



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

**GEOLOGIA E MINERALIZAÇÃO AURÍFERA DA ÁREA DE  
CHAPADA-TO**

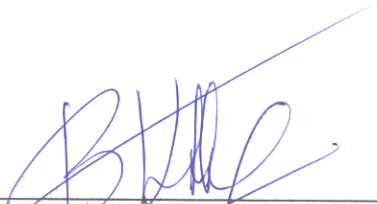
TESE APRESENTADA POR


**JOEDY PATRÍCIA CRUZ QUEIROZ**

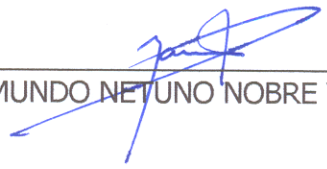
Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em  
Ciências na Área de GEOQUÍMICA E PETROLOGIA.

Data de Aprovação: **10 / 10 / 2001**

**Comitê de Tese:**

  
\_\_\_\_\_  
BASILE KOTSCHOUBEY (Orientador)

  
\_\_\_\_\_  
RAUL MINAS KUYUMJIAN

  
\_\_\_\_\_  
RAIMUNDO NETUNO NOBRE VILLAS

Belém

*À Deus pelas imensas bênçãos derramadas na minha vida.*

*Aos Meus pais pelo incentivo e confiança.*

*Em memória de um ente muito querido.*

## **AGRADECIMENTOS**

Quero expressar meus agradecimentos ao Professor Basile Kotschoubey pela orientação e valiosa contribuição na minha formação profissional;

A Universidade Federal do Pará, através do Centro de Geociências pela oportunidade de realização do Curso de Pós-Graduação;

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento e Pesquisa (CNPq) pela concessão da bolsa de estudo;

À cooperativa dos garimpeiros de Chapada pela permissão e fornecimento de materiais indispensáveis nesta pesquisa, bem como ao Senhor Marcos Rios pelas informações e atenção dispensada;

Ao Professor Jean Michel Lafon pela orientação no Capítulo de Geocronologia, e ao Professor Carlos A. R. Albuquerque pelas discussões e sugestões;

Às colegas de Mestrado, Márcia Gaspar, Maria Clarindo, Natalina Cabral e, em particular, à Luciana Melo pelo incentivo nas horas de desânimo e pelas valiosas discussões geológicas;

À família Vasconcelos, em especial ao Jairo Vasconcelos pelo apoio humano indispensável para a finalização deste trabalho;

Enfim, a todos aqueles não mencionados, mas que contribuíram de alguma forma para a conclusão do presente trabalho.

*“O caráter distintivo do homem  
é a suscetibilidade de melhora progressiva.  
A educação, que enriquece seu espírito com pérolas  
e adorna seu coração com virtudes,  
é um meio eficiente para promover seus progressos;  
e, quando mais verdadeiros e mais rápidos os faça,  
mais contribui a que preencha perfeitamente seu destino o único  
ser que habita o globo terrestre suscetível de aperfeiçoamentos...”*

*Andrés Bello.*

## SUMÁRIO

DEDICATÓRIA .....	i
AGRADECIMENTOS .....	ii
EPÍGRAFE .....	iii
LISTA DE ILUSTRAÇÃO .....	vii
RESUMO .....	1
ABSTRACT .....	3
<b>1 - INTRODUÇÃO .....</b>	<b>5</b>
1.1 - HISTÓRICO .....	5
1.2 - OBJETIVOS .....	8
1.3 - METODOLOGIA .....	9
1.4 - ASPECTOS FISIAGRÁFICOS .....	11
<b>1.4.1 - Clima e Vegetação .....</b>	<b>11</b>
<b>1.4.2 - Relevo .....</b>	<b>11</b>
1.4.3 - Hidrografia .....	12
1.5 - ASPECTOS ECONÔMICOS .....	12
<b>2 - CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL .....</b>	<b>13</b>
<b>3 - GEOLOGIA LOCAL .....</b>	<b>21</b>
3.1 - CONSIDERAÇÕES INICIAIS .....	21
3.2 - PRINCIPAIS TIPOS LITOLÓGICOS .....	24
<b>3.2.1 - Embasamento Gnaissico .....</b>	<b>24</b>
<b>3.2.2 - Seqüência Água Suja: .....</b>	<b>26</b>
3.2.2.1 - Xistos feldspáticos .....	28
3.2.2.2 - Muscovita xistos .....	28
3.2.2.3 - Anfibólio Xistos .....	29
3.2.2.4 - Metavulcânicas Áciadas.....	29
3.2.2.5 - Formações Ferríferas Bandadas .....	29
3.2.2.6 - Gonditos .....	30
<b>3.2.3 - Granito Xobó .....</b>	<b>31</b>
3.2.3.1 - Granitos pegmatóides .....	31
<b>3.2.4 - Grupo Natividade .....</b>	<b>32</b>
3.2.4.1 - Quartzitos .....	32

3.2.4.2 - Metaconglomerados .....	33
3.2.4.3 - Filitos .....	33
3.2.4.4 - Metacalcários dolomíticos .....	33
<b>3.2.5 - Coberturas lateríticas, Sedimentos Coluvionares e Sedimentos Aluvionares .....</b>	<b>33</b>
3.3 - GEOLOGIA ESTRUTURAL E METAMORFISMO .....	34
<b>4 - O GARIMPO DE CHAPADA .....</b>	<b>37</b>
<b>5 - CONTEXTO GEOLÓGICO DO GARIMPO DE CHAPADA .....</b>	<b>40</b>
5.1 - SEQÜÊNCIA ÁGUA SUJA .....	40
5.1.1 - <b>Metadacitos .....</b>	<b>40</b>
5.1.2 - <b>Biotita-quartzo xistos .....</b>	<b>42</b>
5.1.3 - <b>Muscovita-biotita milonitos .....</b>	<b>44</b>
5.2 - GRANITO XOBÓ .....	46
5.2.1 - <b>Biotita granito .....</b>	<b>47</b>
5.3 - ASPECTOS ESTRUTURAIIS .....	48
5.4 - METAMORFISMO E ALTERAÇÃO HIDROTERMAL .....	51
5.4.1 - <b>Metamorfismo .....</b>	<b>51</b>
5.4.2 - <b>Alteração Hidrotermal .....</b>	<b>52</b>
5.4.2.1 - Silificação .....	52
5.4.2.2 - Muscovitização .....	52
5.4.2.3 - Epidotização .....	52
5.4.2.4 - Cloritização, Sulfetação, Argilização e Carbonatação	53
5.5 - GEOQUÍMICA .....	53
5.5.1 - <b>Rochas Metavulcânicas .....</b>	<b>53</b>
5.5.2 - <b>Xistos e Milonitos .....</b>	<b>58</b>
5.5.3 - <b>Granito Xobó .....</b>	<b>62</b>
<b>6 - ESTUDO DA MINERALIZAÇÃO .....</b>	<b>66</b>
6.1 - CONSIDERAÇÕES GERAIS .....	66
6.2 - MINEROGRAFIA .....	66
6.3 - ESTUDO DOS FLUIDOS MINERALIZANTES .....	70
6.3.1 - <b>Inclusões Monofásicas .....</b>	<b>71</b>
6.3.2 - <b>Inclusões Bifásicas .....</b>	<b>72</b>

<b>6.3.3 - Discussão</b> .....	<b>78</b>
6.4 - MODELO GENETICO .....	79
<b>7 - GEOCRONOLOGIA</b> .....	<b>84</b>
7.1 - METODOLOGIA Pb-Pb POR EVAPORAÇÃO EM CRISTAIS DE ZIRCÃO ..	84
<b>7.1.1 - Avaliação dos Resultados</b> .....	<b>88</b>
7.1.1.1 - Seqüência Água Suja .....	88
7.1.1.2 - Granito Xobó: .....	91
7.2 - METODOLOGIA Rb-Sr .....	93
<b>7.2.1 - Avaliação dos Resultados</b> .....	<b>94</b>
7.2.1.1 - Mineralização Água Suja .....	94
<b>8 - SINTESE E CONSIDERAÇÕES FINAIS</b> .....	<b>97</b>
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b> .....	<b>100</b>
<b>ANEXOS</b> .....	<b>110</b>

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

### FIGURAS

<b>Figura 1</b> - (a) Ruínas de uma igreja de pedra; (b) Igreja da cidade construída pelos bandeirantes.....	6
<b>Figura 2</b> - Localização da área de Chapada.....	7
<b>Figura 3</b> - Províncias Estruturais Brasileiras.....	14
<b>Figura 4</b> - Compartimentação tectônica do setor central da Província Tocantins.....	15
<b>Figura 5</b> - Esboço geológico regional de Chapada-TO.....	20
<b>Figura 6</b> - Coluna litoestratigráfica da área de Chapada-Tocantins.....	23
<b>Figura 7</b> - Afloramento de gnaiss do embasamento no leito do Rio das Pedras.....	24
<b>Figura 8</b> - Gnaiss aflorando no Rio das pedras (a) textura geral do gnaiss; (b) bandamento.....	25
<b>Figura 9</b> - Fotomicrografia mostrando a textura granolepidoblástica e estruturas S/C.....	27
<b>Figura 10</b> - (a) Superfície sustentada por laterita ferro-manganesífera próximo ao Morro do Gaiteiro; (b): Fotomicrografia de gondito mostrando a textura e o bandamento da rocha.....	30
<b>Figura 11</b> - Afloramento natural do Granito Xobó.....	31
<b>Figura 12</b> - (a) Garimpo de Chapada; (b) Vala escavada pelos escravos para lavagem do minério aurífero.....	38
<b>Figura 13</b> - (a) Esteira utilizada pelos garimpeiros para a separação do ouro; (b) pequena planta de tratamento dos rejeitos pelo método de flotação.....	38
<b>Figura 14</b> - Mapa geológico de Chapada-TO.....	39
<b>Figura 15</b> - Fotomicrografia de rocha metadacítica. (a) Luz natural e (b) Nicóis cruzados.....	41
<b>Figura 16</b> - Fotomicrografia de porfiroclasto de plagioclásio.....	41
<b>Figura 17</b> - Fotomicrografia de Biotita-quartzo xistos.....	42
<b>Figura 18</b> - Fotomicrografias de muscovita-biotita milonitos (a) textura crenulada; (b) T. cataclástica.....	44
<b>Figura 19</b> - Fotomicrografia mostrando clinozoísita disseminada na rocha.....	45
<b>Figura 20</b> - Fotomicrografia mostrando granada envolvida por biotita e esta se alterando para clorita.....	46
<b>Figura 21</b> - Fotomicrografia do Granito Xobó.....	47
<b>Figura 22</b> - Fotomicrografias (a) plagioclásio; (b) cristal de biotita deformado.....	48
<b>Figura 23</b> - Veio de quartzo dobrado do garimpo de Terra Vermelha.....	50
<b>Figura 24</b> - Diagrama de Winchester & Floyd (1977), para classificação das rochas metavulcânicas.....	56
<b>Figura 25</b> - Diagrama Irvine & Baragar (1971), para as rochas metavulcânicas.....	56
<b>Figura 26</b> - Diagrama Maniar e Piccoli (1989), para as rochas metavulcânicas.....	56
<b>Figura 27</b> - Diagrama Rb/Y + Nb para definição do ambiente geotectônico de formação das rochas metavulcânicas.....	56
<b>Figura 28</b> - Diagrama multielementar para as rochas metavulcânicas.....	57
<b>Figura 29</b> - Padrões de ETR apresentados por amostras de rochas metavulcânicas.....	58
<b>Figura 30</b> - Padrões de distribuição dos ETR em xistos e milonitos.....	60
<b>Figura 31</b> - Diagrama Multielementar para amostras de xistos.....	61

<b>Figura 32</b> - Diagrama Multielementar para amostras de milonitos.....	61
<b>Figura 33</b> - Diagrama Irvine & Baragar (1971), para as rochas do granito Xobó.....	63
<b>Figura 34</b> - Diagrama Maniar e Piccoli (1989), para as rochas do Granito Xobó.....	63
<b>Figura 35</b> - Diagrama R1/R2 de Batchelor & Bowden (1985) para as rochas do Granito Xobó.....	64
<b>Figura 36</b> - Diagrama Rb/Y + Nb indicativo do ambiente geotectônico do Granito Xobó.....	64
<b>Figura 37</b> - Diagrama Multielementar para as amostras do Granito Xobó.....	64
<b>Figura 38</b> – Padrões de distribuição dos ETR nas amostras do Granito Xobó.....	64
<b>Figura 39</b> - Fotomicrografia (a) agragados de pirita; (b) cristais de pirrotita.....	67
<b>Figura 40</b> - Fotomicrografias (a) calcopirita substituindo a pirita; (b) calcopirita substituindo a pirrotita. ....	68
<b>Figura 41</b> - Fotomicrografias (a) substituição da calcopirita e pirita por esfalerita.....	68
<b>Figura 42</b> - Fotomicrografias (a) cristal de arsenopirita euédrico; (b) cristal de arsenopirita substituindo a calcopirita .....	69
<b>Figura 43</b> - Fotomicrografias (a) partícula de ouro livre em veio de quartzo; (b) o ouro preenchendo fraturas na arsenopirita.....	70
<b>Figura 44</b> - Fotomicrografia mostrando as formas variadas das IF monofásicas.....	72
<b>Figura 45</b> - Fotomicrografia mostrando as formas das IF do tipo I primária e pseudossecundárias.....	73
<b>Figura 46</b> - Histograma de freqüência da temperatura de fusão do CO <sub>2</sub> (T <sub>fCO2</sub> ) das IF aquo-carbônicas.....	74
<b>Figura 47</b> - Histograma de freqüência para as Te das inclusões do tipo IV e V.....	75
<b>Figura 48</b> - Histograma de freqüência para T <sub>fgelo</sub> das IF do tipo IV e V.....	76
<b>Figura 49</b> - Histograma de freqüência Th <sub>total</sub> das IF do tipo IV.....	76
<b>Figura 50</b> - Histograma de freqüência Th <sub>total</sub> das inclusões do tipo V.....	77
<b>Figura 51</b> - Diagrama isocrônico para as amostras de biotitas da rocha encaixante a mineralização.....	96

## RESUMO

O depósito de ouro de Chapada situa-se no extremo norte da zona externa da Faixa Brasília, na parte central da Província Tocantins. O quadro geológico da área consiste em embasamento ortognáissico de composição tonalítica a granodiorítica ou Complexo Manoel Alves, na Seqüência metavulcanossedimentar Água Suja metamorfisada na fácies xisto verde alto e comportando rochas metavulcânicas ácidas e básicas, e rochas metassedimentares de origem clástica e química (idade posterior a  $2172 \pm 5$  Ma), na Suite granítica intrusiva Xobó (idade mínima de cristalização:  $2012 \pm 3$  Ma) e uma cobertura dobrada constituída predominantemente por quartzitos, correspondente ao Grupo Natividade.

No garimpo de Chapada ocorrem essencialmente quartzo-biotita xistos e metadacitos da Seqüência Água Suja cortados por veios e bolsões de granito pegmatóide a aplítico, leucocrático, pertencente à Suite Xobó.

Essas rochas foram afetadas por intensos movimentos transcorrentes de direção geral N30E que resultaram numa zona de cisalhamento hospedeira de um sistema complexo e anastomosado de veios de quartzo.

As rochas encaixantes dos veios exibem fortes sinais de milonitização, eventualmente de cataclase. Os biotita xistos foram, em particular, transformados em muscovita-biotita milonitos.

Tanto nos veios de quartzo como nos milonitos das zonas de contato encontram-se minerais metálicos finamente disseminadas, sendo pirrotita e pirita os mais precoces, seguidos por calcopirita e esfalerita, e finalmente por arsenopirita e ouro livre ou incluso nesta última, todos formados no final do evento deformacional/hidrotermal. Os principais tipos de alteração observados são muscovitização, epidotização e silicificação.

O processo hidrotermal comportou várias fases e foi marcado, de início, pela formação de soluções aquo-carbônicas bastante quentes ( $>330^{\circ}\text{C}$ ). Posteriormente, com a crescente participação de águas mais rasas, atuaram essencialmente fluidos aquosos de temperatura mais baixa (desde  $300/250^{\circ}\text{C}$  até cerca de  $150^{\circ}\text{C}$ ), pertencentes basicamente aos sistemas  $\text{CaCl}_2\text{-NaCl-H}_2\text{O}$  e  $\text{KCl-NaCl-H}_2\text{O}$ . O sistema de veios de quartzo mineralizados a sulfetos + ouro da área de Chapada se encaixa na categoria de depósitos de tipo *lode* Orogênicos.

A análise isotópica pelo método Rb-Sr das micas dos milonitos encaixantes dos veios permitiu determinar em  $517\pm 40$  Ma a idade do cisalhamento regional e, conseqüentemente, da mineralização aurífera, que estaria, portanto, diretamente relacionada à formação da megaestrutura intracontinental referida como Lineamento Transbrasiliano do final do Neoproterozóico.

### ABSTRACT

The Chapada gold deposit is located in the northern part of the external zone of the Brasilia Belt, central part of the Tocantins Province.

The following lithostratigraphic units occur in the studied area: An ortognaissic basement of tonalitic to granodioritic composition referred to as Manoel Alves Complex, the Água Suja metavolcano sedimentary sequence, metamorphosed at high greenschist facies and composed by acidic and basic metavolcanic rocks, and clastic and chemical metasedimentary rocks (younger than  $2172 \pm 5$  Ma), granitic intrusive the Xobó Suite (minimum age of crystallization:  $2012 \pm 3$  Ma) and finally, a folded metasedimentary sequence predominantly consisting of quartzites, corresponding to the Natividade Group.

In Chapada the Água Suja sequence is essentially represented by quartz-biotite schists and metadacites cut across by veins and apophysis of leucocratic pegmatoid to aplitic granite, which belongs to the Xobó Suite.

All these rocks were affected by transcurrent movements that resulted in a shear zone displaying a general  $N30^{\circ}E$  direction. An anastomosed system of quartz veins took place in this highly deformed zone.

The host rocks of the lodes show intense mylonitization and occasional cataclasis.

The biotite schists were transformed into muscovite-biotite mylonites while the metadacites underwent complete recrystallization.

The quartz lodes as well as the mylonites of the contact zones contain ore finely spread minerals, essentially sulfides and gold marking the beginning of mylonitization.

Pyrrhotite and pyrite formed were, chalcopyrite and sphalerite appeared later, replacing in part the iron sulfides.

Finally arsenopyrite and gold precipitated in the end of the deformational/hydrothermal event.

Muscovitization, epidotization and silicification are the most expressive alterations observed in the area.

The hydrothermal process consisted of general stages and was marked, in the beginning, by the formation of high temperature (> 330°C) aquo-carbonic solutions. Later, with the increasing participation of shallow, likely meteoric waters essentially aqueous fluids representative of the  $\text{CaCl}_2\text{-NaCl-H}_2\text{O}$  and  $\text{KCl-NaCl-H}_2\text{O}$  systems and displaying lower temperatures (from 300/250°C to about 150°C).

The quartz vein from Chapada hosted by well defined mylonites and sulfides + gold appears to be a typical orogenic lode-deposits.

An age of  $517 \pm 40$  Ma was obtained by isotopic Rb-Sr method on micas from mylonites and was ascribed to the quartz veins and to the sulfides + gold mineralization. This age corresponds to the formation of the upper Neoproterozoic Transbrazilian Lineament, which likely controlled the genesis of gold mineralization in the whole northern part of the external zone of the Brasilia belt.

## 1 - INTRODUÇÃO

### 1.1 - HISTÓRICO

A área de Chapada (Figura 2) localiza-se na porção sudeste do estado do Tocantins, a cerca de 226 Km a SSE de Palmas e 15 Km da cidade de Natividade. O acesso à área é possível pela rodovia TO-050 a partir de Porto Nacional ou, ainda, pela rodovia TO-255 que faz a conexão Gurupi-Peixe-Natividade.

Chapada é um dos povoados mais antigos do estado do Tocantins, junto com Almas, Dianópolis, Natividade, e outras cidades da região que surgiram durante o ciclo do ouro no século XVIII. Tornou-se um centro de atividade garimpeira e de mineração após a descoberta de ouro, em 1728, pelos bandeirantes chefiados por Manoel Alves. Na época do maior desenvolvimento da mineração, na segunda metade do século XVII, cerca de 40 mil escravos trabalhavam na extração do ouro.

Ainda hoje encontram-se numerosos vestígios da exploração dos veios de quartzo auríferos pelos bandeirantes e seus sucessores.

As marcas deixadas pela mineração, como valas onde era lavado o ouro, antigas escavações, restos de edifícios e muros de acampamentos servem ainda hoje de indicadores dos setores auríferos para os garimpeiros. Um vestígio relevante dessa época é a ruína de uma igreja de pedra construída pelos escravos. (Figura 1a)

Atualmente, no município de Chapada, a principal atividade econômica, além da pecuária, é a garimpagem, que se desenvolve próximo e nos arredores da cidade. As pessoas que trabalham no garimpo de Chapada moram na própria cidade junto com suas famílias.



**Figura 1** - (a) Ruínas de uma igreja de pedra construída pelos escravos;  
(b) Igreja da cidade construída pelos bandeirantes durante o ciclo do ouro.

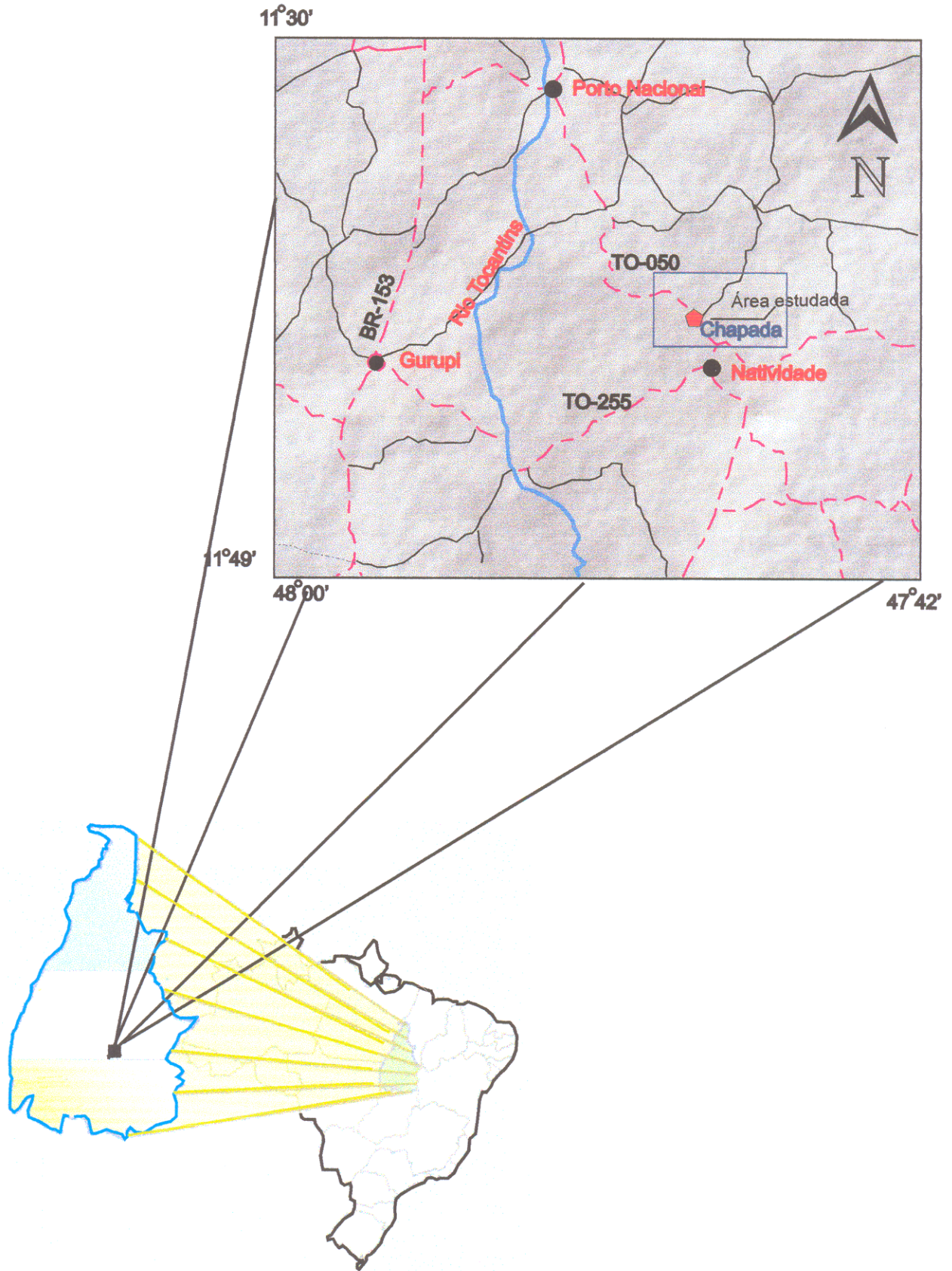


Figura 2: Localização da área de Chapada

## 1.2 - OBJETIVOS

### **Objetivos Gerais**

Embora as primeiras investigações geológicas na região remontem ao início de década de 80, poucas informações tinham sido obtidas até recentemente sobre a área em apreço, apesar do seu significativo potencial mineral. Pretende-se, com base no presente estudo, melhorar o conhecimento da mineralização aurífera na área, do seu contexto geológico e contribuir para uma melhor compreensão da evolução dessa região ainda insuficientemente estudada dentro da Província Tocantins.

