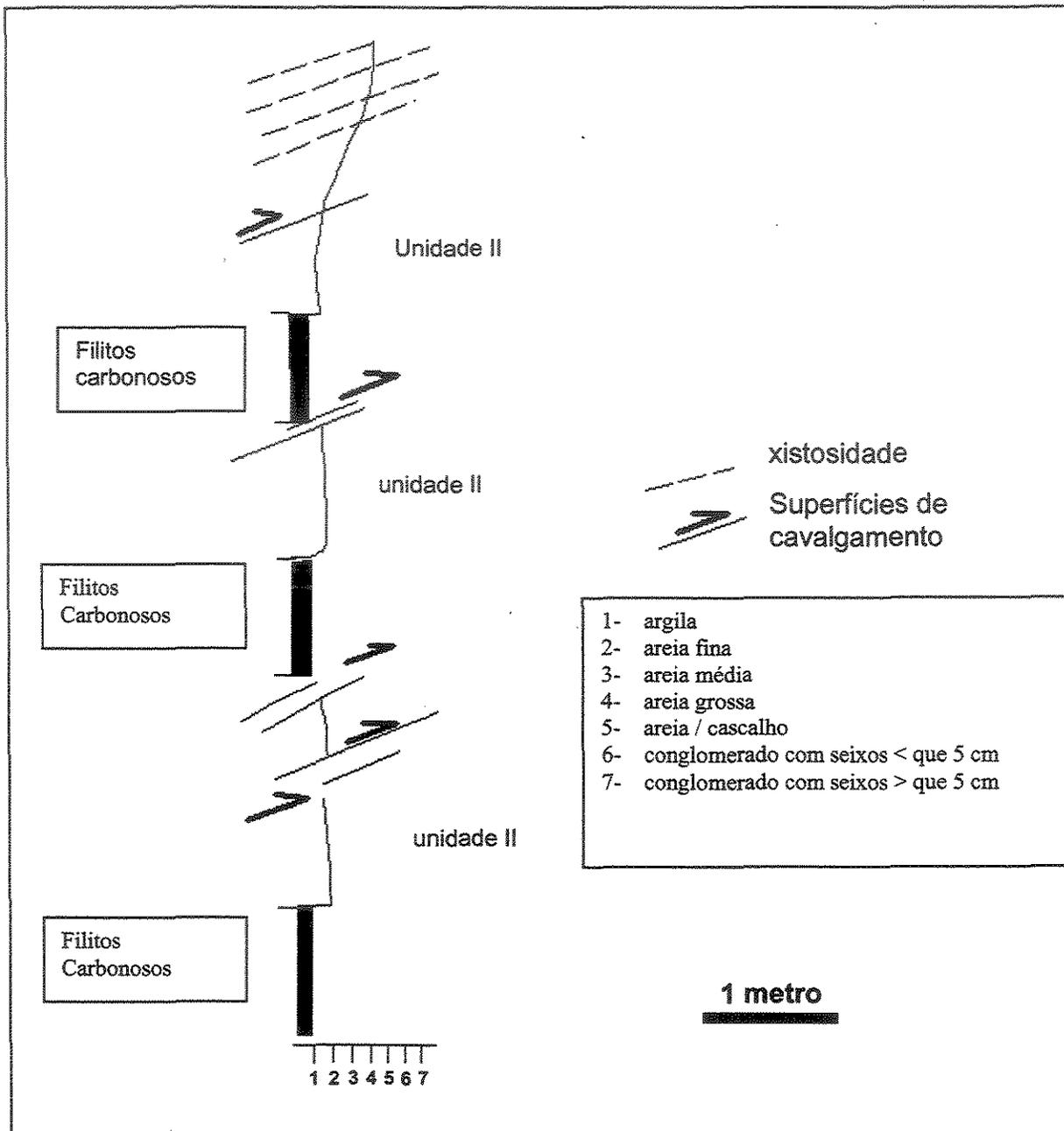
Na Mina do Ouro Fino, onde a deformação é bem maior do que na Mina do Guilherme, várias lascas do Supergrupo Rio das Velhas encontram-se tectonicamente alojadas nos litotipos da Formação Moeda, conforme observado por Garayp *et al.* (1991). Os planos de cavalgamento apresentam atitudes em torno de 100/70 (Sn+1), com lineação de estiramento 100/45. Estes planos de falhas ocasionam duplicação dos horizontes mineralizados e apresentam até 400 metros de rejeito (Garayp *et al.*, 1991).

Na junção da "Bota" com o Sinclinal Gandarela, são observados em furos de sonda pequenas lascas de rochas do Grupo Nova Lima entre os metaconglomerados, onde deve haver a duplicação dos quartzitos finos correspondentes da Unidade II. O rejeito pode ser constatado nas deflexões (cunhas, desvios) de alguns furos e se restringe a menos de 10 metros (Fig. 4.3).

#### **4.3.2 - Evolução Estrutural**

De acordo com as feições estruturais observadas nas adjacências das ocorrências auríferas e nos afloramentos, na "Bota" e ao longo do contato Formação Moeda / Supergrupo Rio das Velhas, no flanco oeste do Sinclinal Gandarela (Fig. 4.4), a deformação pode ser subdividida em dois eventos deformacionais, que foram definidos de acordo com a cronologia relativa de formação dos elementos estruturais a eles relacionados.

No primeiro evento (Dn), as estruturas são típicas de um regime deformacional dúctil a dúctil/rúptil, ao passo que no segundo (Dn+1), caracterizam um regime tectônico rúptil-dúctil, associado a níveis crustais mais rasos.



**Figura 4.3** – Perfil esquemático de furo de sonda, na junção “Bota” / Sinclinal Gandarela, evidenciando intenso tectonismo na base da Formação Moeda, com duplicação da unidade II e lascas de folhelhos negros em meio às rochas metassedimentares clásticas da Formação Moeda. Esta estruturação é mapeada em outros furos e sugere orientação ENE.

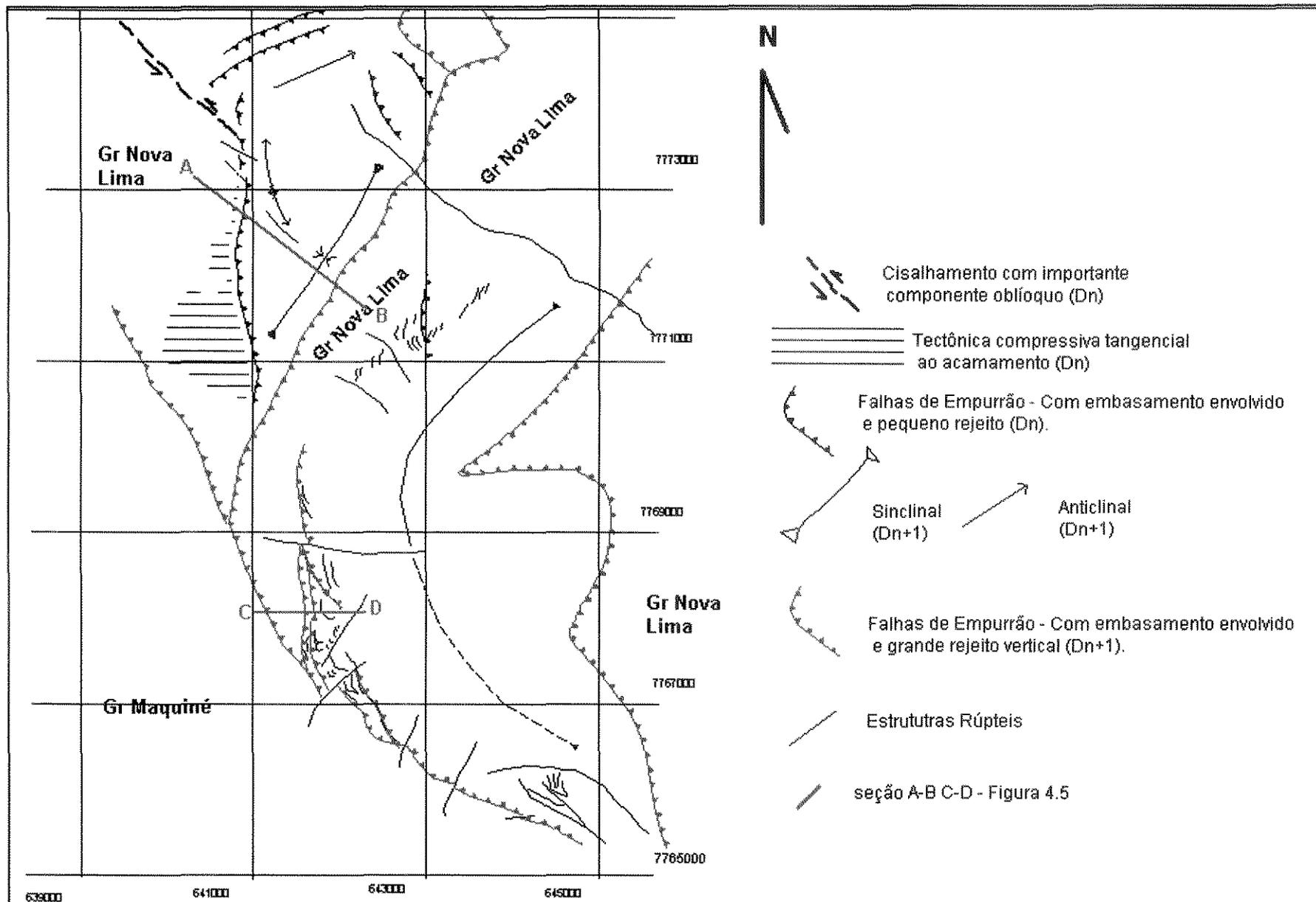


Figura 4.4 – Mapa com as principais estruturas deformacionais presentes na área estudada.

**O evento deformacional Dn** caracteriza-se pelo desenvolvimento de zonas de cisalhamento dúcteis, tangenciais ao acamamento (**Fig. 4.2E**), com desenvolvimento de *fabric* S-C e lineação de estiramento *down dip*, indicando transporte para NNW, além de dobras assimétricas com vergência no mesmo sentido. Protomilonitos, milonitos e ultramilonitos formam-se durante esse cisalhamento, sendo facilmente observados no extremo sudoeste da "Bota". A foliação milonítica desenvolvida apresenta atitudes em torno de 110/20 e 110/40, subparalela ao acamamento, e lineação mineral/estiramento entre 90 e 110 com caimento entre 20 e 40 graus.

Na "Bota", este cisalhamento concentra-se predominantemente na unidade I, onde atinge cerca de 50m espessura, e na base da unidade III, com 5m de espessura. Em direção ao Sinclinal do Gandarela, o cisalhamento na base da unidade I mostra redução em sua espessura, acompanhando o afinamento desta unidade, mas ainda ocorre na base da unidade III. Devido à reologia diferenciada entre a unidade II e as unidades I e III, bem como à existência dos planos de cisalhamento, tanto acima quanto abaixo da unidade II, esta encontra-se boudinada na "Bota". O efeito da *boudinagem* gera localmente a omissão, por extensão, da unidade II, como constatado na porção centro-oeste da "Bota".

Análises químicas em microscópio eletrônico, bem como estudos de espectroscopia de reflectância revelam intensa pirofilitização relacionada aos planos subparalelos ao acamamento (vide Anexo II).

Da junção "Bota" / Sinclinal Gandarela em direção à Mina do Guilherme, a foliação tem orientação NW, mergulhando em torno de 40 graus para NE. As lineações estiramento / mineral tendem a se manter constantes, em torno de 110/40. A relação entre a foliação e a lineação indica um importante componente direcional relacionado ao movimento ao longo dos planos de cisalhamento, com cinemática sinistral.

Lascas ou fragmentos do embasamento podem ser incorporados à deformação, em porções onde estes se tornam um obstáculo à propagação da deformação.

Dados de sondagem mostram que na Junção Sinclinal Gandarela – “Bota”, estas lascas ou fragmentos do embasamento encontram-se orientadas na direção ENE, mesma orientação da falha que controla a sedimentação da unidade I (Fig. 4.3).

O envolvimento do embasamento é observado, normalmente, em galerias antigas e furos de sondagem, próximo à base Formação Moeda, no *hanging wall* de horizontes mineralizados.

**O evento deformacional  $D_{n+1}$** , também de caráter compressivo, é caracterizado por falhas de empurrão que também afetam o embasamento, todavia com rejeito vertical muito superior ao observado nas demais falhas de empurrão e desenvolvidas em condições rúpteis–dúcteis de deformação (Fig. 4.5). As falhas de empurrão do evento  $D_{n+1}$  caracterizam-se pela ausência da pirofilita em seus planos de deslocamento.

Na junção “Bota” / Sinclinal Gandarela, nota-se um anticlinal com eixo sub-horizontal e direção ENE, sub-paralelo à direção das falhas que controlaram a sedimentação da unidade I. Nos metapelitos da Formação Batatal esta deformação é bem marcada.

Na “Bota”, todavia a sul da junção com o Sinclinal Gandarela, ocorre outro anticlinal, cuja orientação também coincide com a orientação das falhas que controlaram a sedimentação da unidade I (Fig. 4.4). Nestas porções observa-se o desenvolvimento de uma clivagem no plano axial norte-sul, e uma lineação de intersecção sub-horizontal norte-sul, paralela à orientação das falhas da bacia.

Neste segundo evento surgem dobras abertas com clivagem plano axial e lineações de intersecção com o acamamento, que afetam os milonitos formados durante  $D_n$ . A Falha do Fundão, segundo esta interpretação, estaria relacionada a este evento (Fig. 4.5), bem como às reativações de falhas que controlaram a sedimentação da Formação Moeda.

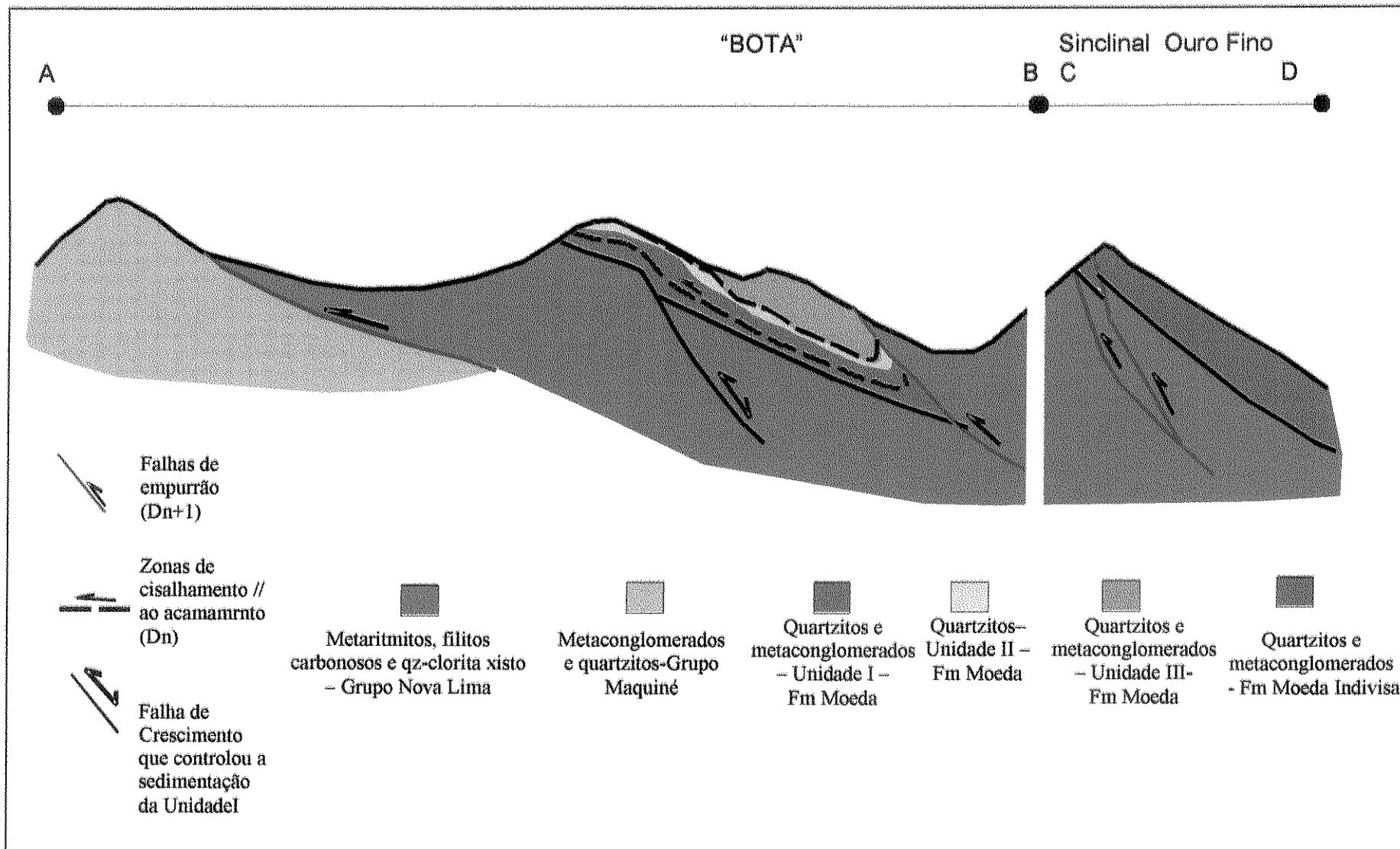


Figura 4.5 – Seção esquemática, "Bota" / Sinclinal Ouro Fino que evidencia a cronologia relativa das diversas estruturas encontradas na área estudada.

#### 4.4- CONSIDERAÇÕES PARCIAIS

Os eventos metamórficos M1 e M2 estão relacionados ao processo metamórfico progressivo, ou seja, ao metamorfismo de soterramento, com desenvolvimento local em zonas de cisalhamento de assembléia mineral típica de hidrotermalismo, ambos em fácies xisto verde (Fig. 4.6).

Acredita-se que durante o metamorfismo M2, as condições metamórficas tenham atingido as temperaturas mais elevadas, que não ultrapassaram 500°C, limite de estabilidade do cloritóide na presença de aluminossilicatos, de acordo com Richardson (1968). A transformação da cianita em pirofilita, associada à percolação de fluidos aquosos em zonas de cisalhamento e relacionadas ao metamorfismo M2, deve ter ocorrido em torno de 400 °C, segundo as reações de Kerrick (1968).

Sugere-se que o pico metamórfico tenha sido entre 400 e 500°C, a uma pressão mínima de 2,5 kbar (Holdaway, 1971), limite da presença da cianita.

A clorita, a pirofilita e muscovita, e a pirita marcam a associação mineral característica do evento hidrotermal que, segundo o geotermômetro da clorita (vide Capítulo 5), deve ter atingido temperaturas em torno de 300° C. A presença de clorita e cloritóide nos níveis pelíticos também está relacionada ao evento hidrotermal pós-pico metamórfico.

Muito embora não existam estudos que permitam datar com segurança a idade de formação dos minerais metamórficos encontrados nesta região, há registro na bibliografia de pelo menos dois eventos metamórficos, um em torno de 500 Ma (Herz *et al.*, 1961) e outro em torno de 2100 Ma (Marshak *et al.* 1997).

O metamorfismo da fácies xisto verde, devido a ausência de um controle geocronológico, pode ser relacionado tanto ao Brasileiro, quanto ao Transamazônico. Pode haver, além das duas hipóteses anteriores, a superposição destes dois eventos metamórficos. Na área em estudo, todavia, a distinção destes eventos, sob as mesmas condições metamórficas e sem a utilização da geocronologia, torna-se muito difícil.

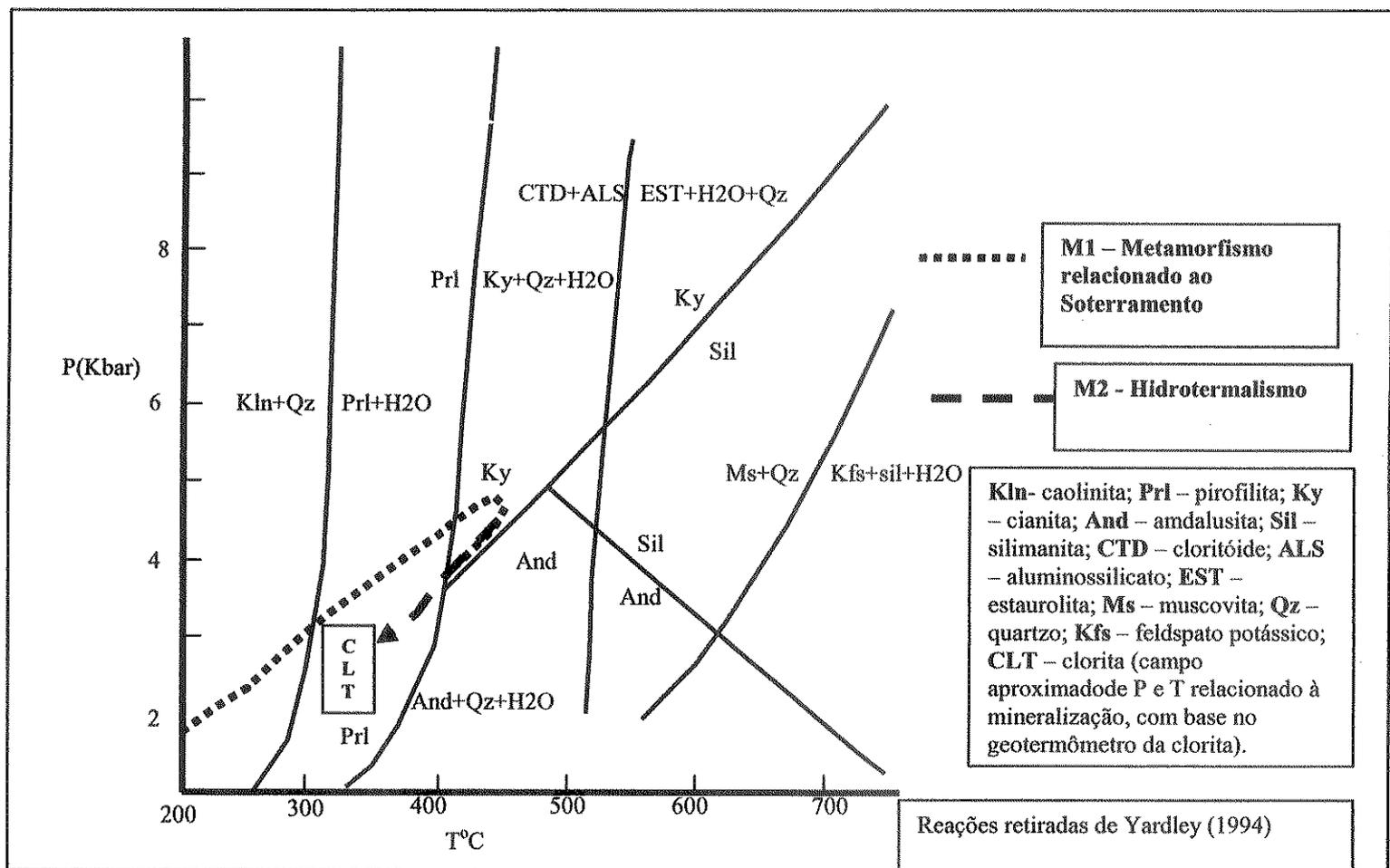


Figura 4.6 – Sugestão de caminho P e T relacionado à evolução metamórfica da área estudada. A temperatura do pico do metamorfismo não deve ter ultrapassado 500°C, limite de estabilidade do cloritóide .

O caráter progressivo da deformação Dn e os elementos estruturais são consistentes com um evento deformacional compressivo associado a um *foreland fold-thrust belt* desenvolvido em torno de 2.125 Ga, conforme sugerido por Alkmim e Marshak (1998). O evento deformacional Dn representaria uma tectônica *thin skinned* que afetou tanto a “pilha sedimentar”, representada pelas rochas metassedimentares da Formação Moeda, quanto o embasamento e as rochas do Supergrupo Rio das Velhas, conforme já sugerido por Alkmim e Marshak (1998).

Sugere-se que as lascas ou fragmentos do embasamento encontrados a oeste da “Bota” e na junção “Bota” / Sinclinal Gandarela, sejam fruto da reativação das falhas que controlaram a sedimentação da unidade I, ou que porções do embasamento relacionadas a este alto estrutural deposicional tenham sido tectonicamente afetadas por constituírem um obstáculo à propagação da deformação.

Já durante Dn+1, sugere-se a reativação de algumas estruturas desenvolvidas durante Dn e durante a formação da “bacia”, com a formação de novos planos de falhas com ângulo de mergulho em torno de 50 graus e rejeito de mergulho podendo chegar a 400 metros.

A associação entre a deformação e o metamorfismo, representada na tabela 4.1, sugere um evento mineralizante tipicamente hidrotermal, desenvolvido durante Dn, em condições de fácies xisto-verde.

A matéria carbonosa teria atingido seu grau de maturação durante a diagênese, concentrando-se em *traps* estruturais e estratigráficos (vide capítulo 6), sendo remobilizada posteriormente durante o hidrotermalismo.

	Diagênese Desidratação	Metamorfismo 1 Desidratação	Metamorfismo 2 Hidratação		
Deformação	Compactação		Dn		Dn+1
Pirita	---Py1---		---Py2---		
Muscovita		---Ms---	?		?
Pirofilita			-----Pf-----		
Cianita		---Ky---			
Cloritóide			---Cltd---		
Clorita			-----Cit-----		?
Ouro	?			---Au---	?
Mat. Carbonosa	---C1---		---C2---		
Quartzo	---Qz---	---Qz---	---Qz---	---Qz---	-----

**Tabela 4.1** – A seqüência de cristalização dos minerais durante o metamorfismo progressivo, hidrotermalismo e deformação da Formação Moeda. Py1 – pirita diagenética, Py2 – pirita hidrotermal, Ms – muscovita, Pf – pirofilita, Ky- cianita, cltd – cloritóide, Cit – clorita, C1-matéria carbonosa que migrou na diagênese, C2 – matéria carbonosa remobilizada durante o metamorfismo e Qz - quartzo.

**PARTE V:  
A COMPOSIÇÃO QUÍMICA DA CLORITA: IMPLICAÇÕES  
METALOGENÉTICAS**

## 5.1 - INTRODUÇÃO

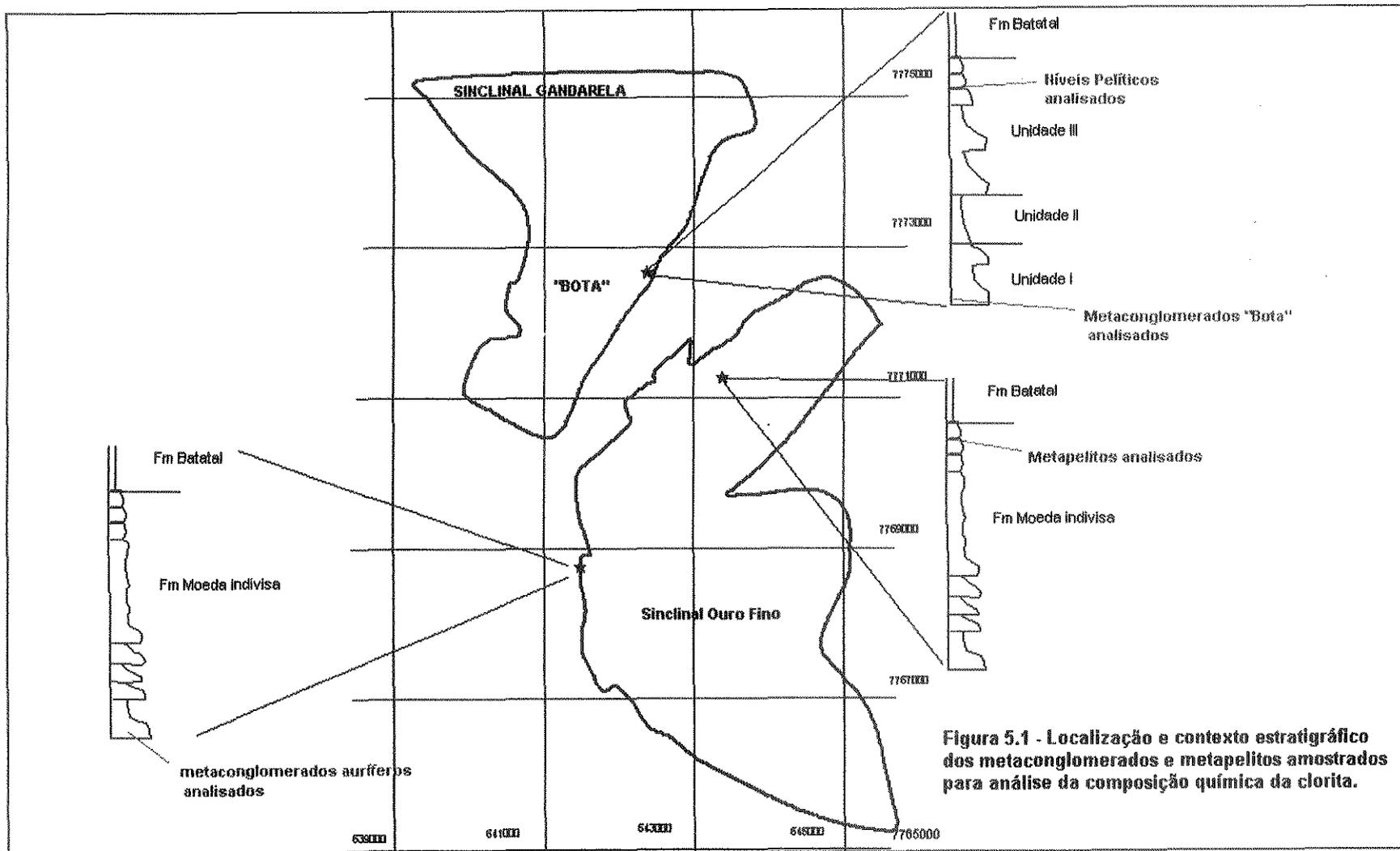
Neste capítulo serão apresentados os diversos modos de ocorrência da clorita, sua composição química e a relação desta com o metamorfismo e a mineralização aurífera.

As amostras estudadas foram coletadas em furos de sonda e em galerias de pesquisas, à leste da “Bota” e no Sinclinal Ouro Fino, onde a clorita está melhor representada.

A clorita ocorre como mineral acessório em alguns níveis de metaconglomerados, próximo ao contato com os litotipos do Supergrupo Rio das Velhas, e em níveis de metapelitos no topo da Formação Moeda. A **Figura 5.1** ilustra a localização das amostras estudadas e o nível estratigráfico onde estas foram coletadas.