### **Objetivos Específicos**

#### **• Estudo das principais unidades lito-estratigráficas**

- Caracterização e classificação das diversas rochas presentes na área, definição das texturas e microestruturas, além do metamorfismo e dos efeitos da alteração hidrotermal;

- Estudo do quimismo da Suíte Xobó e da Seqüência Água Suja em vista da determinação do contexto geotectônico de formação dessas unidades.

- Datação da Seqüência Água Suja e da Suíte Xobó.

#### **• Estudo das mineralizações auríferas**

- Caracterização detalhada das ocorrências de ouro, em garimpos ativos e desativados;

- Estudo microtermométrico de inclusão fluidas dos veios auríferos, para determinação das condições físico-químicas (salinidade, pressão e temperatura, composição química) de formação da mineralização;

- Determinação da idade da mineralização aurífera por meio da datação da milonitização das rochas encaixantes dos veios mineralizados.

### 1.3 - METODOLOGIA

#### **Levantamento de dados bibliográficos e de campo**

Foi efetuado um levantamento bibliográfico sistemático dos trabalhos já realizados na área pela Martins & Marques (1982), por Silva (1987) e Gorayeb *et al.* (1984), e na região central da Província Tocantins.

O trabalho de campo consistiu em duas viagens de 10 dias cada, durante as quais foi feito o reconhecimento geológico da área Chapada-Natividade, bem como um levantamento de semi-detálhe da zona mineralizada. Atenção maior foi dada às áreas de garimpagem, em particular na localidade de Chapada e no setor de Terra Vermelha. Foi feita uma coleta sistemática de amostras em afloramentos e em pilhas de rejeitos provenientes das escavações da garimpagem.

#### **Trabalhos de Laboratório**

##### Petrologia e Minerografia

Nesta fase, em vista da classificação dos litotipos presentes na área e da caracterização dos efeitos da alteração hidrotermal, foram estudadas 36 amostras de rochas em lâminas delgadas. A composição mineralógica e os aspectos microtexturais foram determinados com base nos trabalhos de Turner (1968), Yardley (1994). As análises petrográficas foram realizadas nos laboratórios de Metalogênese e de Petrografia do Centro de Geociências-UFPa. Também foram feitas análises por difratometria de raios-X para melhor identificação das fases minerais de difícil reconhecimento por petrografia óptica.

Estudos minerográficos foram efetuados em cinco lâminas polidas de veios mineralizados e rochas encaixantes, com vista a identificar minerais opacos e, com base na análise das feições texturais, elaborar a seqüência paragenética da deposição dos minerais de minério. Neste estudo foram utilizadas técnicas

recomendadas por Uytenbogaardt & Burke (1971) e Craig & Vaughan (1981).

Foram realizadas análises químicas no laboratório da GEOSOL para elementos maiores, traços e ETR de 13 amostras da Seqüência Água Suja e da Suíte Xobó.

Um estudo microtermométrico de inclusões fluidas (IF) foi efetuado em cinco lâminas bipolidas de amostras de veios de quartzo mineralizados. Esse estudo visou a caracterização dos fluidos quanto à sua composição, densidade, salinidade e temperatura de aprisionamento. As análises foram realizadas em platina de resfriamento-aquecimento Chaixmecca do Laboratório de Metalogênese do CG-UFPa.

O resfriamento inicial dos fragmentos se deu com auxílio da circulação de N<sub>2</sub> líquido, até atingir-se a temperatura de -110°C. Durante o reaquecimento natural das IF, foram observadas as mudanças de fase que neles ocorrem. As temperaturas, em que estas modificações ocorreram foram registradas e comparadas com dados de referência citados na literatura (Roedder 1984, Shepherd et al. 1985, Goldstein & Reynolds 1994 e De Vivo & Frezzotti 1994).

Para obtenção das temperaturas de homogeneização total das IF estas foram aquecidas a temperaturas até 350°C.

Na datação da Suíte Xobó foi aplicado o método Pb-Pb por evaporação em zircão, usando-se as técnicas descritas por Faure (1986). Este método também foi utilizado para datar cristais de zircão herdados do biotita xistos da Seqüência Água Suja. Para cada tipo de rocha foram utilizadas amostras de aproximadamente 20 kg, que foram preparadas com o auxílio do aluno de graduação Cleyton de Carvalho Carneiro.

Referente à datação da mineralização, utilizou-se a metodologia Rb-Sr em palhetas de biotita provenientes de quatro amostras de xistos miloníticos encaixantes dos veios mineralizados. A utilização deste método baseou-se na premissa de

que a mineralização foi gerada durante o evento tectônico responsável pela milonitização. O mesmo método de datação foi usado por Sachett (1996). Tanto as datações pelo método Pb-Pb como pelo método Rb-Sr foram realizadas no Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso) do Centro de Geociências-UFPa, sob a orientação do Professor Jean Michel Lafon.

#### 1.4 - ASPECTOS FISIAGRÁFICOS

##### 1.4.1 - Clima e Vegetação

A região de Chapada caracteriza-se por um clima tropical semi-úmido com duas estações distintas, uma seca de maio a setembro, com estiagem rigorosa e precipitação quase nula nos meses de junho e julho, e uma chuvosa de outubro até abril.

A vegetação característica e onipresente na área enfocada é do tipo cerrado. Segundo Santos *et al.* (1977) tratar-se-ia de vegetação primária que teria aparecido na região no final do Terciário ou no Quaternário. O cerrado apresenta variações de acordo com o relevo e o tipo de solo na qual se desenvolve. De modo geral, as árvores são pequenas, com troncos e galhos retorcidos, sendo o espaçamento entre as árvores bastante regular.

Nas serras, o cerrado é ralo e as árvores são de pequeno a médio porte, espaçadas, desenvolvendo-se preferencialmente uma vegetação rasteira de gramíneas. Ao longo dos cursos d'água ocorrem matas-galerias, nas quais as árvores se tornam mais altas e a vegetação mais densa. Ao longo das drenagens principais como os córregos Salobro e Água Suja, observam-se com frequência ilhas-de-mato e agrupamentos de buritis nas áreas alagadas.

##### 1.4.2 - Relevo

O tipo de relevo varia com a natureza dos litotipos e com as feições estruturais que controlam a erosão. As rochas do

embasamento gnáissico e da Seqüência Água Suja sustentam uma topografia aplainada suavemente ondulada, na qual se destacam morrotes baixos de topo arredondado e encostas suaves.

A Serra de Natividade, que culmina a 850 m, estende-se por 17 quilômetros na direção nordeste-sudoeste. Este relevo muito acidentado é estruturado por dobras anticlinais e sinclinais, ressaltando-se cristas agudas, encostas muito íngremes e paredões verticais de rochas quartzíticas.

### **1.4.3 - Hidrografia**

A região é drenada pelo sistema hidrográfico do rio Tocantins, sendo os principais cursos d'água o rio Manoel Alves, que se encontra ao sul da área estudada, e seus tributários. Mais a oeste, ocorrem os córregos Salobro e Água Suja, o rio Bagagem e rio das Pedras, além de outros riachos menores. A serra de Natividade comporta várias nascentes que alimentam os principais córregos.

A rede de drenagem exhibe um padrão retangular a sub-retangular, com direções principais NE-SW e NW-SE. Este padrão é imposto pelos elementos estruturais impressos nas rochas regionais. Os córregos Salobro e Água Suja são controlados por falhamentos regionais de direção NE-SW (Silva 1987).

## **1.5 - ASPECTOS ECONÔMICOS**

Atualmente a economia do município de Chapada baseia-se na extração do ouro, sobretudo no garimpo de Chapada e áreas próximas (garimpo de Terra Vermelha), que emprega aproximadamente 60 % da população ativa do local ou de outras cidades próximas. Os outros 40% trabalham no pequeno comércio, como tabernas e açougues. Há boas perspectivas para a economia local no desenvolvimento do turismo relacionado ao patrimônio ambiental, histórico e cultural da região.

## 2 - CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A Província Tocantins (PTO), localizada na porção central do Brasil, é limitada a oeste pelo Cráton Amazônico e a leste pelo Cráton São Francisco (Figura 3).

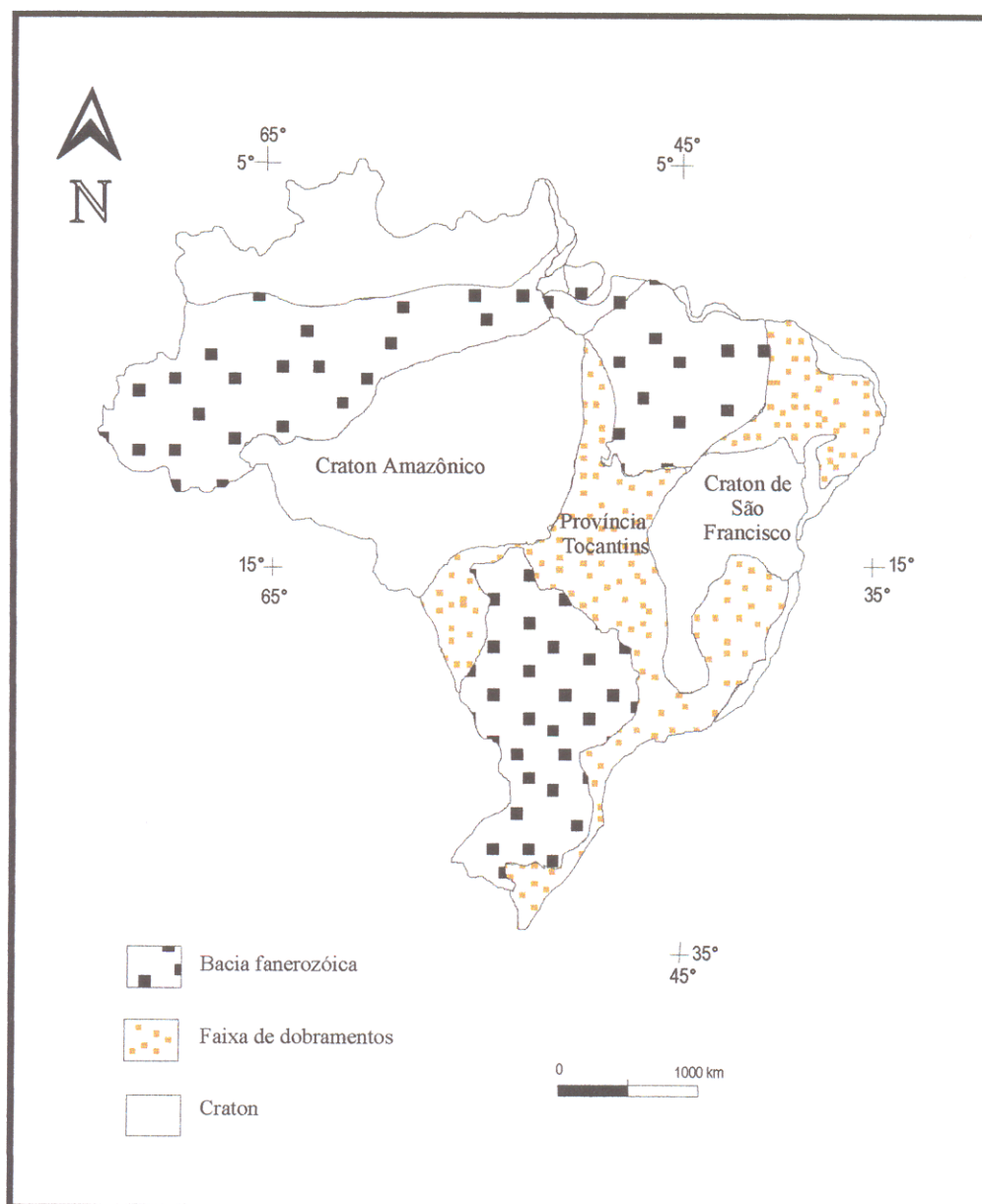
Esta província compreende três importantes faixas móveis supracrustais denominadas Cinturão Araguaia, Cinturão Paraguai e Faixas Brasília. As duas primeiras ocupam a parte oeste da província, enquanto que a Faixa Brasília forma a porção leste da Província Tocantins (Dardenne 2000)

Separando essas faixas, na porção central da PTO, ocorre uma extensa região comportando ortognaisses, seqüências metavulcanossedimentares, complexos acamadados e corpos granulíticos de diferentes idades e natureza variada (Pimentel et al. 2000; Dardenne 2000).

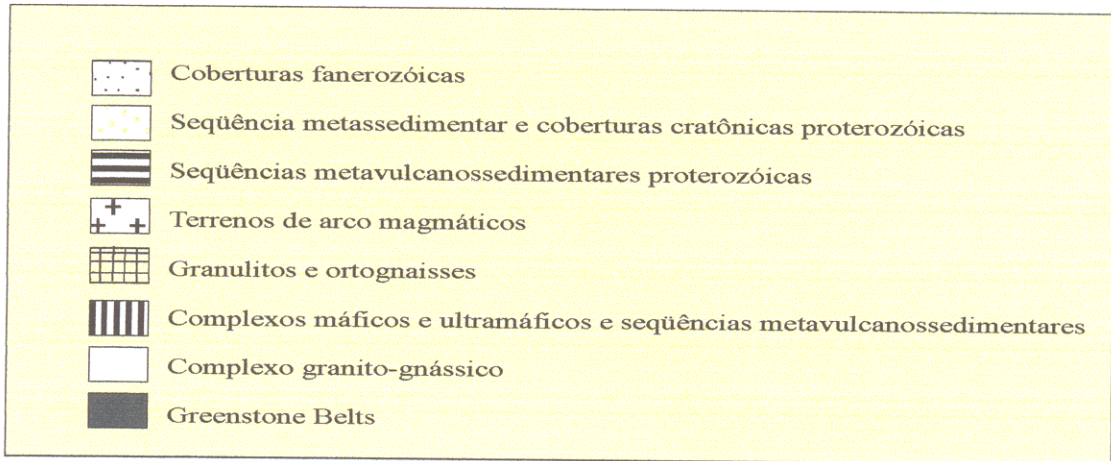
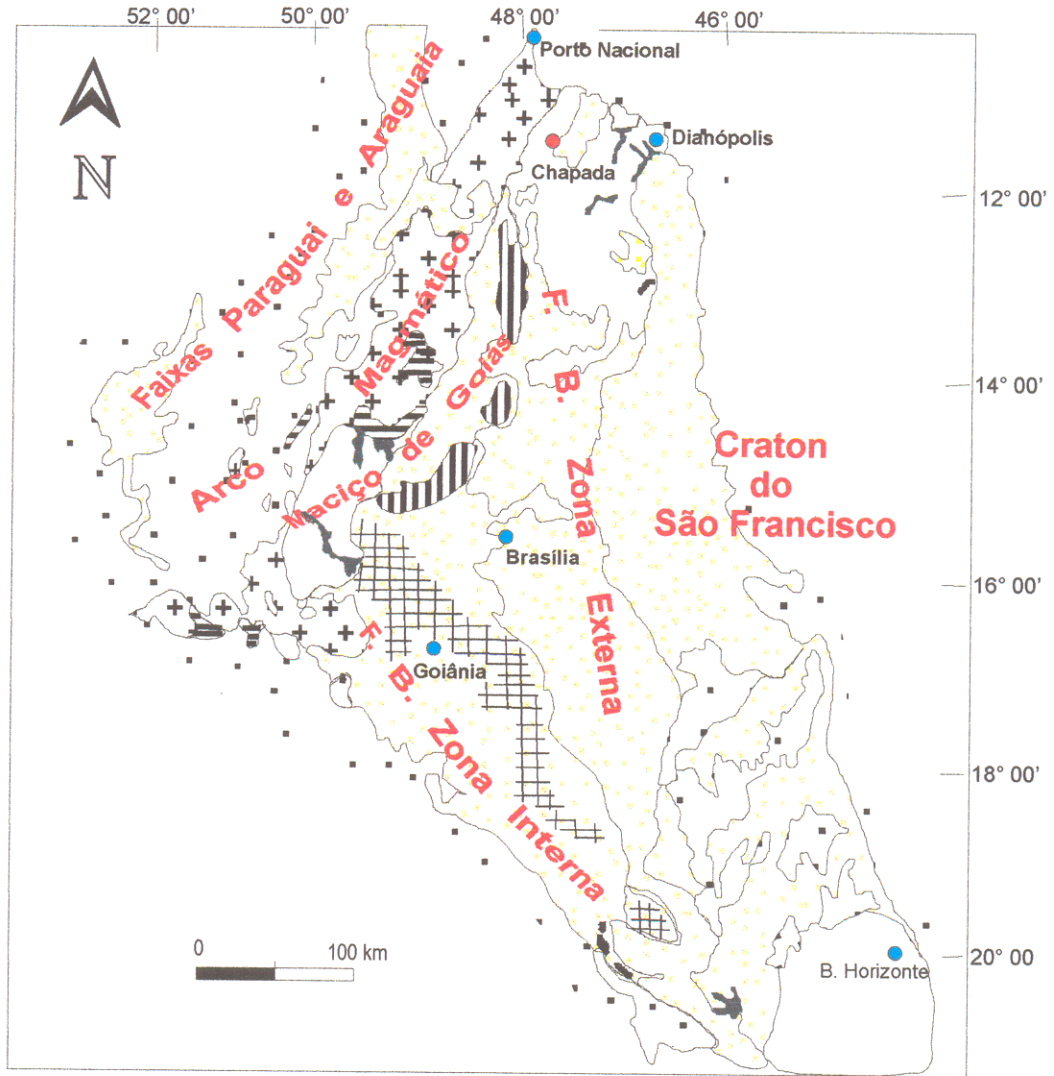
Até os anos 80, em ausência de dados geocronológicos confiáveis, essa região era interpretada como parte exposta do embasamento siálico arqueano das faixas supracrustais, constituindo um "maciço mediano" (Almeida et al. 1981; Marini et al. 1984). No entanto, dados de campo e geocronológicos mais recentes têm mostrado que essa região compreende domínios tectônicos de características e idades diferentes (Brito Neves & Cordani 1991; Pimentel et al. 1992; Pimentel et al. 1997; Pimentel et al. 1999).

Segundo Pimentel et al. (2000), distinguem-se quatro domínios geotectônicos na porção central da PTO, ou sejam: 1) terrenos granito-gnaisses e *greenstones* de Crixás-Goiás; 2) o embasamento siálico da Faixa Brasília; 3) complexos máfico-ultramáficos do Paleo-Mesoproterozóico e seqüências metavulcanossedimentares associadas; e 4) Arco magmático de Goiás de idade neoproterozóica (Figura 4). Essas associações rochosas foram afetadas a diferentes graus pelos eventos tectono-termiais neoproterozóicos que levaram à estruturação da Faixa Brasília.

A parte setentrional da porção central da província compreende, de oeste para leste, a parte meridional do Cinturão Araguaia, uma zona que corresponderia segundo Fuck *et al.* (1994) à porção norte do Arco Magmático de Goiás e a parte setentrional da zona externa da Faixa Brasília.



**Figura 3:** Províncias estruturais Brasileiras, (modificado de Almeida et al. 1977)



**Figura 4:** Compartimentação tectônica do setor central da Província Tocantins, (extraído de Fuck et al. 1994) F.B.= Faixa Brasília

A porção meridional do Cinturão Araguaia comporta um embasamento constituído por terrenos metavulcanossedimentares arqueanos (Grupo Rio do Côco) e sobretudo por formações paleoproterozóicas gnaissicas e granulíticas (Complexo Rio dos Mangues, Complexo Porto Nacional) e granitóides nelas intrusivos (Granito Serrote). Corpos de natureza alcalina (Suíte Monte Santo) exibindo deformação variável e datados de cerca de 1,0 Ga, são intrusivos no embasamento (Souza & Moura 1995).

As formações supracrustais do Cinturão Araguaia pertencem ao Supergrupo Baixo-Araguaia e são derivadas em sua maior parte de rochas sedimentares siliciclásticas. Este supergrupo é dividido nos grupos Estrondo e Tocantins. O primeiro constitui a porção oriental do cinturão e é composto predominantemente de biotita xistos e quartzitos com anfibolitos e mármore muito subordinados, indicando um metamorfismo na fácies xisto verde alto a anfibolito médio (Dall'Agnol *et al.* 1988). O segundo forma as partes central e oriental e consiste, sobretudo em sericitacolorita xistos, filitos, ardósias, metarenitos e metacalcários subordinados, revelando um metamorfismo na fácies xisto verde baixo a médio. As rochas do Supergrupo Baixo Araguaia, que exibem, via de regra, vergência para W ou NW, sofreram intensa deformação e transporte de massa de E e SE para W e NW, resultando em dobramentos, fraturamentos e cavalgamentos.

O metamorfismo que afetou o Cinturão Araguaia estaria relacionado ao evento termo-tectônico Brasileiro (Macambira 1983; Lafon *et al.* 1990; Souza & Moura 1995). Corpos graníticos de caráter sin- a tardi-orogênico (Suíte Santa Luzia) e idade brasileira (Avelar 1993) encontram-se alojados nas rochas do Grupo Estrondo (Lamarão & Kotschoubey 1996). No extremo leste do Cinturão Araguaia, intrusivos nos gnaisses e granulitos dos complexos Rio dos Mangues e Porto Nacional, ocorrem vários corpos graníticos - Granito Matança, Granito Arueira, Granito Palmas -

do final do Neoproterozóico (Barradas 1994; Sachett 1996; Sachett et al. 1996; Gorayeb et al. 2000; Kotschoubey et al. 2000). Estes granitos tardi- a pós-tectônicos talvez tenham uma origem semelhante à dos corpos granitóides descritos por Fuck et al. (1994) no domínio do Arco Magmático de Goiás.

A região localizada a leste do Cinturão Araguaia, embora tenha sido objeto de investigações desde os anos 80, ainda não foi bem definida em termos geotectônicos. De acordo com trabalhos recentes sobre o quadro geotectônico da Província Tocantins, esta região situa-se no domínio do Arco Magmático de Goiás (Fuck et al. 1994; Pimentel et al. 2000; Dardenne 2000). No entanto, a ausência de dados mais precisos relativos às partes central e leste dessa região não permite uma discussão mais aprofundada e abrangente.

As pesquisas empreendidas na porção oeste da citada região mostraram, no entanto, uma notável diversidade litológica e a predominância de formações paleoproterozóicas metavulcanossedimentares (Formação Morro do Aquiles, Formação Monte do Carmo), vulcânicas (Seqüência Fazenda Santa Rosa) e granitóides intrusivos (Granito Lajeado, Ipueiras, Tonalito Torre) (Barradas 1994; Meireles 1995; Sachett 1996; Damasceno & Lafon 1998). Apenas uma espessa seqüência metapsamítica, por ora interpretada como pertencente ao Grupo Natividade, seria mais tardia (Palermo 1988). Esta questão, porém, ainda não foi totalmente resolvida.

No final do evento Brasiliano, toda a região sofreu intenso cisalhamento relacionado à estruturação do Lineamento Transbrasiliano. Esta importante fase de deformação foi responsável pelo desenvolvimento do quadro metalogenético da região. Este consiste, basicamente, em veios de quartzo auríferos de tipo orogênico de direção geral N-S a NE-SW, encaixados em zonas de cisalhamento transcorrente afetando, em particular, as zonas de contato das seqüências metavulcânicas e

metavulcanossedimentares com os corpos granitóides intrusivos (Barradas 1994; Meireles 1995; Sachett 1996; Sachett *et al.* 1996). Haja vista a idade das formações supracitadas e a sua localização no contexto geológico/geográfico regional, é possível que elas correspondam a uma parte do embasamento do Arco Magmático de Goiás que sofreu uma evolução geotectônica própria. Embora, mais a leste, sejam conhecidos terrenos ortognáissicos até agora pouco estudados e talvez equivalentes aos gnaisses descritos no domínio do Arco Magmático ao sul, não foram por ora identificadas as seqüências metavulcanossedimentares neoproterozóicas de cerca de 600 a 930 Ma, com assinatura geoquímica e isotópica típica de arcos magmáticos consideradas como características do citado arco (Dardenne 2000).

A parte norte da zona externa da Faixa Brasília é fundamentalmente representada por seu embasamento constituído por terrenos de tipo granito-greenstone. Estes consistem em complexos granito-gnáissicos formando domos contornados por estreitas faixas de natureza vulcanossedimentar (Costa 1976; Costa 1985; Cruz & Kuyumjian 1998). Essas seqüências, bem estudadas na região de Almas e Dianópolis, receberam a denominação genérica de Grupo Riachão do Ouro (Costa 1985), o qual é constituído de uma unidade basal, com predominância de rochas metavulcânicas, chamada Formação Córrego do Paiol e uma unidade superior – a Formação Morro do Carneiro – na qual predominam rochas metassedimentares (Cruz & Kuyumjian 1998).

Os complexos granito-gnáissicos foram divididos em duas suítes. A mais antiga, ou Suíte 1, corta as rochas do Grupo Riachão do Ouro e compreende principalmente corpos tonalíticos, contendo anfibólitos, granodioritos, trondhjemitos, quartzo-monzodioritos e quartzo-dioritos. A mais recente, ou Suíte 2, corta tanto a seqüência metavulcanossedimentar como os granitóides contendo anfibólitos da suíte anterior e é composta de

tonalitos, granodioritos, trondhjemitos e monzogranitos. Ambas suítes possuem características químicas de granitóides de arcos magmáticos, sendo classificadas como associações TTG de baixo e alto  $Al_2O_3$ , respectivamente (Cruz 1993; Cruz & Kuyumjian 1996).

Nas regiões situadas ao sul e a oeste dos setores de Almas e Dianópolis as investigações foram muito menos aprofundadas, destacando-se, no entanto, o mapeamento realizado pela CPRM no início da década de 80 (Siqueira *et al.* 1981). Nestas áreas, o embasamento consiste fundamentalmente em rochas tonalíticas e granodioríticas, nas quais estão encravadas seqüências vulcanossedimentares, metamorfisadas na fácies xisto verde alto e anfibolito baixo e exibindo um grau de preservação muito variável. Assim, encontram-se desde espessas seqüências comportando metavulcanitos máficos e/ou félsicos, formações ferríferas, gonditos, rochas metassedimentares de origem siliciclástica; etc..., até vestígios de difícil identificação.

Corpos graníticos intrusivos, de tamanho geralmente limitado, cortam localmente as diferentes unidades supracitadas. Sobre as formações descritas acima repousa uma espessa seqüência metassedimentar, essencialmente metapsamítica, o Grupo Natividade, considerado por Dardenne (2000) e Pimentel *et al.* (2000) como provável eqüivalente do Grupo Araí, presente mais ao sul.

Os dados geocronológicos por ora obtidos apontam para a existência exclusiva de rochas do Paleoproterozóico na região. As idades arqueanas atribuídas inicialmente tanto às seqüências metavulcanossedimentares como ao embasamento gnáissico e granito-gnáissico devem ser consideradas, portanto, com cautela. Em toda a porção noroeste da região enfocada, observam-se lineamentos de direção geral  $N20-50^\circ E$  que constituem o Lineamento Transbrasiliano (Schobbenhaus *et al.* 1975a), formado por feixes de falhas transcorrentes geradas no final do evento Brasiliano.

Segundo Strieder & Nilson (1993), a formação do Lineamento Transbrasiliano teria sido relacionada a um processo colisional frontal entre os crátons São Francisco e Amazônico.

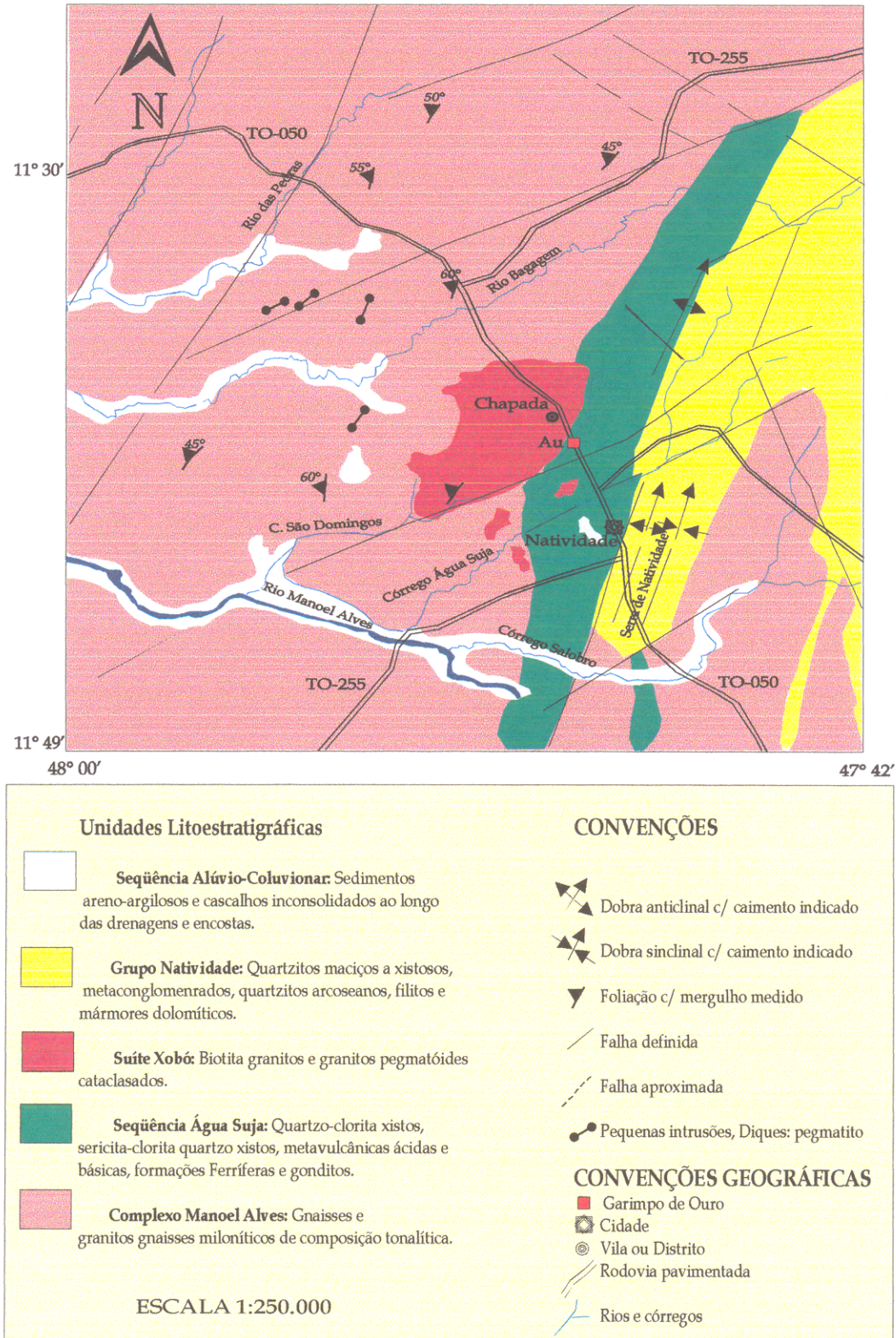


Figura-5 : Esboço geológico regional de Chapada-TO, modificado de Martins & Marques (1982).

### 3 - GEOLOGIA LOCAL

#### 3.1 - CONSIDERAÇÕES INICIAIS

Os trabalhos até hoje realizados na porção norte da zona externa da Faixa Brasília fazem pouca referência à geologia da área de Chapada-Natividade, de maior interesse para este trabalho. Aqueles que mais contribuíram para o conhecimento da referida área foram Gorayeb *et al.* (1984), Gorayeb *et al.* (1988) e Silva (1987). Este último estudou em detalhe a área de Natividade, situada a sul de Chapada.

A área de Chapada-Natividade comporta rochas pertencentes à Seqüência metavulcanossedimentar Água Suja e à Suíte Xobó, bem como rochas do embasamento gnáissico (Figura 6). Essa área está contida em uma zona de cisalhamento, parte do Lineamento Transbrasiliano (Schobbenhaus *et al.* 1975a).

O embasamento dessa área é constituído pelo Complexo Manoel Alves, o qual é composto por rochas gnáissicas e granito-gnáissicas de composição tonalítica localmente milonitizadas com anfibolitos associados. Sobrepostas a esta unidade, ocorrem as rochas da Seqüência metavulcanossedimentar Água Suja, que forma uma faixa de cerca de 10 Km de largura e direção NE/SW (Silva 1987). Esta seqüência é composta de xistos de composição variada, anfibolitos, formações ferríferas bandadas e gonditos, que estão metamorfisados na fácies xisto verde alto.

Cortando as unidades mais antigas ocorrem os corpos intrusivos da Suíte Xobó, definida por Gorayeb *et al.* (1984). Esta suíte é composta por granitos pegmatóides foliados, localmente cataclasados, com pegmatóides associados. Nas imediações da cidade de Chapada e a noroeste da cidade de Natividade ocorrem biotita granitos levemente foliados.

Sobre as unidades supracitadas encontra-se uma espessa cobertura metassedimentar pertencente ao Grupo Natividade, que consiste principalmente em quartzitos, com leitos de

metaconglomerados, filitos e mármore dolomíticos, dobrados e falhados, por vezes cataclasados.

Todas essas unidades encontram-se fortemente deformadas, por vezes foliadas, e mostram feições de caráter dúctil a rúptil-dúctil tais como microdobramentos e texturas cataclásticas e miloníticas. Elas estão metamorfasadas nas fácies anfíbolito (gnaisses) ou xisto verde alto a médio (Seqüência Água Suja, Grupo Natividade). Entretanto, associações minerais tipicamente hidrotermais se sobrepõem àquelas resultantes do metamorfismo regional.

Macro e microscopicamente, as rochas aflorantes da seqüência metavulcanossedimentar na área de Chapada-Natividade mostram uma grande semelhança com aquelas descritas mais a oeste, na região de Almas e Dianópolis (Silva 1987). Nota-se, entretanto, menor abundância dos termos vulcânicos, ausência de leitos conglomeráticos associados a esta seqüência, além de escassez de sulfetos nas zonas mais milonitizadas.

À escala microscópica todas, em todas as rochas presentes na área distinguem-se diversos padrões de deformação, tais como xistosidade S e foliação C em sistema S-C, às vezes com desenvolvimento de clivagem de crenulação, que constituem microbandas de cisalhamento. Outra feição observada são veios de quartzo boudinados e filonetes de quartzo + sulfetos marcando diversos tipos de planos de fraturas.

UNIDADES LITOLÓGICAS		IDADE	DESCRIÇÃO LITOLÓGICAS
SED. RECENTES	SED. ALUVION. E COLUVION.	FANEROZ.	Areias mal selecionadas e cascalhos em depósitos ao longo das drenagens e areias e blocos de rochas rolados em depósitos de encostas.
	COBERTURAS LATERÍTIICAS		Sedimentos areno-argilosos normalmente laterizados, comportando seixos de quartzo.
GRUPO NATIVIDADE		MESO- PROT.	Filitos grafitosos e mármore dolomíticos. Quartzitos pouco micáceos com camadas ou lentes de quartzitos conglomeráticos, quartzitos à cianita e cloritóide, quartzitos à magnetita, intercalações de metaconglomerados e filitos, quartzitos micáceos.
SUÍTE XOBÓ		PALEO. PROT.	Granitos pegmatóides foliados, localmente cataclasados, com pegmatitos a berilo e granada associados. Granitos a biotita levemente foliados.
SEQÜÊNCIA ÁGUA SUJA		PALEO. PROT.	Sericita-clorita-xistos piritosos com intercalações de Fm. ferrífera bandada e quartzitos, quartzo-mica xisto com granada, xistos, quartzitos manganésíferos e clorita-talco actinolita xistos.
COMPLEXO MANOEL ALVES		PALEO. PROT.	<b>Gnaisses tonalíticos com anfíbolitos associados contendo faixas milonitizadas</b>
EMBASAMENTO GNÁSSICO		?	

Figura 6- Coluna litoestratigráfica da área de Chapada-Tocantins.

## 3.2 - PRINCIPAIS TIPOS LITOLÓGICOS

### 3.2.1 - Embasamento Gnaíssico

O embasamento gnaíssico é formado principalmente por gnaisses tonalíticos de textura maciça a bandada, granulação média e coloração variando de cinza-clara a cinza-escura. Afloram principalmente ao longo do rio das Pedras (Figura 7) e do rio Bagagem. Localmente, ocorrem veios boudinados de composição quartzo-feldspática de granulação fina a muito grossa correspondendo a "leucossoma" e porções migmatíticas concordantes ou não com a estrutura dominante dos corpos.



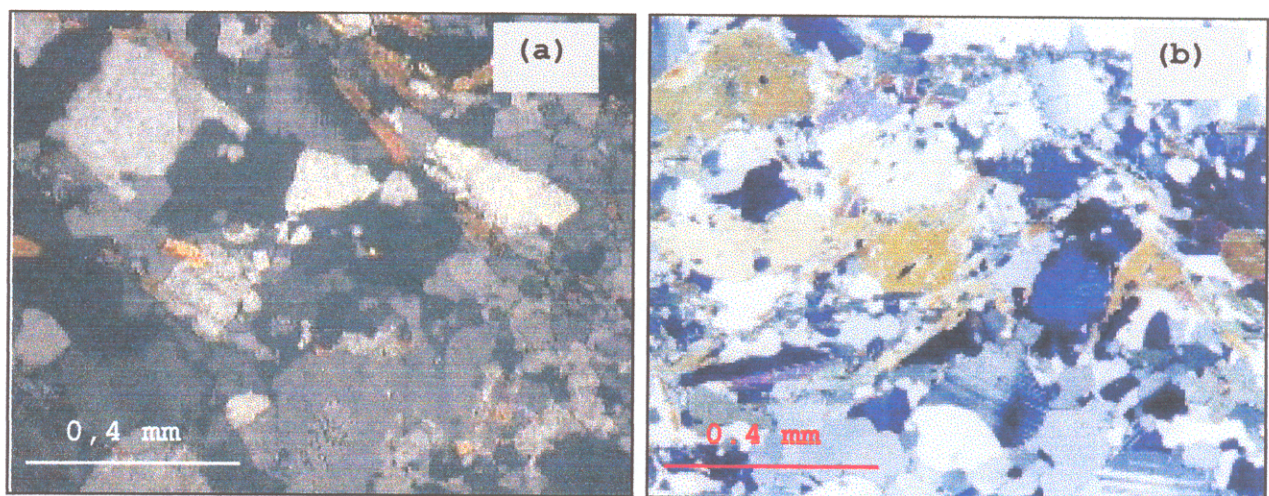
**Figura 7** - Afloramento de gnaisse do embasamento no leito do rio das Pedras.

Macroscopicamente os gnaisses exibem texturas miloníticas e cataclásticas marcantes. A foliação milonítica é concordante com a direção da foliação regional e é marcada pelo estiramento dos cristais de quartzo e de plagioclásio e pela orientação discreta dos cristais de mica (Figura 8a e b). Observa-se também uma textura granular hipidiomórfica relacionada à textura original das rochas, ocorrendo ou não hornblenda. Nota-se, comumente, um bandamento composicional caracterizado pela alternância de faixas quartzo-feldspática e faixas ricas em biotita e/ou anfibólio.

A análise microscópica revela que os principais minerais são quartzo, plagioclásio, biotita, hornblenda e microclina. Zircão,

apatita e opacos são os minerais acessórios. Os minerais de alteração hidrotermal são clorita, sericita, titanita e epidoto.

O quartzo ocorre na forma de porfiroblastos medindo 0,3 mm a 1,5 mm e exibe forte extinção ondulante. Os cristais mostram contatos, em geral, retilíneos formando pontos tríplices e às vezes suturados. Alguns cristais de quartzo, em particular na matriz, têm forma de microboudins e de "ribbons". O quartzo ocorre ainda na forma de pequenas gotículas ou vermiculos (mimerquitas) nas bordas dos cristais de plagioclásio ou intercrescidos com microclina, definindo feição micrográfica.



**Figura 8** – Fotomicrografias do Gnaiss aflorante no Rio das Pedras (a) textura geral do gnaiss; (b) bandamento composicional discreto causado pela presença de zonas com concentração preferencial de biotita e hornblenda.

Os cristais de plagioclásio são subidioblásticos, mostram maclamento albita e albita-Carlsbad e geralmente contêm pequenas inclusões de biotita, zircão e apatita caracterizando uma textura poiquiloblástica. Alguns cristais estão levemente alterados para sericita.

A biotita encontra-se na forma de palhetas levemente orientadas e estiradas, exibindo dobramentos incipientes. Localmente altera-se para clorita.

A hornblenda ocorre sob a forma de cristais xenoblásticos a subidioblásticos, mostrando um forte pleocroísmo que varia de verde oliva a verde-escuro.

A microclina ocorre em cristais subidioblásticos a xenoblásticos, exibe maclamento xadrez típico e contém pequenas inclusões de biotita, zircão, apatita e quartzo. Localmente, forma pertitas com os cristais de plagioclásio e altera-se levemente para argilominerais.

Os minerais opacos estão normalmente associados à biotita e apresentam-se em cristais estirados acompanhando a foliação da rocha. Ocupam também os planos de clivagem da biotita e da clorita.

### **3.2.2 - Seqüência Água Suja:**

A Seqüência Água Suja aflora relativamente pouco na área, devido ao acentuado grau de alteração intempérica e lateritização. No entanto, boas exposições podem ser encontradas nos leitos dos rios e córregos e, localmente, ao longo das estradas. Nesta unidade foram encontradas vários tipos de xistos, rochas metavulcânicas e formações ferríferas e manganésíferas.

#### **3.2.2.1 - Xistos feldspáticos**

São rochas de granulação fina a média, coloração acinzentada, freqüentemente foliadas. Ao microscópio apresentam uma textura granolepidoblástica (Figura 9), definida pela alternância de leitos quartzosos e micáceos. Localmente, este fino bandamento não está bem definido, observando-se texturas de crenulação formando estruturas S-C. As micas estão estiradas e dobradas, sublinhando a deformação sofrida pela rocha.

Essas rochas são compostas, em ordem de abundância, de quartzo, plagioclásio, microclina, muscovita, biotita e clorita.

Os minerais acessórios são minerais opacos, epidoto, zircão, apatita e titanita.

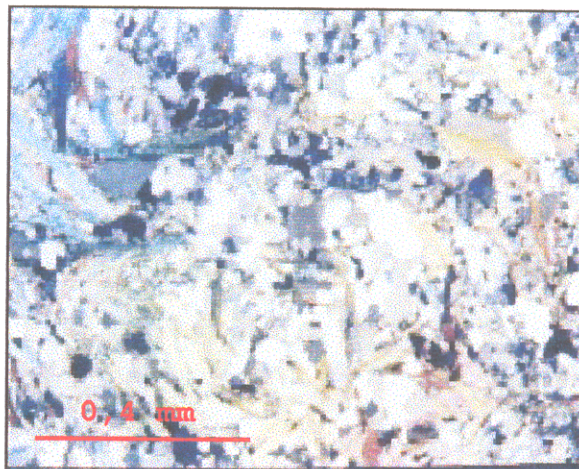
O quartzo ocorre em cristais xenoblásticos de tamanho variável e ocupa espaços intergranulares. Às vezes, aparece na forma de "ribbons", exibindo sinais de recristalização. Os contatos entre os cristais de quartzo são suturados, por vezes retos e formando pontos tríplexes.

Os cristais de plagioclásio têm forma subidioblásticos a xenoblásticos, estão fortemente alterados, sendo seu maclamento pouco perceptível. Devido à deformação e alteração são facilmente confundidos com quartzo, porém distinguem-se deste pela sua textura poiquiloblásticos. Esta é tão marcante, que em certos casos quase não se vê o plagioclásio. Os minerais inclusos são principalmente clinzoísita, biotita e muscovita.

A microclina aparece em pequenas quantidades, na forma de cristais subidioblásticos apresentando maclamento xadrez e textura poiquiloblástica. Os cristais de muscovita são subidioblásticos, alguns apresentando-se cominuídos. A maior parte dos cristais de muscovita é resultante da alteração da biotita.

A biotita apresenta-se em cristais subidioblásticos na forma de lascas. O seu pleocroísmo varia de marron-escuro a marron-claro. As bordas dos cristais estão cominuídas.

A clorita é pouco abundante e seus cristais são subidioblásticos de forma tabular, sendo sua cor de interferência acinzentada.



**Figura 9** - Fotomicrografia mostrando a textura granolepidoblástica e estruturas S-C em xistos feldspáticos.

O minerais opacos são xenoblásticos e subidioblásticos e ocupam os planos de clivagem da biotita.

#### 3.2.2.2 - Muscovita xistos

Os muscovita xistos foram observados sobretudo no leito do Córrego Salobro. Possuem coloração cinza esbranquiçada e granulação fina a média. Microscopicamente apresentam textura granolepidoblástica caracterizada pela orientação preferencial da muscovita e bandas de quartzo recristalizado.

A muscovita é o mineral principal e ocorre na forma de lamelas nem sempre orientadas, cuja clivagem mostra deformações, em particular encurvamento. O quartzo ocorre em porfiroblastos exibindo forte extinção ondulante.

O plagioclásio mostra maclas deformadas e freqüentemente altera-se para argilominerais. Como mineral acessório destaca-se a granada sob a forma de cristais bastante faturados e com bordas cominuídas.

#### 3.2.2.3 - Anfibólio xistos

Essas rochas foram observadas sobretudo no leito do córrego Salobro e no morro do Gaiteiro. Formam corpos lentiformes intercalados nos xistos, possuem coloração esverdeada escura, granulação média, e estão geralmente foliadas.

Apresentam textura nematoblástica definida pelo arranjo paralelo dos cristais de anfibólio. São constituídas essencialmente por actinolita e quartzo, e em menores proporções por plagioclásio, clorita e clinozoísita. Os minerais acessórios são titanita e minerais opacos.

Os cristais de actinolita são prismáticos, sub a idioblásticos, geralmente orientados de acordo com a foliação. Alguns cristais de actinolita apresentam, no entanto, orientação discordante em relação à foliação da rocha. Este mineral possui

pleocroísmo fraco variando de verde pálido a marrom pálido. Comumente, a actinolita apresenta textura poiquiloblástica e em alguns cristais observa-se maclamento polissintético.

O quartzo ocorre sob a forma de cristais xenoblásticos, encontra-se recristalizado ou ocupa interstícios entre os cristais de actinolita. A clorita está associada à actinolita e apresenta-se na forma de cristais lamelares subédricos a anédricos.

A clinozoísita forma cristais anédricos, disseminados na rocha. Os opacos encontram-se nos interstícios da clinozoísita ou em vênulas.

#### 3.2.2.4 - Rochas metavulcânicas ácidas

Encontradas somente na área de Chapada, estes litotipos serão descritos no capítulo 5.

#### 3.2.2.5 - Formações Ferríferas Bandadas

As formações ferríferas são raramente bem expostas devido à acentuada alteração intempérica. Foram encontradas ocorrências desse litotipo na estrada Natividade-Bonfim e num afloramento artificial dentro da cidade de Natividade. De modo geral, as formações ferríferas apresentam coloração amarronzada a cinza escura e alternância de bandas milimétricas de quartzo e de bandas milimétricas a centimétricas ricas em hematita e magnetita, variavelmente alteradas. O bandamento é comumente obliterado e difuso devido às deformações e freqüentes transposições. Vênulas boudinadas de quartzo concordantes com o bandamento são observadas localmente nessas rochas.

Os cristais de quartzo são subidioblásticas a xenoblásticas e apresentam extinção ondulante moderada a forte e contatos retos entre si.

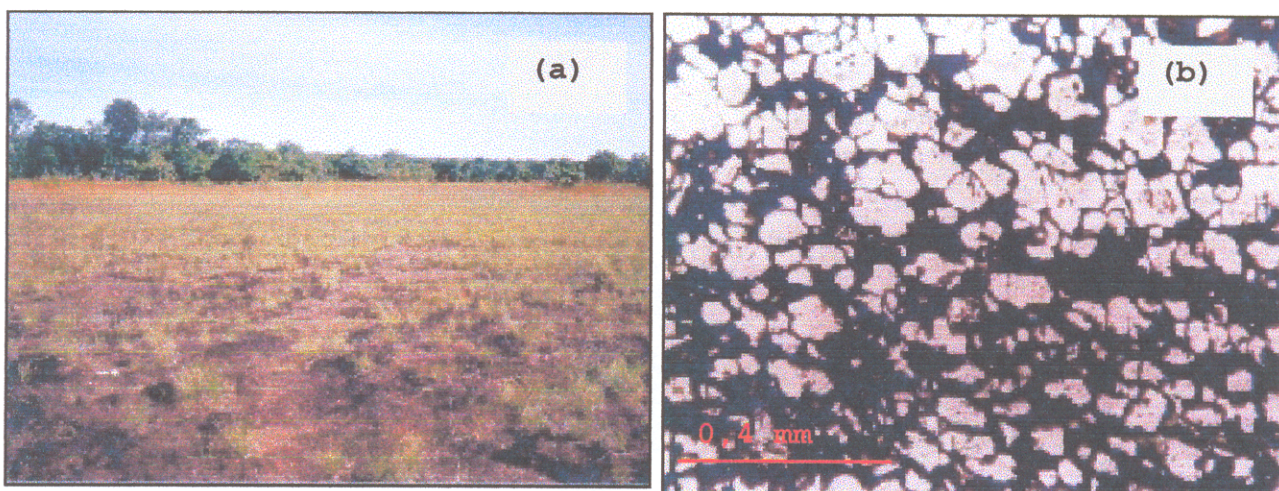
Os cristais de magnetita são idioblásticos e subidioblásticos, e seus contatos são retilíneos com os cristais de quartzo.

A hematita ocorre na forma de cristais idioblásticos, que por vezes mostram-se estirados e orientados.

#### 3.2.2.6 - Gonditos

As melhores exposições dessas rochas se encontram nas adjacências do morro do Gaiteiro e da fazenda Alegria. Afloram igualmente em quantidade ao longo da rodovia Natividade-Bonfim. As áreas onde estas rochas ocorrem estão marcadas por extensas crostas lateríticas ferro-manganesíferas que sustenta superfícies aplainadas cobertas de vegetação rasteira essencialmente herbácea ou morros isolados destacados na topografia (Figura 10a).

Macroscopicamente os gonditos apresentam granulação fina, coloração negra, bandamento/laminação incipiente a acentuado, marcado pela alternância de bandas escuras milimétricas a centimétricas com bandas claras milimétricas a submilimétricas. Os gonditos mais intemperizados tornam-se mais friáveis e perdem o bandamento.



**Figura 10** - (a) Superfície sustentada por laterita ferro-manganesífera próximo ao Morro do Gaiteiro; (b): Fotomicrografia de gondito mostrando a textura e o bandamento incipiente da rocha.