Outro critério utilizado na seleção das amostras foi o teor de ouro relacionado aos horizontes amostrados. Os metapelitos não apresentam teores significativos de ouro; já os metaconglomerados basais encontram-se mineralizados, particularmente os metaconglomerados do Sinclinal Ouro Fino.

Destaca-se que a presença da clorita não é determinante no que se refere à mineralização, haja visto a existência de várias ocorrências auríferas na porção oeste do Sinclinal Gandarela sem a presença deste mineral. No entanto, quando presente, o estudo da composição química da clorita é de grande importância na caracterização química da rocha onde este mineral foi formado, bem como nas condições de temperatura associadas à sua formação.



**Figura 5.1 - Localização e contexto estratigráfico dos metaconglomerados e metapelitos amostrados para análise da composição química da clorita.**

## 5.2- ASPECTOS PETROGRÁFICOS E ASSOCIAÇÃO COM A MINERALIZAÇÃO AURÍFERA

Os níveis de metapelitos são encontrados na porção superior da unidade III, topo da Formação Moeda, e definem muito bem o acamamento reliquiar, pois ocorrem como intercalação em quartzitos de granulação média a grossa com matriz sericítica. O modo de ocorrência é comum tanto para a “Bota” quanto para o Sinclinal Ouro Fino, e não mostram feições deformacionais marcantes.

Nos metapelitos da porção leste da “Bota”, a clorita está relacionada a uma assembléia mineral composta por porfiroblastos de cloritóide sobrecrescidos em uma matriz sericítica. Do ponto de vista textural, a clorita também ocorre como porfiroblastos ou como agregados de minerais, ocupando os interstícios da matriz dos metapelitos.

Os metaconglomerados estudados estão próximos ao contato com o embasamento, representado por rochas do Supergrupo Rio das Velhas, e se destacam pelo seu conteúdo aurífero. Na Bota, estes metaconglomerados pertencem a unidade I, são monomíticos e suportados por clastos formados por seixos de quartzo de veio. No Sinclinal do Ouro Fino, os metaconglomerados caracterizam-se pelo seu aspecto polimítico, localmente suportados pela matriz e relacionados à unidade III (Vilaça, 1981) ou unidade I (Renger *et al.*, 1988).

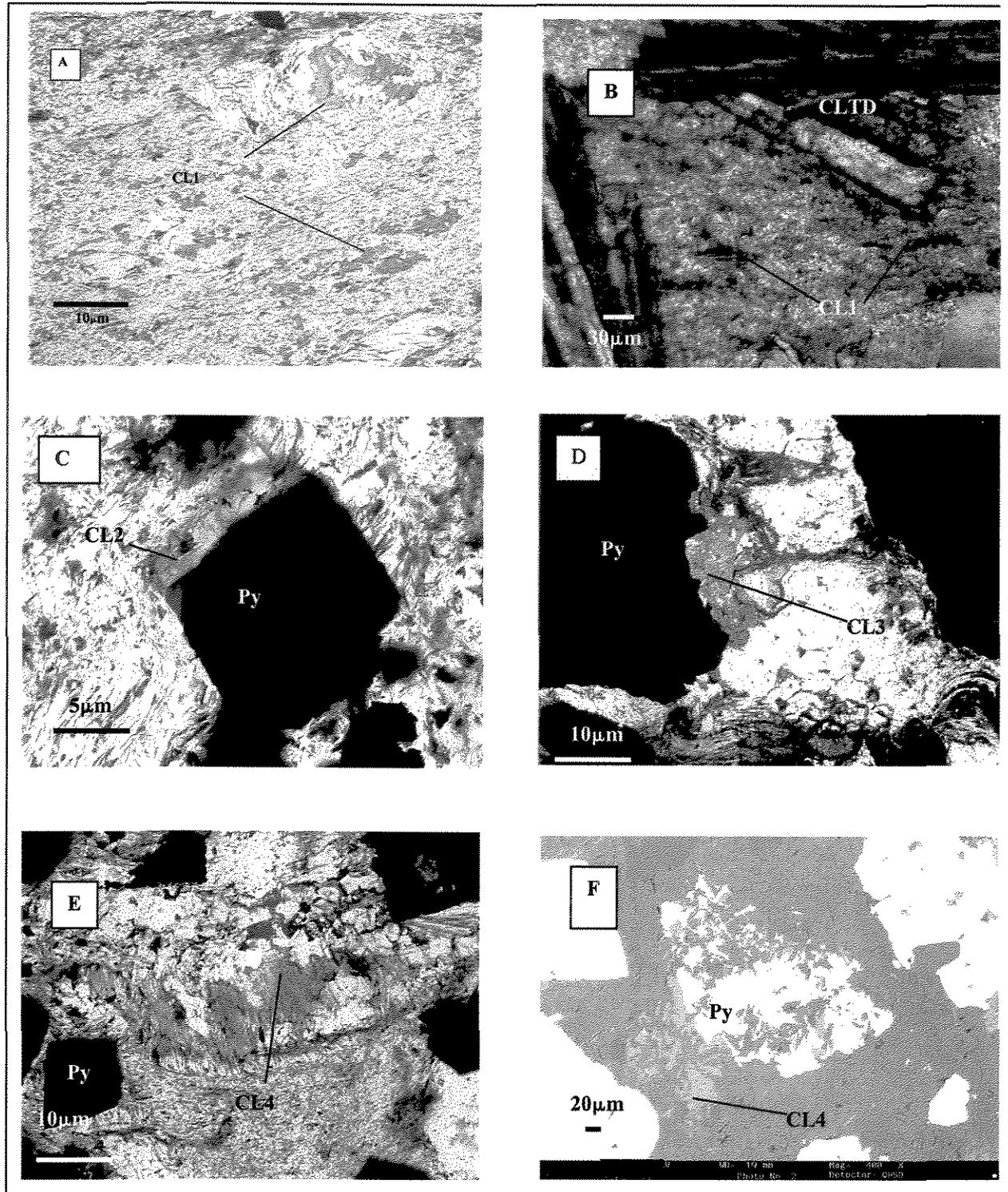
Quanto às fases minerais encontradas na matriz dos metaconglomerados auríferos, destacam-se a muscovita, pirofilita, pirita e a matéria carbonosa, além da clorita em menor proporção.

Na “Bota”, a clorita ocorre intimamente associada, ou em equilíbrio com pirita euhédrica - anhédrica, enquanto que no Sinclinal Ouro Fino a clorita ocorre tanto associada com a pirita, como em agregados contornando grãos de quartzo (Fig. 5.2).

### **5.2.1 – Tipos de Clorita**

De acordo com o contexto estratigráfico, litológico e teor aurífero relacionado aos respectivos horizontes, a clorita foi agrupada em 4 contextos:

- a) Clorita nos níveis de metapelitos (estéreis) associada ao cloritóide - **CL1 (Figs. 5.2A e 5.2B)**;
- b) Clorita nos metaconglomerados (“Bota”) em associação com pirita e baixos teores de ouro - **CL2 (Fig. 5.2C)**;
- c) Clorita nos metaconglomerados (Sinclinal Ouro Fino) em associação com pirita, com valores anômalos de Cr (0.24-0.41%) e com baixos teores de ouro (< 250 ppb) - **CL3 (Fig. 5.2D)**;
- d) Clorita, nos metaconglomerados com elevados teores de ouro (acima de 1ppm) no Sinclinal Ouro Fino, em associação com pirita ou cristais isolados, - **CL4 (Figs. 5.2E e 5.2F)**;



**Figura 5.2** - Fotomicrografias ilustrando o modo de ocorrência da clorita : **A** – Clorita (CL1) associada ao quartzo e sericita em metapelitos no Sinclinal Ouro Fino; **B** – Clorita (CL1) e cloritóide em matriz sericítica nos metapelitos da “Bota”; **C** – clorita (CL2) em equilíbrio com pirita nos metaconglomerados da “Bota”; **D**- clorita (CL3) rica em Cr, em equilíbrio com pirita, no Sinclinal Ouro Fino **E** e **F** – clorita associada ao quartzo remobilizado, ou em equilíbrio com a pirita em metaconglomerados auríferos do Sinclinal Ouro Fino.

### 5.3 - COMPOSIÇÃO QUÍMICA DA CLORITA

A clorita é um filossilicato encontrado em vários contextos geológicos, incluindo rochas sedimentares, rochas submetidas a baixo grau metamórfico e rochas alteradas hidrotermalmente (Deer *et al.*, 1966), podendo também substituir minerais pré existentes ou mesmo precipitar à partir de uma solução.

A estrutura ideal deste aluminossilicato hidratado é caracterizada pela alternância de camadas tetraédricas (estrutura da brucita) intercaladas com camadas octaédricas (estrutura do talco), definindo a clorita como um argilo-mineral 2:1 (Bailey, 1988 a).

Caritat *et al.* (1993) sugerem a seguinte fórmula cristaloquímica para a clorita, discriminando os sítios tetraédricos e octaédricos:



VI – sítio octaédrico

IV – sítio tetraédrico

$R^{2+}$  - geralmente representado por  $Mg^{2+}$  ou  $Fe^{2+}$

$R^{3+}$  - geralmente representado por  $Al^{3+}$  ou  $Fe^{3+}$

$\square$  - Vacância

$u+y+z = 6$ ;  $z = (y-w-x)/2$ ,  $w$  geralmente é igual a zero

Componentes como o Cr, Ti, Ni, Mn, V, Cu e Li, tendem a ocupar, em menores proporções, os sítios octaédricos os quais, juntamente com os componentes maiores da clorita, como Mg,  $Fe^{2+}$ ,  $Fe^{3+}$ , Al e Si, contribuem para o grande número de variações químicas apresentadas por esse mineral (Caritat *et al.*, 1993).

Devido a este comportamento, a clorita tem o potencial de registrar informações referentes às condições físico químicas vigentes durante sua formação (Chernosky *et al.*, 1988).

## 5.4 – RESULTADOS

A **Tabela 5.1** ilustra 24 análises representativas dos diversos modos de ocorrência da clorita nos diferentes contextos estratigráficos, mineralizados ou não. No geral, há uma constância na composição da clorita, exceto por algumas variações em FeOt, MgO e CrO. O FeOt tende a aumentar com o decréscimo do MgO. Os valores discrepantes de Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0.24-0.41%), estão associados às amostras de metaconglomerados fracamente mineralizados (MO1-MO2), situados na porção NW do Sinclinal Ouro Fino.

Na correlação Au vs Fe/(Fe+Mg), a principal variação observada é a maior quantidade de Fe presente na clorita associada aos metaconglomerados auríferos (**Tabela 5.2**), quando comparado aos níveis de metapelitos ou metaconglomerados com baixo teor de ouro, independente do contexto estrutural.

As amostras com valores de Cr mais elevados apresentam razão Fe/(Fe+Mg) variando de 0,40 a 0,52, com média em 0,47 (**Tabela 5.2**). Os metaconglomerados MO3-MO8 e MO9-MO10 com teores elevados de ouro destacam-se por razões de Fe/(Fe+Mg) variando de 0,49 a 0,54 e média 0,51. Já nos metaconglomerados com valores menos expressivos em ouro, a razão Fe/(Fe+Mg) varia de 0,39 a 0,49, com valor médio de 0,42. Os níveis de metapelitos apresentam variação de 0,35 a 0,38, com média em 0,37.

	Au > 1ppm		Au < 250 ppb	
	CL4	CL3	CL2	CL1
<b>Máximo</b>	0,54	0,52	0,49	0,38
<b>Mínimo</b>	0,49	0,40	0,39	0,35
<b>Média</b>	<b>0,51</b>	<b>0,47</b>	<b>0,42</b>	<b>0,37</b>

**Tabela 5.2** – Ilustra as razões Fe/Fe+Mg dos diversos tipos de clorita associados às porções mineralizadas e estéreis. Os teores em ouro aumentam da direita para a esquerda.

Amostra	MO1	MO2	MO3	MO4	MO5	MO6	MO7	MO8	MO9	MO10	MB1	MB2	MB3	MB4	MB5	FB1	FB2	FB3	FB4	FO1	FO2	FO3	FO4	FO5
Cloritas	CL3	CL3	CL4	CL2	CL2	CL2	CL2	CL2	CL1	CL1	CL1	CL1	CL1	CL1	CL1	CL1	CL1							
SiO2	24,87	23,89	24,57	24,58	24,42	24,35	23,83	24,08	24,44	24,14	24,96	24,08	25,56	24,82	25,37	25,39	25,47	25,15	25,04	25,42	25,56	25,53	25,75	25,16
TiO2	0,01	0,03	0,04	0,08	0,07	0,10	0,13	0,03	0,00	0,01	0,02	0,03	0,00	0,04	0,00	0,06	0,14	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,07	0,00
Al2O3	23,66	24,08	22,40	22,91	22,84	22,84	22,89	22,83	22,53	23,09	24,15	24,68	23,97	24,12	24,38	25,06	24,88	24,82	25,31	24,42	24,23	23,33	23,62	24,41
Cr2O3	0,41	0,24	0,01	0,00	0,03	0,03	0,08	0,05	0,09	0,07	0,10	0,05	0,05	0,07	0,08	0,11	0,12	0,14	0,10	0,00	0,01	0,00	0,00	0,09
MgO	14,66	15,33	14,01	14,48	13,89	13,90	13,51	13,08	13,51	13,59	15,74	16,33	17,11	16,02	16,80	17,59	17,64	17,60	18,24	19,52	18,87	18,70	18,53	19,06
CaO	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	0,01	0,01	0,05	0,02	0,01	0,05	0,01	0,04	0,00	0,00	0,03	0,00	0,05	0,03	0,04	0,00	0,02	0,02	0,03
MnO	0,10	0,04	0,15	0,11	0,16	0,12	0,08	0,08	0,12	0,14	0,05	0,09	0,13	0,10	0,03	0,05	0,05	0,06	0,04	0,13	0,12	0,20	0,11	0,11
FeO	23,53	23,61	26,91	25,75	25,59	26,88	26,67	27,59	26,45	27,74	21,89	20,61	19,89	20,94	20,58	18,79	18,93	18,89	18,16	18,61	18,62	19,38	19,35	18,60
Na2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00
K2O	0,00	0,00	0,02	0,00	0,03	0,00	0,01	0,04	0,03	0,01	0,02	0,00	0,02	0,09	0,04	0,07	0,04	0,05	0,03	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00
F	0,00	0,06	0,02	0,02	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	0,07	0,09	0,05	0,07	0,04	0,05	0,00	0,11	0,00	0,04	0,04	0,00	0,00	0,00	0,02
Cl	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,04	0,00	0,03	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01	0,01
H2O	11,45	11,38	11,32	11,38	11,26	11,35	11,22	11,24	11,24	11,33	11,48	11,40	11,60	11,44	11,64	11,76	11,71	11,68	11,74	11,87	11,80	11,71	11,75	11,78
total	98,69	98,66	99,47	99,36	98,36	99,62	98,44	99,10	98,42	100,20	98,55	97,34	98,44	97,71	98,95	98,92	99,10	98,46	98,72	100,09	99,21	99,00	99,22	99,29
O=F=Cl	0,00	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,03	0,04	0,02	0,03	0,03	0,02	0,01	0,05	0,01	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01
TOTAL	98,69	98,64	99,46	99,35	98,35	99,62	98,44	99,09	98,42	100,17	98,51	97,32	98,41	97,68	98,93	98,92	99,05	98,45	98,70	100,07	99,21	98,99	99,21	98,28
Origênio	Base	28,00																						
Si	5,21	5,02	5,20	5,18	5,19	5,14	5,10	5,13	5,21	5,09	5,20	5,05	5,27	5,19	5,22	5,18	5,19	5,16	5,10	5,13	5,19	5,23	5,25	5,12
Ti	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
Al(IV)	2,79	2,98	2,80	2,82	2,81	2,86	2,90	2,87	2,79	2,91	2,80	2,95	2,73	2,81	2,78	2,82	2,81	2,84	2,90	2,87	2,81	2,77	2,75	2,88
Al(V)	3,05	2,99	2,79	2,86	2,92	2,83	2,87	2,87	2,88	2,84	3,12	3,16	3,10	3,14	3,13	3,20	3,17	3,16	3,19	2,94	3,00	2,86	2,93	2,97
Cr	0,07	0,04	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
Mg	4,58	4,80	4,42	4,54	4,40	4,38	4,31	4,16	4,30	4,27	4,88	5,11	5,26	4,99	5,15	5,35	5,36	5,38	5,54	5,87	5,71	5,71	5,63	5,78
Ca	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
Mn	0,02	0,01	0,03	0,02	0,03	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02
Fe	4,12	4,15	4,76	4,53	4,55	4,75	4,77	4,92	4,72	4,90	3,81	3,62	3,43	3,66	3,54	3,20	3,23	3,24	3,10	3,14	3,17	3,32	3,30	3,16
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
F	0,00	0,04	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,05	0,06	0,04	0,04	0,03	0,03	0,00	0,07	0,00	0,03	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01
Cl	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Fe/(Fe+Mg)	0,47	0,46	0,52	0,50	0,51	0,52	0,53	0,54	0,52	0,53	0,44	0,41	0,39	0,42	0,41	0,37	0,38	0,38	0,36	0,35	0,36	0,37	0,37	0,35

Tabela 5.1 - Análises da composição química dos diversos modo de ocorrência da clorita.

MO1-MO2 - Clorita em associação com pirita nos metaconglomerados da Porção NW Sinclinal Ouro Fino

MO3-MO9 - Clorita em associação com pirita nos metaconglomerados auríferos da Porção Oeste do Sinclinal Ouro Fino

MO8-MO10 - Clorita na forma de agregados, nos metaconglomerados auríferos da porção oeste do Sinclinal Ouro Fino

MB1-MB5 - cloritas em associação com pirita, nos metaconglomerados da porção leste da "Bota"

FB1-FB4 - Clorita nos níveis de metapelitos (topo da Formação Moeda) , na porção leste da "Bota"

FO1-FO5 - Clorita nos níveis de metapelitos (topo da Formação Moeda), na porção NW do sinclinal Ouro Fino

Para a classificação e nomenclatura da clorita, os dados foram organizados segundo a localização das amostras e lançados em um diagrama Fe/Fe+Mg vs Si, proposto por Hey (1954). Todas as seções analisadas encontram-se inseridas no campo da ripidolita (Fig. 5.3).

Pode-se observar também que a clorita dos metaconglomerados mostra razões Fe/(Fe+Mg) maiores que as razões ferro-magnesianas encontradas na clorita dos níveis metapelíticos. Dentre as análises nos metaconglomerados, salvo algumas exceções, a clorita dos metaconglomerados do Sinclinal Ouro Fino são mais ricas em ferro que a clorita da “Bota”.

Laird (1988) sugere, à partir do diagrama Al/(Al+Fe+Mg) vs Mg/(Mg+Fe), que a composição química da clorita pode ser utilizada na caracterização do protólito. Como observado na Figura 5.4, os valores de Al/(Al+Fe+Mg) variam de 0,37 a 0,41 (maiores que 0,32) e a razão Mg/(Mg+Fe) varia de 0,45 a 0,65 .

A elevada razão Al/(Al+Fe+Mg) e Mg/(Mg+Fe), sugere que esta clorita foi gerada a partir de uma rocha aluminosa, com forte contribuição de rochas magnesianas na fonte. Tal fato descarta a possibilidade desta clorita ter sido xenoclástica, mas aponta para uma área-fonte magnesiana, provavelmente relacionada à erosão do *greenstone belt* Rio das Velhas.

De acordo com a teoria de Tschermak, a substituição de Si<sup>4+</sup> por Al<sup>3+</sup> nos sítios tetraédricos da clorita, é acompanhada pela substituição de R<sup>2+</sup> por Al<sup>3+</sup> nos sítios octaédricos, para manter o balanço de cargas e a equivalência dos valores de Al(IV) e Al(VI), ou seja, uma razão Al(IV)/Al(VI) igual a 1 (Caritat *et al.*, 1993). Contudo, como observado por Foster (1962) esta razão pode ser maior ou menor que 1, indicando que outras substituições podem ocorrer na estrutura da clorita.

Conforme observado na Figura 5.5, a razão Al(IV)/Al(VI) é menor que 1, principalmente para as amostras da “Bota”. Este fato pode ser interpretado como resultado da substituição de R<sup>2+</sup> (vide Equação 1) pelo Al(IV) em excesso, em uma razão de 2/3 (Foster, 1962).

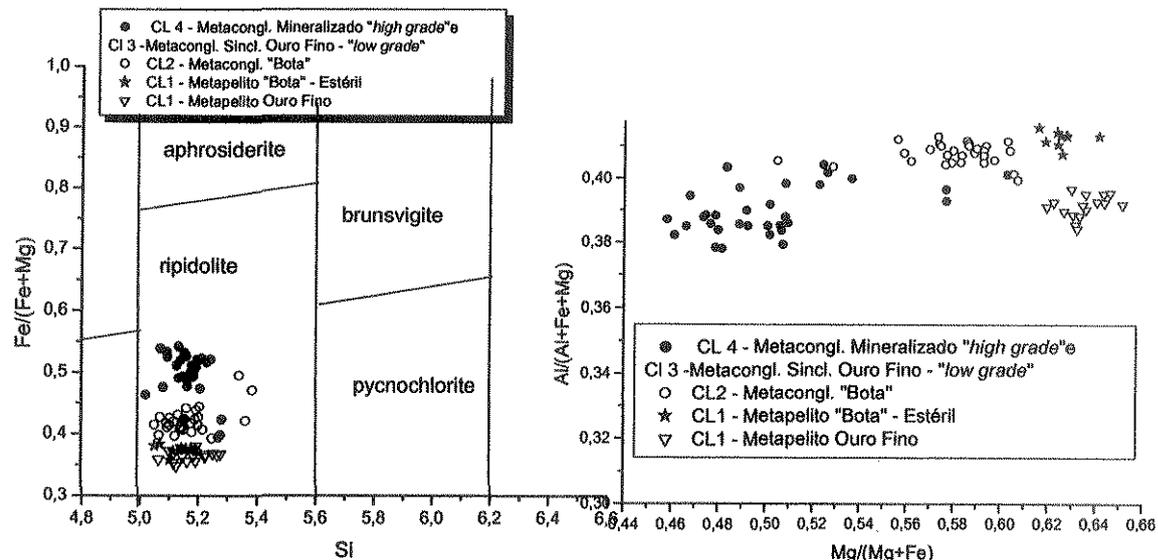


Figura 5.3 – Classificação da clorita segundo Hey (1954).

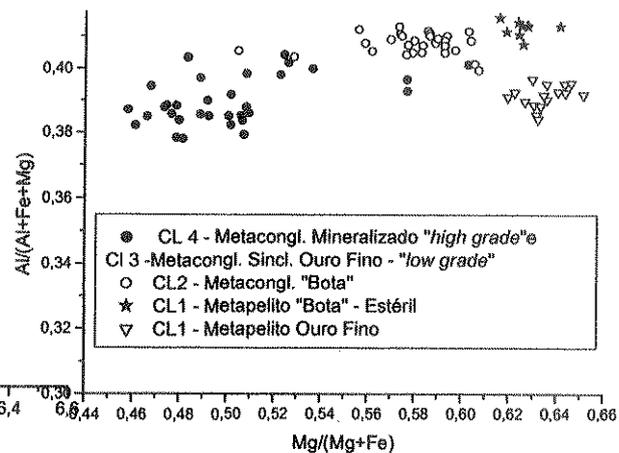


Figura 5.4 – Caracterização do protólito, segundo Laird (1988), vide texto.

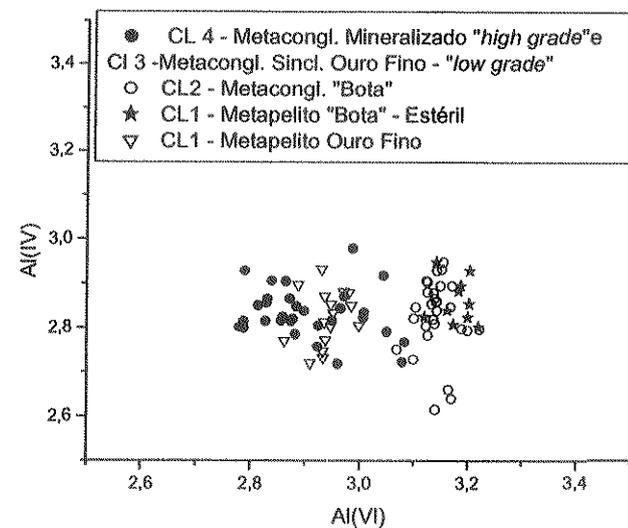


Figura 5.5 – Diagrama Al(IV) / Al(VI) mostrando excesso de Al(IV) substituindo os sítios  $R^{2+}$ .

## 5.5 - GEOTERMÔMETRO DA CLORITA

### 5.5.1- Breve revisão das equações utilizadas

Cathelineau e Nieva (1985) e Cathelineau (1988), em estudos realizados em andesitos alterados hidrotermalmente do sistema geotermal ativo de Los Azufres (México), observaram que a quantidade de Al (IV) presente na clorita é correlacionada à temperatura de formação deste mineral. A temperatura pode ser obtida pela seguinte equação de regressão:  $T(^{\circ}\text{C}) = -61.92 + 321.98\text{Al(IV)}$

Kranidiots e MacLean (1987) modificaram a equação anterior, levando em consideração a variação da razão Fe/(Fe+Mg) para calcular a quantidade de Al(IV):  $\text{Al(IV)}_{\text{corrigido}} = \text{Al IV} + 0.7 [\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})]$ , sendo  $T = 106\text{Al(IV)}_{\text{corrigido}} + 18$ . Estes autores argumentam que esta função aplica-se à clorita que se precipitou em “ambientes saturados em Al”, ou seja, na presença de minerais aluminosos.

Jowet (1991) sugere um tipo de correção similar, com base na normatização da razão Fe/(Fe+Mg), em condições isotermiais, para a composição da clorita em Salton Sea e Los Azufres, propondo, neste contexto, a aplicação da equação :  $\text{Al(IV)}_{\text{corrigido}} = \text{Al IV} + 0.1 [\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})]$ , sendo  $T = 319\text{Al(IV)}_{\text{corrigido}} - 69$

Zang e Fyfe (1995) também propuseram uma correção para o Al(IV) com base na razão Fe/(Fe+Mg), neste caso estudando os litotipos mineralizados a Cu e Au de Carajás (Brasil). Esses autores obtiveram temperaturas bem menores que as encontradas pela fórmula de Cathelineau (1988), o que pode ser explicado pela considerável diferença na razão Fe/Mg utilizada na calibração do geotermômetro. Desta maneira, Zang e Fyfe (1985) propuseram, de acordo com seus dados, a seguinte correção:

$\text{Al(IV)}_{\text{corrigido}} = \text{Al(IV)}_{\text{medido}} - 0,88[\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg}) - 0,34]$ , onde 0,88 é um fator de correção obtido através das amostras de Carajás, e 0,34 é o valor médio da razão Fe/(Fe+Mg) das amostras de Cathelineau e Nieva (1985) de Los Azufres. A partir desta correção, utilizaram a mesma expressão proposta por Kranidiots e MacLean (1987) -  $T(^{\circ}\text{C}) = 106.2\text{Al(IV)} + 17.5$

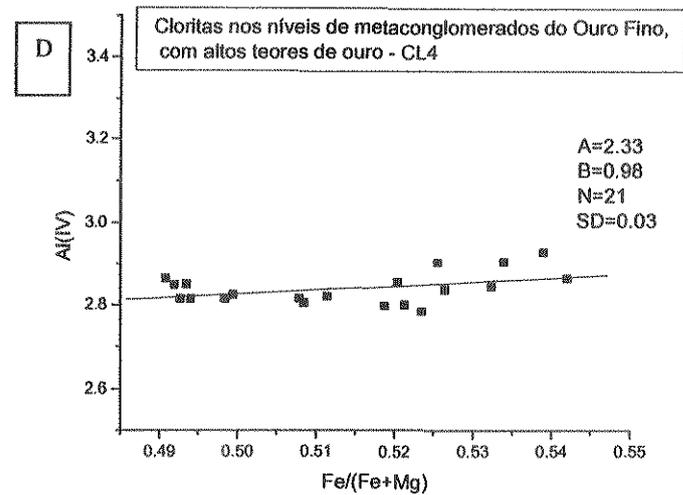
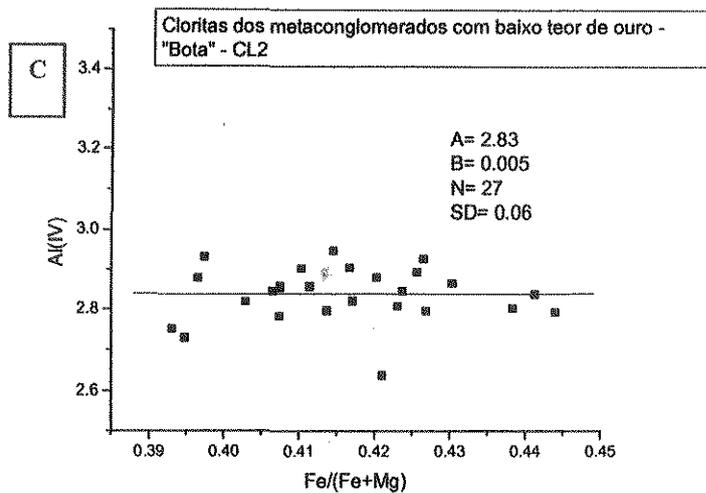
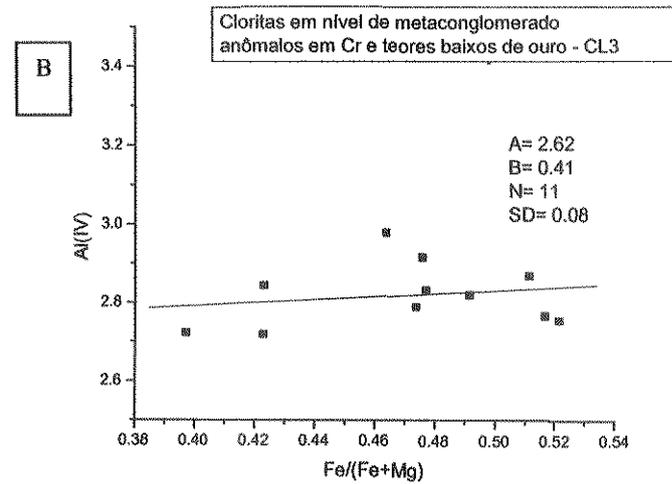
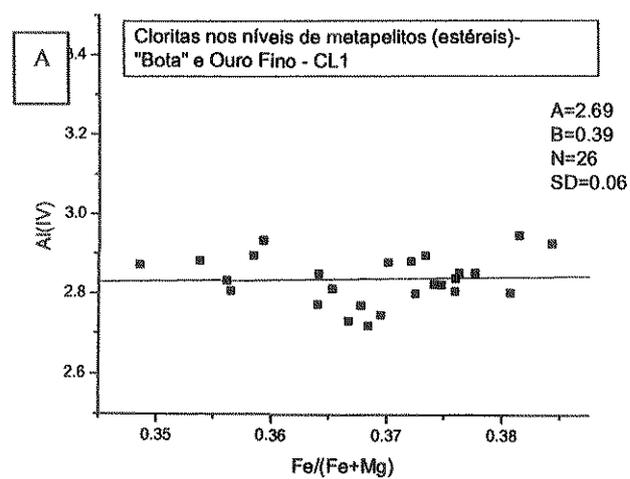
Frimmel (1997), comparando as razões de Fe/(Fe+Mg) da clorita do “Basal Reef” (razão em torno de 0,35) com as razões de Fe/(Fe+Mg) da clorita em níveis

estratigráficos diferentes, na porção noroeste de Witwatersrand, sugere que a calibração obtida por Zang e Fyfe (1995) é melhor aplicável à clorita com  $Fe/(Fe+Mg) > 0.5$ , levando-se em consideração o equilíbrio e o modo de ocorrência das fases minerais.