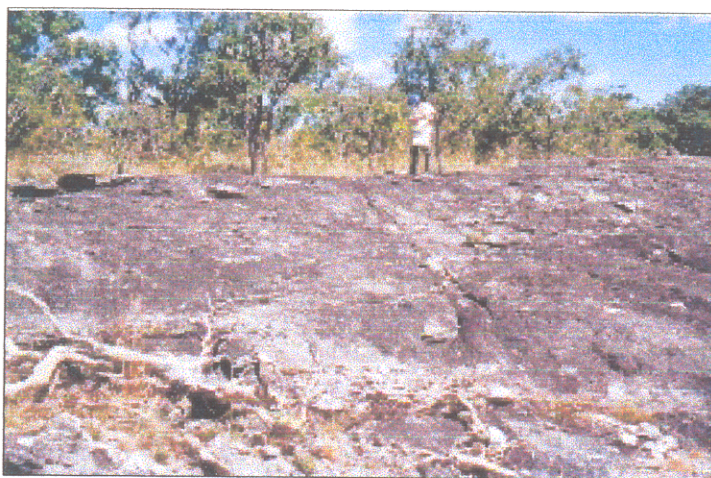
Observados ao microscópio, os gonditos revelam uma textura granoblástica definida por cristais anédricos de quartzo de mesmo tamanho, com contatos irregulares entre si (Figura 10b). Nota-se um bandamento nítido dado pela alternância de bandas ricas em quartzo e ricas em granada. A granada é do tipo espessartita e ocorre em cristais subédricos bastante fraturados. É, via de regra, parcialmente alterada para oxi-hidróxidos de Fe e Mn dentre os quais se destacam goethita e sobretudo todorokita.

### 3.2.3- Suíte Xobó

A Suíte Xobó é representada por biotita granito de granulação média a fina e corpos graníticos pegmatóides intrusivos nos gnaisses do embasamento e nas rochas da Seqüência Água Suja. Essas rochas são isotrópicas a foliadas. Diques ou veios pegmatíticos e apliticos estão alojados nos xistos e gnaisses. Próximo à cidade de Chapada e no território da Fazenda Gaiteiro a Suíte Xobó aflora em amplos lajedos sustentando morros e morrotes.

#### 3.2.3.1 - Granitos pegmatóides

Estão bem expostos entre as cidades de Chapada e Natividade, e próximo às fazendas Gaiteiro e Alegria. Apresentam-se na forma de lajedos e veios de espessura centimétrica a métrica (Figura 11).



**Figura 11** - Afloramento natural do Granito Xobó no morro Xobó.

São constituídos por quartzo, microclina, plagioclásio, muscovita e granada. Nos corpos foliados observa-se uma certa orientação e estiramento dos cristais de quartzo e plagioclásio, que podem alcançar 10 cm de comprimento. Localmente, estruturas boudinadas.

Nos corpos não foliados os cristais são euédricos a subédricos e demonstram a ausência de deformação.

### **3.2.4 - Grupo Natividade**

O Grupo Natividade sustenta na região serras elevadas e acidentadas de orientação geral NNE. Esta unidade é composta essencialmente por quartzitos, metaconglomerados, filitos e metacalcários dolomíticos (Silva 1987).

#### **3.2.4.1 - Quartzitos**

Trata-se de quartzitos pouco micáceos, incluindo camadas ou lentes de quartzitos conglomeráticos, quartzitos à cianita e quartzitos à magnetita.

Os quartzitos pouco micáceos são rochas de coloração branca esverdeada a rosada, granulação fina a média. Apresentam uma foliação incipiente definida pela orientação da muscovita.

Os quartzitos conglomeráticos estão intercalados nos quartzitos pouco micáceos e exibem coloração branco-acinzentada e granulação média a grossa. Os seixos de quartzo estão orientados e estirados segundo uma direção preferencial.

Os quartzitos à cianita são rochas de coloração branco-acinzentada, de granulação fina a média. Normalmente possuem aspecto maciço e são pouco micáceos. Os quartzitos à magnetita possuem coloração cinza-esverdeada a avermelhada e granulação fina.

#### 3.2.4.2 - Metaconglomerados

Ocorrem em lentes de espessura centimétrica a métrica, intercaladas no pacote quartzítico. São rochas de coloração cinza escura a verde pálida, de granulação grossa, com seixos subarredondados a arredondados, fortemente estirados e orientados segundo a direção da xistosidade. A matriz é constituída por quartzo e muscovita e, em menor quantidade, clorita, plagioclásio e turmalina.

#### 3.2.4.3 - Filitos

Trata-se de rochas de coloração cinza-esverdeada e avermelhada, formam corpos lenticulares localmente intercalados nos quartzitos. Sua foliação é incipiente, sendo definida sobretudo pela orientação da muscovita.

#### 3.2.4.4 - Metacalcários dolomíticos

Os metacalcários são rochas geralmente maciças, cuja coloração varia de cinza-escuro a esbranquiçada creme. São, via de regra, cortadas por um sistema irregular de vênulas de calcita e de quartzo.

#### **3.2.5 - Coberturas lateríticas, sedimentos coluvionares e aluvionares**

As coberturas lateríticas são constituídas por uma matriz areno-argilosa variavelmente lateritizada de coloração marrom-avermelhada, contendo fragmentos de rocha e seixos de quartzo angulosos. Essas coberturas lateríticas formam extensas crostas em áreas plainadas, sobretudo no domínio da Seqüência Água Suja.

Os produtos coluviais consistem em matacões de quartzito com fragmentos de veios de quartzo e de formação ferrífera bandada muito subordinados envoltos em matriz argilo-arenosa. Constituem

acumulações métricas a decamétricas ao longo das encostas ocidentais da Serra de Natividade.

Os aluviões são constituídos por areias e cascalhos formando amplos terraços e depósitos atuais ao longo dos principais córregos da área..

### 3.3 - GEOLOGIA ESTRUTURAL E METAMORFISMO

Na região de Chapada-Natividade, a estrutura mais significativa é a estreita faixa composta pelas rochas da Seqüência metavulcanossedimentar Água Suja. Esta faixa tem largura quilométrica e está orientada segundo a direção NE-SW. A foliação das rochas da seqüência tem a mesma direção geral NE. Esta estruturação coincide com os conjuntos de lineamentos N20-50°E, denominados Lineamento Transbrasiliano (Schobbenhaus Filho *et al.* 1975b).

As feições estruturais posteriores consistem em dobras, falhas e fraturas afetando o Grupo Natividade e melhor observadas na Serra de Natividade. Segundo Silva (1987) existem pelo menos três gerações de falhas e fraturas. As falhas normais com direção N15°E provavelmente constituem os limites de um antigo graben no qual se depositaram os sedimentos que mais tarde vieram a constituir o Grupo Natividade. As rochas desta unidade teriam sofrido dobramentos na ocasião de movimentos compressivos regionais, os quais também teriam sido responsáveis pela formação de um sistema de juntas de direção N40-60°W, perpendicular ao eixo das dobras. Ainda durante a deformação compressiva regional formaram-se falhas transcorrentes orientadas na direção NNW.

As estruturas mais novas são as zonas de cisalhamento direcionais que cortam as rochas da Seqüência Água Suja e possuem direção principal N20-30°E.

Quanto ao metamorfismo são reconhecidos quatro eventos na área de Chapada-Natividade, sendo três de caráter regional e um

de caráter termal mais local. A primeira fase de metamorfismo regional afetou as rochas da Seqüência Água Suja de origem clástica, química, vulcano-clástica e vulcânica. As transformações metamórficas ocorreram em condições de fácies xisto verde alto representadas pelas paragêneses quartzo + plagioclásio + clorita + epidoto + actinolita para as rochas metabásicas; talco + actinolita + clorita, para as rochas metaultramáficas; quartzo + espessartita para os gonditos e quartzo + muscovita + biotita + clorita + plagioclásio + epidoto ± granada + hematita + sericita para as rochas metassedimentares de origem clásticas (Silva 1987).

A segunda etapa de metamorfismo regional afetou as rochas do Grupo Natividade e atingiu condições da fácies xisto verde alta, com pressão intermediária, formando a seguinte associação: cloritóide + cianita + grafita + muscovita + quartzo (Silva 1987).

O metamorfismo termal foi causado pela colocação dos corpos graníticos da Suíte Xobó, que cortam as rochas do Complexo Manoel Alves e da Seqüência Água Suja. Contudo, não foram, por ora, identificadas modificações mineralógicas e texturais que pudessem ser claramente atribuídas ao metamorfismo de contato.

A última fase está relacionada à implantação da zona de cisalhamento. Este metamorfismo, segundo Gorayeb *et al.* (1984) ter-se-ia desenvolvido em duas etapas: a primeira, em condições de fácies anfibolito correspondendo a movimento de baixo ângulo e, a segunda, em condições de fácies xisto verde, acompanhando movimento transcorrentes de alto ângulo.

Com base no exposto, o quadro evolutivo da área consistiria nas seguintes etapas: 1) formação do embasamento granito-gnáissico; 2) deposição dos sedimentos precursores da Seqüência Água Suja; 3) metamorfismo regional de fácies xisto verde alto que afetou a Seqüência Água Suja; 4) colocação de corpos

graníticos; 5) após um período erosivo, formação de grabens e horsts e deposição dos sedimentos do Grupo Natividade; 6) metamorfismo do Grupo Natividade de fácies xisto verde alto/? médio; 7) nova fase tectônica resultando em dobramento e fraturamento das rochas desse grupo; 8) implantação de zonas de cisalhamento através da geração de falhas transcorrentes.

#### 4 - O GARIMPO DE CHAPADA

O garimpo de Chapada (Figura 12a) está localizado nas proximidades da cidade de Chapada e hoje ocupa uma área de cerca de 900 m de comprimento por quase 100 m de largura. As atividades iniciaram-se em 1990, após o final da "corrida ao ouro" do final da década de 1980 na região. A 4 Km mais a NE, encontra-se o setor garimpeiro de Terra Vermelha.

Atualmente o garimpo de Chapada está organizado em sistema de cooperativa, com aproximadamente 30 "shafts" cadastrados e cerca de 400 homens associados, que trabalham se revezando em dois turnos de 12 horas cada. Dentre os "shafts" cadastrados 22 estavam em funcionamento até maio de 2000. As profundidades atingidas na época eram de 45 m a 130 m. Em superfície cada concessão tem 400 m<sup>2</sup>, podendo ser escavadas galerias horizontais de até 10 m a partir da entrada dos shafts que fica no centro da área.

Os shafts são abastecidos com energia elétrica e possuem sistema de ventilação. As paredes são reforçadas por estruturas de madeira extraída na região e os garimpeiros descem nos poços por meio de um pneu amarrado a um cabo movido por guincho de aço.

A princípio, os vestígios de escavações deixados pelos bandeirantes em toda a região (Figura 12b) serviam de indicadores na busca de ouro, pelos garimpeiros. Atualmente estes procuram determinados litotipos, em particular ultramilonitos muito ricos em mica com guias na sua procura por veios mineralizados.

O método para recuperação do ouro utilizado pelos garimpeiros é a separação gravimétrica por meio de esteira (Figura 13a) e a amalgamação com mercúrio.

O ouro extraído é repartido entre eles, sendo atribuídos 10% do total ao dono da fazenda e 5% à cooperativa. A quantidade de ouro retirada de cada concessão varia muito, dependendo da porção do filão. Em alguns casos, chegou a alcançar 15 quilos por

semana. Foi construída dentro do garimpo uma pequena planta de tratamento do rejeito deixada pelos garimpeiros. O rejeito é comprado pelos donos da planta e tratado por meio de separação gravimétrica e flotação, sendo então recuperada grande parte do ouro não extraída pelos garimpeiros (Figura 13b).



**Figura 12** - (a) Garimpo de Chapada; (b) Vala escavada pelos escravos para lavagem do minério aurífero.



**Figura 13** - (a) Esteira utilizada pelos garimpeiros para a separação do ouro; (b) pequena planta de tratamento dos rejeitos pelo método de flotação, para recuperação do ouro não liberado na primeira fase de beneficiamento do minério.

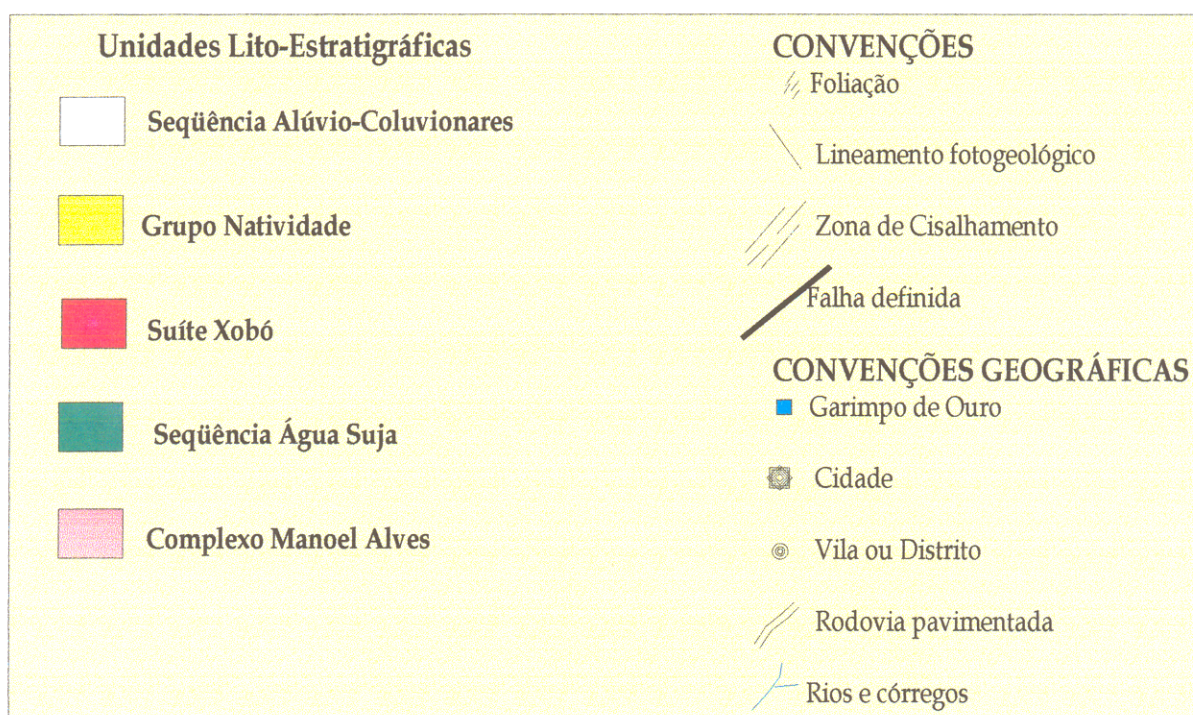
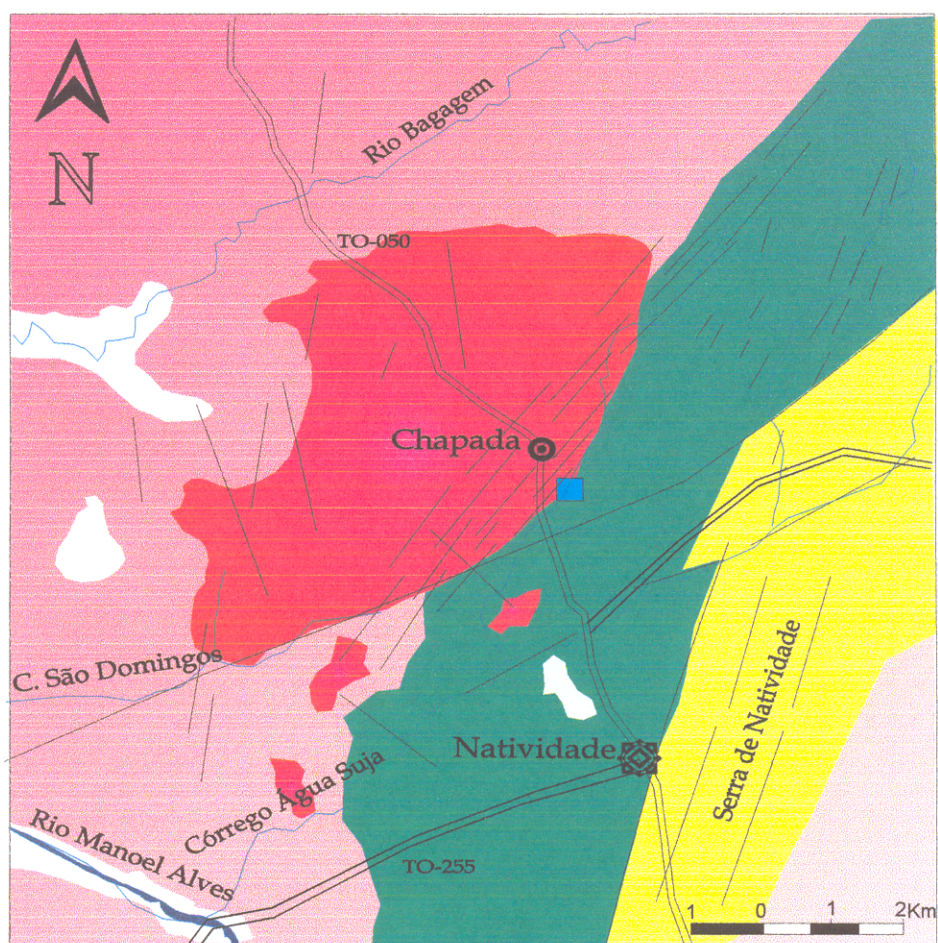


Figura 14- Mapa geológico de Chapada-TO, modificado de Silva. (1987).

## 5 - CONTEXTO GEOLÓGICO DO GARIMPO DE CHAPADA

Na área de Chapada encontram-se exclusivamente rochas da Seqüência Água Suja e da Suíte Xobó. Ambas as unidades exibem fortes sinais de deformação devidos ao intenso cisalhamento transcorrente ao qual foram submetidas.

### 5.1 - SEQÜÊNCIA ÁGUA SUJA

No Garimpo de Chapada, a Seqüência Água Suja é representada basicamente por biotita xistos, rochas metavulcânicas ácidas e muscovita-biotita milonitos, sendo que estes últimos geralmente ocorrem no contato com os veios de quartzo mineralizados.

#### 5.1.1 - Metadacitos

Os metadacitos são rochas normalmente afaníticas raramente microporfioblástica de coloração cinza clara a escura, apresentando textura maciça, com eventuais sinais de deformação e foliação local.

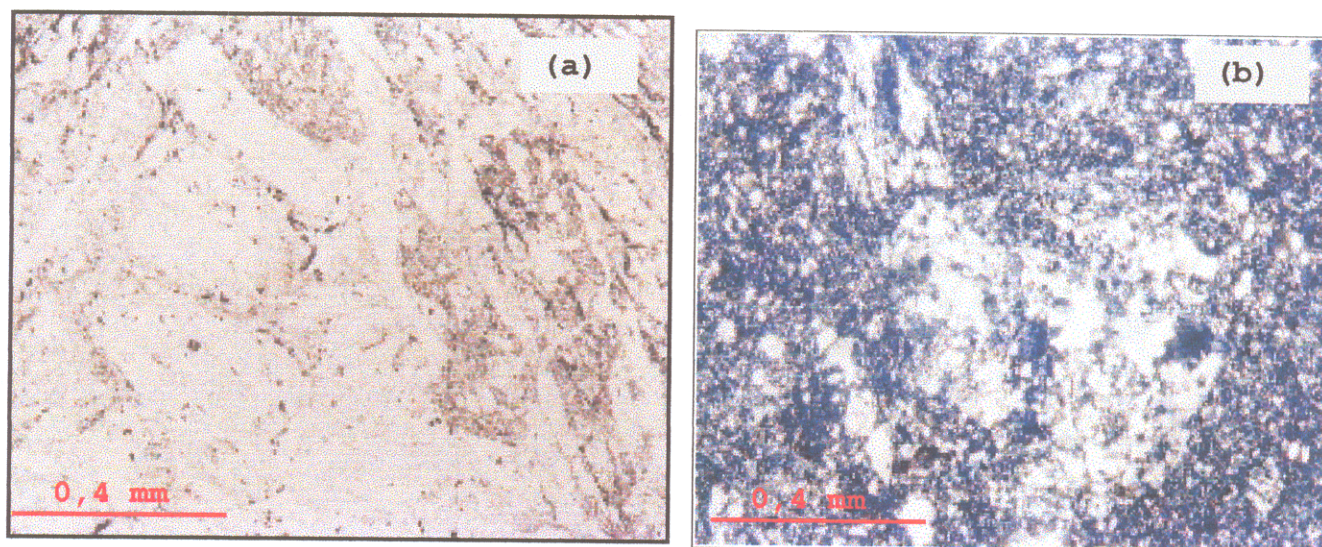
Ao microscópio mostram ser rochas originalmente vulcânicas, com textura microporfirítica original em parte preservada (Figura 15a e b). Os porfiroclastos estão bastante cominuídos, recristalizados, eventualmente estirados, enquanto a matriz microcristalina mostra sinais de recristalização e deformação que denota milonitização e, localmente, cataclase.

Os porfiroclastos são de quartzo, plagioclásio e álcali-feldspato. A matriz é constituída de quartzo, plagioclásio, álcali-feldspato e clorita. Tanto nos porfiroclastos como na matriz os feldspatos não apresentam os maclamentos característicos. No entanto, a presença tanto de plagioclásio como de K-feldspato foi claramente evidenciada com auxílio da difratometria de raios-X.

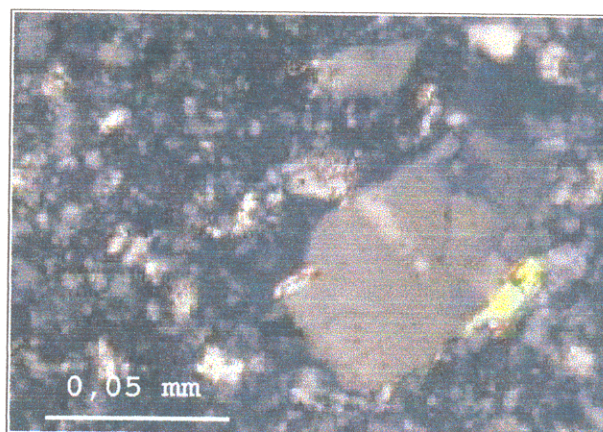
Os eventuais minerais acessórios primários são titanita e zircão. Clinozoisita, muscovita e argilo-minerais são os minerais secundários.

Os porfiroclastos de quartzo são anédricos, apresentam-se fraturados e suas faces estão fortemente desgastadas. As fraturas são preenchidas por quartzo recristalizado.

Localmente, são observados porfiroclastos de plagioclásio subidioblástico e xenoblástico (Figura 16), sem maclamento polissintético nítido. Em geral, o plagioclásio altera-se para sericita e argilominerais.



**Figura 15** - Fotomicrografia de rocha metadacítica. (a) Luz natural e (b) Nicóis cruzados.



**Figura 16** - Fotomicrografia de porfiroclasto de plagioclásio (Nicóis cruzados).

Os porfiroclastos de álcali-feldspato alteram-se quase totalmente para muscovita, o que dificulta o seu reconhecimento. Com base em difração de raios-X (ANEXO 6), foi possível classificar o álcali-feldspato como ortoclásio.

Na matriz os cristais de quartzo exibem forte extinção ondulante e contatos retos entre si, denotando uma textura poligonal. Os cristais de plagioclásio e K-feldspato são pequenos e ocorrem na forma subédrica e anédrica.

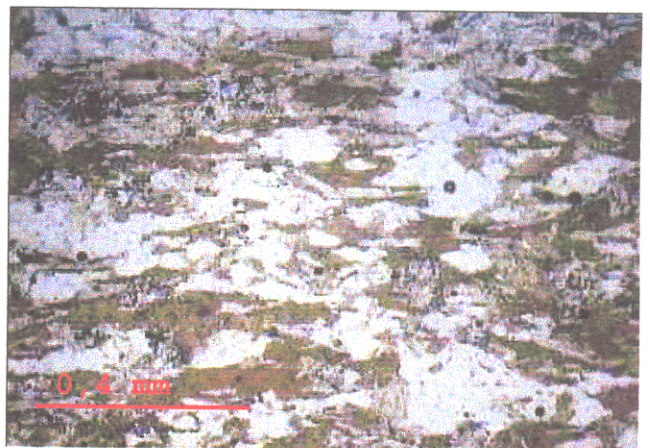
A clorita apresenta-se na forma de palhetas geralmente sem orientação definida e/ou constitui agregados de granulação fina. Possui pleocroísmo fraco de verde pálido a amarelado e cor de interferência cinza. Localmente, está estirada ou exibe forma vermicular em "sanfonas", além de microdobramento.

Na rocha observam-se pequenos cristais de turmalina de cor verde amarelado. Estes cristais estão bastante cominuídos e alguns deles apresentam-se fraturados. Foi registrada também a presença de pequenos cristais subédricos e incolores de fluorita.

Nas porções mais afetadas pelo cisalhamento, os metadacitos são mais foliados e os minerais mostram uma orientação acentuada. A composição mineralógica é a mesma que nos tipos menos deformados.

### 5.1.2 - Biotita-quartzo xistos

São rochas de coloração cinza clara a escura, que exibem uma foliação mais ou menos acentuada. Microscopicamente, a rocha apresenta textura granolepidoblástica definida por bandas finas de biotita e quartzo (Figura 17).