### **5.5.2- Aplicação do geotermômetro da clorita nas mineralizações auríferas da Formação Moeda: critérios e resultados**

A Figura 5.6 ilustra a variação do Al (IV) em relação à razão  $Fe/Fe+Mg$ , para os diversos modos de ocorrência da clorita. O aumento na quantidade de Al (IV) com o aumento da razão  $Fe/Fe+Mg$ , como observado nas Figuras 5.6 A, B e D, pode ser explicado pela substituição de Si por Al(IV), gerando “espaço” para a substituição de Mg por Fe, ou seja, devido a razões estruturais (Zang e Fyfe, 1995). No caso da clorita da “Bota”, onde o Al(IV) tende a permanecer constante com o aumento da razão  $Fe/Fe+Mg$  (Fig. 5.6 C), não se faz necessário corrigir Al(IV), pois os valores de  $Al(IV)_{\text{corrigido}}$  são muito próximos ao  $Al(IV)_{\text{medido}}$ . Já nos demais casos em que há correlação positiva entre a variação do Al (IV) em relação à razão  $Fe/Fe+Mg$ , é necessário que seja feita a correção do Al(IV).

No presente estudo, sugere-se que a correção do Al (IV) seja realizada de acordo com a seguinte fórmula:  $Al(IV)_{\text{corrigido}} = Al(IV)_{\text{medido}} - X[Fe/(Fe+Mg) - Y]$  (Equação 1), onde X é o fator de correção obtido através da regressão os valores da razão  $Fe/(Fe+Mg)$  para os diversos modos de ocorrência da clorita, nas rochas metassedimentares da Formação Moeda e Y o valor médio da razão  $Fe/(Fe+Mg)$  das amostras de Cathelineau e Nieva (1985) de Los Azufres. Utilizou-se a mesma metodologia proposta por Zang e Fyfe (1995), todavia com fatores de correção obtidos da clorita da área estudada.



**Figura 5.6** - Retas obtidas por regressão linear a partir das quais foram caracterizados os fatores de correção para o Al(IV).  
N = número de medidas; SD=deszvio padrão; B+ fator de correção e A= interseção da reta no eixo Y, na origem.

Para o cálculo da temperatura utilizou-se a equação proposta por Kranidiots e MacLean (1987).

Os fatores de correção dos diversos modos de ocorrência encontram-se sumarizados na tabela 5.3.

	CL1	CL2	CL3	CL4
Fator de correção	0.39	0.00	0.41	0.98

**Tabela 5.3** – Fator de correção obtido através de regressão linear, para os diversos modos de ocorrência da clorita. Para fator de correção igual a zero, não há correção do Al(IV), ou seja,  $Al(IV)^{corrigido}$  é o  $Al(IV)^{medido}$ .

A **Tabela 5.4** ilustra as temperaturas obtidas de acordo com a metodologia proposta e as temperaturas obtidas com a aplicação direta das fórmulas derivadas de outros autores.

Para as cloritas CL1 e CL3 (fator de correção em torno de 0.4), as temperaturas tendem a ser um pouco menores. No caso da clorita CL2, onde não há correlação positiva entre as razões  $Fe/(Fe+Mg)$  vs Al(IV), o  $Al(IV)^{corrigido}$  tende a ser igual ao  $Al(IV)^{medido}$ , pois o fator de correção tende a zero, (vide Equação 1). Neste sentido, fica claro que quanto maior o fator de correção, menores serão os valores de Al (IV)<sup>corrigido</sup> (**Equação 1**), e conseqüentemente menores serão as temperaturas obtidas.

Cathelineau (1988) não leva em consideração as razões  $Fe/(Fe+Mg)$  para o cálculo da temperatura, o que implica em temperaturas superestimadas, principalmente em clorita com valores de  $Fe/(Fe+Mg)$  maiores que 0.34, onde a aplicação da metodologia de Zang e Fyfe (1995) resulta em intervalos de temperatura mais realísticos (Frimmel, 1997).

Amostra	Tipo de clorita	Fe/(Fe+ Mg)	T (°C) Cathelineau (1988)	T (°C) Frimmel (1997)	Este estudo
S1094	CL1	0.37	392.67	392.67	315.95
S1095	CL1	0.38	390.01	390.01	314.14
S1098	CL1	0.38	395.30	395.30	317.63
S1099	CL1	0.36	404.14	404.14	324.19
M64	CL1	0.35	400.47	400.47	322.17
M65	CL1	0.36	389.78	389.78	314.79
M67	CL1	0.37	384.23	384.23	310.67
M611	CL1	0.37	380.36	380.36	308.04
M612	CL1	0.35	402.10	402.10	323.03
S8224	CL2	0.44	389.49	389.49	315.29
S8225	CL2	0.41	412.69	412.69	330.59
S8230	CL2	0.39	377.25	377.25	307.21
S8241	CL2	0.42	390.28	390.28	315.81
S8249	CL2	0.41	386.11	386.11	313.06
OF18	CL3	0.47	376.27	376.27	304.07
OF20	CL3	0.46	417.63	417.63	328.47
OF23	CL4	0.52	388.75	298.09	296.19
OF27	CL4	0.50	392.84	302.59	300.90
OF31	CL4	0.51	389.71	299.69	297.90
OF32	CL4	0.52	398.08	304.09	302.18
OF34	CL4	0.53	405.69	308.64	306.66
OF36	CL4	0.54	399.52	303.02	300.88
OF38	CL4	0.52	386.48	296.15	294.20
OF39	CL4	0.53	405.89	307.98	305.92
<b>VALORES MÉDIOS – Temperatura em °C</b>					
			<b>T(°C) Cathelineau (1988)</b>	<b>T (°C) Frimmel (1997)</b>	<b>Este estudo</b>
	CL1		394.92	394.92	317.68
	CL2		395.08	392.37	318.98
	CL3		392.17	367.51	311.37
	CL4		395.16	337.22	301.03

Tabela 5.4 – Temperaturas obtidas pelas diferentes metodologias.

Desta maneira considera-se que a metodologia adotada neste trabalho responde às peculiaridades da área estudada, onde fatores como os descritos abaixo influenciaram na cristalização e composição química da clorita:

1) Características químicas das rochas metassedimentares: rochas metassedimentos mais ricas em Fe e/ou Mg, representando áreas-fontes distintas, como observado nas cloritas CL3, com valores elevados de Cr.

2) Elevada fugacidade de enxofre, representada por grande quantidade de pirita euhédrica a subeuhédrica, associada aos níveis de metaconglomerados, onde a clorita CL3, CL4, e principalmente CL2, estão presentes. Este fato pode explicar o enriquecimento relativo em Al(IV) acarretando em sua substituição nos sítios  $R^{2+}$ .

3) A cristalização do cloritóide nos níveis de metapelitos, associada à clorita CL2, deve estar relacionada às baixas razões de Fe/Fe+Mg nestes horizontes.

## 5.6 – CONSIDERAÇÕES PARCIAIS

Frente às relações petrográficas e à composição química da clorita, admite-se que este mineral está associado a um evento hidrotermal, pós-pico metamórfico, que afetou tanto os metaconglomerados quanto os níveis de metapelitos da Formação Moeda.

A associação clorita – pirita – pirofilita e ouro comprova a existência de mineralização aurífera tipicamente hidrotermal, em condições metamórficas de fácies xisto verde, pós-pico metamórfico.

A composição química da clorita é reflexo da composição química do protólito, cujas razões Fe/(Fe+Mg) são de fundamental importância no que se refere à mineralização aurífera, pois os horizontes mineralizados apresentam clorita com razões ferro-magnesianas acima de 0,5; ou seja, protólitos com razões ferro-magnesianas elevadas podem ser, desde que afetadas pela alteração hidrotermal, potencialmente mineralizados.

O geotermômetro da clorita indica que a temperatura deste evento hidrotermal atingiu condições metamórficas referentes à fácies xisto verde, com temperaturas variando, em média, de 300 a 318° C.

Nestas condições de temperatura, tanto o ouro em solução pode ser precipitado, quanto o "ouro detrítico" reconcentrado, descartando-se a possibilidade do ouro (detrítico) ter sido lixiviado da pilha sedimentar, conforme proposto por Lobato e Rosière (1996). Desta maneira, acredita-se que processos hidrotermais e metamórficos atuaram no sentido de concentrar, e não lixiviar o ouro.

**PARTE VI**

**RELAÇÃO DA MINERALIZAÇÃO AURÍFERA COM A MATÉRIA  
CARBONOSA.**

**UNICAMP**  
**BIBLIOTECA CENTRAL**  
**SECÃO CIRCULANTE**

## 6.1 – MATÉRIA CARBONOSA

A associação da matéria carbonosa com o ouro e seu papel na precipitação deste metal têm sido alvo de inúmeros trabalhos acadêmicos, com importantes contribuições do ponto de vista prospectivo.

Silva (1998) resume as principais ocorrências e depósitos auríferos no mundo, onde a matéria carbonosa se associa espacialmente com as zonas mineralizadas. No Brasil, várias mineralizações auríferas estão relacionadas à presença da matéria carbonosa, destacando-se as minas do distrito mineiro do *greenstone belt* do Rio Itapicuru (Fazenda Brasileiro e Maria Preta), Serra Pelada (Província Mineral de Carajás), Jacobina, Passagem de Mariana, Cuiabá e São Bento, no Quadrilátero Ferrífero, entre outras.

Em nível internacional, as mineralizações de idade paleoproterozóica e arqueana dos distritos auríferos de Ashanti, na Nigéria, e Witwatersrand, na África do Sul, destacam-se pela correlação positiva entre o teor aurífero e a concentração de níveis com matéria carbonosa. Em Witwatersrand, vários estudos têm abordado a matéria carbonosa no sentido de caracterizá-la do ponto de vista textural, grau de maturação (Gray *et al.*, 1998), cristalinidade e arranjo estrutural (Robb *et al.*, 1997), assinatura isotópica, bem como sua mobilidade com a deformação (Spangenberg e Frimmel, 2001).

A terminologia utilizada para descrever o material carbonáceo presente em rochas pré-cambrianas também vem sendo bastante discutida, devido ao grande número de definições utilizadas (Mossman e Thompson-Rizer, 1993). Nagy (1993) simplificou a terminologia pertinente à matéria carbonácea da seguinte maneira:

Kerogênio – refere-se a polímeros orgânicos sólidos, os quais permaneceram *in situ* desde sua deposição.

Betume – refere-se às substâncias orgânicas que se comportaram como fluidos viscosos, sendo posteriormente solidificados.

Outro termo que vem sendo cada vez mais difundido para definir uma substância orgânica com estado cristalino intermediário, entre cristalino ordenado

e um estado líquido isotrópico, é o *Mesophase Carbon*, também conhecido como cristal líquido (Giordano, 1999).

Devido às semelhanças entre o material carbonoso encontrado em Witwatersrand e o encontrado nas rochas metassedimentares da Fm. Moeda, foram utilizadas as mesmas terminologias para caracterizar os diferentes modos de ocorrência deste material.

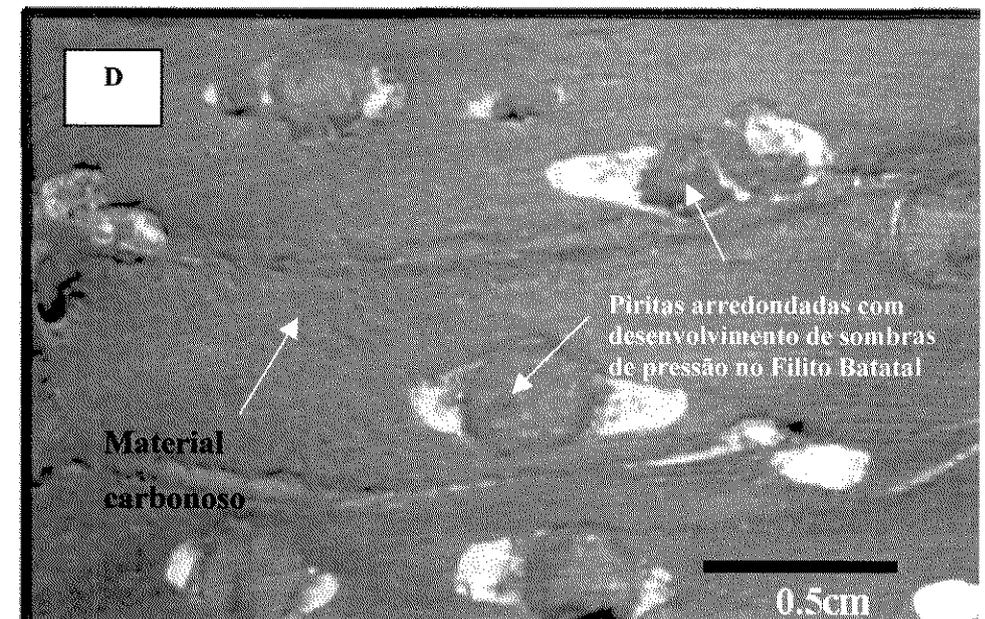
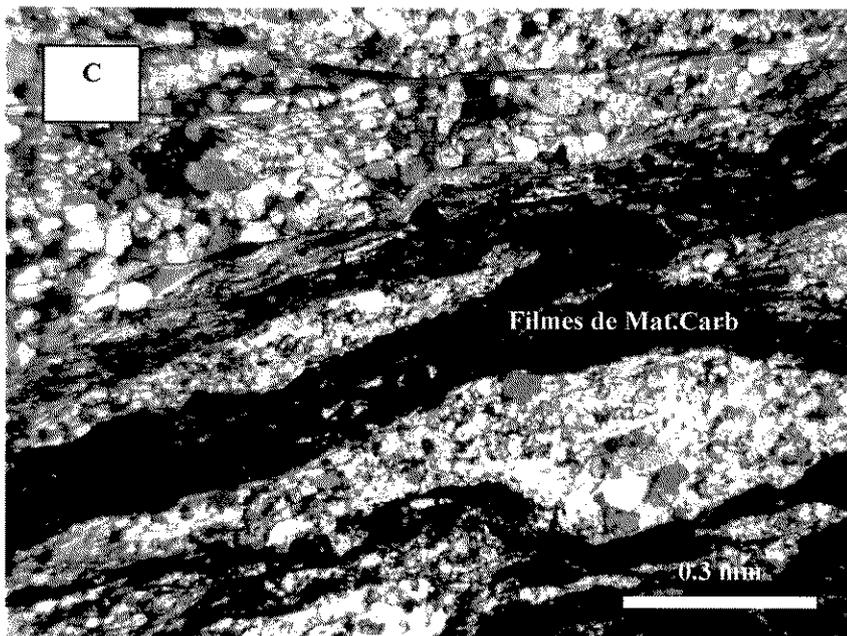
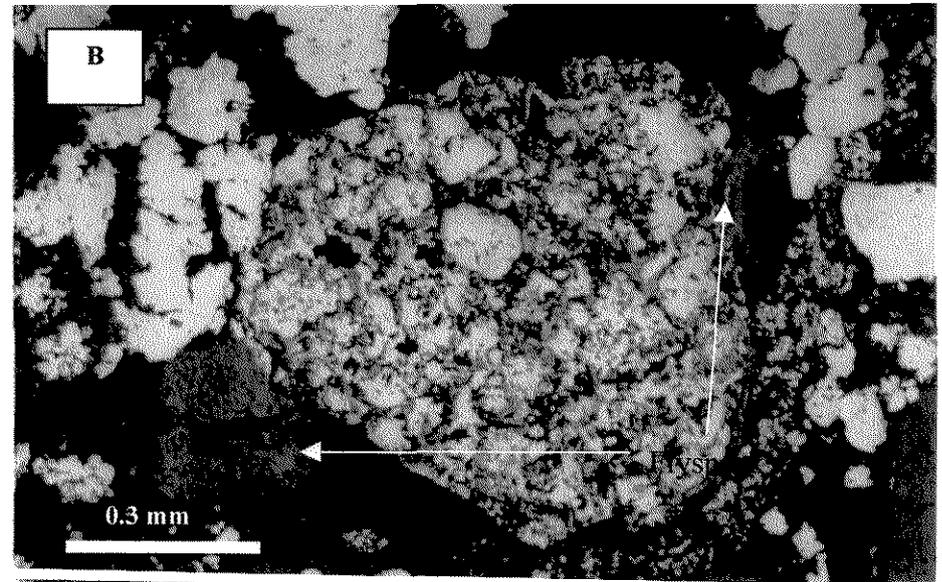
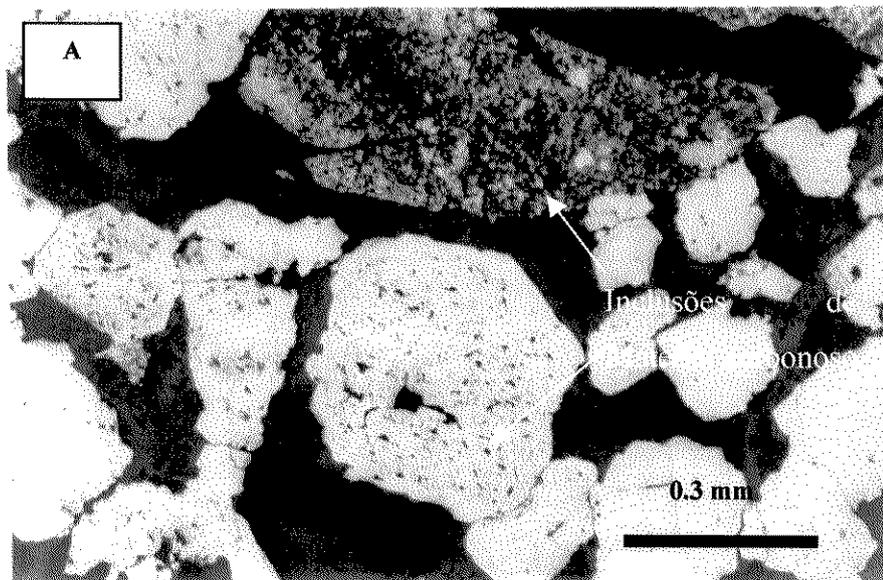
## 6.2 - MODO DE OCORRÊNCIA E DISTRIBUIÇÃO DA MATÉRIA CARBONOSA

Foram identificados quatro modos de ocorrência da matéria carbonosa nos metaconglomerados e metapelitos da Fm. Moeda e Fm. Batatal, respectivamente (**Fig. 6.1**). Esses diversos modos de ocorrência apresentam as seguintes características, conforme observado em microscopia óptica convencional e microscopia eletrônica de varredura (MEV), com EDS acoplado:

- 1) Matéria carbonosa como inclusões em piratas arredondadas porosas (*buckshots*) da matriz dos metaconglomerados mineralizados. (**Fig. 6.1A**).
- 2) Matéria carbonosa como nódulos ou agregados (*Flyspeck*), com inclusões de uraninita, barita e zircão, em contato com pirita porosa (**Fig. 6.1B**).

Estes dois modos de ocorrência da matéria carbonosa são encontrados na matriz dos metaconglomerados da base da Formação Moeda, nas adjacências da junção "Bota" / Sinclinal Gandarela, em direção ao Sinclinal Gandarela, e na Mina do Ouro Fino.

- 3) Matéria carbonosa como filmes milimétricos dispostos paralelamente às porções mais deformadas e cisalhadas, em regime dúctil, em quartzitos e metaconglomerados (**Fig. 6.1C**).



**Figura 6.1** – Modo de ocorrência da matéria carbonosa. A – Inclusões de material carbonoso em pirita porosa; B- nódulos de material carbonoso em contato com pirita porosa; C – Filmes de material carbonoso associado às porções mais deformadas da Unidade I e D – Matéria carbonosa disseminada em filites da Formação Batatal

4) Matéria carbonosa disseminada nos filitos da Formação Batatal (Fig. 6.1D). Os filitos da Formação Batatal apresentam uma distribuição em área bastante abrangente, podendo ser mapeados em quase todo o Quadrilátero Ferrífero. No entanto, devido ao intemperismo, o material carbonoso encontra-se oxidado, sendo melhor identificado nos furos de sondagem.

### 6.3- GRAU DE CRISTALINIDADE DA MATÉRIA CARBONOSA

Os espectros do efeito Raman, na matéria carbonosa, podem ser divididos em dois componentes, sendo um de primeira ordem, entre  $1580\text{ cm}^{-1}$  e  $1610\text{ cm}^{-1}$ , e outro de segunda ordem, entre  $2450\text{ cm}^{-1}$  e  $3248\text{ cm}^{-1}$  (Wopenka e Pasteris, 1993). A tabela 6.1 mostra os dados obtidos por microespectroscopia Raman para os diversos modos de ocorrência da matéria carbonosa identificados na área estudada.

O comportamento do espectro de primeira ordem tem sido utilizado na caracterização do grau de cristalinidade da matéria carbonosa. A matéria carbonosa com a cristalinidade da grafita, por exemplo, apresenta um único pico em torno de  $1582\text{ cm}^{-1}$  (*O-peak*), enquanto que a matéria carbonosa com baixo grau de cristalinidade apresenta um pico adicional em torno de  $1360\text{ cm}^{-1}$  (*D-peak*).

A tabela 6.1 ilustra os dados de microespectroscopia Raman da matéria carbonosa nos metaconglomerados mineralizados, nos metaconglomerados sem teores auríferos significativos, e nos metapelitos da Formação Batatal.

AMOSTRA		Intens. do Pico D		Intens. do Pico O		O/D	Larg. Meia Altura do Pico O
		(Rcm <sup>-1</sup> )		(Rcm <sup>-1</sup> )			
<b>Flyspeck + Inclusões em pirita porosa</b>							
FOB101	flyspeck	61.37	1364	75.90	1597	1.24	80.84
OFB102	flyspeck	45.56	1362	56.02	1593	1.23	76.63
OFB103	flyspeck	40.98	1363	50.20	1598	1.22	73.98
OFB104	flyspeck	61.05	1363	74.64	1603	1.22	67.29
OFB105	flyspeck	44.60	1357	53.50	1601	1.20	67.98
STOPE01		56.21	1364	55.57	1604	0.99	69.72
STOPE02		48.50	1346	43.81	1584	0.90	68.62
STOPE03		54.17	1356	59.12	1585	1.09	64.45
STOPE04		79.92	1353	90.07	1587	1.13	78.22
STOPE05		47.05	1347	50.46	1581	1.07	42.85
STOPE06		48.25	1356	51.13	1584	1.06	55.16
MG0109		33.73	1363	35.98	1586	1.07	64.99
<b>Filmes relacionados às porções mais deformadas</b>							
A111A41		34.44	1369	40.30	1583	1.17	22.50
A111A42		29.54	1361	35.09	1583	1.19	24.58
A111A43		34.80	1367	40.74	1584	1.17	24.86
A111A44		31.70	1368	36.87	1583	1.16	25.95
A111A45		28.99	1364	33.68	1584	1.16	24.60
<b>Metapelitos Formação Batatal</b>							
BBAT01		36.70	1353	43.66	1582	1.19	33.31
BBAT02		28.72	1348	32.92	1576	1.15	35.73
M0201		23.00	1361	27.59	1584	1.20	23.00
M0202		23.36	1361	27.57	1583	1.18	24.54
M0203		23.95	1360	28.56	1584	1.19	24.66
M0204		25.65	1360	29.61	1583	1.15	23.65
M0205		24.72	1361	28.71	1583	1.16	25.78
MG0101		30.56	1360	34.73	1584	1.14	26.83
MG0102		30.36	1361	35.29	1586	1.16	25.83
MG0104		21.37	1359	25.47	1586	1.19	28.41
MG0105		26.62	1361	29.57	1584	1.11	30.02
MG0106		67.14	1358	77.05	1586	1.15	27.36
MG0107		35.75	1361	38.72	1588	1.08	29.55
MG0110		42.09	1359	48.07	1586	1.14	28.33

Tabela 6.1 – Dados de microespectroscopia Raman para os diversos modos de ocorrência da matéria carbonosa na área estudada.

Nos espectros obtidos em material carbonoso de diversas partes do mundo, a razão dos picos O/D, em função da largura da meia altura do pico, tem sido utilizada para definir o grau de cristalinidade da matéria carbonosa (Wopenka e Pasteris, 1993, Yui *et al.*, 1996 e Robb, *et al.* 1997).

A **Figura 6.2** ilustra os diversos espectros obtidos para os diferentes modos de ocorrência da matéria carbonosa na área estudada.

Cabe ressaltar que a intensidade dos picos O e D depende da orientação cristalográfica das amostras e do sentido de vibração do feixe de *laser*. Desta maneira, mantendo-se constante o sentido de vibração do feixe (razão de depolarização) e variando a orientação da amostra, o pico O pode ter maior intensidade que o pico D, ou vice e versa (Porto, 1969).

Dentre os espectros apresentados na Figura 6.2, destaca-se a existência de um pico adicional adjacente ao Pico O para o material carbonoso dos filitos da Fm. Batatal e dos filmes ou camadas nas porções deformadas. Este pico adicional (*shoulder*), próximo a  $1600\text{cm}^{-1}$ , é característico da matéria carbonosa com grau de cristalinidade um pouco maior, como por exemplo o betume sólido ou grafita (Jehlick e Beny, 1999).

A **Figura 6.3** ilustra o grau de cristalinidade da matéria carbonosa dos diversos modos de ocorrência. Observa-se que os nódulos ou pintas de matéria carbonosa (*flyspeck*) e a matéria carbonosa nas inclusões da pirita porosa arredondada, apresentam grau de cristalinidade menor do que a matéria carbonosa disseminada nos metapelitos, e do que a matéria carbonosa na forma de filmes dispostos paralelamente aos planos de cisalhamento. Os dois primeiros modos de ocorrência encontram-se associados aos metaconglomerados mineralizados a ouro. Desta maneira, pode-se concluir que existe um *trend* de grafitização relacionado à distribuição do grau de cristalinidade da matéria carbonácea, haja visto que o grau de cristalinidade da grafita tende a ter valores baixos da largura da meia altura do pico O.

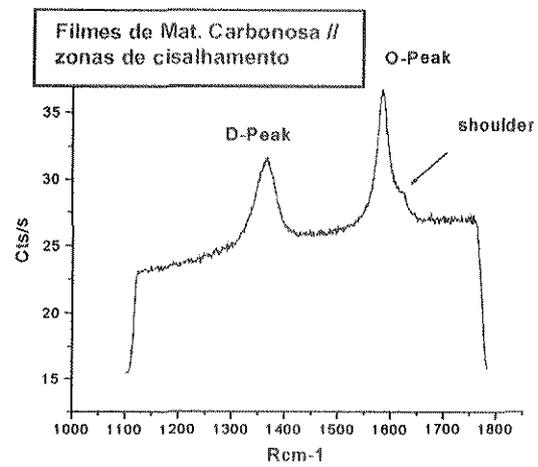
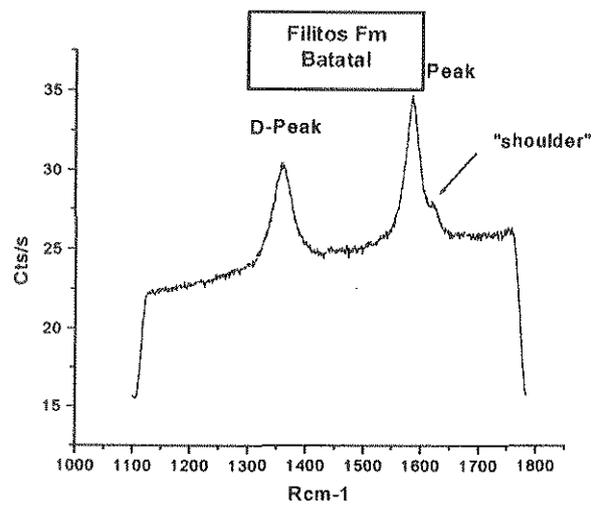
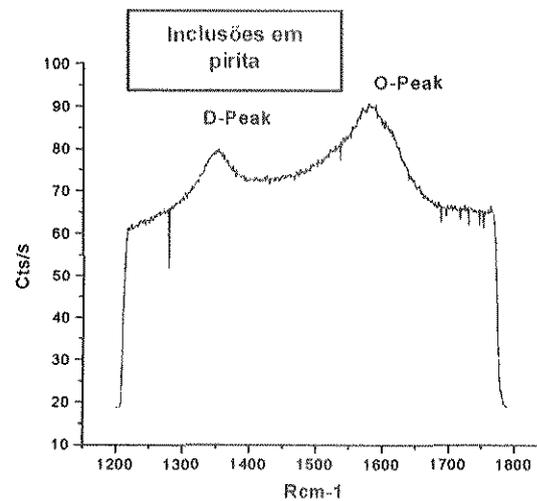
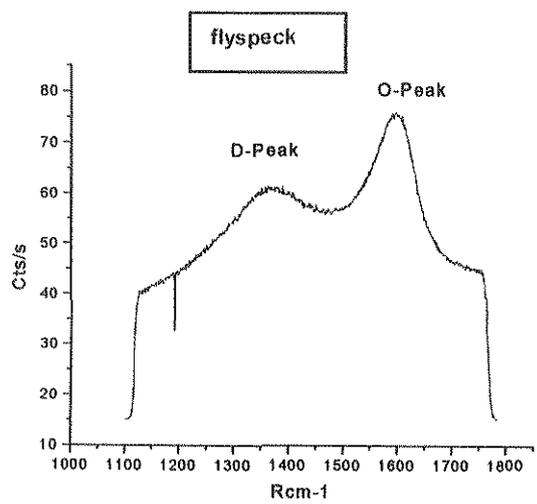
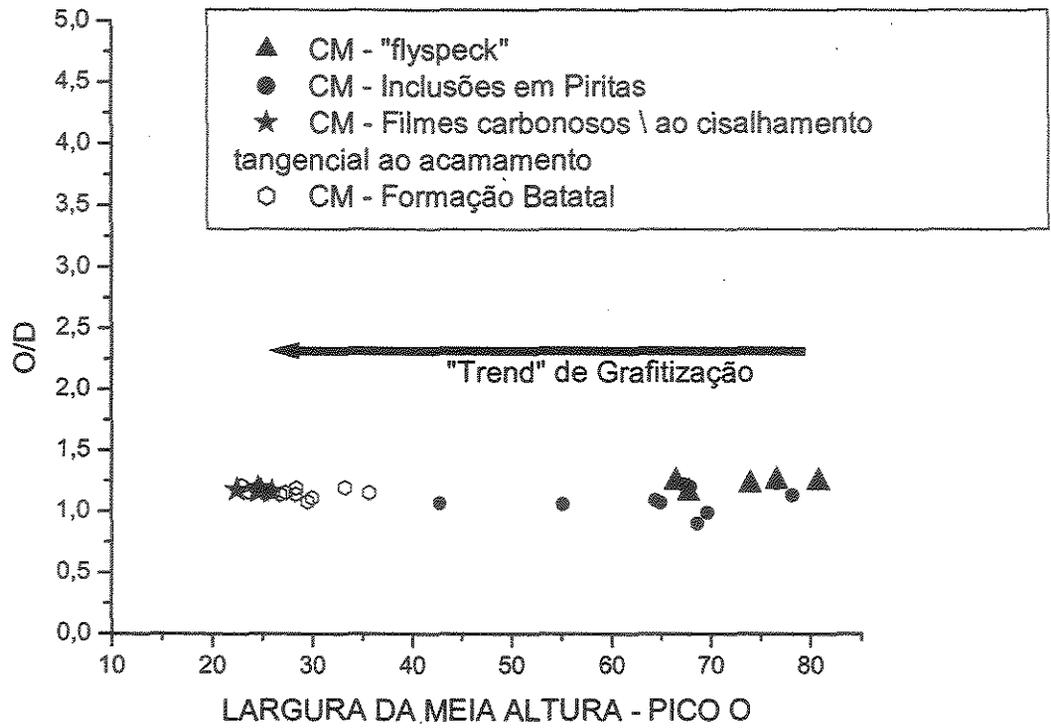


Figura 6.2 – Espectros Raman obtidos para os diversos modos de ocorrência da matéria carbonosa, na Formação Moeda e nos filitos da Formação Batatal.