**Figura 17** - Fotomicrografia de Biotita-quartzo xistos demonstrando a orientação das biotitas (Luz natural).

A rocha é composta essencialmente de quartzo, biotita e plagioclásio. Titanita, alanita e opacos são minerais primários acessórios. Clinozoisita e muscovita são os principais minerais secundários.

Os bandos quartzosos são formados por cristais maiores em relação aos outros minerais, apresentando contatos suturados ou retilíneos, entre si e com os outros minerais, formando localmente pontos tríplexes. Essas bandas são cortadas por vênulas constituídas por cristais de quartzo de tamanho menor formando agregados granoblásticos.

O plagioclásio encontra-se em quantidade muito variável nos xistos. Ele apresenta-se em cristais subidioblásticos a xenoblástico, mostrando-se freqüentemente estirado. Em geral, o plagioclásio não exhibe maclamento polissintético podendo, portanto, ser confundido com o quartzo. Sua presença foi no entanto confirmada por meio de difração de raios-X (ANEXO 6).

A biotita ocorre na forma de palhetas orientadas. À luz natural apresenta pleocroísmo fraco e cor variando de marrom clara a marrom pálida. Localmente, os cristais de biotita exibem sinais de deformação como microdobras e estiramento, diferenciando-se dos demais por apresentarem um forte pleocroísmo, que varia de marrom claro a castanho amarronzado. A biotita encontra-se também em pequenas inclusões nos cristais de plagioclásio.

Os cristais de muscovita são subidioblásticos e formam agregados. Eventualmente, a muscovita resulta da alteração da biotita.

A clinozoisita ocorre em cristais xenoblásticos bastante fraturados e é sempre associada à biotita. Sua abundância aumenta com o aumento do grau de deformação da rocha.

Os minerais opacos encontram-se em quantidade expressiva e estão disseminados na rocha. Trata-se de cristais xenoblásticos

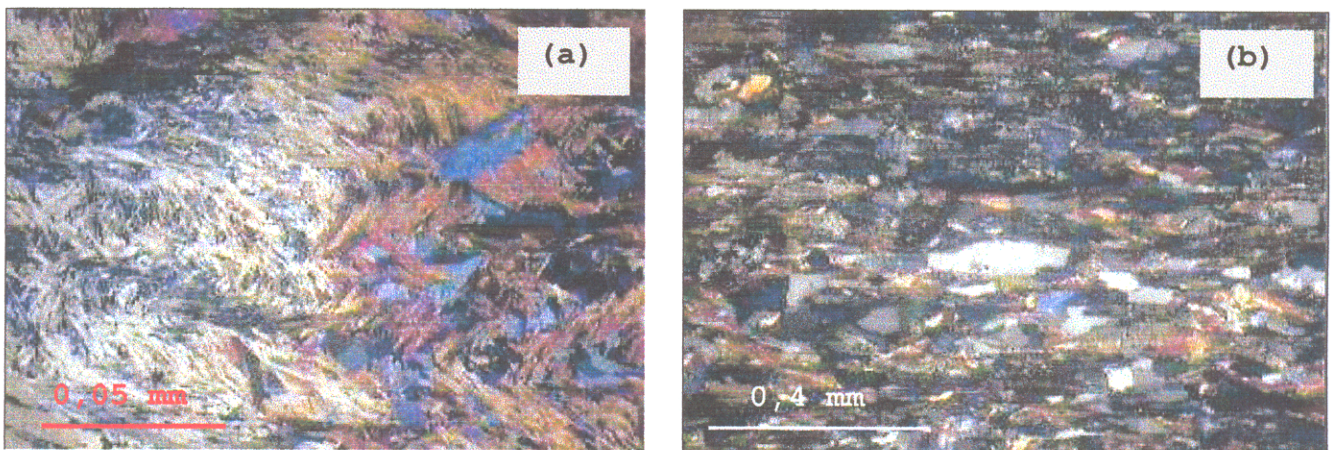
que geralmente ocupam os espaços entre os cristais de quartzo e as palhetas de biotita.

### 5.1.3 - Muscovita-biotita milonitos

Estas rochas constituem as zonas de contato dos xistos com os veios de quartzo. No próprio contato normalmente ocorrem bandas centimétricas de uma rocha quartzo-feldspática que se destaca pela sua coloração cinza escura. A foliação da rocha é muito marcante, localmente microndulada e crenulada (Figura 18a).

Sob o microscópio os milonitos exibem textura milonítica e localmente cataclástica (Figura 18b) sublinhada pela presença de cristais quebrados. Às vezes apresenta textura granolepidoblástica definida por finas bandas de biotita e de quartzo

A rocha é constituída principalmente por biotita, muscovita, quartzo, plagioclásio e clinozoísita tendo como minerais acessórios epidoto e opacos.



**Figura 18** - Fotomicrografias de muscovita-biotita milonitos, (a) textura crenulada (tipo S/C); (b) textura cataclástica (Nícois cruzados).

A biotita ocorre em lamelas desordenadas formando agregados lenticulares. Seu pleocroísmo é forte, variando de marrom escuro a marrom pálido. Observam-se localmente cristais de biotita com

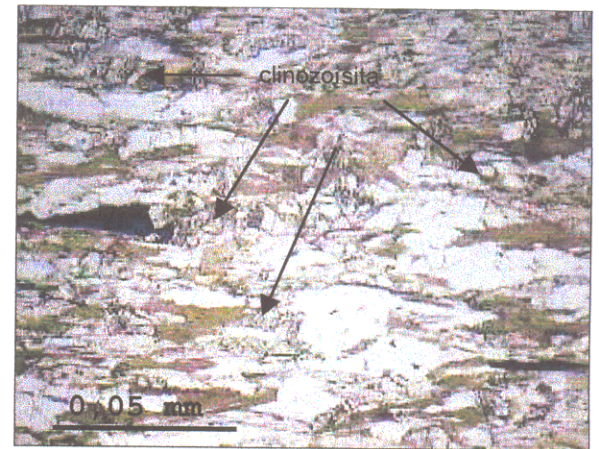
pleocroísmo fraco (marrom claro a pálido) que se alteram para muscovita.

Os cristais de biotita apresentam feições de deformação como microdobramentos e figuras de rotação, sendo as arestas dos cristais freqüentemente desgastadas.

A muscovita e a sericita ocorrem na forma de lamelas. Normalmente estes minerais exibem crenulação.

O quartzo encontra-se em cristais xenoblásticos mostrando contatos suturados. Ocorre também na forma de grãos recristalizados que ocupam quase sempre os espaços entre os outros minerais. Os cristais apresentam contatos retos e pontos trípticos e, por vezes, estão boudinados.

A clinozoísita ocorre em cristais xenoblásticos bastante fraturados formando em certas amostras agregados disseminados em toda a rocha (Figura 19). Comumente está associada à biotita e à muscovita. Observam-se raros cristais de plagioclásio exibindo um



maclamento albita-Carlsbad fracamente definido.

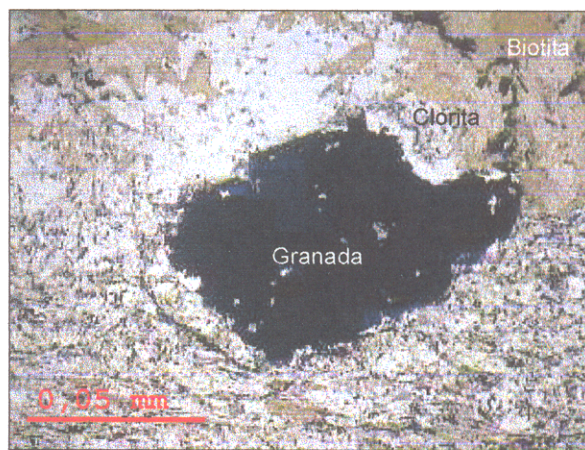
**Figura 19** - Fotomicrografia mostrando clinozoísita disseminada na rocha (Luz natural).

Os minerais opacos estão disseminados na rocha e apresentam formas irregulares. Na maioria das vezes aparecem estirados ou constituem finas vênulas entre os cristais de biotita e de quartzo. Ocorrem também em cristais anédricos a euédricos.

Os milonitos que se encontram em contato direto com os veios de quartzo são compostos principalmente por quartzo, plagioclásio, biotita e granada, sendo os principais minerais acessórios os opacos, e os minerais de alteração a clorita e a muscovita.

Os cristais de biotita aparecem em grandes cristais estirados contornados por faixas de muscovita que resultam da sua alteração.

A granada ocorre em cristais deformados, até estirados, com fissuras preenchidas por clorita de alteração ou quartzo recristalizado. Os cristais de granada são contornados por biotita, que por sua vez se altera para clorita (Figura 20).



**Figura 20** - Fotomicrografia mostrando granada envolvida por biotita e esta se alterando para clorita (nicóis cruzados).

O quartzo e o plagioclásio são de difícil distinção, pois o plagioclásio não possui maclas.

Contudo, a presença de ambos os minerais foi confirmada pela difração de raios-X (ANEXO 7).

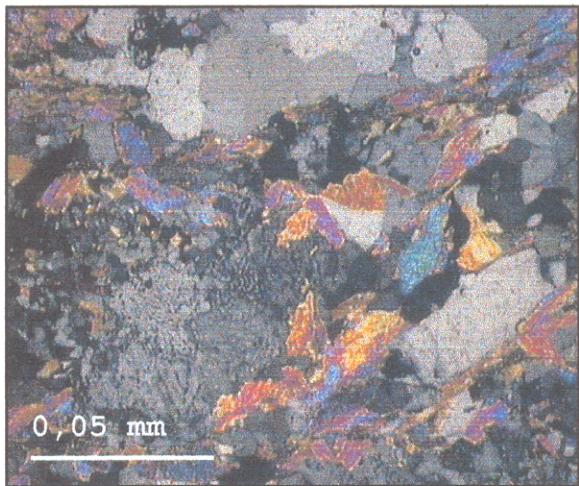
Os minerais opacos são anédricos, subédricos ou euédricos dispendo-se concordantes ou discordantes com a foliação. Encontram-se mais freqüentemente associados com as faixas de biotita.

## 5.2- SUÍTE XOBÓ

O Suíte Xobó, no Garimpo de Chapada, é representado por biotita granito e por apófises de composição quartzo-feldspática e/ou veios pegmatíticos que cortam concordante ou discordantemente a foliação das rochas da Seqüência Água Suja. Estas apófises e veios possuem espessura muito irregular em geral centimétrica, podendo alcançar até 40cm, e estão comumente boudinadas, ramificadas e com formas contorcidas.

### 5.2.1 - Biotita granito

O biotita granito aflora próximo à cidade de Chapada. É leucocrático, de granulação média a grossa, está ligeiramente



**Figura 21** - Fotomicrografia destacando a ttextura do Granito Xobó (Nicóis cruzados).

foliado, apresentando uma forma alongada. É constituído por quartzo, microclina, plagioclásio, muscovita e biotita. Os minerais acessórios primários são apatita, zircão, granada, turmalina e minerais opacos, e carbonato, muscovita e argilo minerais as fases de alteração hidrotermal. Exibem textura granular hipidiomórfica (Figura 21), estando os

cristais deformados e estirados segundo uma direção preferencial.

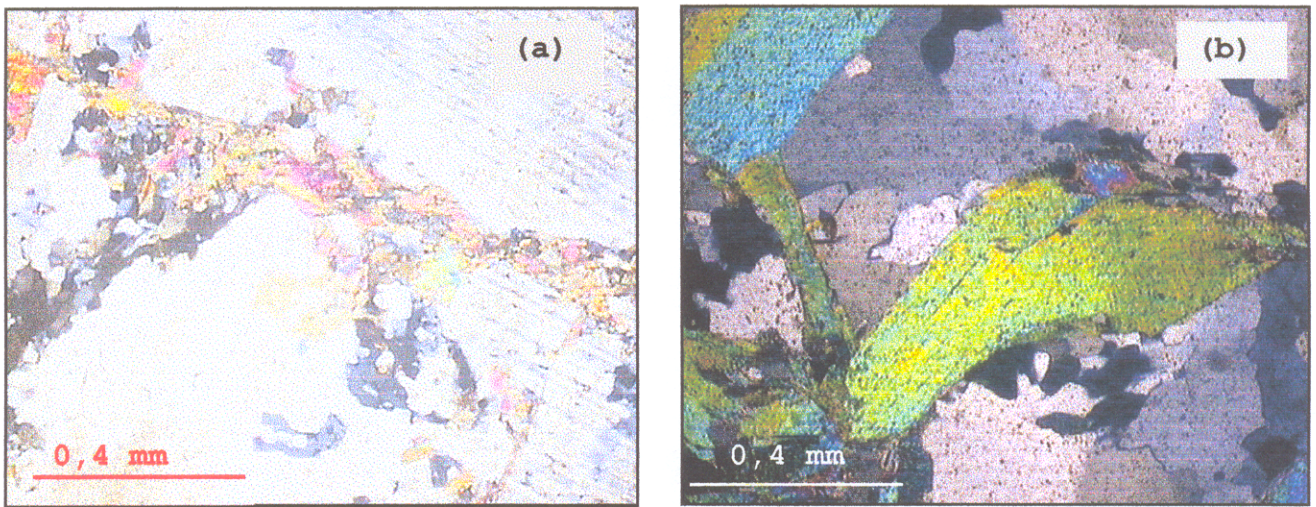
Os cristais de quartzo são anédricos, possuem tamanho de 0,2 a 2,0 mm e forte extinção ondulante. Formam agregados recristalizados que ocupam os espaços entre os cristais de plagioclásio e de microclina. Normalmente, formam textura mimerquítica e micrográfica nas bordas dos cristais de plagioclásio.

O plagioclásio (ANEXO 8) apresenta-se em cristais subédricos, com maclamento albita e albita-Carlsbad. Comporta fraturas preenchidas por muscovita (Figura 22a) e apresenta alteração para sericita. Mostra textura poiquilítica dada por pequenas inclusões de apatita e muscovita.

A microclina (ANEXO 8) ocorre em cristais subédricos a anédricos, exibindo maclamento xadrez incipiente e textura poiquilítica. Geralmente altera-se para sericita e, às vezes, encontra-se levemente argilizada.

A muscovita ocorre sob a forma de palhetas subédricas orientadas. Trata-se, por um lado, de mineral primário e, por outro, de produto da alteração da biotita.

A biotita ocorre sob a forma de palhetas anédricas normalmente com sinais de microdobramentos (Figura 22b). Está distribuída entre os cristais de quartzo e de plagioclásio.



**Figura 22** – Fotomicrografias (a) plagioclásio com fratura preenchida por mica; (b) cristal de biotita deformado no Granito Xobó.

### 5.3- ASPECTOS ESTRUTURAIS

A principal feição estrutural da área em estudo é o arranjo dos conjuntos de rochas em faixas alongadas na direção N30°E, fato que se reflete igualmente em escala mesoscópica. Seguindo está mesma direção, observam-se zonas de cisalhamento formadas posteriormente.

Segundo Silva (1987) as estruturas impressas nessas rochas são produtos de uma evolução geotectônica policíclica, tendo sido a maior parte das estruturas formada nos eventos mais antigos e mascarada pelas estruturas geradas em eventos tectônicos mais recentes.

Na área de estudo, as estruturas planares e lineares possuem, de modo geral, uma orientação similar de direção N30°E.

As feições estruturais como xistosidade, bandamento, foliação milonítica e lineação mineral apontam para deformações de caráter rúptil-dúctil que afetaram as rochas do garimpo de Chapada.

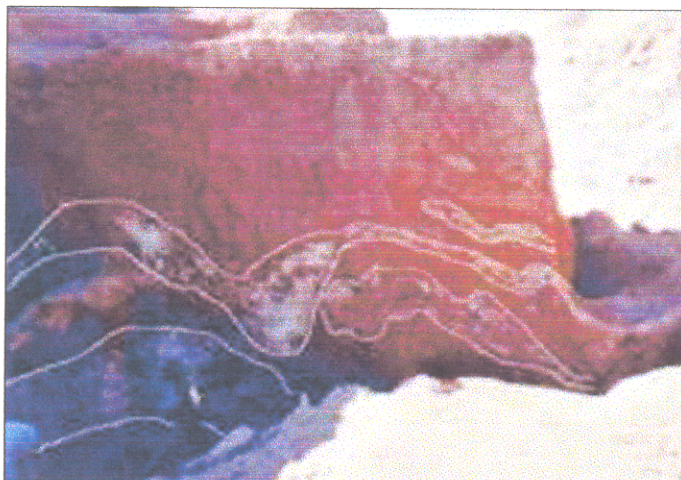
Pode-se dizer que todas as rochas de Chapada, de uma maneira ou de outra, sofreram os efeitos de milonitização, em que alguns litotipos foram mais intensamente afetados do que outros, variando de protomilonito a ultramilonito.

Nos xistos, a xistosidade é definida pela orientação preferencial dos minerais micáceos (biotita e muscovita), enquanto estruturas do tipo S-C raramente são observadas. Texturalmente destaca-se o bandamento dado pela alternância de bandas claras e escuras, de granulações e de composições distintas. Localmente, essas rochas exibem clivagem de crenulação, denotando microondulações no bandamento composicional.

Os metadacitos apresentam uma xistosidade sublinhada pela orientação de alguns minerais nas porções mais afetadas pelo cisalhamento. Uma leve cataclase é observada nesses metadacitos, em que os porfiroclastos se encontram cuminuídos e fragmentados.

A xistosidade é também evidente nos milonitos, sendo nessas rochas particularmente acentuada. Encontra-se freqüentemente truncada por uma clivagem de crenulação. Os milonitos exibem feições de fluxo milonítico como bandas de cisalhamento e lineação mineral dada pelo alongamento dos cristais de biotita e muscovita. Localmente, observam-se feições cataclásticas traduzidas pela presença de cristais fragmentados e estirados em uma matriz fina.

A 4Km de Chapada, no garimpo de Terra Vermelha foi possível observar veios de quartzo bastante deformados (Figura 23), boudinados e com dobras centimétricas a métricas. Esta feição estrutural também é observada nos veios de quartzo do garimpo de Chapada.



**Figura 23** - Veio de quartzo dobrado do garimpo de Terra Vermelha.

O Granito Xobó, em termos estruturais, exibe uma certa foliação definida pela orientação dos minerais micáceos e o estiramento dos cristais de quartzo e de plagioclásio.

O cenário estrutural observado no garimpo de Chapada é o seguinte:

- a) formação de foliação/bandamento e/ou xistosidade nas rochas, durante a fase de deformação principal sin-metamórfica;
- b) dobramento das estruturas anteriores devido a movimentos compressivos, estruturação regional de direção geral NNE das rochas e desenvolvimento de clivagem de crenulação e microdobramentos; e
- c) desenvolvimento de fraturas e falhas transcorrentes com milonitização das rochas. Esta movimentação gerou uma zona de cisalhamento, que promoveu o desenvolvimento de estruturas S-C e bandas de cisalhamento, além de transformações mineralógicas e recristalização.

## 5.4- METAMORFISMO E ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL

### 5.4.1- Metamorfismo

O estudo dos litotipos encontrados no garimpo de Chapada permitiu reconhecer quatro eventos metamórficos.

O primeiro evento é de caráter regional e está relacionado à transformação das rochas pretéritas da Seqüência Água Suja. Rochas pelíticas e vulcânicas ácidas deram origem a biotita xistos e rochas metadacíticas, respectivamente. As associações mineralógicas representativas deste evento são principalmente quartzo + plagioclásio + granada + biotita ( $\pm$  clinozoísita) e quartzo + plagioclásio + K-feldspato + clorita. A análise dessas associações mineralógicas sugere condições de metamorfismo de fácies xisto verde alto e temperatura em torno de 500°C.

O segundo evento no tempo está relacionado ao metamorfismo de contato, gerado pela intrusão da Suíte Xobó na seqüência Água Suja. Este evento não deixou fortes sinais nas rochas encaixantes, não tendo produzido uma nova associação mineral nem obliterado as estruturas planares resultantes do primeiro evento deformacional metamórfico. Como minerais sugestivo de tal processo podem ser citados turmalina + fluorita em pequenas quantidades nos metadacitos.

O terceiro evento, de caráter regional, envolveu os sedimentos psamíticos, pelíticos, conglomeráticos e carbonáticos do Grupo Natividade. Segundo Silva (1987), as condições de metamorfismo foram de fácies xisto verde alto, com temperaturas entre 550° e 570°C.

O último evento, dinâmico ou cisalhante, teve como principal produto a formação dos veios de quartzo mineralizados. Neste evento as paragênese primárias e/ou de retrometamorfismo são confundidas com as paragêneses de alteração. Os aspectos texturas e mineralógicos exibidos pelas rochas indicam que a deformação e

os processos cristaloblásticos ocorreram em condições metamórficas de fácies xisto verde alto, com formação de quartzo + muscovita + biotita + plagioclásio, envolvendo movimentos e um suprimento de fluidos.

#### **5.4.2 - Alteração Hidrotermal**

O estudo possibilitou a identificação de pelo menos sete tipos de alteração hidrotermal, a qual se manifesta tanto pela substituição de minerais pré-existentes, como pela geração de fases neoformadas.

Os mais importantes processos hidrotermais que afetaram essas rochas foram silicificação, muscovitização, epidotização e sericitização. Cloritização, sulfetação, argilização e carbonatação também foram registrado, porém com menor expressão.

##### **5.4.2.1 - Silicificação**

A silicificação foi o processo mais significativo que afetou as rochas encaixantes dos veios mineralizados, se expressando pela presença constante de agregados de quartzo recristalizado e pela formação de veios monominerálicos.

##### **5.4.2.2 - Muscovitização**

Este tipo de alteração é evidenciado tanto nas rochas metavulcânicas, quanto nos xistos e milonitos com maior expressão nestes últimos. Ela se deu em decorrência da substituição parcial da biotita. Nas rochas metavulcânicas, se manifesta pelo preenchimento de fraturas com muscovita nos porfiroclastos de álcali-feldspato.

##### **5.4.2.3 - Epidotização**

Esse processo se manifestou com o aparecimento da clinozoísita em quantidade variável, disseminada em todas as

rochas encaixantes dos veios mineralizados. A epidotização é o resultado da desestabilização de parte do plagioclásio e está comumente associada a sericita e muscovita, podendo ser encontrada também associada às fases opacas na forma de agregados. Este tipo de alteração tem maior ocorrência nas zonas mais milonitizadas.

#### 5.4.2.4 - Cloritização, Sulfetação, Argilização e Carbonatação

A cloritização é comum nos metadacitos e nos milonitos, ocorrendo como resultado da alteração da granada e da biotita que contorna o primeiro mineral. A sulfetação é mais comum nos milonitos e se expressa pela presença de cristais de sulfetos de Fe estirados geralmente concordantes com a foliação da rocha ou em vênulas que cortam os cristais de biotita e quartzo, mostrando que os sulfetos são tardios em relação a esses minerais primários.

A argilização e a carbonatação foram observadas apenas no biotita granito e, se manifestam pela alteração parcial de cristais de microclina e plagioclásio, respectivamente.

### 5.5 - GEOQUÍMICA

Foram analisadas 15 amostras de rochas provenientes do garimpo de Chapada para elementos maiores, menores e traços, incluindo os elementos terras raras. Dentre essas amostras duas provêm do Granito Xobó e 13 da Seqüência Água Suja. Os resultados analíticos são apresentados nas tabelas de 4 a 9 em anexo.

#### 5.5.1 - Rochas Metavulcânicas

Embora apenas três amostras de rochas metavulcânicas tenham sido analisadas, os dados químicos permitem a sua caracterização com certa precisão.

A análise para dos elementos maiores revela que os teores de MgO são relativamente altos e os de K<sub>2</sub>O muito altos para vulcanitos ácidos, se comparados com os valores citados por Berovistis & Parshin<sup>1</sup> *apud* Potss *et al.* (1992). Observa-se também um teor baixo de Na<sub>2</sub>O e muito baixo de CaO.

Estes teores refletem provavelmente efeitos tanto do metamorfismo como do hidrotermalismo, que causaram modificações na composição original das rochas tais como forte diminuição dos teores de Ca e de parte de Na resultantes da desestabilização e recristalização do plagioclásio. Por sua vez o K e Mg parecem ter sofrido o efeito contrário, ou seja, um enriquecimento relativo, fixando-se no K-feldspato, na biotita e na muscovita.

Haja vista os altos teores de K, é possível também que os vulcanitos em questão fossem originalmente anormalmente ricos neste elemento. Embora menos provável um enriquecimento em K através de fluidos hidrotermais não pode ser totalmente descartado.

O diagrama de Winchester & Floyd (1977) (Figura 24) permitiu classificar as rochas metavulcânicas como dacitos e riódacitos, cuja composição foi definida como calcico-alcalina, com auxílio do gráfico de Irvine & Baragar (1971) (Figura 25). O gráfico de Maniar & Piccoli (1989) (Figura 26) permitiu definir estas rochas como peraluminosas. Para determinar o ambiente geotectônico de formação das rochas vulcânicas foi utilizado o diagrama de Pearce *et al.* (1984). Este mostrou que o vulcanismo ocorreu em condições sin-colisionais (Figura 27).