**Figura 6.3** – *Trend* de grafitização apresentado pelos diversos modos de ocorrência do material carbonoso.

#### 6.4 - TOC (Total Organic Carbon) e ROCK-EVAL PYROLYSIS

A quantidade de carbono total de uma determinada amostra pode ser obtida diretamente através do método de combustão. A amostra é moída, submetida a um ataque ácido para a remoção de carbonatos e, posteriormente, a temperaturas que chegam em torno de 1000° C. O carbono é analisado como dióxido de carbono.

Dados preliminares de carbono total (TOC), nos metaconglomerados da base da Formação Moeda e dos metapelitos da Formação Batatal, mostraram que estas rochas apresentam quantidades de C em torno de 0,12 e 4,34 %wt, respectivamente (vide tabela 6.2).

Amostra	TOC wt%	S1	S2	S3	Tmax	HI	OI
Metacongl	0,112						
Filito Bat.	4,34	0,12	0	0,8	-4	0	0,184

Tabela 6.2- Resultados de TOC e pirólise para os metaconglomerados da base da Fm. Moeda e dos filitos carbonosos da Fm. Batatal.

Os valores de TOC para os metapelitos são compatíveis com os valores de TOC obtidos para rochas geradoras de óleo, classificadas, segundo Peters (1986), como de potencial generativo muito bom.

O método Rock-Eval de pirólise é uma ferramenta utilizada na caracterização do tipo, quantidade e grau de maturidade termal associada à matéria orgânica presente em um determinado volume de rocha (Espitalié *et al.*, 1977). Neste método, a amostra é aquecida a 300° C por 3-4 min, seguido de uma pirólise programada de 25° C/min até 550° C, em uma atmosfera de He. Um FID (*flame ionization detector*) detecta qualquer componente orgânico presente.

Três picos são discriminados, S1, S2 e S3, onde S1 representa, em miligramas, o quanto de hidrocarboneto pode ser destilado de um grama de rocha; S2 representa, em miligramas, a quantidade de hidrocarboneto gerado pela degradação pirolítica de um grama de rocha, e S3 indica a quantidade de dióxido de

carbono gerado a partir de um grama de rocha, durante o processo de aquecimento programado, acima de 390° C.

Muito embora esta técnica tenha sido testada, não se conseguiu extrair o carbono que representaria o hidrocarboneto gerado pela degradação pirolítica, tal fato deve-se ao elevado grau de cristalinidade, quando comparado com óleo, apresentada pela matéria carbonosa presente nos litotipos estudados.

## **6.5 – CONSIDERAÇÕES PARCIAIS**

Os dados de microespectroscopia Raman mostraram que o material carbonoso associado às mineralizações auríferas apresentam um menor grau de cristalinidade do que as demais ocorrências.

No caso da matéria carbonosa inclusa em pirita arredondada porosa, pode-se cogitar que, pelo fato de estar envolta por pirita, esta tenha sido parcialmente preservada da ação do metamorfismo e da deformação.

Neste sentido, seria de se esperar que a matéria carbonosa em nódulos ou agregados apresentasse grau de cristalinidade maior do que o a ela atribuído, haja visto que esta se encontra livre na matriz dos metaconglomerados e, portanto, susceptível à interação com os fluidos relacionados ao hidrotermalismo ou metamorfismo, já que este tende a ser mais penetrativo do que a deformação, devido à permoporosidade dos litotipos encontrados. Desta maneira, sob as mesmas condições metamórficas, o papel da deformação parece ser o condicionador do grau de cristalinidade apresentado pela matéria carbonosa.

Os filitos carbonosos da Formação Batatal e os filmes de material carbonoso relacionados às porções mais deformadas da unidade I podem corroborar esta hipótese, já que nestes dois contextos, onde a matéria carbonosa ocorre com grau de cristalinidade maior, os litotipos encontram-se bastante deformados. Neste caso, os filmes de material carbonoso encontrados na unidade I seriam possíveis fragmentos “arrancados” do substrato, representados por metafolhelhos carbonosos imediatamente abaixo dos metaconglomerados basais.

O conteúdo de carbono total dos filitos negros da Formação Batatal capacita estas rochas como potenciais geradoras de óleo, sabendo-se que acima de 2 % wt uma rocha é classificada como muito boa, do ponto de vista geoquímico para geração de óleo ou gás (Peters, 1986). Destaca-se também a similaridade dos metafolhelhos negros encontrados abaixo dos metaconglomerados basais, da Formação Moeda com os filitos carbonosos da Formação Batatal. Quando discordantes dos metaconglomerados e com aspecto rítmico, estes parecem ser típicos dos metaturbiditos atribuídos ao Grupo Nova Lima. Porém, quando concordante com os metaconglomerados e com aspecto maciço, como observado na Mina do Guilherme, suspeita-se que estas rochas sedimentares pertençam ao Supergrupo Minas, sendo portanto uma outra possível fonte geradora de hidrocarboneto.

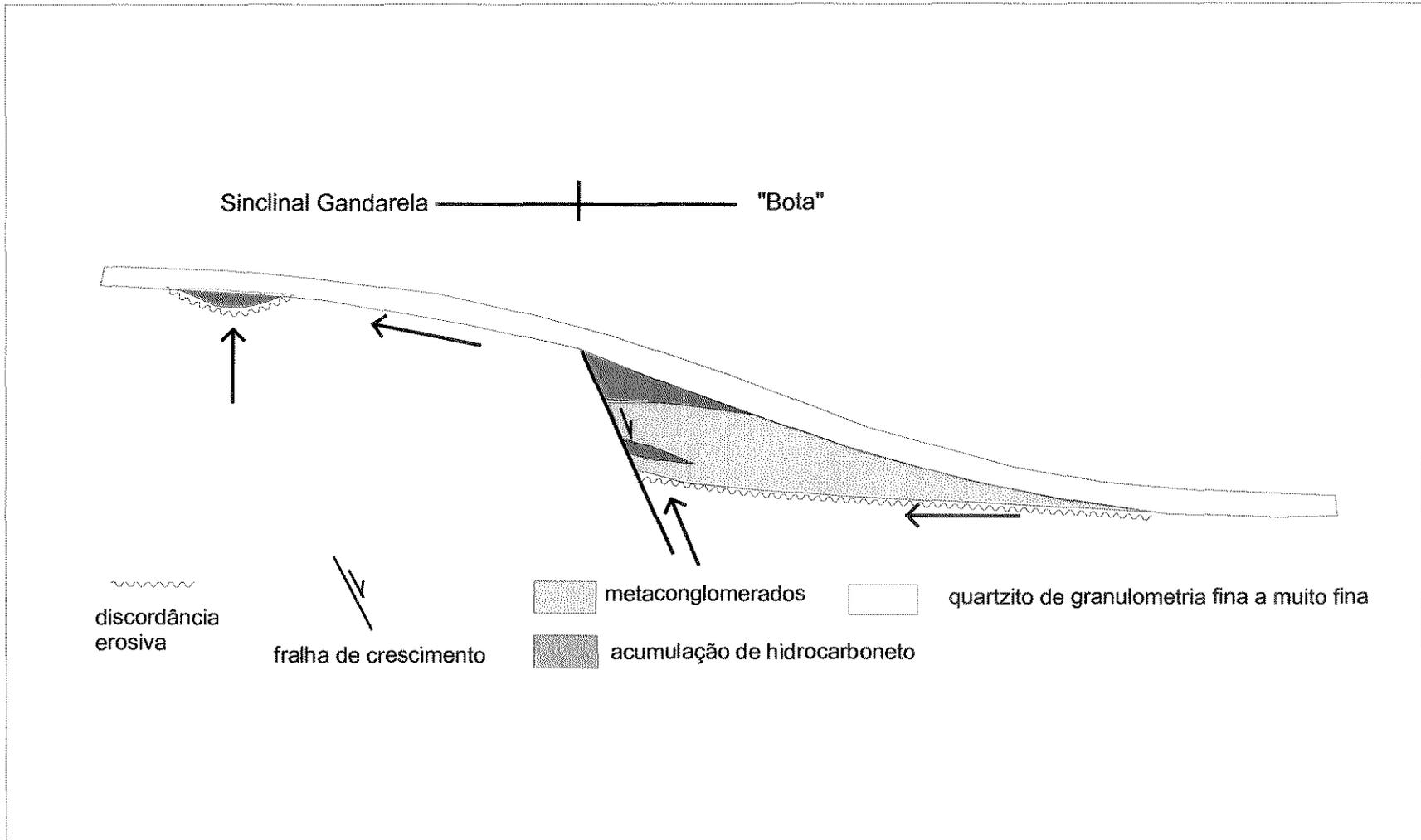
A forte correlação apresentada entre a distribuição e a maior concentração da matéria carbonosa com menor grau de cristalinidade, representada pelos modos de ocorrência 1 e 2, juntamente com a menor espessura da unidade I em direção ao Sinclinal Gandarela, sugerem que a matéria carbonosa pode ter sido remanescente de hidrocarbonetos gerados durante a diagênese dessas rochas sedimentares no paleoproterozóico, concentrada nos paleocanais ou nas adjacências das falhas que controlaram a sedimentação da unidade I, conforme ilustrado na **Figura 6.4**. O material carbonoso teria se comportado como óleo ou gás, sendo gerado nos folhelhos carbonosos e migrando ao longo de falhas e discordâncias erosivas, concentrando-se nos metaconglomerados relacionados aos paleocanais e/ou cunhas clásticas, nas proximidades da junção "Bota" / Sinclinal Gandarela, conforme sugerido por Jamglod (2000).

Apesar da ausência de estudos de isótopos de carbono na matéria carbonosa aqui discutida, sugere-se, com base no modo de ocorrência da mesma e na variação do seu grau de cristalinidade, uma origem orgânica para os diferentes modos de ocorrência da matéria carbonosa.

Santos *et al.* (1995), em estudo de isótopos estáveis de carbono em várias ocorrências de rochas carbonosas do Quadrilátero Ferrífero, entre elas o filito

carbonoso da Mina de Passagem de Mariana, propõem origem orgânica para o material carbonoso.

Assim sendo, a geração de hidrocarboneto e sua distribuição, durante a diagênese, parece ter importante papel na precipitação de ouro, de caráter hidrotermal, reduzindo o fluido e precipitando o metal.



**Figura 6.4** – Esquema de acumulação de hidrocarbonetos, adaptados de Biddle (1994), para o Sinclinal Gandarela e "Bota".

## **PARTE VII**

### **ESTUDO DE ELEMENTOS TRAÇO E ISÓTOPOS DE ENXOFRE NA PIRITA E SUA ASSOCIAÇÃO COM O OURO**

## 7.1 - INTRODUÇÃO

Neste ítem serão apresentados os modos de ocorrência do ouro em relação aos diversos tipos morfológicos de pirita que ocorrem nos metaconglomerados da Formação Moeda. Além disso, serão utilizados dados da composição de elementos traço e isótopos de enxofre obtidos nos diversos modos de ocorrência da pirita, como parâmetros adicionais que, conjugados aos outros estudos desse trabalho, possam contribuir na elucidação do ambiente de formação deste sulfeto, bem como da mineralização aurífera.

As composições de elementos traço em pirita aurífera das rochas metassedimentares de origem química e clástica, respectivamente, da Mina São Bento e da Mina Morro Velho do Supergrupo Rio das Velhas, também foram consideradas para fins comparativos. Dados de isótopos de enxofre obtidos por Xavier (inédito), em pirita hidrotermal relacionada à mineralização de ouro da Mina Cuiabá, foram utilizados na comparação com os dados obtidos nesse estudo na pirita da Formação Moeda e Formação Batatal.

## 7.2 - MODOS DE OCORRÊNCIA DA PIRITA

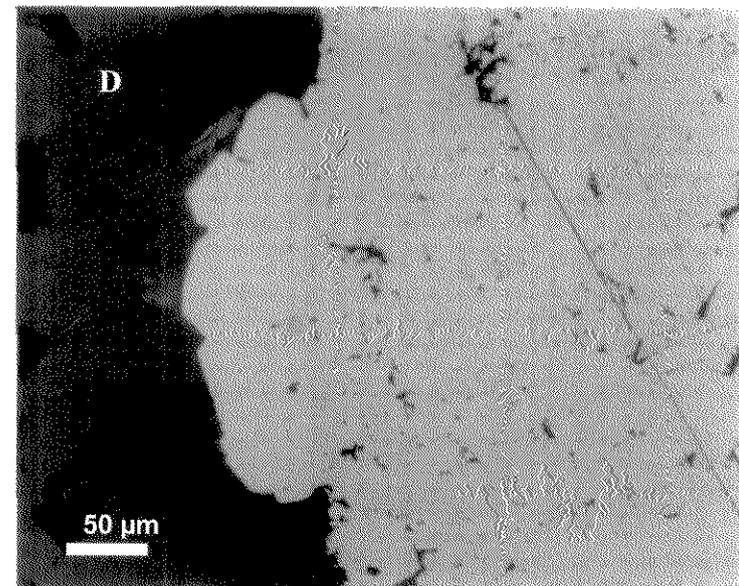
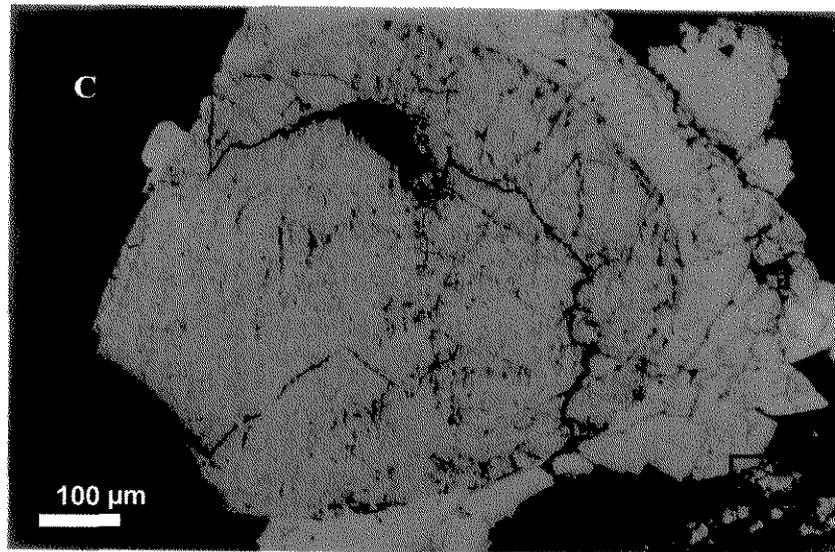
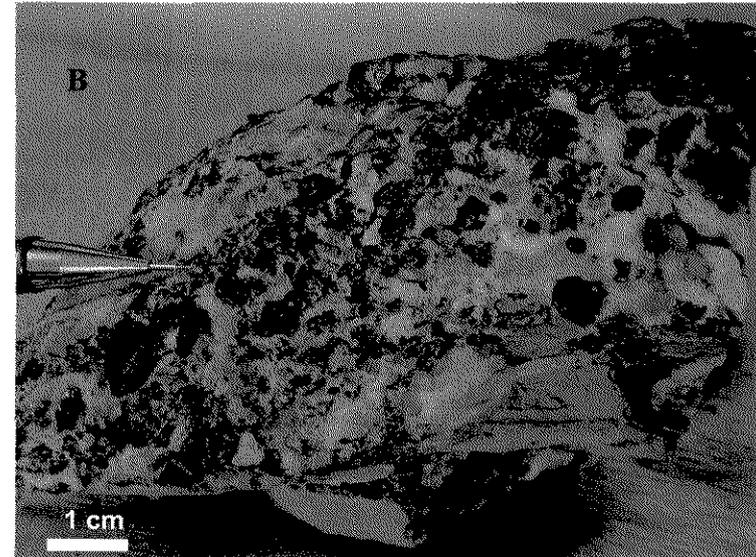
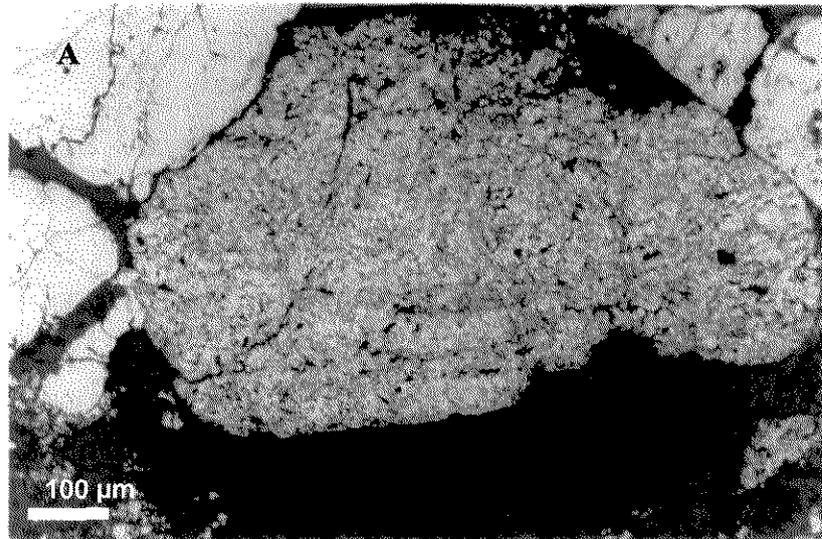
Conforme relatado em capítulos anteriores, o ouro encontra-se associado principalmente aos horizontes de metaconglomerados da base da Formação Moeda, onde também se destaca a presença da matéria carbonosa, pirofillita, clorita e pirita. Dentre estes minerais, o ouro ocorre intimamente associado à pirita que aparece sob diversos modos de ocorrência nos metaconglomerados da Formação Moeda e nos metapelitos da Formação Batatal, ilustrados na **Figura 7.1**.

Os principais horizontes portadores de pirita, na base da Formação Moeda, encontram-se na porção oeste do Sinclinal Gandarela e oeste do Sinclinal Ouro Fino. Com base em aspectos morfológicos, texturais, presença ou ausência de ouro e tipos de inclusões, foram individualizados os seguintes tipos de pirita:

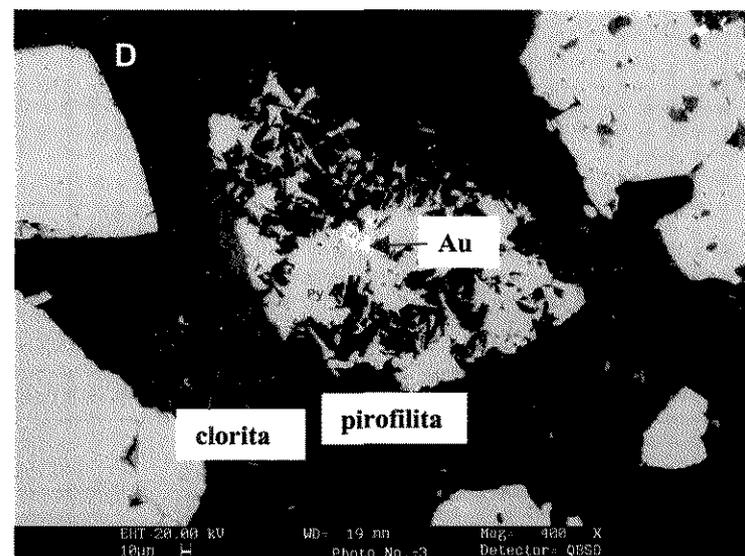
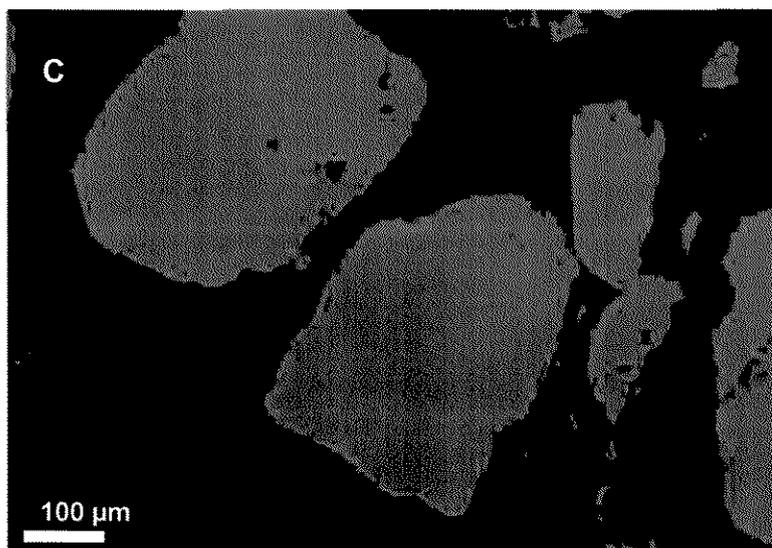
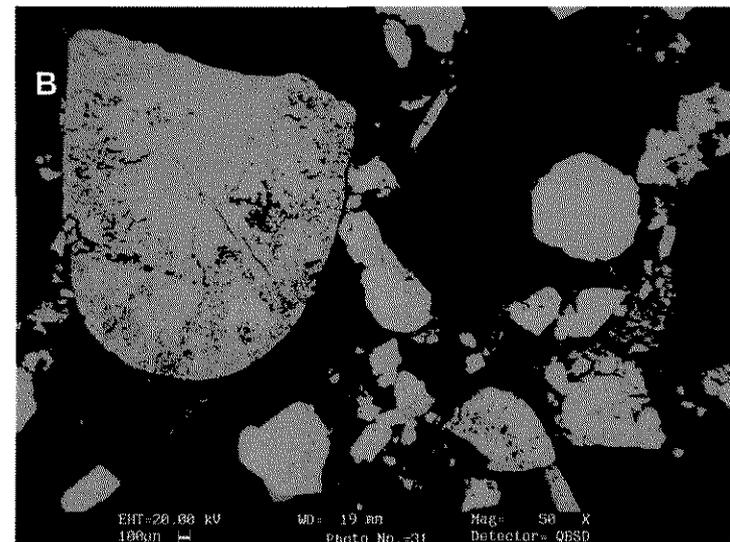
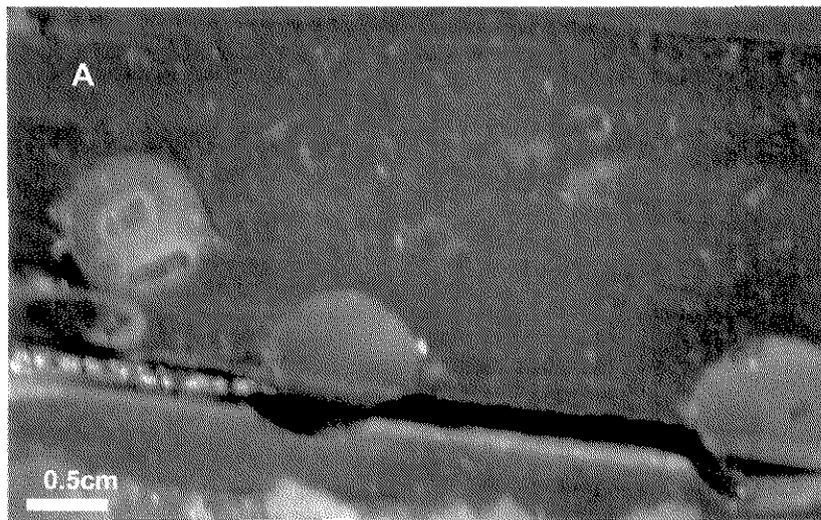
- 1) Pirita arredondada com aspecto poroso, com abundantes inclusões de material carbonoso e sulfetos, dentre os quais predomina galena, monazita e **quartzo (Fig. 7.1A)**.
- 2) Pirita associada às concentrações de matéria carbonosa, especialmente no Sinclinal do Ouro Fino (**Fig. 7.1B**).
- 3) Pirita sobrecrecida à pirita arredondada porosa ou compacta (**Figs. 7.1C e D**).
- 4) Pirita arredondada compacta, com poucas ou com raras inclusões e aspecto límpido. Sua morfologia tende a ser mais esférica que as demais, ocorrendo principalmente nos metapelitos da Formação Batatal (**Figs. 7.2A e B**).
- 5) Pirita idiomórfica / xenomórfica sem inclusões (**Fig. 7.2C**).
- 6) Pirita com aspecto fragmentário, dimensões centimétricas e com abundantes inclusões de quartzo.
- 7) Pirita xenomórfica associada à calcopirita, com inclusões de pirofilita e ouro.
- 8) Pirita esquelética em associação com clorita, sericita, material carbonoso e ouro (**Fig. 7.2D**).
- 9) Pirita associada a veios de quartzo, com ou sem calcopirita.

No geral, as mesmas formas de ocorrência da pirita que são observadas nos metaconglomerados da Formação Moeda, também se fazem presentes em Witwatersrand (vide Hallbauer, 1986 e England, *et al.* 2002).

Do ponto de vista genético, há uma acirrada discussão quanto à origem, tanto da pirita arredondada compacta quanto da pirita porosa. Para Hallbauer (1986), Renger *et al.* (1988) e England *et al.* (2002), a pirita arredondada compacta seria de origem detrítica, enquanto que a porosa teria sido formada à partir de "lama piritosa", em águas paradas, dentro de um sistema de drenagem intermitente. Para Hallbauer (1986), a formação dos *mud balls* estaria relacionada às enchentes posteriores a períodos de seca.



**Figura7.1** - A) pirita porosa rica em inclusões de material carbonoso; B) Nódulos de matéria carbonosa parcialmente substituídos por pirita (Mina Ouro Fino); C) Pirita arredondada com sobrecrecimento de pirita e D) Sobrecrecimento de pirita, euhedral em pirita arredondada.



**Figura 7.2 - A)** pirita esférica compacta, sem inclusões, aspecto límpido associada aos filitos carbonosos da Formação Batatal; **B)** Pirita arredonda com núcleo compacto e bordas porosas (à esquerda) e pirita arredondada compacta (à direita) nos metacomglomerados da Formação Moeda; **C)** pirita xenomórfica (esquerda) a Idiomórfica (direita) nos metacomglomerados basais da Formação Moeda e **D)** Pirita esqueletal em equilíbrio químico com a clorita e pirofilita e ouro incluído, também nos metacomglomerados basais.

### 7.3 - ASSOCIAÇÃO OURO - PIRITA

Em nível macroscópico, os horizontes mineralizados distinguem-se dos demais pela presença de pirita arredondada porosa e presença de material carbonoso. Nestes horizontes, o ouro ocorre preferencialmente: (1) como inclusões em pirita com aspecto esquelético ou bordas serrilhadas, em equilíbrio com clorita, sericita e pirofillita (**Fig. 7.2D**); (2) ao longo de microfraturas em pirita arredonda, com sobrecrecimento (**Fig. 7.3**); e (3) associado à pirita sobrecrecida na pirita arredondada (**Figs. 7.1C e 7.4A**).

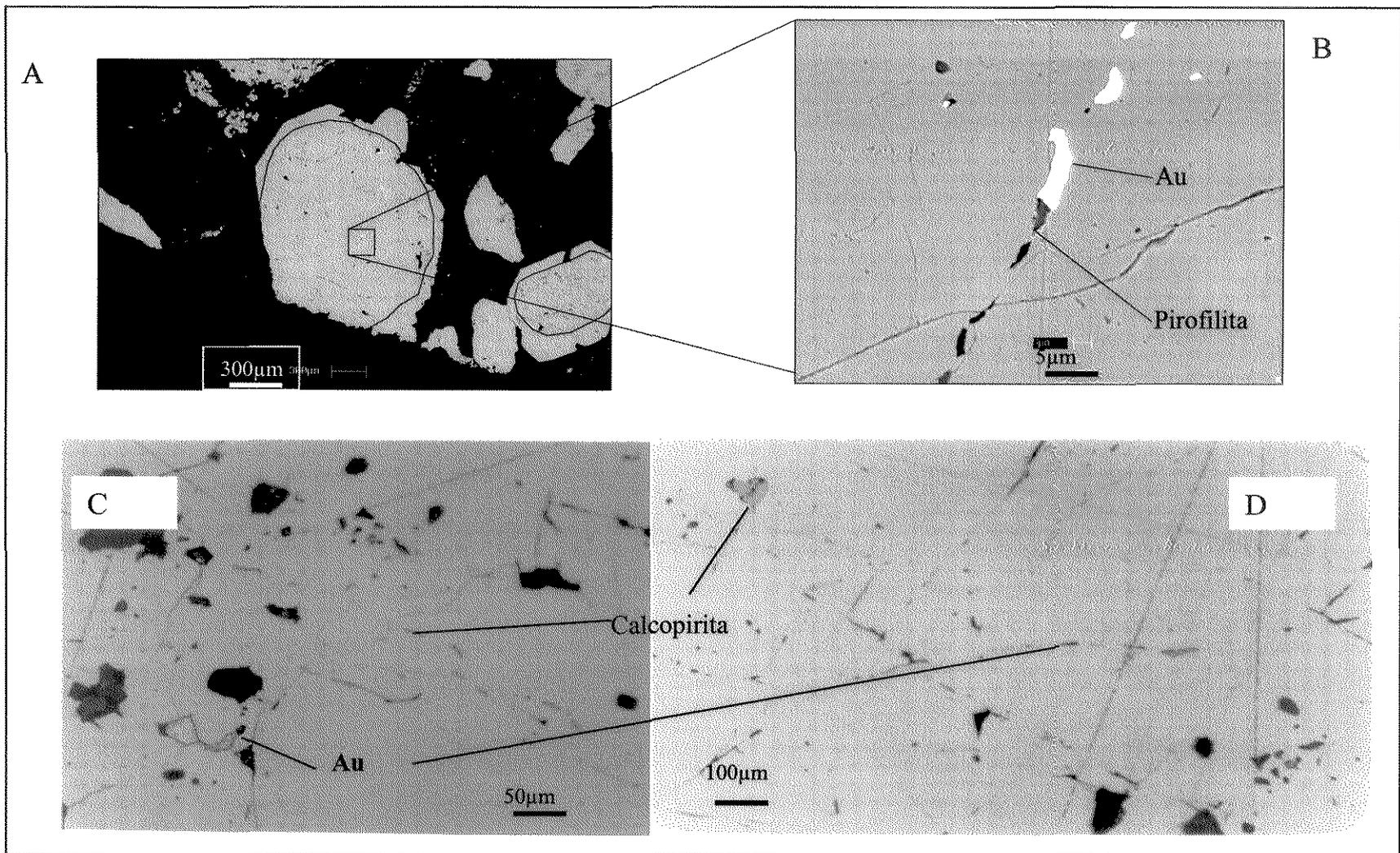
A presença de pirita porosa, rica em inclusões de matéria carbonosa, além da presença da própria matéria carbonosa é, portanto, um indicador indireto da presença de ouro.

De maneira subordinada, o ouro também é observado nas bordas de pirita arredondada com inclusões de monazita e galena (**Fig. 7.4B**), associado a óxidos de Fe, resultado da ação intempérica em pirita com inclusões de calcopirita e gersdorffita (**Fig. 7.4C**) e livre, no contato de níveis mais micáceos com níveis quartzosos (**Fig. 7.4D**).

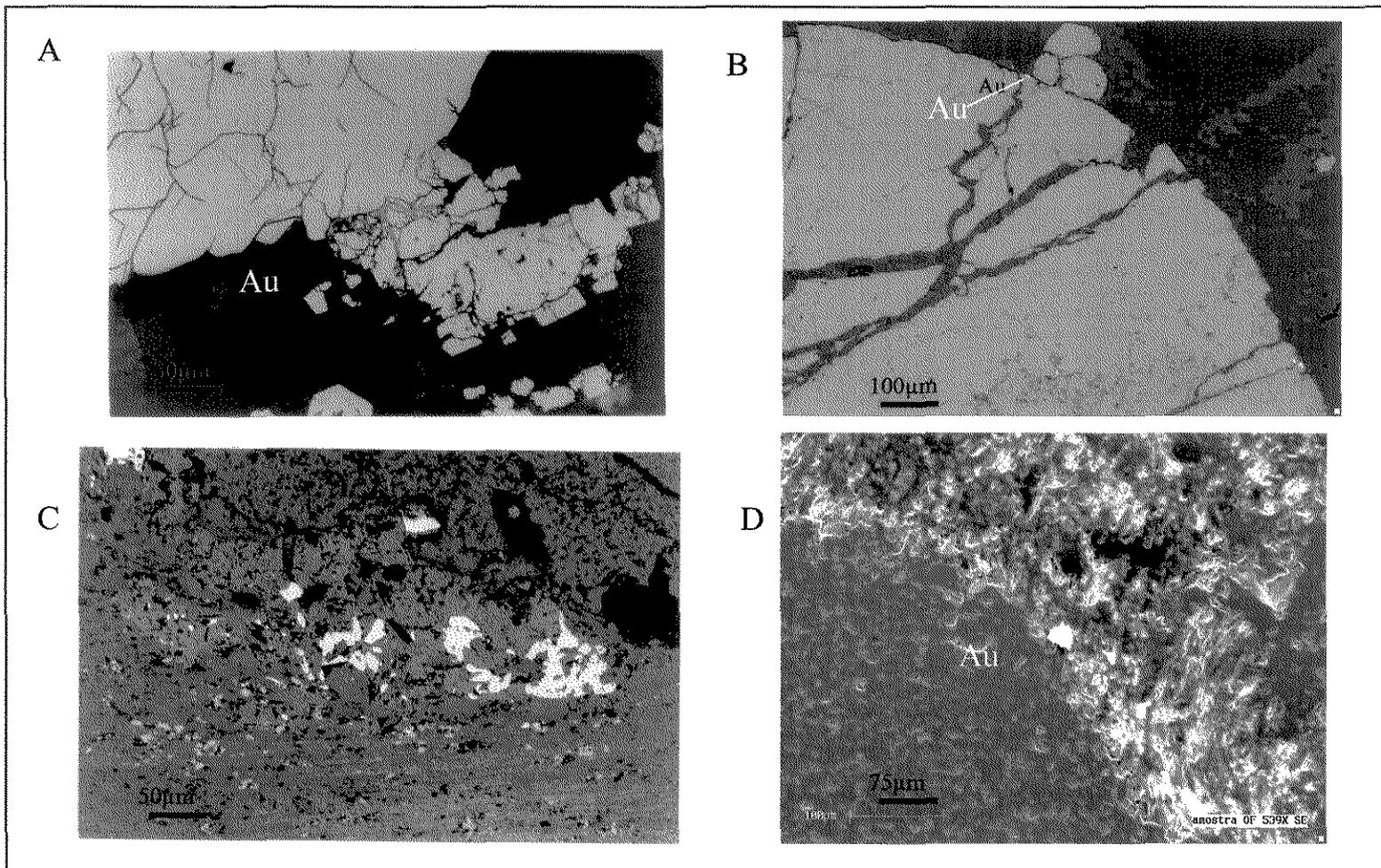
Dentre os diversos modos de ocorrência, cabe ressaltar a ausência de ouro incluso em pirita arredondada, porosa ou não, e sua maior frequência relacionada à pirita sobrecrecida, ou em microfraturas com pirofillita ou calcopirita, na pirita arredondada.

### 7.4 – CARACTERIZAÇÃO DE ELEMENTOS TRAÇO NA PIRITA

O estudo de química mineral teve como intuito comparar principalmente as concentrações de elementos traço entre os diversos tipos de pirita definidos, tanto nos metaconglomerados da Formação Moeda como nos filitos carbonosos da Formação Batatal. Também foi analisada a pirita aurífera relacionada aos horizontes mineralizados do Supergrupo Rio das Velhas nas Minas São Bento e Mina Morro Velho, situadas a NW e NE da área estudada.



**Figura 7.3 -** Modo de ocorrência do ouro: (A-B) em microfraturas de pirita arredondada, com sobrecrescimento, associada à pirofilita, imagens obtidas em MEV e (C e D) em microfraturas associado à calcopirita, microscopia ótica convencional



**Figura 7.4** - Modo de ocorrência do ouro associado à: (A) em pirita sobrecrescida à pirita arredondada (detalhe da figura 7.1C - retângulo vermelho);(B) associado à porções externas de pirita arredondada; (C) associada à oxido Fe fruto da ação intempérica em sulfetos e (D) livre, no contato entre porções quartzosas (esquerda) e micáceas (direita).

A **Tabela 7.1** contém os resultados mais representativos dos tipos de pirita analisados, quanto às suas concentrações de As, Ni, Au, Cd, Pd, Cu, Co, Bi, Sb, Th, Fe, S, Ag, Mo, Te, U, Mn, Zn, Se e Nb.

Em todos os tipos de pirita investigados constatou-se que Co, Ni e As foram os únicos elementos traço a mostrarem concentrações e variações significativas. A concentração de todos os outros elementos analisados foi igual a zero, exceto o do Se, que mostrou alguns valores entre 0,15 e 0,50%at., tanto em pirita euhédrica quanto em pirita arredondada.

A **Figura 7.5** ilustra a variação do teor do Ni e do As para os diversos modos de ocorrência da pirita. Nesta figura encontram-se discriminados os teores médios de As e Ni, bem como o coeficiente angular relacionado a cada modo de ocorrência. Na **Figura 7.5A** observa-se que os valores médios de Ni e As da pirita de sobrecrescimento, respectivamente 0,23%at. e 0,13%at., são bem superiores aos dos demais tipos, sendo que os resultados desses últimos tendem a se concentrar entre 0,1-0,2%at. As e 0-0,2%at. Ni. A pirita xenomórfica / idiomórfica (**Fig. 7.5B**) apresenta valores de Ni variando de 0 a 0,1%at., e valores de As no intervalo 0 - 0,2%at., com valor médio de 0,13%at. Tanto a pirita de sobrecrescimento como a xenomórfica/idiomórfica destacam-se por serem mais ricas em As.

Já a pirita compacta (**Fig. 7.5C**) tem valores médios muito baixos de As e de Ni, 0,076%at. de As e 0,065% at. de Ni, o mesmo ocorrendo com a pirita porosa (**Fig. 7.5D**), que mostra forte concentração de valores próximos à origem.

A pirita aurífera relacionada aos horizontes mineralizados do Supergrupo Rio das Velhas (**Fig. 7.5E**), apresenta valor médio de Ni próximo a zero e de As que variam de 0%at. até 0,2%at., com média em 0,0072%at de As. O coeficiente angular é próximo a zero, o que evidencia baixa razão Ni/As associado a este tipo de pirita.

AMOSTRA	TIPO	As	Ni	Co	S	Bi	Ag	Sb	Mo	Pd	Te	U	Th	Mn	Fe	Cu	Zn	Au	Se	Cd	Nb
B4_C3_31	E	0,04	0,01	0,10	66,67	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	32,91	0,00	0,04	0,00	0,23	0,00	0,01
B4_C2_40	E	0,48	0,26	0,00	66,54	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	32,49	0,01	0,00	0,01	0,17	0,00	0,00
B4_C1_66	SB	0,46	0,03	0,03	66,67	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	32,77	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00
B4_C1_67	SB	0,12	0,05	0,02	67,18	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	32,57	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
MB_C1_80	SB	0,14	0,16	0,05	66,35	0,01	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,03	32,77	0,01	0,00	0,02	0,38	0,00	0,03
MB_C1_88	SB	0,15	0,13	0,23	66,35	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	32,91	0,02	0,00	0,06	0,13	0,00	0,00
BD41_C2_107	RP	0,05	0,06	0,00	66,69	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	32,93	0,02	0,07	0,06	0,09	0,70	0,00
BD41_C2_108	RP	0,18	0,12	0,01	66,32	0,04	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	33,28	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MB_C1_82	RP	0,05	0,01	0,00	66,26	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	33,47	0,05	0,00	0,01	0,11	0,01	0,00
MB_C1_83	RP	0,55	0,24	0,40	66,16	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	32,52	0,04	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02
MP06_C1_125	RC	0,16	0,26	0,04	66,57	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	32,86	0,07	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
MP06_C1_126	RC	0,05	0,11	0,02	66,39	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	33,19	0,08	0,00	0,07	0,06	0,00	0,00
MP06_C1_127	RC	0,04	0,03	0,00	66,22	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	33,59	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,02
OFB1_C2_136	RC	0,01	0,00	0,00	66,47	0,01	0,01	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	33,29	0,13	0,00	0,03	0,00	0,02	0,01
OFB1_C2_137	RC	0,05	0,00	0,00	66,39	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	33,41	0,06	0,03	0,00	0,00	0,02	0,00
B4_C3_24	FRA G	0,03	0,03	0,00	66,79	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	32,90	0,02	0,01	0,00	0,17	0,00	0,02
B4_C3_25	FRA G	0,08	0,03	0,00	66,65	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	33,15	0,03	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01
B4_C3_26	FRA G	0,07	0,05	0,00	66,52	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	33,27	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MB_C3_109	ESQ	0,13	0,21	0,00	66,25	0,00	0,01	0,02	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	33,25	0,03	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00
MB_C3_110	ESQ	0,10	0,11	0,00	66,44	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	33,13	0,09	0,05	0,05	0,00	0,00	0,00
MB_C3_111	ESQ	0,12	0,16	0,01	66,10	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	33,25	0,09	0,04	0,03	0,16	0,00	0,01

Tabela 7.1 – Composição química da pirita, segundo os elementos traço, nos diversos modos de ocorrência da mesma: E=euhédricas, SB=sobrecrescida; RP=arredondada porosa; RC=arredondada compacta; Frag=fragmentária e ESQ=esqueletal. Os dados são apresentados em porcentagem em peso e foram utilizadas análises com fechamento entre 98% e 101%.

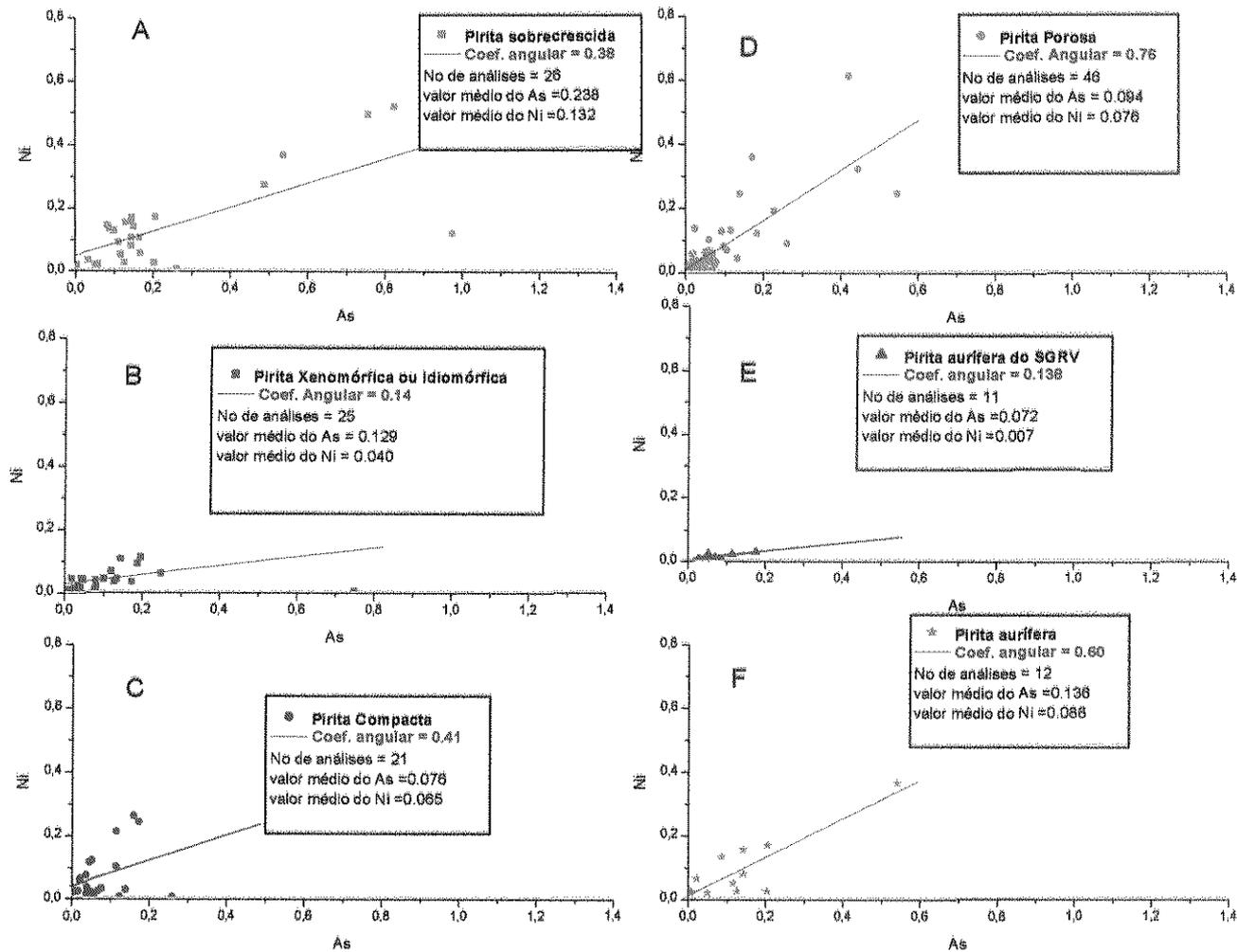


Figura 7.5 – Distribuição do As e Ni (wt%) nos diversos modos de ocorrência da pirita, ilustrando o coeficiente angular relacionado à cada população.

A **Figura 7.5F** ilustra a variação de Ni e As na pirita que contém inclusões de ouro. Dentre os modos de ocorrência de pirita portadora de ouro incluem-se a pirita de sobrecrescimento e a pirita compacta. Desta maneira, os dados da **Figura 7.5F** também estão presentes nas **Figuras 7.5A e 7.5C**, razão pela qual os valores médios de As e Ni observados na **Figura 7.5F** são intermediários, 0,13%at. de As e 0,088%at. de Ni, quando comparados aos valores observados na pirita de sobrecrescimento e na pirita compacta.

Outro fato que merece destaque é o coeficiente angular apresentado pela pirita porosa (**Fig. 7.5 D**), indicando que o Ni e o As tendem a ser encontrados em proporções semelhantes nesta tipologia. Muito embora com coeficiente angular distinto, coeficiente angular tendendo a 1, e valores médios de As e Ni inferiores a 0,10%at., a pirita porosa apresenta a mesma dispersão de valores observada na pirita de sobrecrescimento. Essa dispersão é observada (**Figs. 7.5A e D**) para valores de Ni e As superiores a 0.2%at.

Adicionalmente, ainda pode-se observar na **Figura 7.5** que os valores médios de As (0,07%at.) e Ni (0,06%at.) da pirita compacta são inferiores aos valores médios de As e Ni da pirita porosa, que possuem 0.09%at. de As e 0.07%at. de Ni.

A observação mais em detalhe da variação do As e Ni, nos diversos modos de ocorrência, aponta claramente para valores mais altos de Ni e As na pirita de sobrecrescimento e nas bordas da pirita esférica, conforme observado na **Figura 7.6**.

Este mesmo comportamento do As e do Ni foi observado por England *et al.* (2002), quando compararam pirita de sobrecrescimento com a pirita porosa e a pirita compacta nos *reefs* mineralizados a Au e U de Witwatersrand.

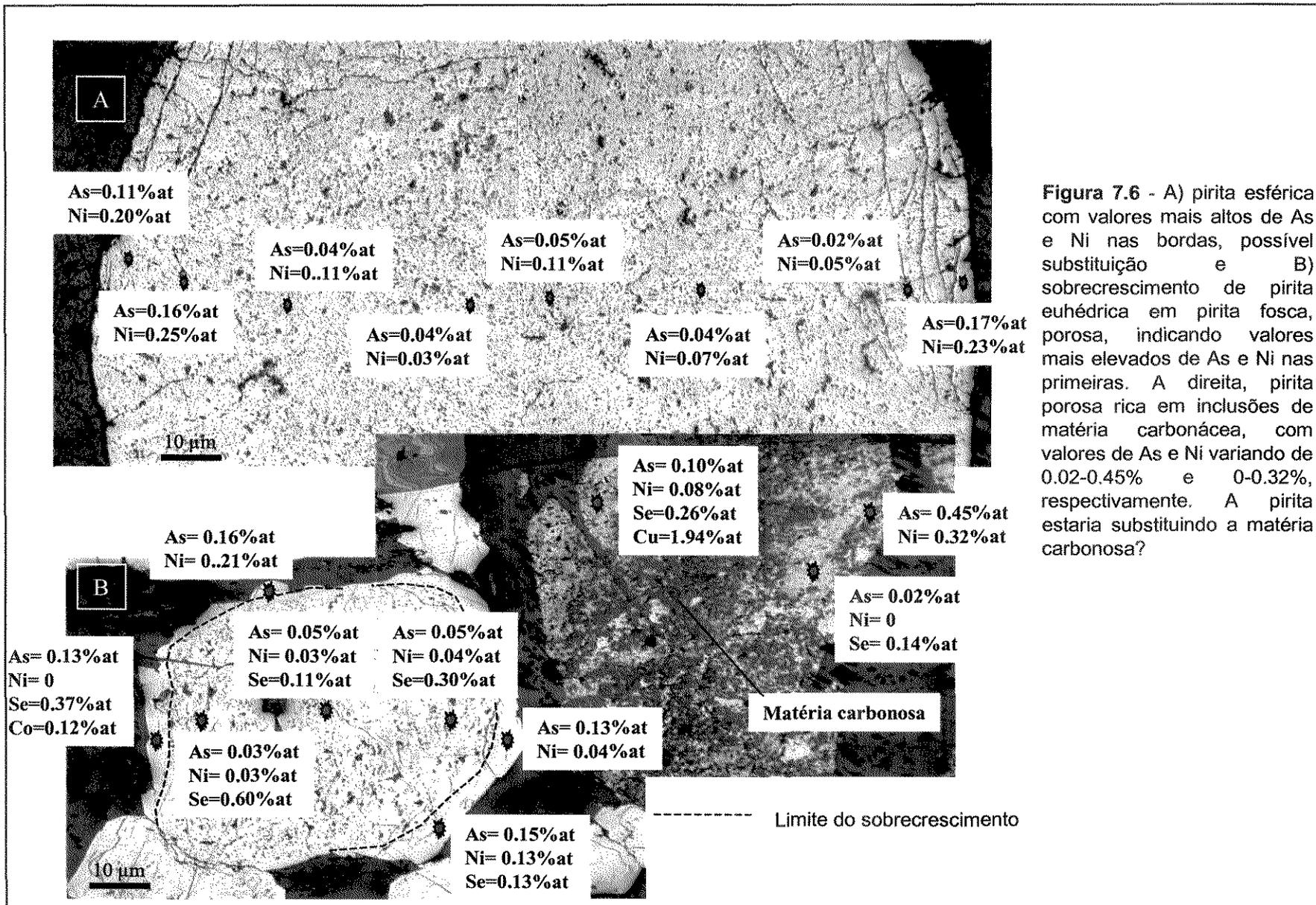


Figura 7.6 - A) pirita esférica com valores mais altos de As e Ni nas bordas, possível substituição e B) sobrecrescimento de pirita euhédrica em pirita fosca, porosa, indicando valores mais elevados de As e Ni nas primeiras. A direita, pirita porosa rica em inclusões de matéria carbonácea, com valores de As e Ni variando de 0.02-0.45% e 0-0.32%, respectivamente. A pirita estaria substituindo a matéria carbonosa?

A relação de Ni, As e Co também foi combinada em diagrama ternário (**Fig. 7.7**) com o objetivo de ilustrar a variação relativa destes três elementos, independente de seus valores absolutos. Este diagrama considera a soma dos três elementos como sendo igual a 100%. De uma maneira geral, a pirita nos metaconglomerados apresenta padrões de concentração de As, Ni e Co relativamente semelhantes (**Figs. 7.7 A, C, D, E e F**) para os diversos modos de ocorrência. Já a pirita aurífera do SGRV (**Fig. 7.7B**) mostra um padrão bastante diferente, tendendo a ter um enriquecimento relativo em As, mesmo com valores absolutos baixos, haja visto que o valor médio do As é igual a 0,07%at..

A **Figura 7.7 A** indica que a pirita idiomórfica apresenta relativamente mais As do que Ni e Co na sua estrutura. Duas populações são identificadas na pirita compacta (**Fig. 7.7C**), sendo a primeira com valores de As próximo a 75 % de As e a segunda com valores de As próximos a 25% de As. A **Figura 7.7 D** indica que a pirita de sobrecrecimento tende a apresentar razões de As/Ni próximas a 1, sendo a mesma característica observada na pirita porosa (**Fig. 7.7E**).

Finalmente, a **Figura 7.5F** ilustra o comportamento da pirita associada a mineralização aurífera, nos metaconglomerados. Quando o Co é ausente, nota-se grande variação na quantidade de As e Ni, mas quando o Co está presente, as razões de As e Ni tendem a ser próximas a 1, semelhante ao observado com a pirita de sobrecrecimento.

As **Figuras 7.8 A e B** ilustram, num só diagrama, o observado na **Figura 7.7**, destacando-se mais uma vez que existe uma tendência da pirita aurífera conter valores próximos de As e Ni, quando o Co está ausente. Observa-se também na **Figura 7.8**, que quando o Co aparece com valor maior que 25% de Co, há uma tendência de empobrecimento em As, segundo a seguinte seqüência: Pirita SGRV - Pirita xenomórfica - Pirita Porosa - Pirita sobrecrecida – Pirita Compacta.

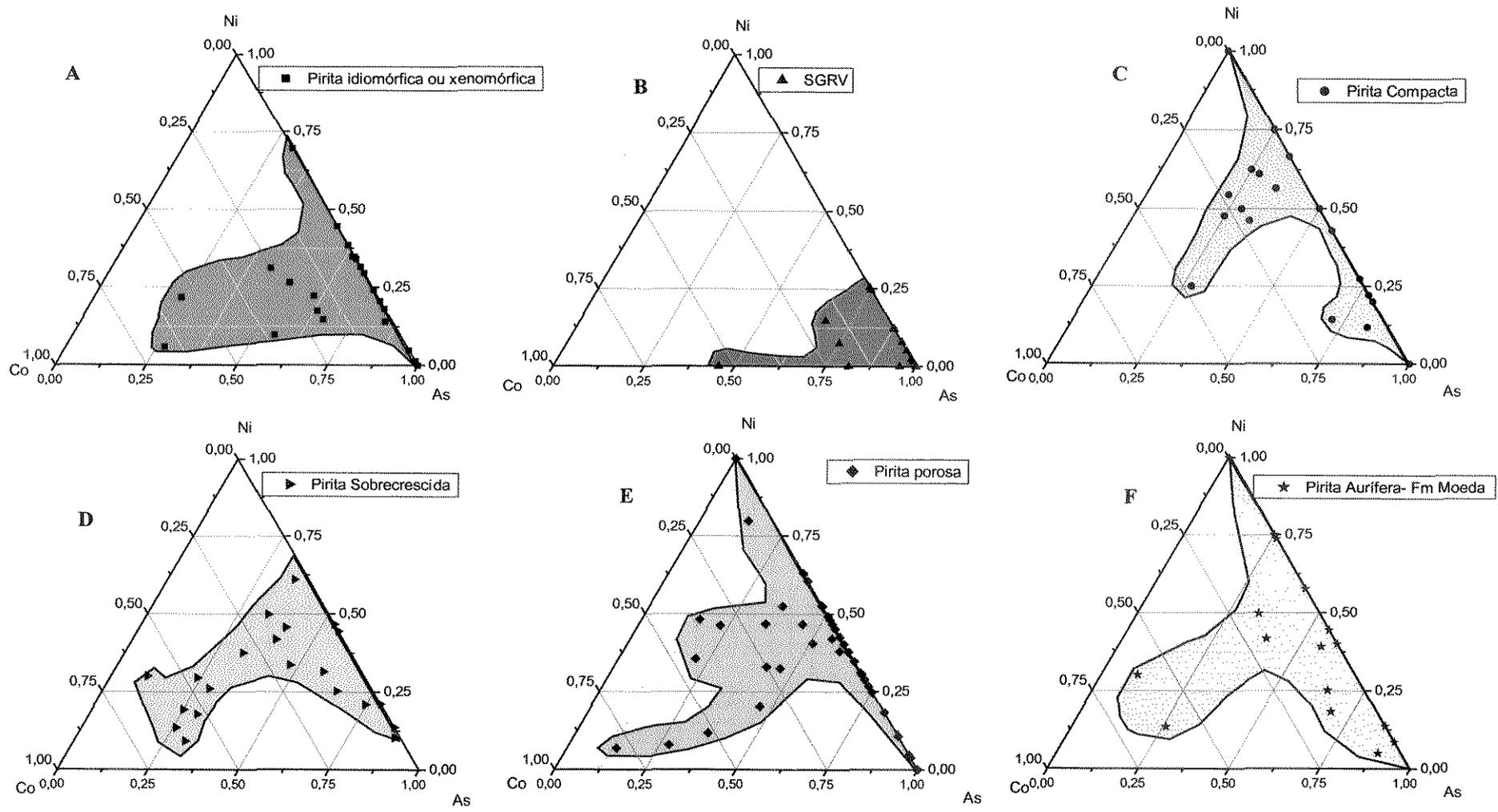
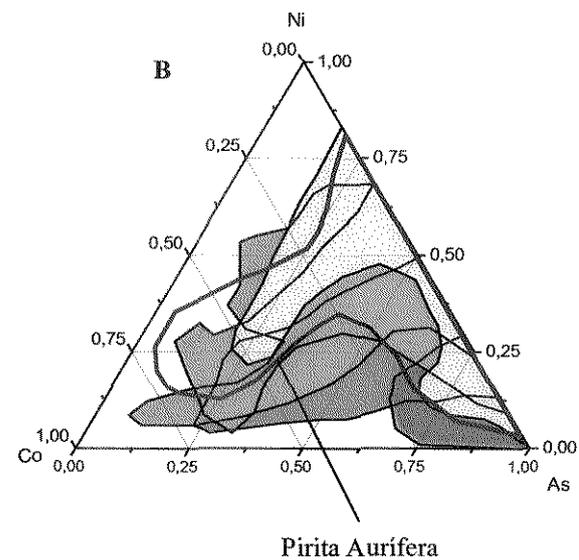
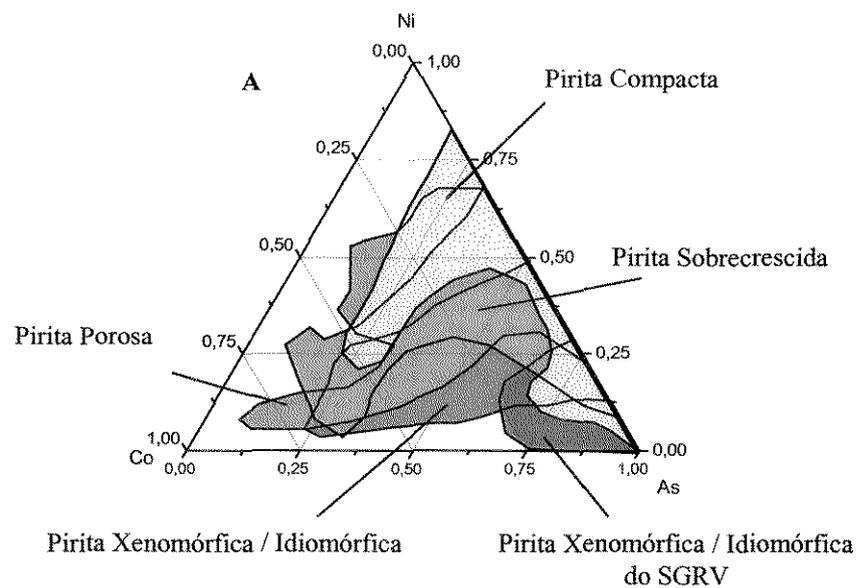


Figura 7.7- Variação na proporção de As, Ni e Co para os diversos modos de ocorrência da pirita.