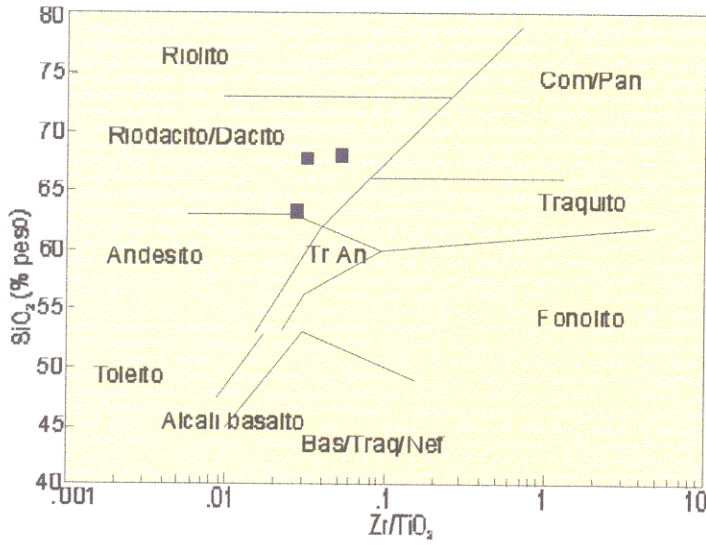
---

<sup>1</sup> BEROVISTIS, L. A. & PARSHIN, A.. K. 1991. A set of Far East magmatic rock reference sample: DV. *Geostandards News letter*, **15** 67-76.

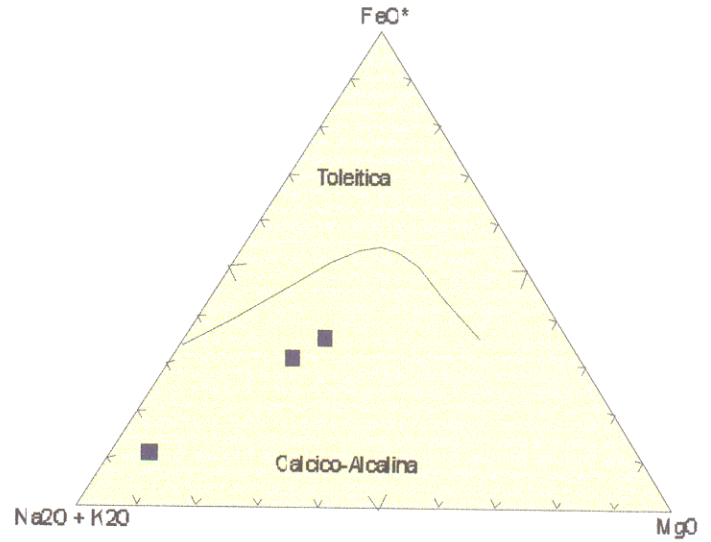
A Figura 28 mostra o comportamento dos elementos analisados normalizados em relação ao manto primitivo segundo Wood *et al.*<sup>2</sup> apud Rollison (1993). De modo geral, as rochas metavulcânicas estão fortemente enriquecidas em Rb, Ba, U e K, mostram anomalias positivas de Zr e Y e eventuais anomalias negativas de Ti e Sr.

---

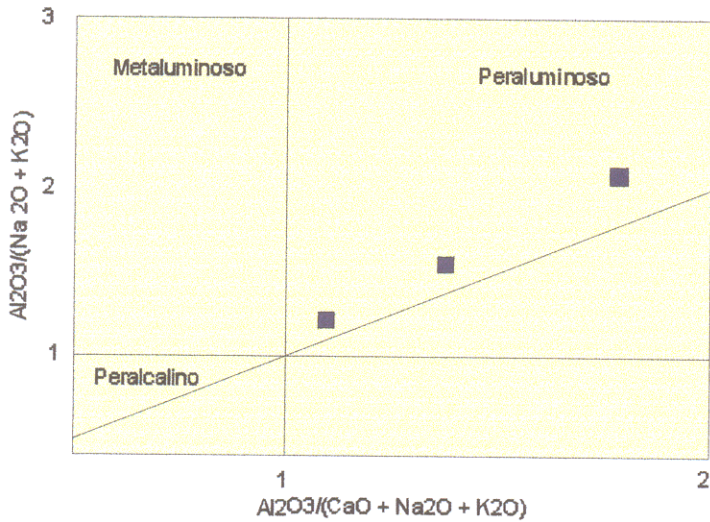
<sup>2</sup> WOOD, D. A.; JORON, J.L.; TREUIL, M.; NORRY, M.; TARNEY, J. 1979a. Elemental and Sr isotope variations in basaltic lavas from Island and the surrounding ocean floor. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **70**: 319-339.



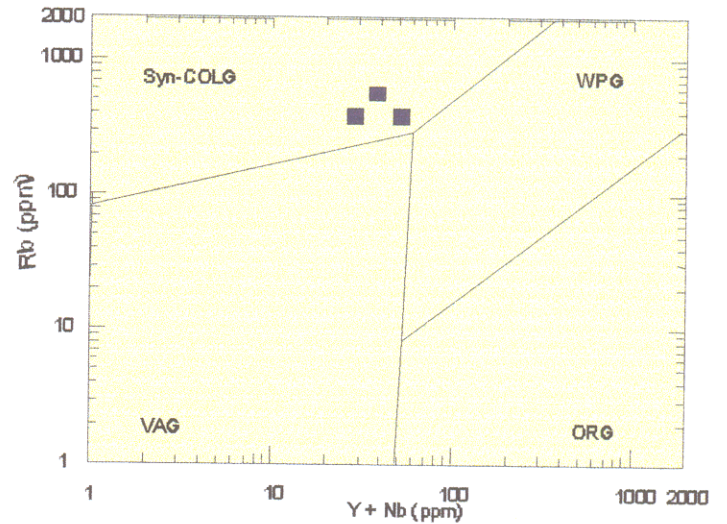
**Figura 24** - Diagrama de Winchester & Floyd (1977) para classificação das rochas metavulcânicas.



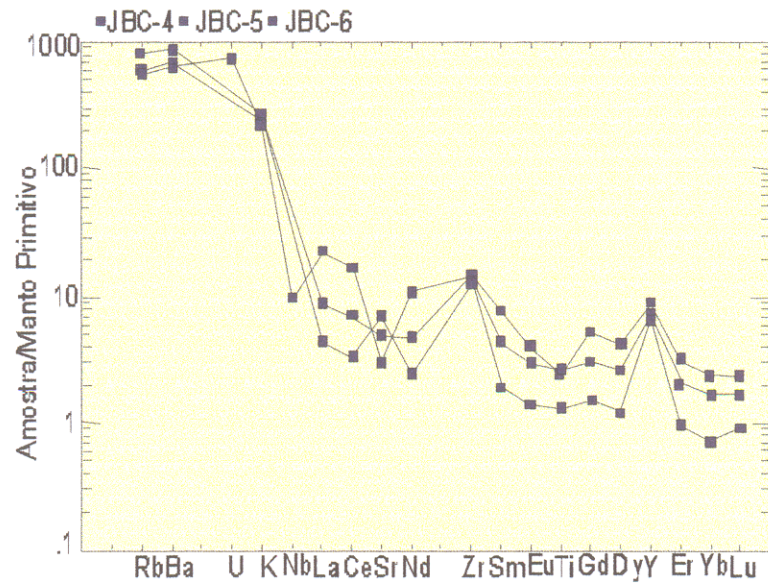
**Figura 25** - Diagrama Irvine & Baragar (1971) para as rochas metavulcânicas.



**Figura 26** - Diagrama Maniar e Piccoli (1989) para as rochas metavulcânicas.



**Figura 27** - Diagrama Rb x (Y + Nb) (Pearce *et al.* 1984) para definição do ambiente geotectônico de formação das rochas metavulcânicas.



**Figura 28** - Diagrama multielementar para as rochas metavulcânicas.

Os padrões de distribuição dos ETR normalizados em relação a condrito (Masuda *et al.* 1973) (Figura 29) expressam um fracionamento significativo com enriquecimento em ETR leves, refletido pela razão  $(La/Lu)_n$  que varia entre 6,155 e 12,195. Observa-se também um expressivo empobrecimento em ETR pesada comparados com outras rochas de mesma classificação e evidenciada pelas baixas razões  $(La/Sm)_n$  (entre 2,683 e 3,700).

As razões  $(La/Yb)_n$  entre 8 a 12 são representativas de rochas mais evoluídas. A anomalia negativa moderada de Eu indica a retenção deste elemento em feldspatos removidos de magmas félsicos originais por cristalização fracionada ou retidos na área fonte durante o processo de fusão parcial.

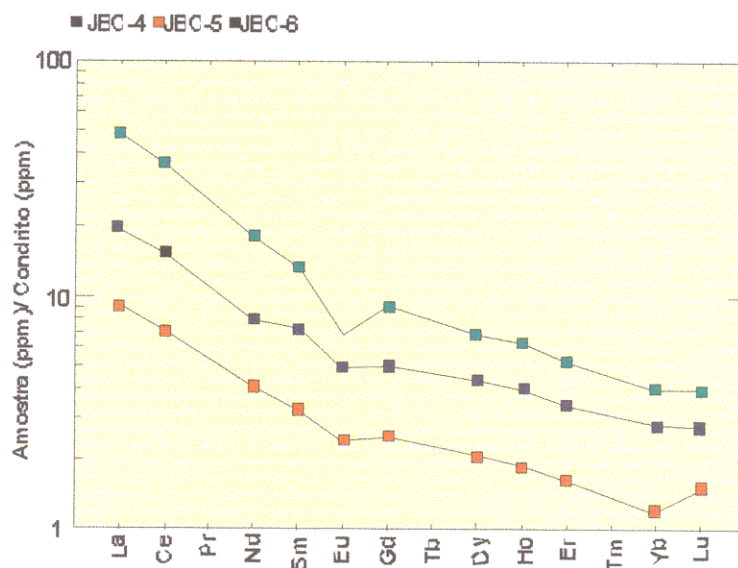


Figura 29 - Padrões de ETR apresentados por amostras de rochas metavulcânicas.

### 5.5.2- Xistos e Milonitos

Os estudos petrográficos e químicos permitiram classificar os xistos e milonitos como sendo de origem pelítica (Figura 30).

Os teores de Na e Ca são relativamente baixos e sobretudo bastante variáveis em relação aos valores padrões relativos a mica xistos apresentados por Gladney & Roelands<sup>3</sup> apud Potss *et al.* (1992).

Cabe sublinhar que Ca e Na apresentam em geral o mesmo comportamento. Baixos teores de ambos correspondem, via de regra, a um baixo conteúdo de plagioclásio e ausência de clinozoisita e titanita. Teores mais elevados de Ca e Na correspondem, por sua vez, a uma quantidade significativa de plagioclásio e à presença de clinozoisita e titanita. No entanto, não pode deixar de ser destacada uma possível contribuição piroclástica para estes teores.

<sup>3</sup> GLADNEY, E. S & ROELANDS, I. 1988. Compilation of elemental concentration data for USGS BIR1, DNC-1, and W-2. *Geostandards Newsletter*, 12: 553-362.

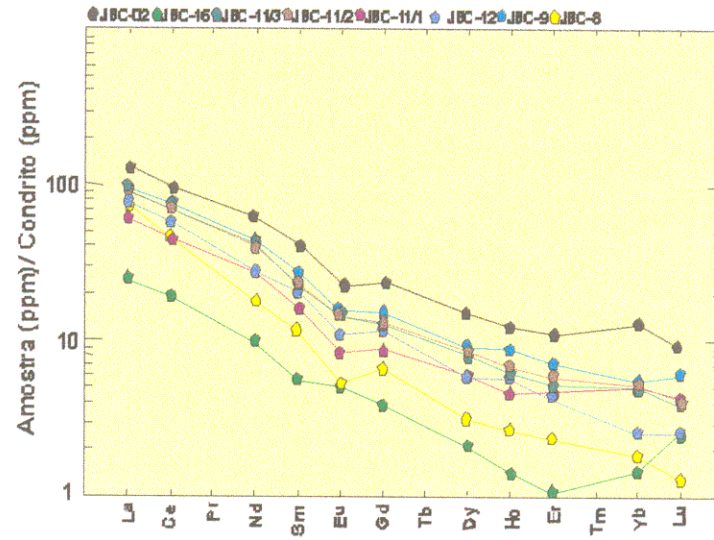
Os baixos teores de Ca e Na podem indicar um baixo conteúdo destes nos sedimentos originais. No entanto, nas rochas fortemente milonitizadas tais teores poderiam apontar para uma desestabilização do plagioclásio original, lixiviação dos dois elementos e cristalização de plagioclásio mais sódico em menor quantidade.

Teores mais substanciais de Ca e Na devem significar conteúdos elevados desses elementos nos sedimentos originais. Nestes casos no entanto, ter-se-iam formado plagioclásio e clinozoísita ou, nas zonas mais alteradas, desestabilização do plagioclásio de primeira geração, liberação de Ca, formação de plagioclásio de segunda geração mais sódico e geração de clinozoísita + titanita de alteração.

Os teores de K relativamente elevados sugerem que os sedimentos originais já eram ricos nestes elementos e continham álcali-feldspato e/ ou quantidade substancial de argilominerais potássicos. Não deve ser descartadas também a possibilidade de K ter se enriquecido através de aportes hidrotermais.

Com referência ao padrão de distribuição dos elementos terras raras, as amostras apresentam, independentemente do grau de deformação e alteração, uma forte semelhança que reflete um enriquecimento nos ETRL, e um empobrecimento em ETRP. A figura 30 não apresenta anomalias significativas, exceto uma de Eu.

Os diagramas multielementares (figuras 31 e 32) mostram semelhanças entre os xistos e os milonitos com anomalias negativas de Rb, Nb, Sr e Ti, e positivas de Ba e Y. Esta similaridade no comportamento dos elementos pode demonstrar que os processos metamórfico-hidrotermais atingiram estas rochas de maneira similar.



**Figura 30** - Padrões de distribuição dos ETR em xistos e milonitos.

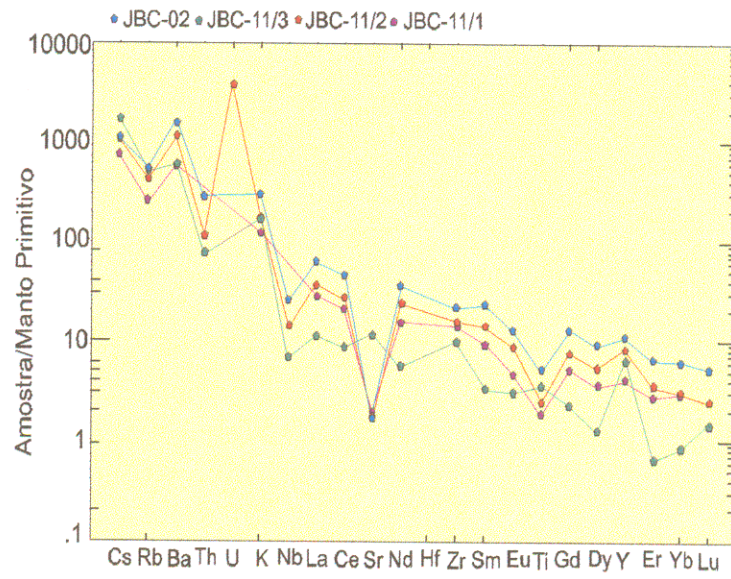


Figura 31 - Diagrama multielementar para amostras de xistos.

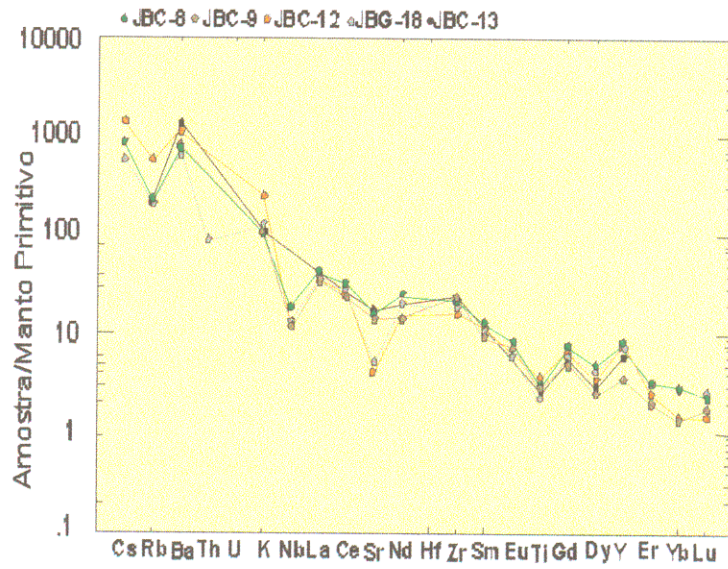


Figura 32 - Diagrama multielementar para amostras de milonitos.

Segundo Cullers (1984) os teores de Ba, Rb e Cs nos sedimentos variam de acordo com o conteúdo de feldspato e titanita. Nas amostras estudadas este controle se observa para os elementos citados, com exceção de Rb que mostra uma anomalia negativa, talvez causada pela alteração hidrotermal dos feldspatos.

### 5.5.3- Suíte Xobó

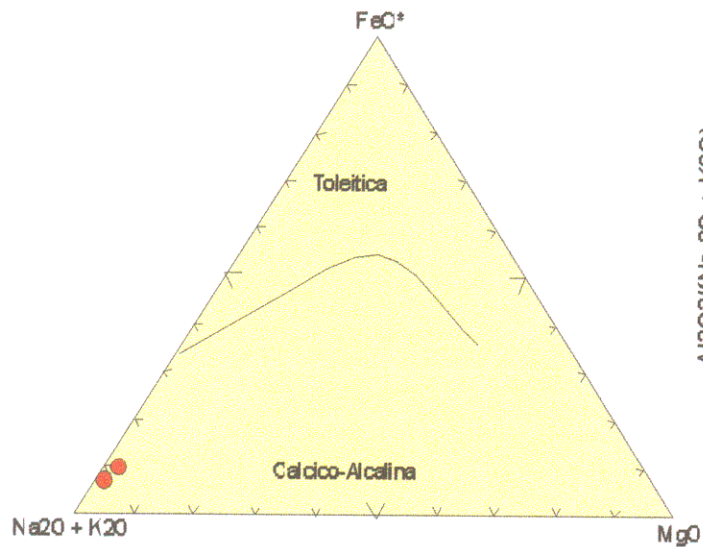
Sendo as rochas da Suíte Xobó pouco alteradas hidrotermalmente, os dados obtidos devem corresponder à composição original da rocha. Apesar do número restrito de amostras analisadas (duas) foram determinadas as características gerais dessa suíte.

Em comparação com a composição dos granodioritos apresentada por Ando *et al.*<sup>4</sup> apud Potss *et al.* (1992) Na<sub>2</sub>O e K<sub>2</sub>O seriam elevados enquanto CaO e Fe seriam muito baixos. Talvez tenha havido um leve metassomatismo sódico, no final da cristalização.

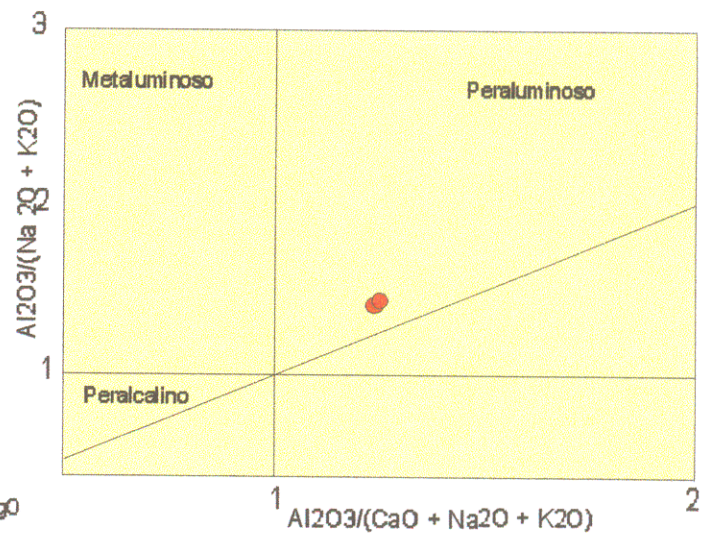
Com auxílio dos gráficos de Irvine & Baragar (1971) e Maniar & Piccoli (1989) foi possível classificar o granito Xobó como calcico-alcálico e peraluminoso (Figuras 33 e 34). O seu índice  $Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$  é superior a 1 e o teor de SiO<sub>2</sub> é elevado (72,90 e 74,60%).

---

<sup>4</sup> ANDO, A.; KAMIOKA, H.; TERASHIMA, S.; ITOH, S. 1989. Values for GSJ rocks reference sample, "Igneous rock series". *Geochemical Journal*, **23**: 143-148.



**Figura 33** - Diagrama Irvine & Baragar (1971), para as rochas do granito Xobó.



**Figura 34** - Diagrama Maniar e Piccoli (1989), para as rochas do Granito Xobó.

Uma origem sin-colisional é sugerida para o Granito Xobó pelo diagrama  $R_1$ - $R_2$  (Batchelor & Bowden 1985) (Figura 35).

O caráter sin-colisional dessas rochas é igualmente apontado pelo diagrama de Pearce *et al.* (1984), observando-se, ademais, uma tendência para ambiente de arco de ilhas (Figura 36).

O diagrama multielementar normalizado a condrito (Figura 37) apresenta anomalias negativas de K, Ce, Nd e Er com perda acentuada de Ti e anomalias positivas de Sr, Zr, Y e Ba.

Os padrões de distribuição dos elementos terras raras (Figura 38) para o granito Xobó mostram uma suave inclinação que reflete um leve enriquecimento nos ETRL, também evidenciado pelas razões  $(La/Lu)_n$  na faixa de 6,482 a 7,531.

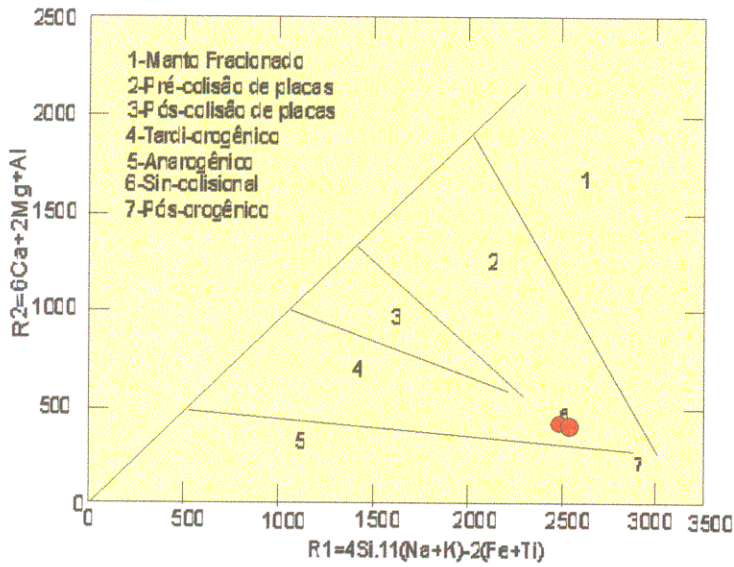


Figura 35 - Diagrama R1/R2 de Batchelor & Bowden (1985) para as rochas do Granito Xobó.

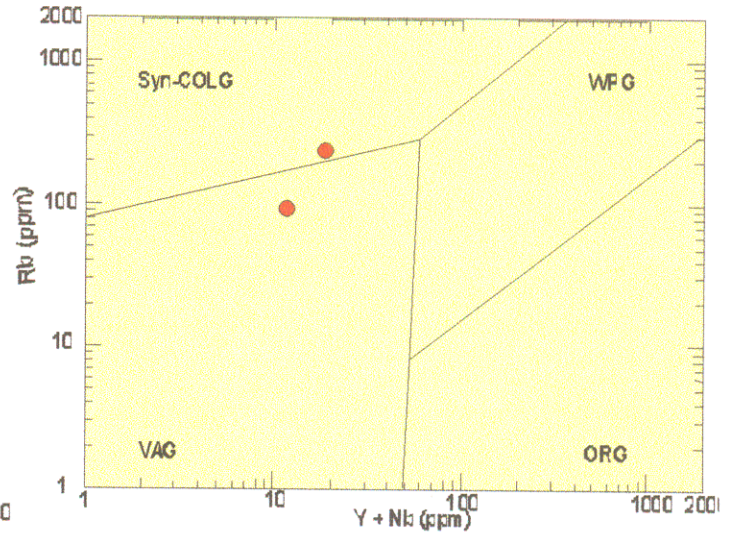


Figura 36 - Diagrama Rb/Y + Nb indicativo do ambiente geotectônico do Granito Xobó.

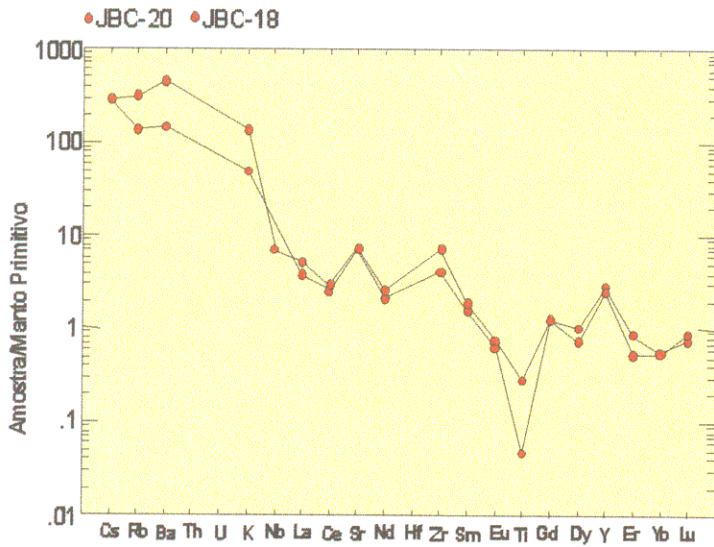


Figura 37 - Diagrama multielementar para as amostras do Granito Xobó.