**Figura 7.8** - A) Representação em um só diagrama da relação As, Ni e Co para os diversos modos de ocorrência da pirita; B) Representação da pirita aurífera nos metaconglomerados da Formação Moeda, indicando que quando o Co apresenta valores significativos, há uma tendência da pirita aurífera ter razões As/Ni próximo a 1.

## 7.5– RESULTADOS ANALÍTICOS DE ISÓTOPOS DE ENXOFRE (S)

A **Tabela 7.2** ilustra os resultados de  $\delta^{34}\text{S}$  obtidos pela análise pontual em cristais individuais de pirita dos metaconglomerados e filitos do Supergrupo Minas. Conforme observado na **Tabela 7.2**, foram analisados vários tipos de pirita nos mais diversos contextos, desde os horizontes mineralizados das minas do Ouro Fino e Guilherme até os filitos carbonosos da Formação Batatal, tendo também como fator comparativo valores de  $\delta^{34}\text{S}$  obtidos por análise convencional (Xavier, inédito) do minério aurífero da Mina de Cuiabá.

### *7.5.1 – Metaconglomerados da Formação Moeda*

Na Figura 7.9 destacam-se os tipos de pirita analisados, com seus respectivos valores de  $\delta^{34}\text{S}$ , relacionados aos metaconglomerados auríferos da Mina do Guilherme, porção leste do Sinclinal Gandarela. Dentre os tipos de pirita estudados destacam-se a pirita porosa rica em inclusões de material carbonoso (**Figs. 7.9 A, B e C**), os agregados de pirita com aspecto geral arredondado (**Figs. 7.9D e E**), a pirita arredondada internamente estruturada (**Figs. 7.9F e G**) e a pirita arredondada compacta com sobrecrecimento de pirita euhédrica nas bordas (**Figura 7.9 H**).

Os valores de  $\delta^{34}\text{S}$  da pirita porosa na Mina do Guilherme encontram-se próximos a +2‰, enquanto que os da porosa internamente estruturada são mais elevados, concentrando-se entre +6 e +8‰. Já os agregados de pirita com forma arredondada têm valores mais negativos de  $\delta^{34}\text{S}$ , entre -1 e -5‰.

Nos metaconglomerados localizados na porção leste do Sinclinal do Gandarela, mais precisamente na área denominada de Morro do Peão, foram analisadas a pirita porosa, a subeudral e a compacta (**Fig. 7.10A**), que forneceram valores de  $\delta^{34}\text{S}$  em torno de +4‰, para os dois primeiros tipos de pirita e -1‰ para a pirita compacta.

Nos metaconglomerados auríferos do Sinclinal do Ouro Fino foram analisadas a pirita com aspecto fragmentário e a pirita sub-arredondada compacta (**Fig. 7.10B**).

Os valores de  $\delta^{34}\text{S}$  para a pirita fragmentária mostraram-se bastante positivos, concentrando-se entre +6 e +7‰.

De modo geral, a pirita compacta na Mina do Guilherme, na porção leste do Sinclinal Gandarela e no Sinclinal do Ouro Fino, mostra valores de  $\delta^{34}\text{S}$  que variam desde negativos (-5,11‰), semelhantes aos valores obtidos em agregados de pirita, até valores positivos em torno de +8‰, semelhantes a pirita internamente estruturada e a pirita fragmentária (vide **Fig. 7.11A**).

### **7.5.2 – Filitos carbonosos da Formação Batatal**

Nos filitos carbonosos da Formação Batatal foram analisadas a pirita arredondada (esférica) e a pirita euhedral (**Fig. 7.10C**). A pirita arredondada apresenta valores de  $\delta^{34}\text{S}$  que variam de -16,46‰ a -13,62‰ no centro, enquanto que em suas bordas as razões  $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$  tornam-se mais enriquecidas, com valores de  $\delta^{34}\text{S}$  entre -17,71‰ e -19,66‰ (**Fig. 7.10C1 e C2**).

Já a pirita euhedral (**Fig. 7.10C3, C4 e C5**) encontrada ao longo da foliação, nos filitos carbonosos, possui valores de  $^{34}\text{S}$  que variam de -2,56‰ a +0,90‰, com valor médio de -0,5‰ (**Fig. 7.11B**).

### **7.5.3 – Metassedimentos químicos na Mina Cuiabá**

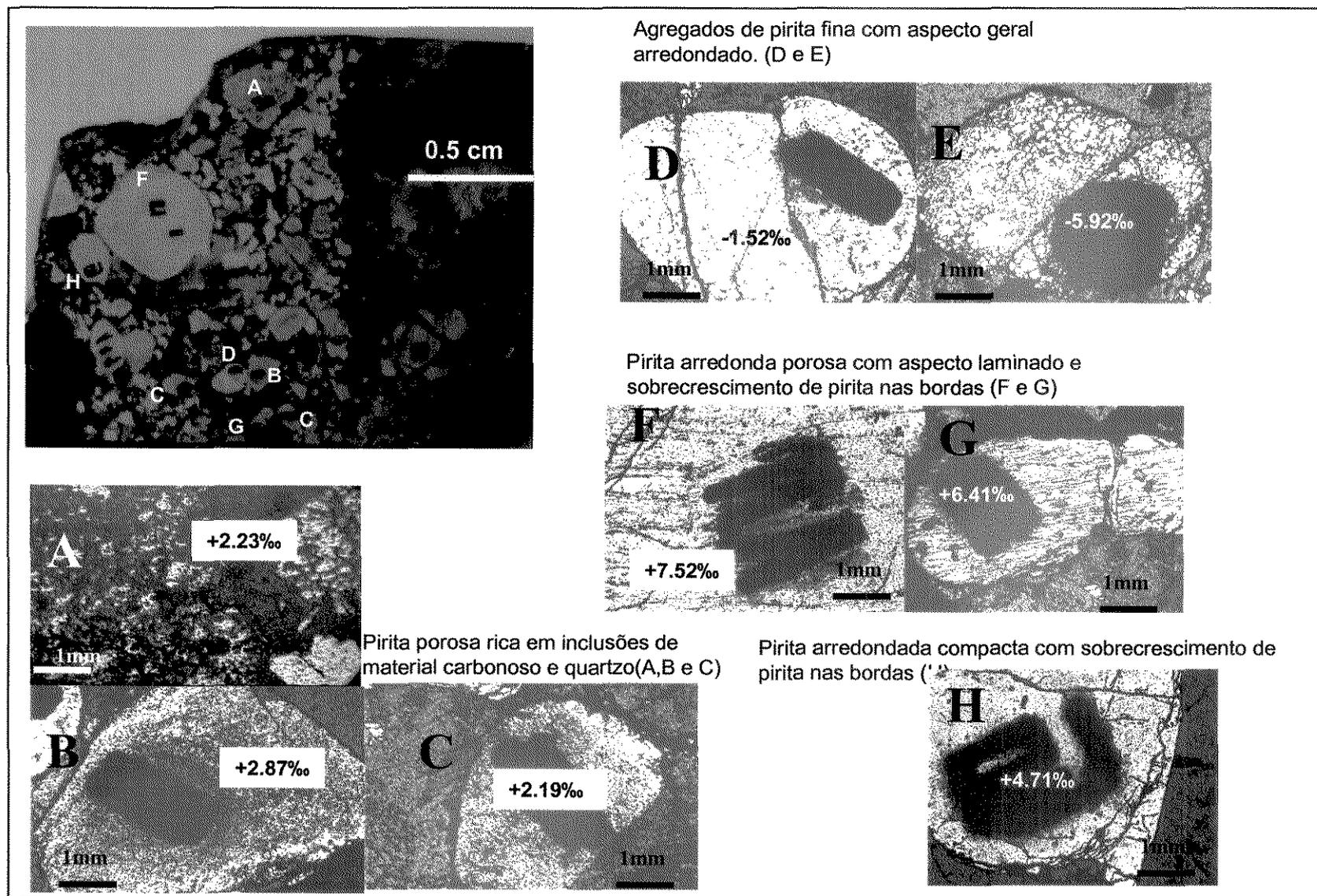
Para fins comparativos, também foi analisada a pirita relacionada às rochas metassedimentares químicas mineralizadas à ouro da Mina de Cuiabá, no Supergrupo Rio das Velhas. A mineralização aurífera está hospedada nas porções sulfetadas de formações ferríferas, onde os corpos de minério, apesar de concordantes com a acamamento primário, estão estruturalmente controlados e a origem da mineralização é de caráter hidrotermal (Toledo, 1997).

Os dados de  $\delta^{34}\text{S}$  da pirita aurífera da Mina de Cuiabá foram obtidos por Xavier (inédito) por meio de método convencional de extração de  $\text{SO}_2$  em concentrados de pirita, no Serviço Geológico do Canadá, em Otawa. Os valores obtidos variam de -2,77‰ até +5,17‰ e apresentam maior concentração de valores em torno de +4‰, conforme ilustrado na **Figura 7.11C**.

Amostra	Mineral	$\delta^{34}\text{S}_{\text{mineral}}$	Rocha	Unidade Litoestratigráfica	Local
MG1	Py Arredondada compacta	-17,72	Filito Carbonoso	Fm Batatal	Sinclinal Gandarela
MG1	Py Arredondada compacta	-13,62	Filito Carbonoso	Fm Batatal	Sinclinal Gandarela
MG1	Py euhédrica	0,90	Filito Carbonoso	Fm Batatal	Sinclinal Gandarela
MG1	Py euhédrica	-1,20	Filito Carbonoso	Fm Batatal	Sinclinal Gandarela
MG-1	Py Arredondada compacta	-19,66	Filito Carbonoso	Fm Batatal	Sinclinal Gandarela
MG-1	Py Arredondada compacta	-16,47	Filito Carbonoso	Fm Batatal	Sinclinal Gandarela
MG-1	Py euhédrica	0,78	Filito Carbonoso	Fm Batatal	Sinclinal Gandarela
MG-1	Py euhédrica	-2,56	Filito Carbonoso	Fm Batatal	Sinclinal Gandarela
B-4	Py porosa	2,19	Metaconglomerados	Fm Moeda	Mina do Guilherme
B-4	agregados de Py arredondados	-1,53	Metaconglomerados	Fm Moeda	Mina do Guilherme
B-4	Py porosa	2,87	Metaconglomerados	Fm Moeda	Mina do Guilherme
B-4	Py arredondada bandada	7,52	Metaconglomerados	Fm Moeda	Mina do Guilherme
B-4	agregados de Py arredondados	-5,92	Metaconglomerados	Fm Moeda	Mina do Guilherme
B-4	Py arredondada bandada	6,42	Metaconglomerados	Fm Moeda	Mina do Guilherme
B-4	Py arredondada fragmentária	2,23	Metaconglomerados	Fm Moeda	Mina do Guilherme
B-4	Py arredondada compacta	8,63	Metaconglomerados	Fm Moeda	Mina do Guilherme
B-4	Py arredondada compacta	4,71	Metaconglomerados	Fm Moeda	Mina do Guilherme
OF-4	Py arredondada fragmentária	7,11	Metaconglomerados	Fm Moeda	Mina do Ouro Fino
OF-4	Py arredondada fragmentária	6,36	Metaconglomerados	Fm Moeda	Mina do Ouro Fino
OF-4	Py arredondada compacta	7,06	Metaconglomerados	Fm Moeda	Mina do Ouro Fino
OF-4	Py subarredondada compacta	-5,11	Metaconglomerados	Fm Moeda	Mina do Ouro Fino
OF-4	Py subarredondada compacta	2,39	Metaconglomerados	Fm Moeda	Mina do Ouro Fino
MP3-1	Py arredondada compacta	-1,00	Metaconglomerados	Fm Moeda	Leste do Sinclinal Gandarela
MP3-1	Py subhedral	4,54	Metaconglomerados	Fm Moeda	Leste do Sinclinal Gandarela
MP3-1	Py porosa	4,57	Metaconglomerados	Fm Moeda	Leste do Sinclinal Gandarela
MP3-1	Py subhedral	4,76	Metaconglomerados	Fm Moeda	Leste do Sinclinal Gandarela
1	Py xenomórfica/idiomórfica	4,09*	BIF	Grupo Nova Lima	Mina Cuiabá
2	Py xenomórfica/idiomórfica	3,89*	BIF	Grupo Nova Lima	Mina Cuiabá
3	Py xenomórfica/idiomórfica	5,17*	BIF	Grupo Nova Lima	Mina Cuiabá
4	Py xenomórfica/idiomórfica	3,65*	BIF	Grupo Nova Lima	Mina Cuiabá
5	Py xenomórfica/idiomórfica	2,55*	BIF	Grupo Nova Lima	Mina Cuiabá
6	Py xenomórfica/idiomórfica	-2,77*	BIF	Grupo Nova Lima	Mina Cuiabá
7	Py xenomórfica/idiomórfica	4,04*	BIF	Grupo Nova Lima	Mina Cuiabá
8	Py em Brecha Qz-Carb	3,94*	BIF	Grupo Nova Lima	Mina Cuiabá
9	Py em Brecha Qz-Carb	3,50*	BIF	Grupo Nova Lima	Mina Cuiabá
10	Py em Veio de Quartzo	3,22*	BIF	Grupo Nova Lima	Mina Cuiabá
11	Pirita maciça	2,96*	BIF	Grupo Nova Lima	Mina Cuiabá

Tabela 7.2 - Dados de  $^{34}\text{S}$  em pirita, nos metaconglomerados da Formação Moeda, filitos da Formação Batatal e formação ferrífera do Grupo Nova Lima.

\* dados de Xavier (inédito).



**Figura 7.9** - Dados de isótopos de S<sup>34</sup> nos diversos modos de ocorrência da pirita nos metaconglomerados auferos da Formação Moeda na Mina do Guilherme (Sinclinal Gandarela).

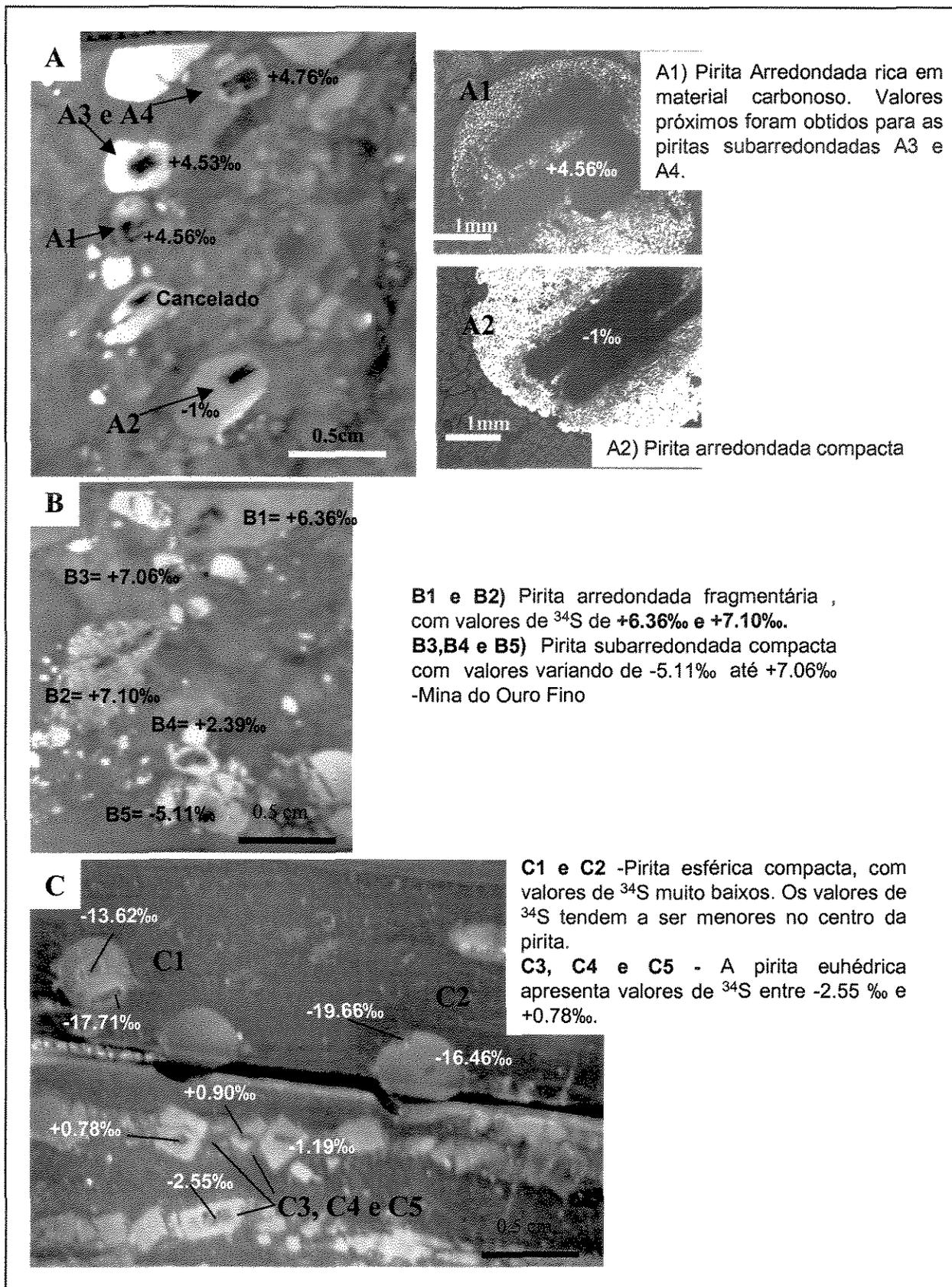
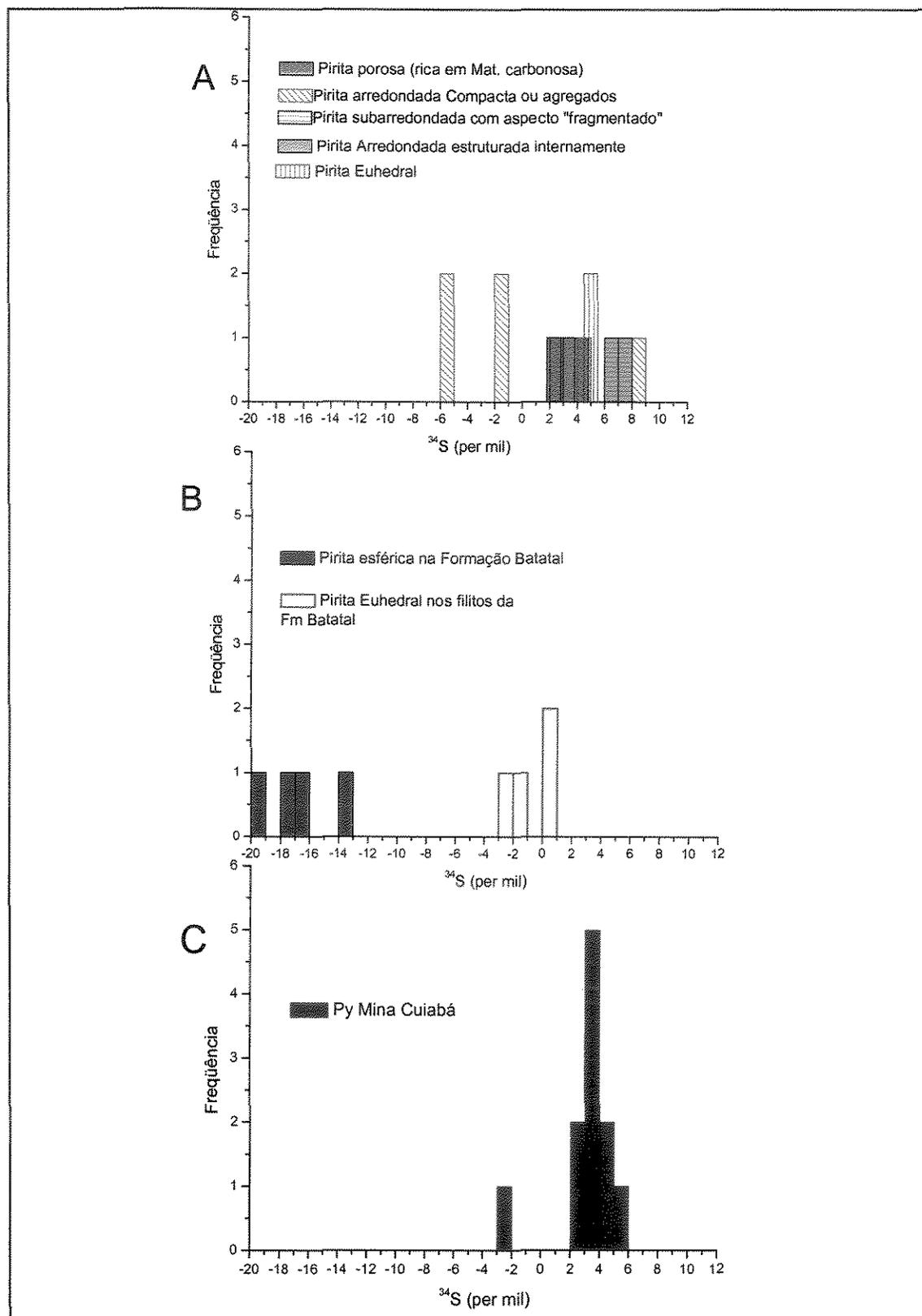


Figura 7. 10 - A e B - Dados de  $^{34}\text{S}$  em pirita nos metaconglomerados da Formação Moeda; C - Dados de  $^{34}\text{S}$  em pirita nos filitos da Formação Batatal.



**Figura 7.11** – Distribuição dos modos de ocorrência da pirita de acordo com os valores de  $\delta^{34}\text{S}$ . A) piritas arredondadas e euhedrais nos metaconglomerados da Fm. Moeda; B) pirita arredonda e pirita euhedral nos filitos carbonosos da Fm Batatal; C) pirita hidrotermal dos horizontes mineralizados a ouro da Mina Cuiabá.

Na **Figura 7.11A**, nota-se um amplo espalhamento dos valores de  $\delta^{34}\text{S}$ , desde  $-5,11\text{‰}$  até  $+8,63\text{‰}$  para a pirita arredondada compacta e para a pirita arredondada formada por agregados de pirita de dimensões menores. Este último modo de ocorrência apresenta valores de  $\delta^{34}\text{S}$ , entre  $-5,92\text{‰}$  e  $-1,53\text{‰}$ .

Comparando-se os dados de  $\delta^{34}\text{S}$  da **Figura 7.11C** com os dados da **Figura 7.11A**, nota-se que os valores de  $\delta^{34}\text{S}$  da pirita porosa, da fragmentária, da pirita internamente bandada e da pirita xenomórfica/hipidiomórfica estão próximos do intervalo relacionado à pirita de caráter hidrotermal da Mina de Cuiabá, cujos valores médios de  $\delta^{34}\text{S}$  são de  $+3,11\text{‰}$ .

## 7.6 – DISCUSSÃO

Os baixos valores de  $\delta^{34}\text{S}$ , próximos a  $-20\text{‰}$ , aliados à sua associação com filitos carbonosos e formato esferoidal apontam para uma origem diagenética da pirita esferoidal (vide Velasco *et al.*, 1998) dos filitos carbonosos da Formação Batatal, conforme sugerido por Pires *et al.* (2002). Nesse contexto, haveria a liberação de  $\text{H}_2\text{S}$  a partir da maturação da matéria orgânica (Skinner, 1967- in Monteiro, 2002).

Já os dados de  $\delta^{34}\text{S}$  da pirita euhedral nos filitos carbonosos da Formação Batatal são próximos a zero, em média, indicativos de enxofre proveniente de origem profunda (magmática?), transportada por fluidos metamórficos até o sítio de sua deposição. Todavia, Kakegawa e Ohmoto (1999) sugerem que o enxofre da pirita euhedral na Mina de Princeton, no greenstone belt de Barberton, com dados de isótopos de  $\delta^{34}\text{S}$  e modo de ocorrência similar ao observado na pirita euhedral da Formação Batatal, é originado pela redução do sulfato da água do mar, contrariando o modelo de que no Arqueano os oceanos eram ricos em  $\text{H}_2\text{S}$ .

Os valores de  $\delta^{34}\text{S}$  relacionados à pirita xenomórfica/idiomórfica, porosa arredondada, bandada arredondada e fragmentária arredondada se assemelham muito às características isotópicas da pirita hidrotermal da mineralização aurífera do Grupo Nova Lima, aproximando-se também aos valores de  $\delta^{34}\text{S}$  da pirita aurífera na Mina de Princeton, no *greenstone belt* de Barberton (Kakegawa e Ohmoto, 1999). As

características petrográficas desta pirita sugerem que sua formação ocorreu por meio da substituição da matéria carbonácea.

Os valores positivos, próximos a +6‰ e +8‰ relacionados à pirita internamente estruturada, podem refletir uma possível contribuição de  $\delta^{34}\text{S}$  associada à redução do  $\text{SO}_4$  da água do mar (valores próximos a 20‰), haja visto que esta pirita pode ser fruto da substituição de clastos de sedimentos químicos. Além disso, destaca-se a ocorrência de barita na matriz de metaconglomerados, em associação com a matéria carbonosa, sugerindo a possibilidade de ocorrência de enxofre oxidado no sistema.

Quanto à ampla variação dos valores de  $\delta^{34}\text{S}$  da pirita compacta, várias hipóteses podem ser propostas. Uma alternativa pode ser a da origem detrítica da pirita, sendo a variação de  $\delta^{34}\text{S}$  relacionada a diferentes áreas-fontes (Hallbauer, 1986; England *et al.*, 2002). Neste caso, assume-se que a atmosfera no Arqueano tivesse caráter redutor. Uma outra possibilidade está relacionada à razão de redução  $\text{SO}_4 \rightarrow \text{H}_2\text{S}$  em função da ação bacteriana na água do mar rica em sulfato (Ohmoto *et al.*, 1993; Strauss e Beukes, 1996). Neste caso o caráter oxidante da atmosfera do Arqueano pode ser sugerido.

A variação isotópica apresentada na pirita compacta também pode ser explicada pela mistura de fluidos oxidantes (com sulfato) e redutores ( $\text{H}_2\text{S}$ ) durante evento diagenético ou hidrotermal. Neste caso uma atmosfera oxidante no Arqueano também deve ser considerada.

## 7.7 – CONSIDERAÇÕES PARCIAIS

As características petrográficas, tais como formas euhédricas, associação com pirofilita e sobrecrescimento, juntamente com a maior quantidade de As e Ni, identificada através dos estudos de elementos traço, sugerem origem hidrotermal para a pirita xenomórfica/idiomórfica, a pirita esquelética e a pirita de sobrecrescimento.

Os dados de  $\delta^{34}\text{S}$  mostraram que a pirita porosa tende a ter as mesmas características isotópicas da pirita euhedral e da pirita hidrotermal relacionada aos horizontes mineralizados do SGRV. Desta maneira, não se descarta a possibilidade destas terem uma origem diagenética ou hidrotermal fruto da substituição da matéria carbonosa, na forma de nódulos (*fly specks*).

Quanto à pirita compacta, a discussão de sua origem está muito vinculada à discussão de como teria sido a atmosfera no Arqueano, estando este tema em aberto.

O caráter redutor da atmosfera do Arqueano encontra como principal argumento a existência de pirita e uraninita detrítica. Neste sentido, a presença de pirita arredondada e uraninita relacionado à matéria carbonosa coloca Witwatersrand como um dos principais alvos para o entendimento de como teria sido a atmosfera no Arqueano. Há um consenso de que no Arqueano as condições oxidantes da atmosfera não se assemelhavam de modo algum às condições atuais; todavia, o que vem sendo questionado é que tais condições, comparativamente, eram análogas às condições atmosféricas do Fanerozóico.

Muito embora o aspecto arredondado e zoneamento de As observado em pirita arredondada de Witwatersrand (Fleet, 1998) sugiram origem detrítica, estudos de isótopos de N, C, O e S (Watanabe, 1987) têm demonstrado que os ambientes de sedimentação antigos (2.5 a 2.2 Ga) apresentaram características semelhantes aos ambientes de sedimentação no Fanerozóico, ou seja, tratam-se de ambientes oxidantes, sendo portanto, pouco provável que a pirita detrítica tenha se preservado.

Phillips e Law (2000) e Phillips *et al.* (2001) consideram a pirita arredondada como fruto da substituição de grãos arredondados de óxido de ferro (pisólitos). A celeuma quanto a origem da pirita arredondada alcança dimensões maiores, haja visto que a mesma é utilizada como argumento para a existência de uma atmosfera redutora durante o Arqueano. Uma linha divergente desta aponta para o caráter oxidante da atmosfera, levando-se em conta que sua origem seria hidrotermal ou diagenética e não detrítica.

O que se pode constatar, com segurança, é que a atuação de processos hidrotermais está bem registrada, tanto nas assembléias silicatadas quanto no modo de ocorrência da pirita dos metaconglomerados auríferos da Formação Moeda. Desta maneira, a forma arredondada da pirita não é argumento para defini-la como sendo de origem detrítica, conforme demonstrado pela concentração de elementos traço e pelos valores de  $\delta^{34}\text{S}$ . Neste sentido, também não se pode descartar a possibilidade da pirita compacta arredondada ter origem na substituição total da matéria carbonosa, durante a diagênese e ou metamorfismo.