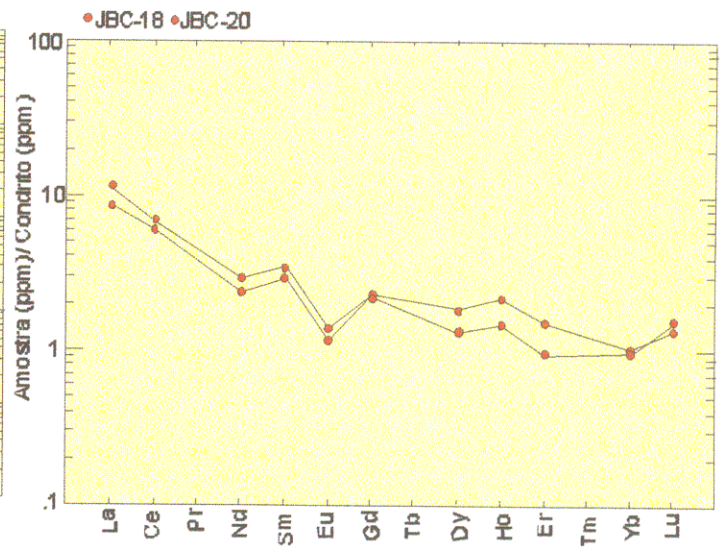


Figura 38 - Padrões de distribuição dos ETR nas amostras do Granito Xobó.

O discreto empobrecimento em ETRP é expresso pelas baixas razões  $(La/Sm)_n$  3,125 e 3,465, e na evidente anomalia negativa de Eu ( $Eu/Eu^* 0,446$  0,485).

Estes padrões de distribuição dos ETR assemelham-se aos das rochas cálcico-alcálicas da Córsega demonstrado por Formoso (1989) e mostram um moderado grau de fracionamento, o que, de acordo com grande parte dos autores atuais, seriam próprios de rochas diferenciadas a partir de magmas básicos de origem mantélica.

## 6 - ESTUDO DA MINERALIZAÇÃO

### 6.1 - CONSIDERAÇÕES GERAIS

A mineralização de sulfetos + ouro está essencialmente relacionada ao cisalhamento que afetou a área de Chapada e encontra-se em disseminações nos milonitos e veios de quartzo.

Os veios de quartzo, principais hospedeiros do ouro apresentam direção geral em torno de N30°E, que é a mesma da zona de cisalhamento. Em escala mais local, os veios aparecem formando um sistema no qual os veios principais, resultam do preenchimento de fraturas de cisalhamento de tipo D do esquema de Riedel, são concordantes com a direção geral da zona e com a foliação milonítica. Os demais filões e filonetes correspondendo as outras fraturas do esquema (R, R', P e T) são discordantes. A espessura dos veios varia de poucos centímetros até dois metros.

Comumente esses veios exibem um acentuado fraturamento e uma fina laminação, principalmente próximo das suas bordas. Tal laminação sugere que os veios de quartzo foram submetidos a movimentos cisalhantes tardios e que espaços gerados por transtensão foram preenchidos por quartzo.

Composicionalmente, quartzo é o mineral predominante. Localmente, encontram-se raros cristais de plagioclásio com maclamento do tipo albita e de biotita na forma de pequenas palhetas. Os cristais de quartzo apresentam forte extinção ondulante e contatos retos, por vezes suturados.

Os sulfetos ocorrem principalmente nas fraturas dos veios de quartzo e nos planos de xistosidade dos milonitos.

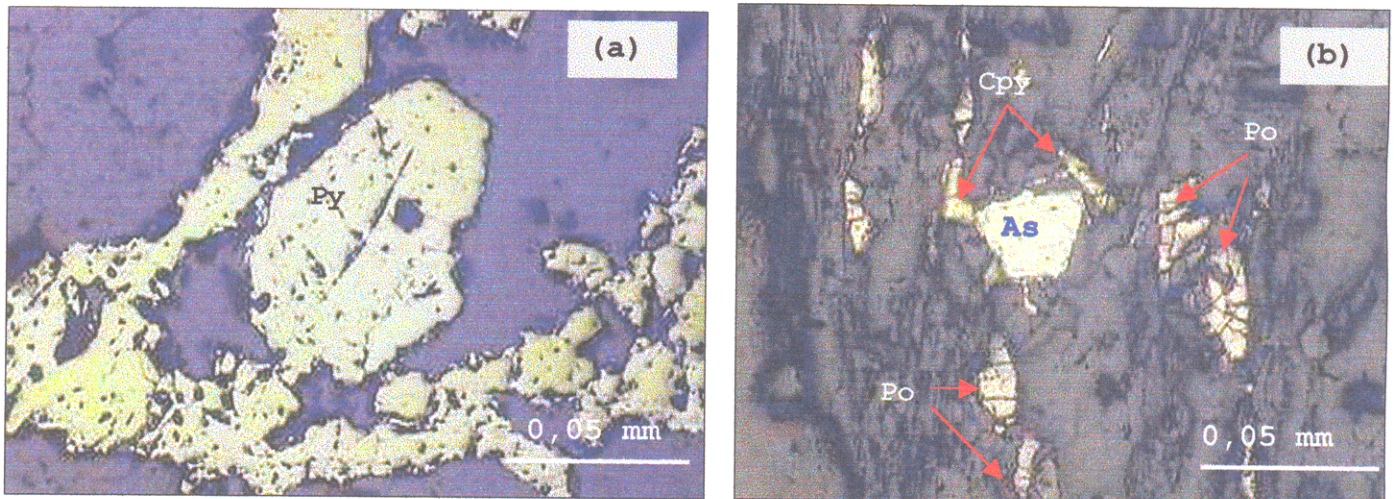
### 6.2- MINEROGRAFIA

As maiores concentrações de sulfetos ocorrem nos milonitos mais deformados, evidenciando deste modo uma relação direta entre a mineralização e o cisalhamento. Nos veios de quartzo os sulfetos aparecem em menor quantidade.

O estudo da mineralização foi realizado com base na análise de lâminas polidas de amostras de milonitos e veios de quartzo. A associação sulfetada consiste em pirita, calcopirita, pirrotita, arsenopirita e esfalerita. Dentre estes minerais, a calcopirita e a arsenopirita são as fases mais abundantes.

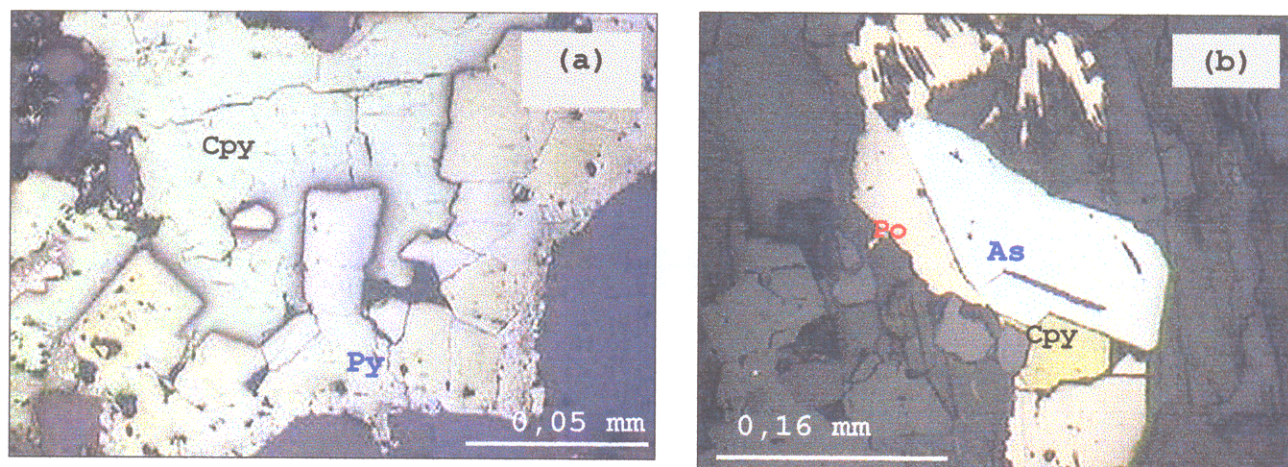
A pirita é mais freqüente nos milonitos, nos quais constitui agregados bastante desenvolvidos ou apresenta-se em cristais estirados em "*fitas*" concordantes com a foliação. Ocorre também ocasionalmente nos veios na forma de agregados (Figura 39a).

A pirrotita ocorre em cristais anédricos a subédricos bastante fraturados, orientados e estirados segundo a foliação dos milonitos. Seus contatos são retos com o quartzo e a biotita (Figura 39b)



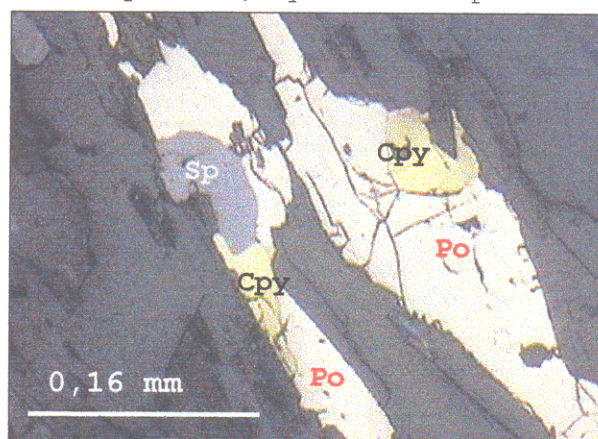
**Figura 39** - Fotomicrografia (a) destacando agregados de pirita (Py) formando massas (Luz natural); (b) cristais de pirrotita (Po) bastantes fraturados concordantes com a foliação. (As= arsenopirita, Cpy= calcopirita)

A calcopirita apresenta-se em cristais anédricos ocorrendo de duas maneiras. Pode se apresentar na forma de cristais anédricos com contatos retos com a pirita, sendo observada substituição de pirita por calcopirita nas bordas dos cristais (Figura 40a). A outra forma é representada por cristais subédricos de calcopirita substituindo a pirrotita (Figura 40b).



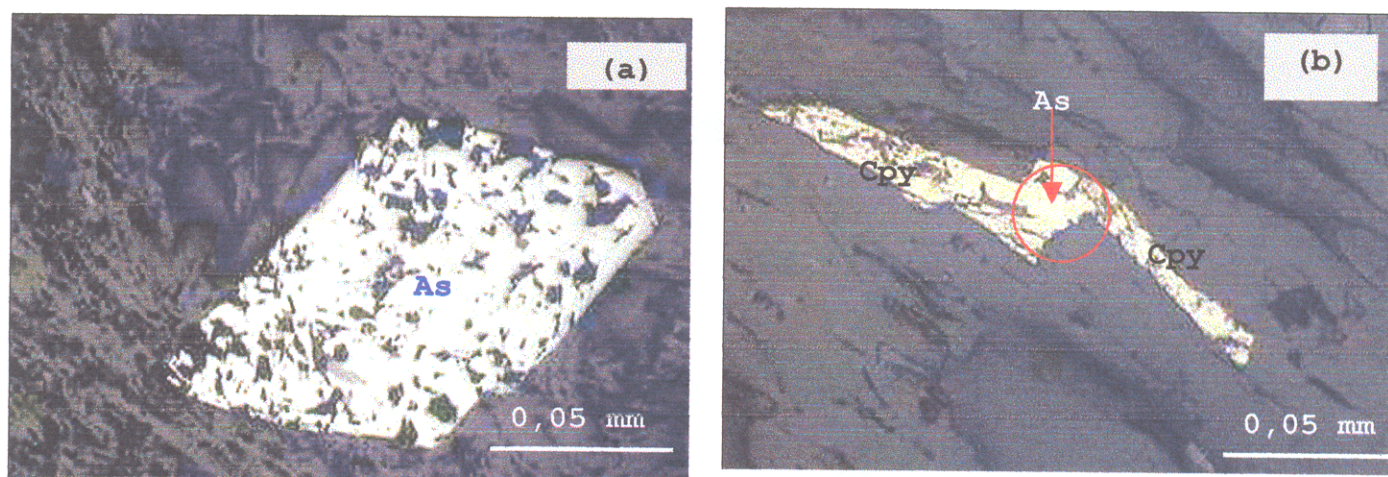
**Figura 40** - Fotomicrografias (a) calcopirita (Cpy) substituindo a pirita (Py); (b) cristal de calcopirita substituindo a pirrotita (Po), e ambos sendo substituídos pela arsenopirita (As) (Luz natural).

A esfalerita é mais rara e encontra-se disseminada principalmente nos milonitos. Forma cristais subédricos com fortes reflexões internas avermelhadas e concordante com a foliação da rocha. Localmente, observa-se a substituição pela esfalerita tanto da calcopirita, quanto da pirrotita (Figura 41).



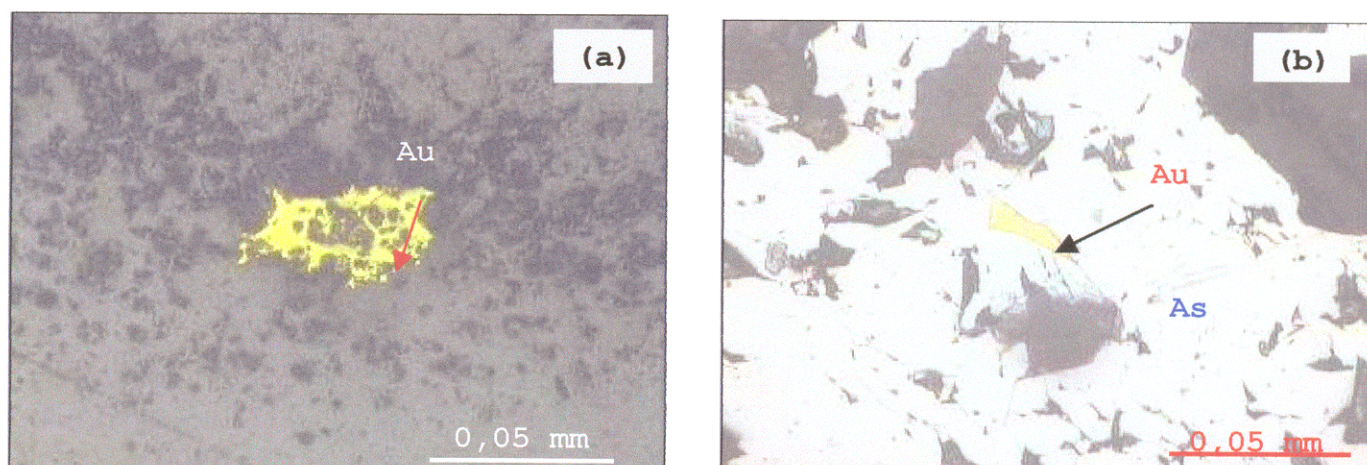
**Figura 41** – Substituição da calcopirita e da pirrotita pela esfalerita (Sp).

Os cristais de arsenopirita são discordantes com a foliação da rocha e ocorrem de duas formas. A primeira consiste em cristais euédricos (Figuras 42a), formando agregados com contatos retilíneos com os minerais da ganga e entre si, definindo pontos trípticos. A outra forma consiste em cristais euédricos a subédricos bastante fraturados, em agregados, concordante e discordantes com a foliação, substituindo a calcopirita (Figura 42b).



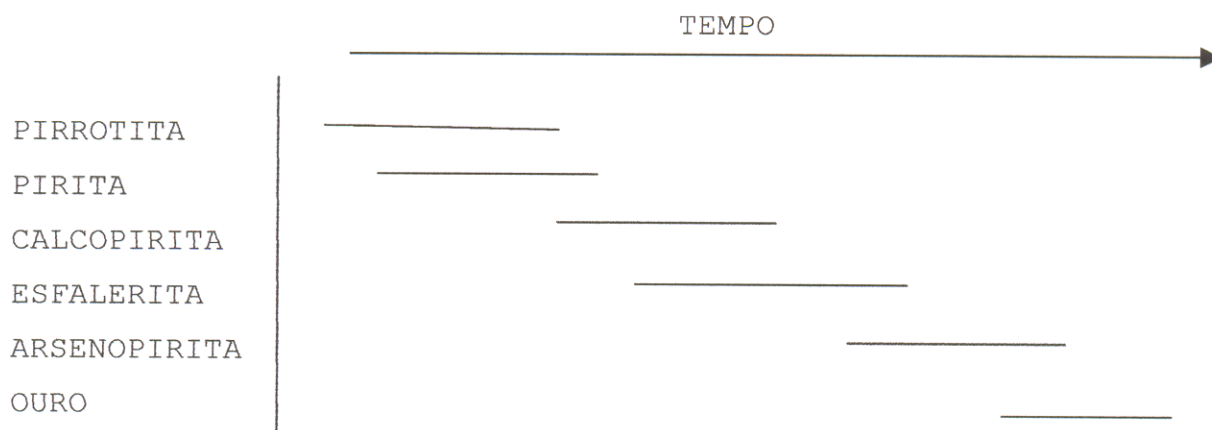
**Figura 42** - Fotomicrografias (a) cristal de arsenopirita (As) euédrico; (b) mostra cristal de arsenopirita (As) substituindo a calcopirita (Cpy) (Luz natural).

O ouro ocorre em partículas de tamanho relativamente grande, podendo ser visto às vezes até a olho nu. Ocorre nos veios de quartzo e nas rochas encaixantes próximo à zona de cisalhamento. Apresenta-se na forma livre e associado à arsenopirita, preenchendo pequenas fraturas neste sulfeto (Figuras 43a e b).



**Figura 43** – Fotomicrografia (a) partícula de ouro livre em veio de quartzo; (b) ouro preenchendo fraturas na arsenopirita (As) (Luz Natural).

Com base nos dados minerográficos foi possível elaborar a seguinte seqüência paragenética.



### 6.3 - ESTUDO DOS FLUIDOS MINERALIZANTES

O estudo de inclusões fluidas foi feito em lâminas delgadas bipolidas, representativas dos veios de quartzo na sua maioria compostos de quartzo leitoso, às vezes translúcido. Ao microscópio os cristais revelam, via de regra, muitas fraturas cicatrizadas.

Após a descrição petrográfica, foi feito o mapeamento das IF para identificação das diferentes populações. Assim, foi possível distinguir IF de tipos aquoso (monofásicas e bifásicas), carbônico (monofásicas) e aquo-carbônico (bifásicas). Esta última categoria no decorrer dos testes microtermométricos, revelou ser composta de IF ( $L_{aq} + L_{CO_2} + V_{CO_2}$ ).

A determinação das relações temporais entre as IF foi dificultada pela existência de várias populações na mesma trilha.

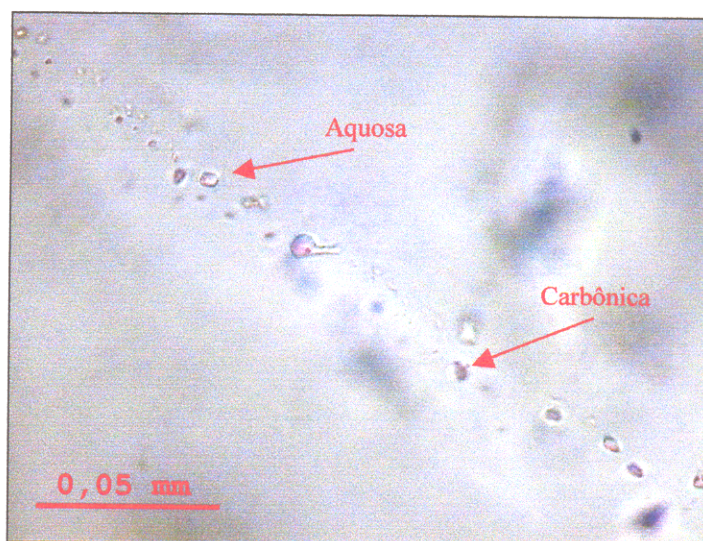
O caráter leitoso do quartzo, o intenso fraturamento e o tamanho reduzido da maior parte das inclusões tornaram mais difícil ainda o estudo microtermométrico. Em algumas lâminas o estudo não pôde ser realizado devido a total ausência de IF visíveis.

Apesar das dificuldades acima citadas, dados microtermométricos foram obtidos tanto durante a etapa de congelamento/reaquecimento como durante o aquecimento.

### **6.3.1 - Inclusões Monofásicas**

Trata-se de inclusões predominantemente aquosas, sendo poucas as IF monofásicas carbônicas (tipo I). Estas últimas se distinguem das aquosas (tipo II) basicamente pela sua coloração escura bem pronunciada. Via de regra, as IF monofásicas têm tamanho muito pequeno, tendo sido impossível efetuar qualquer medição microtermométrica. Sua forma varia de arredondada a triangular ou muito irregular.

Comumente, essas IF aparecem bastante deformadas, às vezes estiradas ou exibem feições de estrangulamento (Figura 44). As IF tanto carbônicas como aquosas, quando primárias, constituem agrupamentos distribuídos aleatoriamente nos cristais de quartzo. Quando secundárias, apresentam-se alinhadas segundo uma direção preferencial formando trilhas que ultrapassam os limites dos cristais.



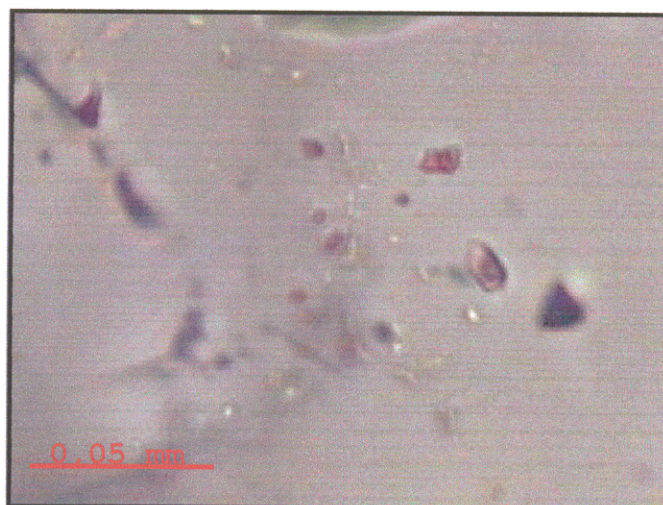
**Figura 44** - Fotomicrografia mostrando as formas variadas das IF monofásicas.

### **6.3.2 - Inclusões Bifásicas**

Estão incluídas nesta categoria três variedades de IF, ou sejam, um tipo de inclusões aquo-carbônicas (tipo III) e dois tipos de inclusões aquosas (tipo IV e V).

#### **IF Bifásicas Tipo I: Aquo-carbônicas**

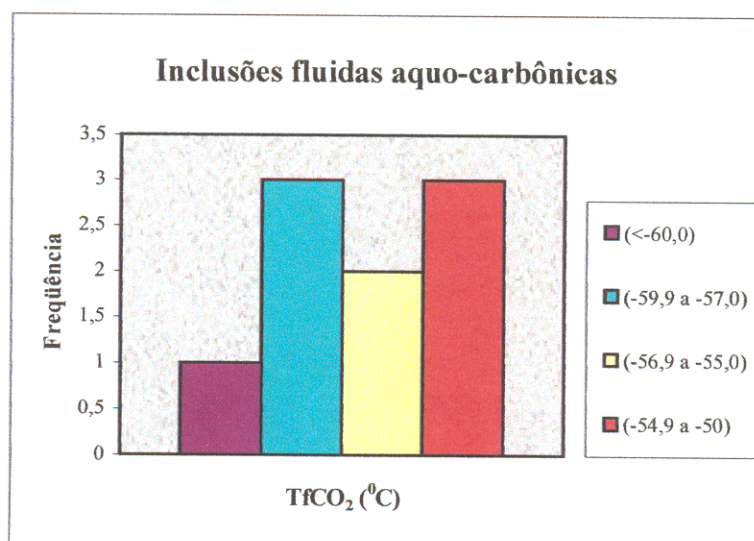
Estas inclusões são menos abundantes do que as dos demais tipos bifásicos. As IF identificadas como primárias exibem morfologia arredondada a irregular e podem aparecer na forma de cristais negativos. Seu tamanho varia entre 9 e 12  $\mu\text{m}$  e a sua coloração é rosada a incolor com a borda da bolha enegrecida. O grau de preenchimento pela fase carbônica é da ordem de 45%. (Figura 45).



**Figura 45** - Fotomicrografia mostrando as formas das IF do tipo III primária que forma cristal negativo e pseudosencundárias de forma irregular.

As IF pseudosencundárias são raras e apresentam forma irregular, geralmente alongada, observando-se eventualmente sinais de estrangulamento. Nessas IF, o grau de preenchimento pela fase carbônica situa-se em torno de 35%.

Nas IF bifásicas aquo-carbônicas, após congelamento entre -100 e -110°C, a fusão de CO<sub>2</sub> ( $T_{fCO_2}$ ) ocorre entre -60,2 e -50,5°C (Figura 46). As variações na temperatura de fusão de CO<sub>2</sub> devem resultar principalmente da presença de impurezas ou de imprecisões nas leituras. A fase carbônica se homogeneizou no estado líquido à temperatura de 11°C a 14,9°C. Durante o aquecimento, a homogeneização total das IF ocorreu à temperatura entre 250°C e 330°C. Devido ao diminuto tamanho das IF não foi possível efetuar outras medidas como, por exemplo, a da fusão do clatrato.