## **PARTE VIII – CONSIDERAÇÕES FINAIS**

Nas considerações finais pretende-se apresentar uma integração dos dados apresentados nesse trabalho, assim como sugerir um modelo evolutivo que contextualize a mineralização aurífera hospedada nos metaconglomerados da Formação Moeda.

No que se refere aos ambientes de sedimentação dos litotipos relacionados à Formação Moeda e Formação Batatal, o presente estudo corrobora as propostas de estudos anteriores, os quais atribuem um contexto de leques aluviais transicionando para um ambiente marinho, conforme sugerido por Vilaça (1981), Renger *et al.* (1988) e Garayp *et al.* (1991).

Este trabalho se diferencia dos demais pelo fato de aplicar conceitos da aloestratigrafia para o empilhamento estratigráfico dos litotipos estudados, das Formações Moeda e Batatal. A ausência de dados geocronológicos, bem como a dificuldade de se identificar uma superfície erosiva que represente um intervalo de tempo condizente com o desenvolvimento de uma seqüência deposicional, são os principais fatores que limitam a utilização da estratigrafia de seqüências.

Apesar destas limitações, sugere-se a existência de uma seqüência deposicional clástica (denominada seqüência 1) onde os primeiros sedimentos relacionados à "Bacia Minas" seriam "folhelhos" negros carbonosos, localmente preservados no Sinclinal do Gandarela (Mina do Guilherme), relacionados a um estágio de evolução da bacia, onde esta estaria carente no que se refere ao aporte de sedimentos. Num segundo estágio, com subsidência tectônica, ter-se-ia a implantação de uma sistema de leques aluvionares concomitante a uma transgressão marinha, esta última representada pelos quartzitos da unidade II, semelhante ao trato deposicional proposto por Renger *et al.* (1988).

Com a subsidência e maior aporte de sedimentos preenchendo esta "bacia", se desenvolveria a seqüência deposicional 2 representada, em seu estágio inicial, pelos metaconglomerados e quartzitos finos a médios da unidade III, com posterior

deposição dos sedimentos químicos representados pelas Rochas do Grupo Itabira, em um período de estabilidade tectônica, no final do Arqueano.

O contínuo soterramento dos sedimentos ora depositados gera mudanças mineralógicas associadas à diagênese, ao metamorfismo e hidrotermalismo, sendo este último vinculado às estruturas desenvolvidas durante a inversão da bacia, a partir do Transamazônico, onde a "Bacia Minas" passa a se comportar como uma "foreland basin" (Alckmim e Marshak, 1989).

Sugere-se que durante este estágio tenham se desenvolvido as principais assembléias minerais de alteração hidrotermal, destacando-se a pirofilita e demais minerais relacionados à hidratação de minerais previamente formados, como a cianita, ao longo de zonas de cisalhamento subparalelas ao acamamento sedimentar.

Devido à ausência de estudos geocronológicos, sugere-se que as estruturas relacionadas a este evento deformacional sejam discriminadas de possíveis estruturas brasileiras, pela pirofilitização associada às primeiras e pelo menor rejeito relacionado aos planos de cisalhamento, evidenciado por lascas do Grupo Nova Lima. Neste sentido, as falhas responsáveis pela duplicação da mineralização aurífera no Sinclinal do Ouro Fino podem ser atribuídas ao Brasileiro, e as falhas que constituem a capa dos metaconglomerados mineralizados na "Bota" e no Sinclinal Gandarela atribuídas ao Transamazônico, muito embora não haja dados geocronológicos que dêem suporte a estas sugestões. A ausência de dados geocronológicos também dificulta a separação de um evento metamórfico relacionado ao Transamazônico de um metamorfismo de idade Brasileira, apesar de se acreditar que a influência do Brasileiro, no que se refere ao metamorfismo e a atividade tectônica, tenha sido restrita à reativação de algumas estruturas geradas durante a formação da "Bacia Minas".

Quanto ao metamorfismo, acredita-se que as principais mudanças mineralógicas tenham ocorrido em função do soterramento da pilha sedimentar, cujo pico metamórfico estaria entre 400°C e 500°C. Pós-pico metamórfico, o desenvolvimento de zonas de cisalhamento subparalelas ao acamamento seria

responsável pela canalização de fluidos hidrotermais e à conseqüente hidratação da assembléia mineral pretérita. A temperatura relacionada a este evento hidrotermal é estimada em torno de 300°C, pelo geotermômetro da clorita.

O estudo de elementos traço e a petrografia nos diversos modos de ocorrência da pirita, apontam para uma origem hidrotermal relacionada às piritas de sobrecrescimento, euhédrica e esqueletal. Sugere-se, com base nos aspectos petrográficos e de  $\delta^{34}\text{S}$ , que a pirita porosa tenha sua origem relacionada à substituição da matéria carbonosa, na forma de *fly specks*. Nesse contexto, merece destaque a ausência de inclusões de material carbonoso em pirita aurífera do Supergrupo Rio das Velhas, possível área fonte para pirita e ouro detrítico.

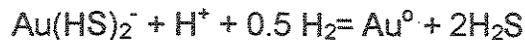
Quanto à gênese da mineralização aurífera, a íntima associação do ouro à pirita esqueletal, em relação textural de equilíbrio com pirofilita e clorita, sua ocorrência na pirita de sobrecrescimento e em microfraturas da pirita arredondada, com associação de pirofilita, em conjunto, indicam que durante o evento hidrotermal relacionado às zonas de cisalhamentos tangenciais ao acamamento, houve precipitação de ouro, em condições metamórficas relacionadas à facies xisto verde, conforme evidenciado pelo geotermômetro da clorita.

O caráter detrítico da mineralização aurífera não é descartado, mesmo porque o ouro aparece na forma livre entre um nível mais rico em pirofilita e outro eminentemente quartzoso, conforme ilustrado pela **Figura 7.4D**.

Desta maneira, a matéria carbonosa e a presença de um horizonte conglomerático rico em minerais ferro-magnesianos parece ter tido um importante papel na precipitação do ouro relacionado ao hidrotermalismo. Logo, os níveis "conglomeráticos", devido à maior quantidade de material carbonoso, além de clastos de formação ferrífera e matriz ferro-magnesiânica (vide composição química da clorita), seriam rochas com permoporosidade e quimicamente reativas na interação com fluidos hidrotermais. Estes fluidos seriam canalizados pelos planos de cisalhamento que se encontram acima dos horizontes mineralizados, prováveis condutos de fluidos com ouro em solução, migrando para porções menos deformadas, sotopostas.

Assim, acredita-se que a precipitação do ouro associado à pirita euhedral, de sobrecrecimento, de substituição ou em fraturas da pirita arredondada compacta, deve-se ao abaixamento da solubilidade do ouro carregado do embasamento ou reconcentrado à partir das rochas metassedimentares da Formação Moeda, durante o evento Dn. Sugere-se que o abaixamento da solubilidade do ouro deva-se, em grande parte, à redução do pH e das condições de oxidação, causado pela interação destes fluidos aquosos com a matéria carbonosa, bem como aos horizontes ricos em Fe, conforme a seguinte reação:  $H_2O + C + 0.5 O_2 = CO_2 + 2H^+$ .

O ouro, possivelmente transportado por complexos à base de  $S^{2-}$ , é precipitado através da diminuição do pH do fluido causado pela interação do mesmo com o material carbonoso:



Desta maneira acredita-se que as ocorrências e depósitos auríferos relacionados aos metaconglomerados da Formação Moeda tratam-se ou de paleopláceres fortemente modificados pela atuação de processos hidrotermais ou de depósitos hidrotermais típicos. Ou seja, acredita-se que o ouro tenha sido remobilizado tanto dos "conglomerados" da Formação Moeda, quanto das rochas do SGRV.

Outro fato que merece destaque deve-se à origem da pirita arredondada compacta, extremamente condicionada ao caráter oxidante/reductor da atmosfera no Arqueano. Já a pirita arredondada nos filitos da Formação Batatal é entendida como de origem diagenética.

Desta forma, sugere-se que sejam realizados mais estudos isotópicos e de química mineral, no sentido de se esclarecer, efetivamente a origem da pirita arredondada compacta, utilizando para fins comparativos a pirita relacionada aos horizontes mineralizados do SGRV, bem como a pirita de origem tipicamente diagenética, como a presente nos níveis de carvão (Supergrupo Itararé) da Bacia do Paraná, em Santa Catarina, contribuindo também para a discussão de como era a atmosfera no Arqueano.

Também é preciso enfatizar que o estudo dos metaconglomerados auríferos da Formação Moeda, com a pirita arredondada, matéria carbonosa e uraninita, passa a ser um tema de fundamental importância para o entendimento da evolução da atmosfera no Arqueano.

### **Witwatersrand vs Moeda**

Renger *et al.* (1995) mostram que os litotipos pertencentes ao Supergrupo Minas são cronocorrelatos à Sequência Transvaal, na África do Sul. As semelhanças quanto ao empilhamento, discordâncias e posicionamento estratigráfico dos “sedimentos” químicos são inquestionáveis, correlacionando a Formação Moeda à unidade denominada de *Black Reef Quartzite*, também aurífero.

Ao se considerar o caráter hidrotermal da mineralização, nos litotipos da Formação Moeda, constata-se que as condições metamórficas e a assembléia mineral são muito semelhantes às observadas nos *reefs* auríferos do *Central Rand Group* (*Witwatersrand Supergroup*), destacando-se a presença da pirofilita, cloritóide e clorita como representantes de assembléia silicatada hidratada.

Os dados da composição química da clorita, nos metaconglomerados auríferos da Formação Moeda, são muito próximos dos dados obtidos para as cloritas do Vaal Reef, no Grupo *Central Rand*. A temperatura estimada, pelo geotermômetro da clorita, para o evento hidrotermal que afetou as rochas da Formação Moeda, entre 300°C e 318°C, também é semelhante à temperatura estimada por Frimmel (1997) para o hidrotermalismo relacionado aos metaconglomerados auríferos de Witwatersrand, em torno de 333°C.

A íntima associação da mineralização com níveis de metaconglomerados portadores de material carbonoso com baixo grau de cristalinidade, também é uma característica comum destes horizontes auríferos do Grupo *Central Rand* (Robb *et al.*, 1997). Destaca-se que um dos níveis mineralizados com mais alto teor de ouro, em Witwatersrand, está relacionado com uma camada centimétrica de material carbonoso com grande continuidade lateral (*Carbon Seam*). Nas proximidades de metaconglomerados com teores auríferos considerados marginais, este pequeno

nível acaba por viabilizar a extração do minério, devido ao seu elevado conteúdo aurífero, podendo desta maneira agregar volume, diluindo-se o teor médio. Acredita-se que este nível carbonoso seja relacionado à migração de hidrocarboneto, a partir de uma rocha geradora (folhelhos negros) situada estratigraficamente abaixo, no Grupo West Rand (Robb, *et al.*, 1997; Conford, *et al.*, 1997 e Gray, *et al.*, 1998).

Nesse sentido acredita-se que, muito embora cronologicamente relacionado aos litotipos do Supergrupo Transvaal, os processos relacionados à deposição do ouro, de caráter hidrotermal, nos metaconglomerados da Formação Moeda sejam similares aos processos observados nos litotipos do Supergrupo Witwatersrand, principalmente do Grupo *Central Rand*. Em Witwatersrand, este evento tectono-termal é correlacionável à idade de intrusão do Complexo de Bushveld (2050Ma). No Quadrilátero Ferrífero, o evento tectono-termal correlacionável estaria associado à evolução e ao colapso do Orógeno Tranzamazônico, na porção sul do cráton do São Francisco (Alkmim e Marshak, 1989).

Frente às informações apresentadas nesse trabalho e à comparação com distritos auríferos de importância mundial, os metaconglomerados da Formação Moeda possuem um potencial metalogenético muito importante, sugerindo que estes sejam investigados, quanto ao seu conteúdo aurífero, na porção sul e oeste do Sinclinal do Gandarela e na porção oeste do Sinclinal Ouro Fino, onde já existe uma galeria de pesquisa com exposições extremamente didáticas destes metaconglomerados.

**PARTE IX**  
**REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

Almeida, F.F.M. (1977) - O Craton do São Francisco. **Revista Brasileira de Geociências**, 7:349-364.

Almeida, T. (2000) – Modelos exploratórios para a prospecção de Pb/Zn utilizando dados de sensoriamento remoto: estudo de caso do Prospecto Salobro (Porteirinha-MG). 132p. **Dissertação de Mestrado – IG/UNICAMP.**

Alkmim, F.F. e Marshak, S. (1998) - Transamazonian orogeny in the Southern São Francisco craton region, Minas Gerais, Brazil: evidence of Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero. **Precambrian Res.**, 90:29-58.

Babinski, M.; Chemale, F.Jr.; Van Schmus, W.R. (1991) – Geocronologia Pb/Pb em rochas carbonáticas do Supergrupo Minas, Quadrilátero Ferrífero (MG), Brasil. In: Anais III cong. Bras. Geol., São Paulo. Soc. Bras. de Geol. Resumos, V.2, 682-631.

Barnes, H.L. (1967) – Geochemistry of hydrothermal ore deposits. Holt, Rinehart e Winston Inc, New York. 670p.

Barnicoat, A.C.; Henderson, I.H.C.; Knipe, R.J.; Yardley, B.W.D.; Napier, R.W.; Fox, N.P.C.; Kenyon, A.N.; Muntingh, D.J.; Strydom, D.; Winkler, K.S.; Lawrence, S.R.; e Cornford, C. (1997) – Hydrothermal gold mineralization in the Witwatersrand Basin: **Nature**, 386, 820-824.

Barnicoat, A.C.; Henderson, I.H.C.; Napier, R.W.; Knipe, R.J.; e Kenyon, A.N. (1997) – Paragenetic and structural studies of Witwatersrand gold reefs. In: Hendry, J.P. et al. (eds) **Geofluids II'97** Extended Abstracts, 428-431

Bailey, S.W. (1988<sup>a</sup>) – Chlorites: Structural and crystal chemistry: in Bailey, S.W. ed., Hydrous Phyllosilicates (exclusive of micas): **Reviews in Mineralogy**: 19, 347-403.

Biddle, K.T. e Wielchowsky, C.C. (1994)- Hydrocarbon Traps. Chapter 13, 219-235, in Magoon,L.B. e Dow,W.G. (eds)- The petroleum system-from source to trap: **AAPG Memoir 60**.

Buick, R. e Dunlop,J.S.R. (1990) – Evaporitic sediments of early Archean age from the Warrawoona Group, North Pole, Western Australia. **Sedimentology**, 37, 247-277.

Caritat, P. Hutcheon, I. and Walshe, J.L. (1993) – Chlorite geothermometry: A review. **Clays and Clay Minerals**.41, 219-239p.

Cathelineau, M. (1988) – Cation size occupancy in chlorites and illites as a function of temperature: **Clay Minerals**, v.23, p.471-485.

Cathelineau, M. e Nieva, D. (1985) – A chlorite solid solution geothermometer. The Los Azufres (Mexico) geothermal system: **Contrib. Mineral. Petrology**, 91, 235-244

Chernosky, J.V.; Berman, R.G. and Bryndzia, L.T. (1988) – Stability, phase reactions, and thermodynamic properties of chlorites and serpentine group minerals, in: Bailey,S.W. ed., Hydrous Phyllosilicates (exclusive of micas): **Reviews in Mineralogy**: 19, 295-346.

Coward. M.P. (1983) – Thrust tectonics, thin skinned or thick skinned, and the continuation of the thrust to deep in the crust. **Journal of Structural Geology**, vol 5, No 2, 113-123p.

Chemale Jr, F.; Rosière, C.A.; Endo,I. (1994) - The tectonic evolution of the Quadrilatero Ferrifero, Minas Gerais, Barzil. **Precambrian Res.**:65:25-64.

Cornford, C.; Lawrence, S. Gray, G. and Kenyon, K. (1997) – Nature and origin of “carbon” in the Witwatersrand Basin, Republic of South Africa. In: Hendry, J.P. et al. (eds) **Geofluids II'97** Extended Abstract,432-435.

Della Fávera, J.C. (2001) – Fundamentos de Estratigrafia Moderna, 263. Eduerj, Rio de Janeiro.

Dorr, J.v. N. (1969) - Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil, **U.S. Geol. Survey**, Prof. Paper 641-A, 110p.

Drennan, G.; Cathelineau, M.; Boiron, M.C.; Landais, P. e Robb, L. (1997) – Post-depositional fluids and their relationship to mineral paragenesis in the Witwatersrand Basin, South Africa. In: Hendry, J.P. et al. (eds) **Geofluids II'97** Extended Abstract,436-439.

Endo, I. e Machado, R. (2002)-Reavaliação e novos dados geocronológicos (Pb/Pb e K/Ar) da região do Quadrilátero Ferrífero e adjacências. **Revista do Inst. Geoc. – USP**. V.2, 23-40.

Epitalié, J.; Maldec, M.; Tissot, J.; Mennig, J. e Leplat, P. (1977) – Source rock characterization method for petroleum exploration: **Proceedings of 9<sup>th</sup> Annual Offshore Technology Conference**, v3, 439-448.

England, G.; Rasmussen, B.; Krapez, B. e Groves, D.I. (2002) – Paleoenvironmental significance of rounded pyrite in siliciclastic sequences of the late Archean Witwatersrand Basin: oxygen-deficient atmosphere or hydrothermal alteration? **Sedimentology**, 49, 1-24.

**UNICAMP**  
BIBLIOTECA CENTRAL  
SEÇÃO CIRCULANTE

Fallick, A.E.; McConville, P.; Boyce, A.J.; Burges, R. e Kelley, S.P. (1992) – Laser microprobe stable measurements on geological materials: some experimental considerations (with special reference to  $\delta^{34}\text{S}$  sulphides). **Chemical Geology** 101, 53-61p.

Fleet, M.E. (1998) – Detrital pyrite in the Witwatersrand gold reefs: X-ray diffraction evidence and implications for atmospheric evolution. **Terra Nova**, 10, 302-306p.

Fonseca, M.A. (1990) - O Sinclinal do Ouro Fino: Análise Descritiva e cinemática de um segmento do Sistema Fundão, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. **Dissertação de Mestrado**, UFOP, 100p.

Foster, M.D. (1962) – Interpretation of the composition and a classification of the chlorites. **U.S. Geol. Surv. Prof. Paper** 414-A, 33p.

Frimmel, H.E.; Le Roex, A.P.; Knight, J.; e Minter, W.E.L. (1993) - A case study of the postdepositional alteration of the Witwatersrand basal reef gold placer. **Economic Geology**, v.88, 249-265.

Frimmel, H.E. (1997) – Chlorite thermometry in the Witwatersrand Basin: Constraint on the Paleoproterozoic geotherm in the Kaapvaal Craton, South Africa. **Journal of Geology**: 105, 601-615.

Frimmel, H.E. e Gartz, V.H. (1997) - Witwatersrand gold particle chemistry matches model of metamorphosed, hydrothermally altered placer deposits. **Mineralium Deposita**, v.32, 523-530.

Galloway, W.E. (1989) – Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I: Architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. **AAPG Bull.**, v73, 125-142.

Garayp, E.; Minter, W.E.L.; Renger, F.E. e Siegers, A. (1991) – Moeda placer gold deposits in the Ouro Fino Syncline, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. In: Ladeira, E.A.(eds) – **Brazil Gold'91**, 601-608.

Giordano, T.H. (1999) – Glossary of chemical terms. **Reviews in Economic Geology**, V9, 315-319p

Gise, A.P. (1993) – The analysis of organic matter in ore deposits. In: Parnell,J.; Kucha,H. e Landais, P. (eds) **Bitumens in Ore Deposits** , Springer-Verlag, 28-52

Gray,G.J.; Lawrence,S.R.; Kenyon,K.E Cornford,C. (1998) - Nature and origin of 'carbon' in the Archean Witwatersrand Basin, South Africa. **Journal of the Geological Society**, London, vol. 155, pp39-59.

Groves, D.I. e Phillips, G.N. (1987) – The genesis and tectonic control on Archean gold deposits of the Western Australian Shield – a metamorphic replacement model. **Ore Geology Reviews**, v.2:287-322.

Hallbauer, D.K. (1986) – The mineralogy and geochemistry of Witwatersrand pyrite, gold, uranium, and carbonaceous matter. In Anhaeusser,C.R. e Maske,S. (eds)- **Mineral deposits of Southern Africa**. Vol I e II, Geol. Soc.S. Afr., Johannesburg. 731-752.

Harder, E.C. e Chamberlain, R.T. (1915) - The Geology of central Minas Gerais, Brazil. **J. Geol.** 23:341-378.

Herz, N. (1978) - Metamorphic rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. **U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.**, 641-C: 1-81.

Herz, N.; Hurley, P.M.; Pinson, W.H.; Fairbairn, H.W. (1961) – Age measurements from part of the Brazilian shield. **Geological Society of American Bulletin**, v.72, p.1111-1120.

Hey, M.H. (1954) – A new review of the chlorites: **Mineral. Mag.** 30,277-292.

Holdaway, M.J. (1971) – Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagrams. **American Journal of Science**, 271, 97-131.

Iamgold (2000) – Gandarela Project – **Unpublish Report** – 100 p.

Jowett, E.C. (1991) – Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer; **GCA/MAC/SEG Joint Annual Meeting** (Toronto, May 27-29, 1991). Program with Abstracts 16, A62.

Jehlicka, J & Beny, C. (1999) – First and second order Raman spectra of natural highly carbonified organic compounds from metamorphic rocks. **Journal of Molecular Structure**, 541-545p.

Takegawa, T. e Ohmoto, H. (1999) – Sulfur isotope evidence for the origin of the 3.4Ga to 3.1Ga pyrite at Princeton gold mine, Barberton greenstone belt, South africa: **Precambrian Research**, v.96, p.209-224.

Karogodin, Yu.N. (1975) – Relações mútuas entre os complexos cíclicos sedimentares em seções de bacias contendo petróleo e gás. **Dokl. Akad. Nauk. SSSR**, 220 (6):

Kelley, S.P. e Fallick, A.E. (1990) - High precision spatially resolved analysis of  $\delta^{34}\text{S}$  in sulphides using laser extraction technique. **Geoch. Cosm. Acta** 54, 883-888p.  
1414-1416 (tradução A. Fuchs)

Kerrick, D.M. (1968) – Water pressure experiments on the upper stability limit of pyrophyllite at 1.8 kilobars and 3.9 kilobars . **American Journal of Science**, 266, 204-214.

Kranidiotis, P. e MacLean, W.H. (1987) – Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulphide deposit, Matagami, Quebec. **Econ. Geol.**:82, 1898-1911p.

Kruse, F.A.; Lefkoff, A.B. e Dietz, J.B. (1993) – Expert system-based mineral mapping in Northern Death Valley, California Nevada using airborne visible/infrared imaging spectrometer (AVIRIS). **Remote Sensing of Environment** Special issue on AVIRIS, May-June, 309-336.

Ladeira, E.A. (1980) - Metallogeneses of gold at Morro Velho Mine in the Nova Lima District, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. (**Tese de Doutorado, Universidade de Ontario, Canadá**)

Ladeira, E.A. (1991)- Genesis of gold in Quadrilátero Ferrífero: a remarkable case of permanency, recycling and inheritance – a tribute to Djalma Guimarães, Pierre Routhier e Hans Ramberg. In: Ladeira, E.A. (ed) **Proceedings of Gold'91**, Rotterdam, AA, Balkema, 11-32.

Laird, J. (1988) – Chlorites metamorphic petrology. in Bailey, S.W. ed., **Hydrous phyllosilicates (exclusive of micas): Reviews in Mineralogy**:19, 405-453.

Lindsey, D.A. (1975) - Depositional environments and paleocurrent directions in the Precambrian Moeda Formation, Minas Gerais Brazil. **MME / United States-Department of the Interior - Project Report - (IR) BR-78**.

Lobato, L.M., Rosière, C.A. e Riffel, B.F. (1989) - Metamorfismo em zonas de cisalhamento na Fm. Moeda: Implicações metalogenéticas e deformacionais. Anais do V Simp. Geol. Minas Gerais, Belo Horizonte. Bol. 10, 11-15 p.

Lobato, L.M. e Rosière, C.A. (1996) - Alteração hidrotermal na Formação Moeda, Sinclinal de Ouro Fino, Quadrilátero Ferrífero: Implicações para a mineralização aurífera. XXXIX Cong. Bras. Geol, Salvador, Bahia. 290-294p.

Machado, N.; Noce, C.M.; Ladeira, E.A e Belo de Oliveira, O. (1992) – U-Pb geochronology of Archaen magmatism and Proterozoic metamorphism in the Quadrilátero Ferrífero, Southern São Francisco craton, Brazil. **Geol. Soc.Am. Bull.** 104. 1221-1227p.

Machado, N. e Noce, C.M. (1993) - A evolução do setor sul do Craton do São Francisco entre 3.1 e 0.5 Ga baseada em geocronologia U-Pb. In **Simp. do Craton do São Francisco**, 2. Salvador, 1993. Anais ... Salvador, SBG/SGM. P 100-102.

Machado, N; Schrank, A.; Noce, C. M.; Gauthier, G. (1996) - Age of detrital zircon from Archean-Paleoproterozoic sequences: implications for greenstone belt setting and evolution of Transamazonian foreland basin in Quadrilátero Ferrífero, southeast Brazil. **Earth Plan. Sci. Let.**, 141:259-276.

Maranhão, C.M.L. (1979) - Os conglomerados uraníferos da Formação Moeda-Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais (**Dissertação de Mestrado, Universidade de Brasília**)

Marshak, S.; Timkham, D.; Alkham, F.F., Breukner, H. e Bornhorst, T. (1997) – Dome –and-keel provinces formed during Paleoproterozoic collapse-Diapir clusters or core complexes? Example of the Quadrilátero Ferrífero (Brazil) and Penoken Orogen (USA). **Geology** 25, 415-418.

Minter, W.E.L. (1976) – Detrital gold, uranium and pyrite concentrations related to sedimentology in the Precambrian Vaal reef placer, Witwatersrand, South Africa: **Economic Geology**, v.71, 157-176

Minter, W.E.L.; Renger, F.E. e Siegers, A. (1990) – Early Proterozoic gold placers of the Moeda Formation within the Gandarela Syncline, Minas Gerais, Brazil: **Economic Geology**, v.85, 943-951.

Minter, W.E.L.; Goedhart, M.; Knight, J. e Frimmel, H.E. (1993b) – Morphology of Witwatersrand gold grains from the Basal reef: Evidence for their detrital origin: **Economic Geology**, v.88, 237-248.

Minter, W.E.L. (1999) – Irrefutable detrital origin of Witwatersrand gold and evidence of eolian signatures: **Economic Geology**, v.94, 665-670.

Mitra, S. e Mount, V.S. (1998) – Foreland basement-involved Structures. **AAPG Bulletin**, v.82, no1, 70-109p.

Monteiro, L.V.S. (2002) – Modelamento metalogenético dos depósitos de zinco de Vazante, Fagundes e Ambrósio, associados ao Grupo Vazante, Minas Gerais. **Tese de doutoramento**, USP, 317p.

Mossman, D.J. e Thompson-Rizer, C.L. (1993) – Toward a working nomenclature and classification of organic matter in Precambrian (and Phanerozoic) sedimentary rocks. **Precambrian Research**, 61, 171-179.

Nagy, B. (1993) – Kerogens and bitumens in Precambrian uraniumiferous ore deposits: Witwatersrand, South Africa, Elliot Lake, Canada and natural fission track reactors,

Oklo, Gabon. In: Parnell, J. (Ed), Bitumens in Ore Deposits. **Society for Geology Applied to Mineral Deposits**, vol. 6. Springer , Berlin, pp 287-333, Spec. Publ. Nr.

Noce,C.M. (1995) - Geocronologia dos eventos magmáticos, sedimentares e metamórficos na região do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. São Paulo 128p. (Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo).

Ohmoto,H.; Kakegawa, T e Lowe, D.R. (1993) – 3-4 billion year old biogenic pyrites from Barberton, South Africa: sulfur isotope evidence. **Science**, 262, 555-557.

Pasteris, J.D. & Wopenka, B. (1991) – Raman Spectra of graphite as indicators of degree of metamorphism. **Canadian Mineralogist**, v.29, 1-9p.

Parnell, J.; McCready, A. e Veale, C. (1997) – Fluids and fluid migration in the Witwatersrand carbon-bearing ores and younger analogues. In: Hendry, J.P. et al. (eds) **Geofluids II'97** Extended Abstract, 448-451.

Peters,K.E. (1986) – Guidelines for evaluation petroleum source rock using programmed pyrolysis. **AAPG**,v70, 318-329.

Phillips, G.N. e Myers, R.E. (1989) – The Witwatersrand gold fields. Part II. An origin for the Witwatersrand gold during metamorphism and associated alteration: **Econ. Geol. Monog.** 6, 598-608.

Phillips, G.N.; Law,J.D.M. e Myers, R.E. (1990) – The role of fluids in the evolution of the Witwatersrand Basin. **South. Afr. Journal Geol.** 93 (1), 54-69p.

Phillips, G.N e Law,J.D.M. (2000) - Witwatersrand gold fields: geology, genesis and exploration, Society of Economic Geologists, **Reviews in Economic Geology**, v.13, p.439-500.

Phillips, G.N.; Law, J.D.M. e Myers, R.E. (2001) – Is the redox state of the Archean Atmosphere Constrained? **Society of Economic Geologists Newsletter**, 47, 8-17p.

Pires, P.F.R.; Xavier, R.P.; Prado, M.G.B.; Mota, E.M.; Correa Neto, A.; Kolling, S. (2002) – Associação matéria carbonosa-pirita nas mineralizações auríferas dos metaconglomerados da Fm. Moeda, Supergrupo Minas, Quadrilátero Ferrífero-MG. **Anais XLI cong. Bras. Geol**, João Pessoa, PB.

Pires, F.R.M., Guedes, S.C. e Cabral, A.R. (1993) - A estrutura anticlinal recumbente da Serra do Curral, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. **IV Simp. Nac. Est. Tect. (SNET)**, SBG Núcleo MG- Bol. 12 : 156-165p.

Pontual, S.; Merry, N. e Gamson, P. (1997) – Spectral Interpretation Manual – G-Mex . 169p.

Renger, F.E.; Silva, R.M.P. e Suckau, V.E. (1988) – Ouro nos conglomerados da Formação Moeda, Sinclinal do Gandarela, Quadrilátero Ferrífero, MG. **Anais do XXXV Cong. Bras. Geol.**, Belém, Pará. V.1, 44-57.

Renger, F.E.; Suckau, V.E. e Silva, R.M.P. (1993) – Sedimentologia e análise de bacia da Fm Moeda, QF, Minas Gerais, Brasil. **Anais do VII Simp. Geol. de Minas Gerais**. Bol. 12, 41-45.

Renger, F.E.; Noce, C.M.; Romano, A.W. e Machado, N (1995)– Evolução sedimentar do Supergrupo Minas: 500 Ma de registro geológico no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. **Geonomos**, 2(1):1-11.

Richardson, S.W. (1968) – Staurolite stability in part of the system Fe-Al-Si-O-H. **Journal of Petrology**, 9, 467-488.

Robb, L.J. e Meyer, F.M. (1995) – The Witwatersrand Basin, South Africa: Geological framework and mineralization process: **Ore Geology Reviews**, v.10, 67-90.

Robb, L.J.; Landais, P.; Drennan, G e Dubessy, J. (1997) – Petrographic, chemical and spectroscopic data relating to the origin of carbonaceous matter in the Witwatersrand Basin, South Africa. In: Hendry, J.P. et al. (eds) **Geofluids II'97** Extended Abstract, 452-455.

Rosière, C.A.; Noce, C.M.; Ladeira, E.A. (1987) - Geologia estrutural da extremidade sul do Sinclinal de Gandarela. **Anais IV Simp. Geol. Minas Gerais**, 254-268p.

Rosière, C.A. e Corrêa Neto, A.V. (2000) - Structural evolution of the Gandarela Syncline, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. **31<sup>st</sup>. International Geol. Cong.**, Rio de Janeiro, Brasil.

Santos, R.V.; Fernandes, S.; Menezes, M.G. e Oliveira, C.G. (1995)- Geoquímica de isótopos estáveis de carbono de rochas carbonosas do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. **Revista Brasileira de Geociências**, 25 (2): 85-91.

Schrank, A. e Machado, N. (1996)- Idades U-Pb em monazitas e zircões do distrito aurífero de Caeté, da Mina de Cuiabá e do depósito de Carrapato, Quadrilátero Ferrífero (MG). In: **Cong. Bras. Geol.**, 39. Anais Recife, v.6, p.473-475.

Schrank, A. e Souza Filho, C.R. (1998) - The tectonic evolution of the Quadrilátero Ferrífero region from the Archean to the Neoproterozoic: Revision, problems and prospects. In: **14 International Conference on Basement Tectonics**. Ouro Preto, Brazil, p.122-125.

Silva, A. M.; Chemale Jr, F.; Heaman, L.(1995) The Ibirité gabbro and the Borrachudos granite- the rift-related magmatism of Mesoproterozoic age in Quadrilátero Ferrífero (MG). In: **Simp.Geol. Minas Gerais**,8, Belo Horizonte Anais. 89-90p.

Silva, G.L.P. (1998) – A associação ouro-matéria carbonácea e implicações na gênese de mineralizações auríferas tipo lode. **Dissertação de mestrado**, IG – Unicamp, 75p.

Spangenberg, J.E. e Frimmel, H.E. (2001) – Basin-internal derivation of hydrocarbons in the Witwatersrand Basin, South Africa: evidence from bulk and molecular  $\delta^{13}C$  data. **Chemical Geology**, 173, 339-355.

Strauss,H. e Beukes,N.J. (1996) – Carbon and sulfur isotopic composition of organic carbon and pyrite sediments fro Transvaal Supergroup, South Africa. **Precambrian Research**, 79, 57-71.

Swalf,P.S. (2000) – Modelo exploratório para depósitos auríferos do tipo Morro do Ouro com base em técnicas de sensoriamento remoto. 118p . **Dissertação de Mestrado – IG/UNICAMP**.

Toledo, C.L.B. (1997) – Controle estrutural da mineralização aurífera na Mina de Cuiabá, setor noroeste do *Greenstone Belt* Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. **Dissertação de Mestrado – IG UNICAMP**, 167 p.

Velasco, F.; Sanchez-Esoana, Boyce,J. Fallick, A.E.; Saez,R. e Almodovar,G.R. (1998) – A new sulfur isotopic study of some Iberian Pyrite Belt deposits:evidence of a textural control on sulfur isotope composition. **Mineral. Deposita**, 34, 4-18.

Villaça, J.N. (1981) – Alguns aspectos sedimentares da Formação Moeda. **Sociedade Brasileira de Geologia**, Bol .2, 93-137.

Walker (1990) – Facies Models, Ontario: Geol. Assoc. Canada.

Wallace, R.M. (1958) - The Moeda Formation - **Bol. Soc. Bras. Geol.**, 7 (2): 59-60

Watanabe, Y., Naraoka, H., Wronkiwicz, D.J. Condie, K e Ohmoto, H. (1997) – Carbon, nitrogen, and sulphur geochemistry of Archean and Proterozoic shales from Kaapvaal Craton, South Africa. **Geochimica et Cosmochimica Acta**. V61, n.16, 3441-3459pp.

Wopenka, B. e Pasteris, J.D. (1993) – Structural characterization of kerogens to granulite-facies graphite: applicability of Raman microprobe spectroscopy. **American Mineralogist**, 78, 533-557.

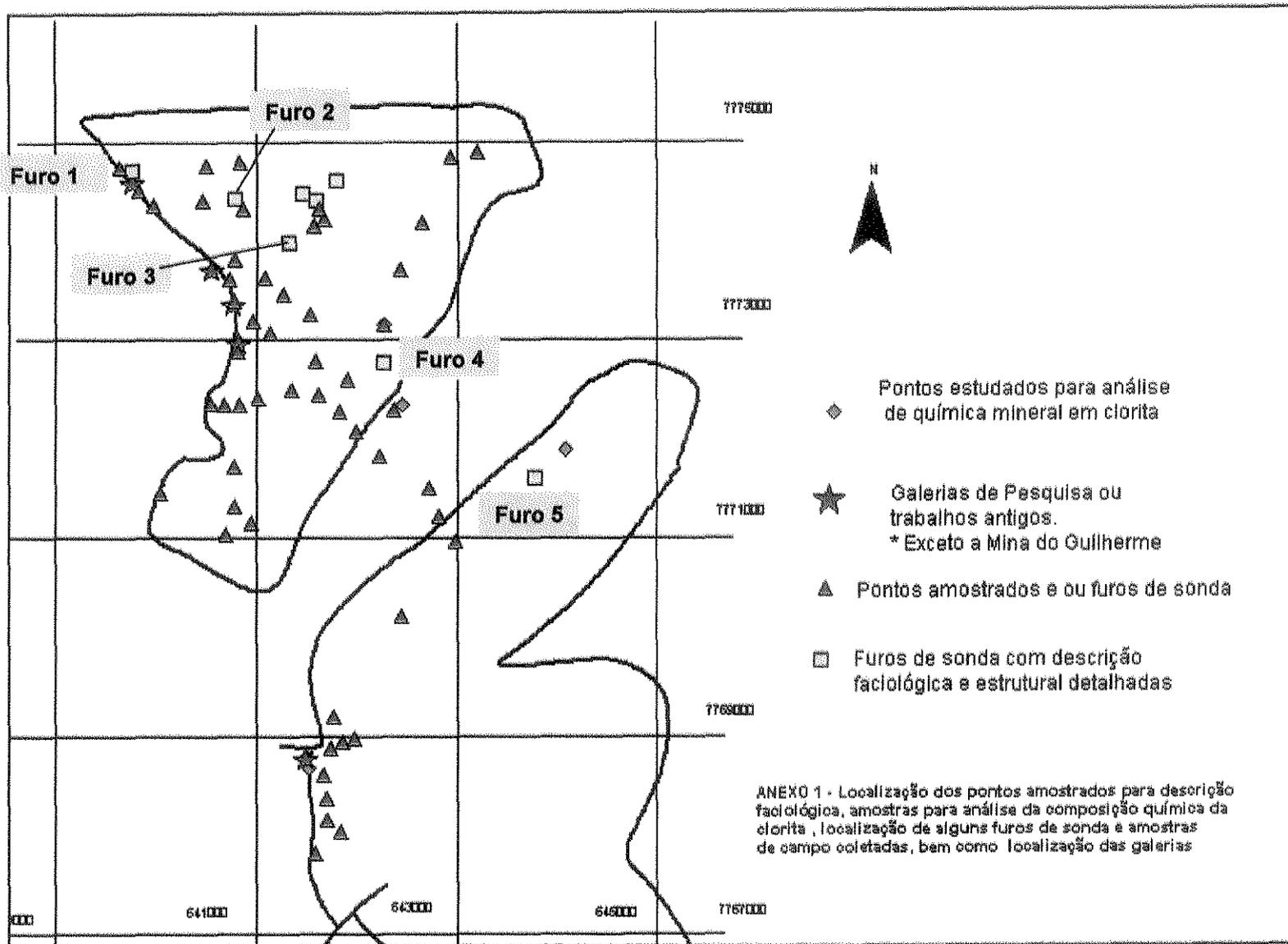
Yardley, B.W.D. (1994) – Introdução à petrologia metamórfica (tradução de Fuck, R.A.). Brasília: Ed Unb

Yui , T.F.; Huang, E. e Xu, J.(1996) – Raman spectrum of carbonaceous material: a possible metamorphic grade indicator for low grade metamorphic rocks. **J. Metamorphic Geol.**, 14, 115-124.

Zang, W. e Fyfe, W.S. (1995) – Chloritization of the hydrothermally altered bedrock at the Igarape Bahia gold deposit, Carajas, Brazil. **Mineral. Deposita**. 30, 30-38.

**ANEXO I**

**UNICAMP**  
BIBLIOTECA CENTRAL  
SECÃO CIRCULANTE



## **ANEXO II**

## ESPECTROSCOPIA DE REFLEXÃO E TRATAMENTO DE IMAGENS (ASTER)

As associações mineralógicas e a seqüência de formação dos minerais, indicam que a presença da pirofilita ou aluminossilicatos hidratados esteja associada a estruturas favoráveis para a percolação de fluidos mineralizantes (estruturas Dn) e que a precipitação do ouro tenha ocorrido pela interação destes fluidos com horizontes reativos, ricos em Fe e com material carbonoso presente.

A distinção de muscovita-sericita-illita da pirofilita-caolinita pode ser realizada de maneira rápida e segura através da espectroscopia de reflexão, a qual combinada com o tratamento digital de imagens Aster pode dar uma idéia da distribuição destes minerais e conseqüente seleção de áreas com potencial para mineralização.

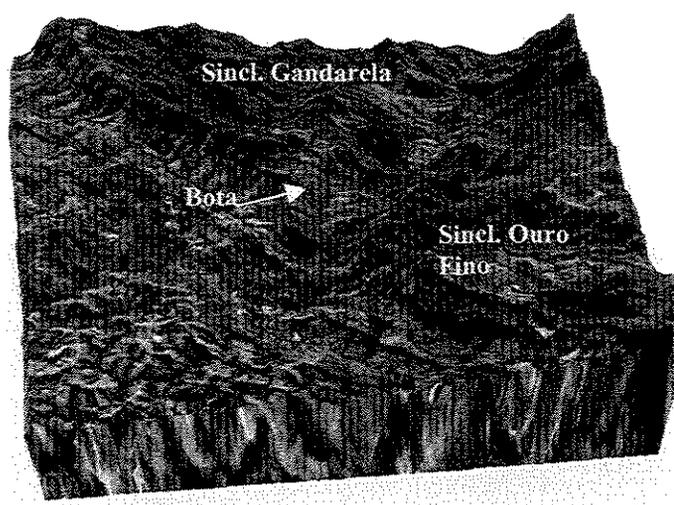


Figura 1 – Modelo digital do terreno localizando as áreas estudadas neste trabalho.

Utilizou-se como estudo de caso, a porção sul do Sinclinal Gandarela - "Bota" (Figura 1).

## 1 - Metodologia

Para atingir os objetivos foram descritos mais de 100 furos de sondagem, sendo que na maioria deles já haviam sido feitas análises de espectroscopia de reflexão (PIMA), abrangendo de 1,4 a 2,5  $\mu\text{m}$  do espectro eletromagnético (Jamgold 2000). Tais estudos foram de grande importância na caracterização mineralógica em subsuperfície, chamando a atenção para a individualização de fases minerais como a pirofilita e muscovita, dificilmente distinguíveis em microscopia óptica convencional.

Complementando os estudos de Pima, foram obtidos espectros das principais associações mineralógicas compreendendo um intervalo de 0,35 a 2,5  $\mu\text{m}$  do espectro eletromagnético, utilizando-se, paratanto, o espectrorradiômetro FieldSpec (FR).

Estes espectros foram reamostrados para o intervalo de abrangência das imagens Aster e utilizados como padrões na classificação dos espectros, pixel a pixel, destas imagens. Foram confeccionadas mais de 80 seções delgadas polidas

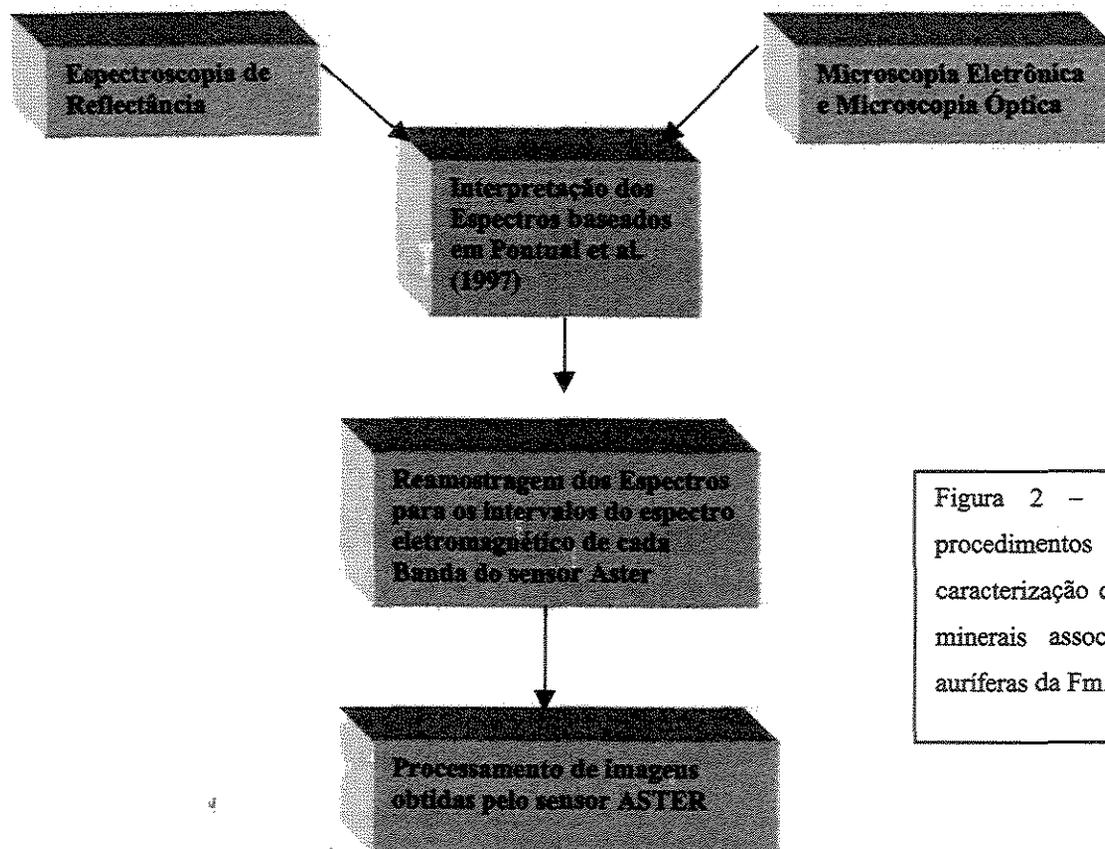


Figura 2 – Esta figura ilustra os procedimentos adotados para a caracterização das principais associações minerais associadas às minerais auríferas da Fm. Moeda

para estudos de petrografia óptica convencional e microscopia eletrônica (EDS acoplado), que validaram os estudos de espectroscopia de reflexão (Fig. 2).

## 2 - Espectroscopia de Reflexão

Os estudos de espectroscopia de reflexão foram realizados primeiramente através do PIMA e posteriormente complementados no Laboratório de Espectroscopia e Refletância do Instituto de Geociências da UNICAMP por outro espectrorradiômetro portátil, o *FieldSpec Full Resolution (FR)*, da *Analytical Spectral Devices*.

Este último aparelho detecta a radiação eletromagnética através de três sensores os quais captam o espectro no intervalo de 350nm a 2500nm, abrangendo intervalos do VNIR (*visible and near infrared*) entre 300 e 1000nm e do SWIR (*shortwave infrared*), entre 1000 e 2500nm.

### Dados Espectrais

A figura 3 ilustra as associações minerais caracterizadas por microscopia óptica e microscopia eletrônica, bem como a reflectância destas associações minerais e os respectivos espectros reamostrados. As feições diagnósticas dos espectros, foram comparadas com os espectros obtidos por Pontual et al. (1997) .

As associações minerais AM1, AM2 e AM5 caracterizam-se por feições de absorção em 2195nm, diagnóstico da muscovita / sericita. Em 1408nm e 1403nm (AM2) existe uma feição marcante, correlacionável à presença de moléculas de água e hidroxila. Estes espectros diferem da illita pela ausência ou pequena absorção próximo a 1900nm, também indicativo da presença de água e hidroxila.

As associações minerais AM3 e AM4 diferem das demais por uma feição absorção bem pronunciada em 2165nm, característica da pirofilita. A pirofilita apresenta como característica distintiva dos demais aluminossilicatos hidratados, uma única feição de absorção próximo a 1400nm.

A associação AM2 não apresentou nenhum tipo de feição indicativa, muito provavelmente pela presença de sulfetos e matéria carbonosa.

UNICAMP  
BIBLIOTECA CENTRAL  
SEÇÃO CIRCULANTE

Os estudos de reflectância mostraram, entre as diversas associações mineralógicas estudadas, o predomínio da pirofilita e da muscovita. Sabendo-se que a pirofilita encontra-se melhor representada em porções mais deformadas, relacionadas às zonas de cisalhamento desenvolvidas durante Dn., e que estas estão normalmente capeando os horizontes mineralizados, fez-se por tentar individualizar, em superfície as porções onde existe o predomínio destes minerais (pirofilita e muscovita).

Esta individualização objetiva não só a distribuição das fases minerais relacionados aos diferentes estágios do metamorfismo, bem como a caracterização de zonas potencialmente mineralizadas a ouro.

### **3 - Processamento de Imagens (ASTER)**

O sensor Aster (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflectance Radiometer*) foi construído por um consórcio entre o programa espacial norte-americano (NASA) e japonês (NASDA), com auxílio de indústrias e grupos de pesquisa. Este sensor encontra-se a bordo do satélite Terra, lançado em dezembro de 1999.

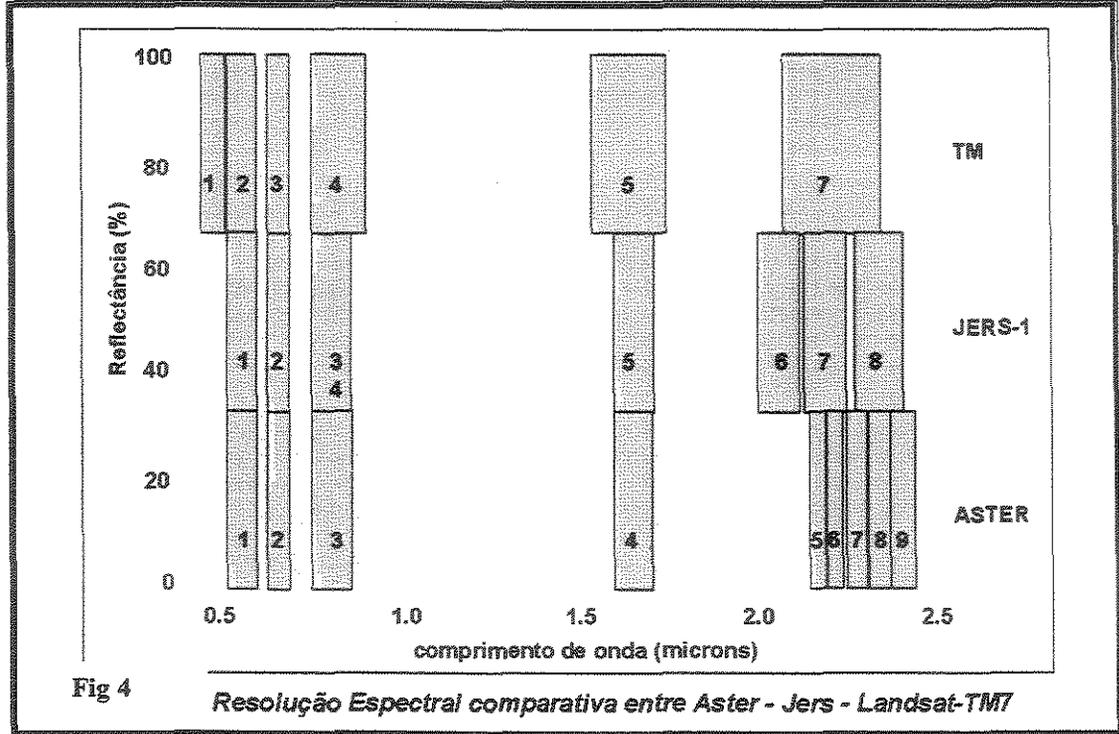
O Aster é constituído por três diferentes subsistemas, os quais operam em diferentes regiões do espectro eletromagnético, num total de 14 bandas: 4 no VNIR, 6 no SWIR e 5 no TIR (Tabela 1)

<b>Subsistemas</b>	<b>VNIR</b>	<b>SWIR</b>	<b>TIR</b>
<b>Resolução Espectral</b>	Banda 1: 0.52 - 0.60 $\mu\text{m}$	Banda 4: 1.600 - 1.700 $\mu\text{m}$	Banda 10: 8.125 - 8.475 $\mu\text{m}$
	Banda 2: 0.63 - 0.69 $\mu\text{m}$	<b>Banda5: 2.145 - 2.185 <math>\mu\text{m}</math></b>	Banda 11: 8.475 - 8.825 $\mu\text{m}$
	Banda 3N: 0.76 - 0.86 $\mu\text{m}$	<b>Banda6: 2.185 - 2.225 <math>\mu\text{m}</math></b>	Banda 12: 8.925 - 9.275 $\mu\text{m}$
	Banda 3B: 0.76 - 0.86 $\mu\text{m}$	Banda 7: 2.235 - 2.285 $\mu\text{m}$	Banda 13: 10.25 - 10.95 $\mu\text{m}$
		Banda 8: 2.295 - 2.365 $\mu\text{m}$	Banda 14: 10.95 - 11.65 $\mu\text{m}$
		Banda 9: 2.360 - 2.430 $\mu\text{m}$	
<b>Resolução Espacial</b>	<b>15 m</b>	<b>30 m</b>	<b>90 m</b>
<b>Bits</b>	<b>8</b>	<b>8</b>	<b>12</b>

Tabela 1 – Resolução espacial e espectral do sensor ASTER.

Além de uma melhor resolução espacial e espectral o Aster apresenta duas bandas dentro do VNIR (bandas 3N e 3B) que permitem observações estereoscópicas, bem como a confecção de modelos digitais de terreno. Cada cena recobre uma área de 60 x 60 km.

A grande vantagem na utilização deste sensor para este estudo deve-se ao seu caráter multiespectral para o intervalo do SWIR, no qual as informações referentes à pirofilita e a muscovita encontram-se registradas em bandas distintas: pirofilita – Banda 5 e muscovita/illita/sericita – Banda 6. No caso do Landsat TM7, as feições de absorção características destes minerais encontram-se todos na banda 7 (Fig 4).



Antes de qualquer processamento de imagem hiperespectral ou multiespectral, faz-se necessária uma correção atmosférica. Esta correção deve-se à influência dos gases e partículas presentes na atmosfera que causam absorção e espalhamento da radiação, obliterando-a e conseqüentemente falseando os espectros obtidos pelos sensores.

Neste trabalho foi utilizado o *software* ACORN (Atmospheric CORrection Now) o qual se baseia na transferência de radiativa para corrigir e calibrar os dados de tal forma que transformam a radiância em reflectância, através da equação abaixo (Chndrasekhar, 1960):

$$r(l) = 1 / [F0(l)Td(l)Tu(l)/p(Lt(l)-F0(l)ra(l)/p)} + s(l)] , \text{ onde}$$

Lt – radiância total que chega no sensor

F0 – topo da irradiância solar atmosférica

ra – reflectância da atmosfera

Td – transmitância da atmosfera para baixo

r – reflectância espectral da superfície

Tu – transmitância da atmosfera para cima

s – reflectância da atmosfera para baixo

l – comprimento de onda do espectro.

Após este pré-processamento, utilizou-se uma técnica de classificação supervisionada chamada SAM (*Spectral angle Mapper*). Esta técnica encontra-se disponível no *software* ENVI e mede a similaridade espectral entre o espectro de reflectância real de cada *pixel* de uma imagem e o de um espectro de referência (Kruse, et al., 1993).

O algoritmo do SAM determina a similaridade entre os espectros através do ângulo espectral ( $\alpha$ ) formado pelos vetores, que representam, em tons de cinza, os espectros (**Figura 5**). Quanto menor o ângulo entre os vetores, maior

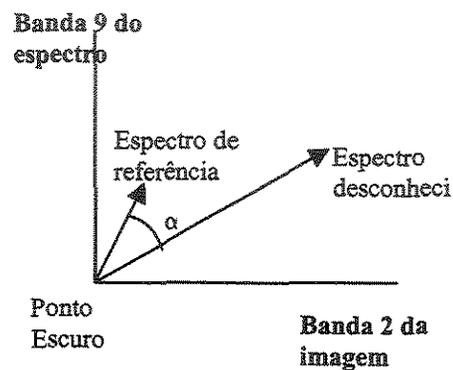


Figura 5 – Exemplo de aplicação do SAM. Notar que o comprimento dos vetores (iluminação do pixel) não interferem no ângulo espectral.

Assim, o SAM compara cada pixel da imagem com o espectro (reamostrado) de referência, banda por banda, gerando uma imagem (*Rule*) para cada espectro de referência, que representa os pixels da imagem com maior similaridade ao espectro de referência.

Este tipo de classificação vem sendo utilizada com sucesso, como técnica de exploração mineral, destacando-se os trabalhos de Swalf (2000) e Almeida (2000).

A imagem *rule* representada na **figura 6**, caracteriza as porções com predomínio de pirofilita e muscovita/ illita para a “Bota”. O predomínio da pirofilita é marcado nas porções onde os litotipos afetados pela deformação Dn afloram, já a muscovita e illita representam as porções menos deformadas.

#### **4. CONSIDERAÇÕES PARCIAIS**

A discriminação da paragênese mineral relacionada às mineralizações auríferas da Fm Moeda, aponta a pirofilita como uma das mais importantes fases minerais relacionada ao processo mineralizante.

A pirofilita é um mineral de difícil distinção por microscopia ótica convencional, por apresentar características ópticas semelhantes à muscovita e illita. A espectroscopia de reflectância combinada com tratamento digital de imagens Aster mostraram-se como ferramentas extremamente capazes, na individualização destas fases minerais.

O grande número de ocorrências de ouro no flanco oeste da “Bota”, local onde afloram rochas ricas em pirofilita, e a íntima associação da mesma com o ouro, observado com auxílio de microscopia eletrônica, validam a utilização tanto da espectroscopia de reflectância, quanto do tratamento de imagens Aster na individualização de áreas potenciais para mineralizações de ouro, nos litotipos da Fm. Moeda.

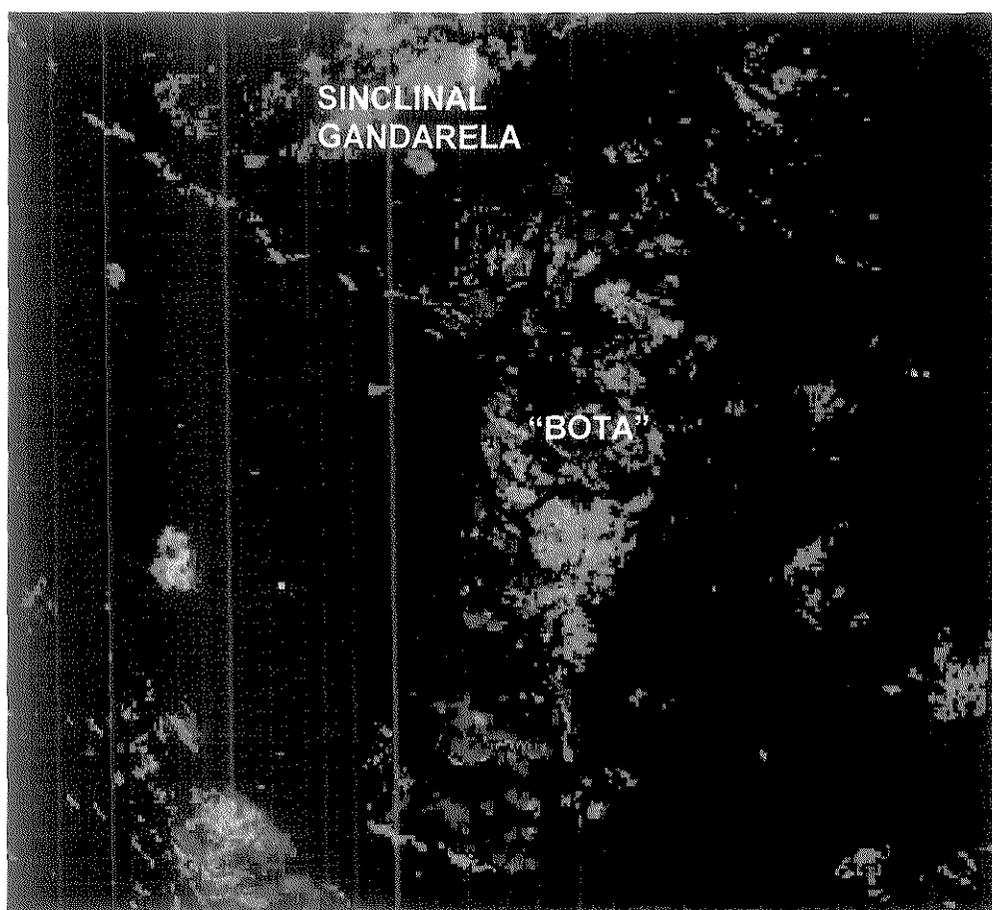


Figura 6 – Tratamento digital de imagem ilustrando, em vermelho porções com o predomínio da pirofilita e em verde predomínio da muscovita /sericita .