**Figura 46** - Histograma de frequência da temperatura de fusão do CO<sub>2</sub> (Tf<sub>CO2</sub>) referentes às inclusões aquo-carbônicas.

#### **IF Bifásicas Tipo IV: Aquosas (L + V)**

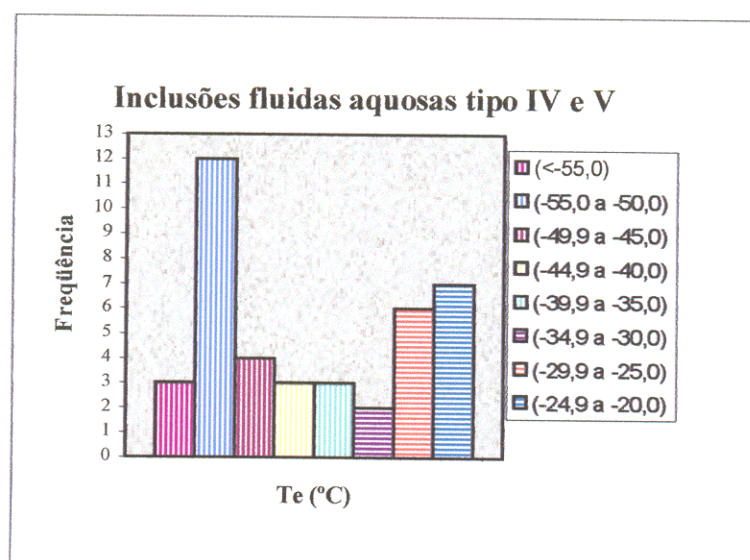
IF deste grupo foram reconhecidas em todas as amostras estudadas. Trata-se de inclusões de forma arredondada a irregular e tamanho entre 4 e 12  $\mu\text{m}$ . A maior parte dessas inclusões parece ser pseudosecundária e ocupa planos dentro dos cristais, sem, no entanto, ultrapassar seus limites. Por outro lado, essas inclusões não apresentam diferenças morfológicas significativas em relação às inclusões primárias, cuja distribuição é aleatória.

O grau de preenchimento foi estimado em torno de 60%. O ponto eutético das IF situa-se dentro de um amplo intervalo entre  $-55^{\circ}\text{C}$  e  $-35^{\circ}\text{C}$  (Figura 47), os valores mais frequentes ficando entre  $-51,9^{\circ}\text{C}$  e  $-52,2^{\circ}\text{C}$ , fato que aponta preferencialmente para o sistema  $\text{CaCl}_2\text{-NaCl-H}_2\text{O}$ , cuja temperatura padrão do eutético é de  $-52,2^{\circ}\text{C}$  enquanto a temperatura do eutético metaestável é de  $-55^{\circ}\text{C}$ .

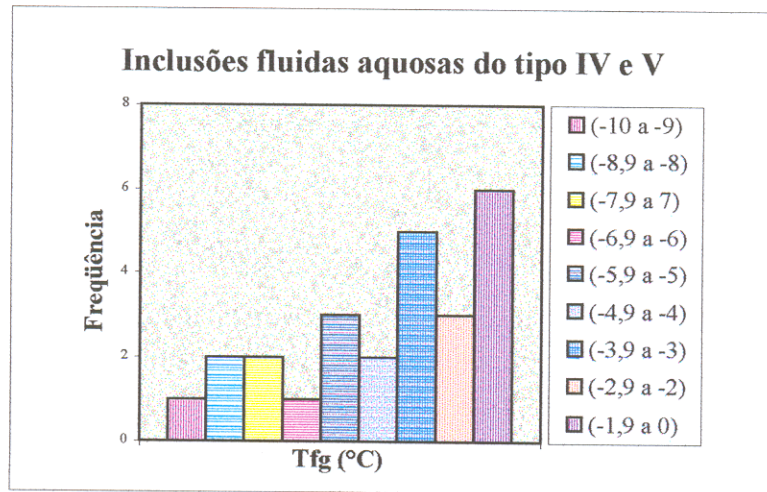
A leve diferença entre as temperaturas mais frequentes obtidas e a temperatura teórica correspondendo à composição

supracitada provém, provavelmente, da presença de componentes menores nos fluidos tais como KCl e MgCl<sub>2</sub> ou cátions Mg<sup>2+</sup> e/ou Fe<sup>2+</sup>. Devido a problemas de observação causada pelo tamanho reduzido das IF, certas modificações como a fusão da hidrohalita não pode ser registrada. Este fato talvez possa explicar também a obtenção de temperaturas do ponto eutético levemente superiores à temperatura teórica.

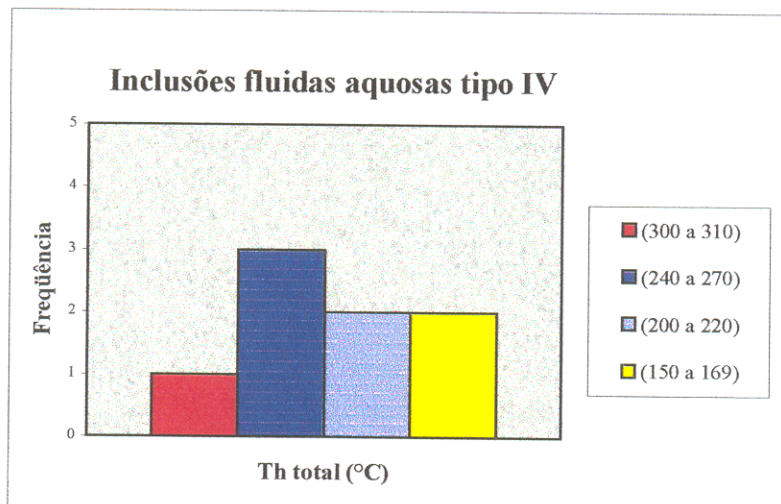
A temperatura de fusão do gelo fica entre -10,0 e -0,7°C, situando-se os valores mais freqüentes entre -4,0 e -1,0°C (Figura 48). Tal intervalo de temperaturas corresponde a salinidades de equivalente 13,94 a 1,23% em peso de NaCl (Bodnar & Vityk 1994). Ao aquecimento, a homogeneização se dá sempre na fase líquida a temperatura entre 150 e 310°C, e com mais freqüência no intervalo de 250 a 270°C (Figura 49).



**Figura 47** - Histograma de freqüência para as temperaturas do ponto eutético (Te) das inclusões do tipo IV e V.



**Figura 48** - Histograma de frequência para as temperaturas de fusão do gelo ( $T_{fg}$ ) das inclusões do tipo IV e V (superposição de valores).



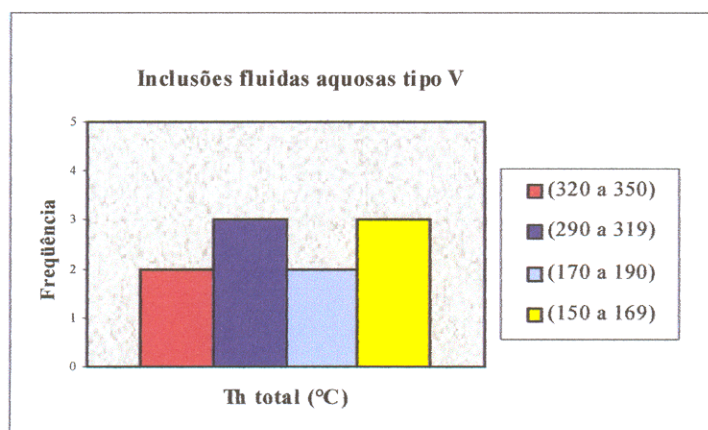
**Figura 49**- Histograma de frequência para a temperatura de homogeneização total ( $T_{h\text{total}}$ ) das inclusões do tipo IV.

### IF Bifásicas Tipo V: Aquosas (L + V)

As inclusões deste tipo, como as anteriores, foram encontradas em todas as amostras estudadas. Possuem tamanhos entre  $6\mu\text{m}$  e  $10\mu\text{m}$  e exibem formas variadas, sub-arredondadas, alongadas, algumas mostrando feições de estiramento e estrangulamento. Apresentam também formas de cristais negativos.

Nesta categoria foram distinguidas IF primárias e pseudosecundárias. As primeiras possuem maior tamanho e constituem agrupamentos dispersos aleatoriamente nos cristais. As demais ocorrem apenas localmente e ocupam planos, não ultrapassando, no entanto, os limites dos cristais. As inclusões de tipo V apresentam, à temperatura ambiente, um grau de preenchimento de 80 a 95%.

A análise microtermométrica revela temperaturas do eutético entre  $-34$  e  $-20^{\circ}\text{C}$  (Figura 47), correspondendo mais provavelmente ao sistema  $\text{NaCl-KCl-H}_2\text{O}$  cuja  $T_e$  padrão é  $-23^{\circ}\text{C}$ . As fortes variações nos valores obtidos são provavelmente devidas à presença de componentes menores nos fluidos, tais como  $\text{MgCl}_2$  ou compostos menos frequentes como  $\text{Na}_2\text{SO}_4$ ,  $\text{NaHCO}_3$  e  $\text{NaCO}_3$ . Não pode ser descartada igualmente a presença de IF do sistema  $\text{NaCl-H}_2\text{O}$  cuja  $T_e$  é  $-20,8^{\circ}\text{C}$ .



**Figura 50** - Histograma de frequência para a temperatura de homogeneização total ( $T_{h\text{total}}$ ) das inclusões do tipo V.

A temperatura de fusão do gelo ocorre entre  $-8$  e  $-3^{\circ}\text{C}$ , com frequência maior entre  $-5^{\circ}\text{C}$  e  $-3^{\circ}\text{C}$  (Figura 48), e a salinidade do fluido foi estimada em 11,70 a 4,96 equiv. em % peso de NaCl. Ao serem aquecidas, as IF apresentaram homogeneização na fase líquida entre 150 e  $350^{\circ}\text{C}$ , tendo sido registradas com maior frequência temperaturas entre 150 e  $180^{\circ}\text{C}$  (Figura 50). A densidade do fluido foi estimada em  $0,66\text{ g/cm}^2$  a  $0,99\text{ g/cm}^2$  (Zhang & Frantz 1987).

### 6.3.3 - Discussão

As análises petrográfica e microtermométrica de cinco lâminas bipolidas de veios de quartzo da área de Chapada revelam a presença de fluidos carbônicos, aquo-carbônico e aquosos.

Os fluidos aquo-carbônicos são considerados típicos de depósitos auríferos filoneanos, chamados tipo *lode* ou orogênico, hospedados em zonas de cisalhamento (Groves et al. 1998).

Acusando uma temperatura dos fluidos de até  $330^{\circ}\text{C}$ , as IF aquo-carbônicas identificadas na área do Garimpo de Chapada, seriam, portanto, testemunhas do auge do metamorfismo dinâmico/hidrotermal resultante do cisalhamento transcorrente que afetou toda a região e promoveu uma acentuada milonitização das rochas da Sequência Água Suja e a formação dos veios de quartzo auríferos. Segundo Zhang et al. (1989) e Diamond (1990), a imiscibilidade entre fluidos ricos em  $\text{CO}_2$  e fluidos aquosos é observada comumente nos veios de quartzo dos depósitos mesotermiais tanto arqueanos como fanerozóicos e ela se dá à medida que a temperatura dos fluidos diminui. Conseqüentemente, com o prosseguimento do processo metamórfico/hidrotermal e o desenvolvimento dos veios de quartzo de Chapada, em condições de temperaturas mais baixas, os fluidos aquo-carbônicos devem ter evoluído, ocorrendo progressivamente a separação entre as fases

aquosas e carbônicas. Tal seria a razão da existência das inclusões monofásicas ora aquosas, ora carbônicas.

Não tendo sido possível efetuar medidas nessas IF, trata-se aqui apenas de hipótese. Por outro lado, ambos os fluidos aquosos têm salinidades médias a baixas, distinguindo-se, sobretudo pela composição e a temperatura de homogeneização, ou seja, a temperatura mínima de aprisionamento.

Em ausência de qualquer indício de magmatismo contemporâneo do cisalhamento regional, descarta-se a participação de fluidos de origem magmática no processo hidrotermal. Mais provavelmente, os fluidos aquosos representam fases tardias deste processo, após a liberação de CO<sub>2</sub>.

Com a diminuição da temperatura devida ao crescente aporte de águas mais rasas, provavelmente meteóricas, e sua mistura com os fluidos metamórficos, e com a diminuição da intensidade do hidrotermalismo como um todo, atuaram primeiro fluidos de composição predominante CaCl<sub>2</sub>-NaCl-H<sub>2</sub>O à temperatura em torno de 250°C, e em seguida fluidos do sistema NaCl-KCl-H<sub>2</sub>O à temperatura abaixo de 200°C. É possível que pelo menos parte desses fluidos tenha sido gerados durante episódios tardios do cisalhamento regional responsáveis pelas estruturas laminadas e bandadas dos veios de quartzo interpretadas como resultantes das reativações dos movimentos transcorrentes. As prováveis fontes desses tipos de fluidos são as rochas encaixantes dos veios de quartzo, que contêm altos teores de K e Ca.

#### 6.4 - MODELO GENETICO

O modo de ocorrência do ouro nos veios que cortam a seqüência Água Suja é compatível com o dos depósitos de tipo *lode*, em zonas de cisalhamento.

Para Kerrich (1993), trata-se de um grupo coerente de depósitos epigenéticos de metais preciosos, consistindo em

sistemas de veios auríferos, hospedados em terrenos metamórficos e controlados por estruturas.

Uma importante contribuição para o entendimento da gênese dos depósitos tipo em *lode* é devida a Fyfe & Henley (1973). Para estes autores, os veios de quartzo auríferos em zonas de cisalhamento resultam da precipitação de matéria mineral a partir de fluidos metamórficos gerados em profundidade. O controle estrutural, a intensidade do fluxo e o tamanho dos reservatórios dos fluidos, bem como a importância do fluxo de calor regional, seriam fatores fundamentais nesse modelo.

Kerrich & Wyman (1990) propuseram um modelo segundo o qual as províncias metalogenéticas, constituídas por *lodes* auríferos tanto de idade arqueana como mais jovens, se formaram pelo mesmo processo, durante períodos de acresção transpressiva de terrenos alóctones em cinturões de tipo cordilheirano, também denominados orógenos externos. Esse modelo explica uma série de feições geológicas observadas nesses depósitos, bem como, à escala regional a complexidade litológica, estrutural e metamórfica resultante dos processos colisionais continente-continente.

Colvine (1989) e Foster (1989) sintetizaram os estilos de deformação nas zonas mineralizadas em um esquema envolvendo zonas mais profundas marcadas por cisalhamento dúctil e exibindo fácies anfíbolito, passando para zonas mais rasas acusando um regime dúctil-rúptil, e finalmente rúptil, com veios formando *stockworks* em rochas hospedeiras apresentando fácies xisto verde.

Groves (1993) descreveu depósitos de ouro de tipo *lode* em ambientes metamórficos de fácies granulito, anfíbolito e xisto-verde. Segundo este autor, esses depósitos, embora exiba características distintas, provavelmente foram gerados por fluidos mineralizantes comuns que, em seguida, evoluíram de acordo com as condições de P e T de cada zona.

De acordo com Groves *et al.* (1998), o termo orogênico seria mais apropriado para classificar os depósitos de tipo *lode*, pois ter-se-iam formado na ocasião de processos deformacionais ocorridos nas margens de placas convergentes e resultando de orogêneses colisionais, independentemente da idade das rochas hospedeiras.

No garimpo de Chapada a seqüência metavulcanossedimentar que hospeda os veios de quartzo auríferos foi metamorfisada em fácies xisto verde médio a alto.

Estas rochas foram deformadas por tectonismo compressivo/transpressivo e por movimentos transcorrentes responsáveis pela formação da zona de cisalhamento rúptil de direção geral N30°E.

A intensa deformação resultou em hidrotermalismo por mobilização da água expulsa dos minerais das rochas localizadas a maior profundidade e submetidas a metamorfismo dinâmico de mais alto grau.

Foram gerados, de início, fluidos aquo-carbônicos de temperatura relativamente elevada - >330°C - típicos de tais ambientes tectônicos. A migração desses fluidos de zonas profundas para zonas mais rasas e mudanças nas condições físico-químicas do meio levou à precipitação do quartzo e à formação de um sistema de veios interligados, anastomosados, ocupando tanto fraturas de cisalhamento (fraturas R, R', D e P do esquema de Riedel) como fraturas de distensão (fraturas T).

Ainda durante a etapa inicial do processo hidrotermal, provavelmente devido à diminuição progressiva da temperatura dos fluidos, as soluções aquo-carbônicas começaram a se dissociar em fases aquosas e carbônicas. Acredita-se que a maior parte dos sulfetos encontrados tanto nos veios como nas zonas de bordas altamente alteradas precipitou neste período do processo.

Pirita e pirrotita formaram-se primeiro, sendo seguidas e parcialmente substituídas por calcopirita e esfalerita. As feições anédricas e o estiramento de todos estes sulfetos acompanhando a foliação dos biotita milonitos advoga a favor de sua formação precoce.

Com efeito, o processo deformacional/metamórfico prosseguiu, por meio da reativação episódica dos movimentos transcorrentes e do hidrotermalismo. O bandamento e/ou a laminação observados nas zonas externas de muitos veios seriam resultantes de tais reativações.

A salinidade média a baixa dos fluidos aquosos encontrados nos veios sugere que durante as fases tardias o hidrotermalismo envolveu águas mais rasas, provavelmente em parte meteóricas. Fluidos do sistema  $\text{CaCl}_2\text{-NaCl-H}_2\text{O}$  com temperatura em torno de  $250\text{-}270^\circ\text{C}$  precederam fluidos do sistema  $\text{KCl-NaCl-H}_2\text{O}$  com temperatura inferior a  $200^\circ\text{C}$ .

A arsenopirita, cujas feições euédricas indicam a ausência de qualquer deformação, formou-se tardiamente, no final do processo mineralizante. O ouro, intimamente e exclusivamente associado à arsenopirita precipitou, portanto, também nesta mesma fase final.

Apesar das condições de P e T, a alteração hidrotermal das rochas encaixantes foi de intensidade média. Ela se manifestou, sobretudo pela transformação parcial da biotita em muscovita, mais raramente em clorita, pela cloritização da granada, pela ocasional saussuritização ou sericitização do plagioclásio. Tudo indica que houve igualmente destabilização do plagioclásio, sobretudo nos xistos miloníticos, resultando em formação de abundante clinozoisita, alguma titanita e raro carbonato, e recristalização de plagioclásio sódico (albita).

A microclina presente nos metadacitos e no granito Xobó foi pouco afetada pela alteração. Apenas uma leve argilização se observa em algumas amostras.

Com base no exposto, classifica-se o depósito filoneano aurífero de Chapada como depósito de tipo lode ou orogênico.

## 7 - GEOCRONOLOGIA

Análises isotópicas foram realizadas em diferentes litotipos da área de Chapada em vista de situar melhor no tempo os diversos eventos que marcaram a evolução geológica da região. Ademais, procurou-se com base nesses análises contribuir na busca de vestígios de terrenos arqueanos na parte central da Província Tocantins. Assim, utilizando-se o método Pb-Pb por evaporação em zircão, foi datado o Granito Xobó resultante de uma granitogênese pós-Sequência Água Suja. Pelo mesmo método, foram datados cristais de zircão contidos nos biotita xistos da referida seqüência e herdados das rochas fontes, provavelmente pertencentes ao embasamento granito-gnássico dos sedimentos siliciclásticos originais. Portanto, usando-se o método Rb-Sr foi obtida a idade de biotita dos biotita xistos miloníticos encaixantes dos veios auríferos do Garimpo de Chapada.

### 7.1 - METODOLOGIA Pb- Pb POR EVAPORAÇÃO EM CRISTAIS DE ZIRCÃO

Esta metodologia baseia-se no decaimento dos elementos U-Th em Pb, utilizando-se o zircão, mineral que possui alta razão U/Pb. Uma outra característica importante do zircão é a sua capacidade de preservar informações isotópicas U/Pb do momento de sua cristalização, resistindo a eventos posteriores, tais como hidrotermalismo e metamorfismo.

O procedimento analítico consiste basicamente em aquecimento dos grãos de zircão em várias etapas e a temperaturas crescentes, sendo o intervalo 1400°C a 1600°C a faixa de temperatura na qual o Pb radiogênico, de interesse para as medidas, é evaporado. Faz-se a medida da razão  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  a qual é proporcional a uma idade (princípio da desintegração atômica do U em função do tempo). O procedimento para se chegar à idade final pode ser resumidamente descrito da seguinte forma:

Para a desintegração:

$$^{238}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb}, \text{ tem-se a razão: } \frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}} = e^{\lambda_8 T} - 1$$

enquanto, para a desintegração:

$$^{235}\text{U} \rightarrow ^{207}\text{Pb}, \text{ tem-se a razão: } \frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}} = e^{\lambda_5 T} - 1$$

Onde,

$\lambda_5$  e  $\lambda_8 \rightarrow$  constantes de desintegração: de  $^{235}\text{U}$  e  $^{238}\text{U}$  respectivamente.

$T \rightarrow$  tempo

Utilizando-se de artifícios matemáticos, temos:

$$\frac{\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}}{\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}} = \frac{e^{\lambda_5 T} - 1}{e^{\lambda_8 T} - 1}$$

$$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}} \times \frac{^{238}\text{U}}{^{235}\text{U}} = \frac{e^{\lambda_5 T} - 1}{e^{\lambda_8 T} - 1}$$

De posse da razão  $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ , e sabendo que a razão  $\frac{^{238}\text{U}}{^{235}\text{U}}$  é uma

constante ( $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}=137,88$ ),

torna-se possível, portanto, o cálculo da idade de cristalização a partir da única variável que é "T".

Sunin & Malishev (1983) fizeram as primeiras tentativas de datação utilizando o método Pb-Pb por evaporação em monocristal de zircão. Entretanto, Kober (1986, 1987) elaborou um procedimento mais eficiente para a obtenção de idades a partir do Pb radiogênico contido no zircão, introduzindo no método a evaporação em zircão com filamento duplo que tem a vantagem de

proporcionar a emissão de um sinal de Pb estável durante um longo período de tempo.

Para as datações pelo método Pb-Pb por evaporação do granito Xobó e dos grãos de zircão contidos nos biotita xistos efetuou-se de início a separação dos cristais mais adequados para a operação. O zircão é um mineral pesado, não-magnético e se encontra principalmente nas frações 0,177-0,125 mm e 0,125-0,062 mm. Para tanto, o procedimento consistiu nas seguintes fases:

- Lavagem da rocha (deslamamento), realizada no Laboratório de Sedimentologia/CG-UFPa, para retirar a fração fina;
- Peneiramento, no mesmo laboratório, da amostra deslamada e separação granulométrica das frações 0,350-0,225 mm, 0,225-0,177 mm, 0,177-0,125 mm e 0,125-0,062 mm;
- Em vista da eliminação dos minerais leves a concentração por densidade dos minerais pesados das duas frações mais finas do material peneirado foi feita com auxílio de um elutriador simples no Laboratório de Geologia Isotópica/CG-UFPa (Pará-Iso);
- Separação neste mesmo laboratório dos minerais mais pesados, utilizando-se o líquido pesado bromofórmio ( $D = 2,89\text{g/cm}^3$ );
- Extração dos minerais magnéticos, com auxílio de separador de "Frantz" no Laboratório de Sedimentologia/CG-UFPa;
- Pré-seleção de um conjunto de grãos de zircão (em torno de cem grãos), apresentando características mais adequadas para uma datação Pb-Pb (limpidez, transparência, estrutura e forma). Após esta etapa foram escolhidos em torno de 30 grãos para serem analisados.
- Captura das imagens dos zircões: grãos escolhidos com auxílio de uma câmera acoplada a um microscópio ótico em

conjunto com um processador, no Laboratório de Petrografia da Pós-Graduação/CG-UFPa.

- Radiometria:

No Pará-Iso (CG/UFPa), os grãos foram depositados em filamentos de Re com forma de canoa, à razão de um em cada filamento, o conjunto sendo colocado em um tambor previsto para a análise de 13 amostras, e comportando um total de 26 filamentos (13 para evaporação e 13 para ionização). Este tambor foi inserido no Espectrômetro de Massa Finnigan MAT 262 do Pará-Iso para realização das análises isotópicas de acordo com o prosseguimento a seguir:

A primeira fase da espectrometria consiste em evaporação das amostras em uma câmara ou fonte. Sob aquecimento a altas temperaturas, os íons isótopos de chumbo 204, 206, 207 e 208 são liberados seguindo uma mesma trajetória até o analisador. Esta operação é realizada em várias etapas aumentando-se gradativamente a temperatura.

No analisador, os íons de chumbo são separados de acordo com sua massa. Tal separação é feita por meio de um campo eletromagnético, que desvia a trajetória inicial dos íons e divide o fluxo inicial em quatro feixes correspondentes às massas dos diferentes isótopos de chumbo. A intensidade do fluxo de cada isótopo é medida por um receptor (contador de íons) em modo dinâmico.

As intensidades obtidas nesta última fase são registradas instantaneamente por um processador. Após a evaporação total de Pb presente no zircão, um espectro de idades é elaborado usando-se diagrama Idades vs. Etapa de aquecimento. As razões  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  obtidas a baixas temperaturas ou seja nas primeiras etapas de aquecimento, correspondem ao Pb contido nas zonas mais frágeis do cristal, que tendem a fornecer idades mais novas. Com o aumento

da temperatura, o Pb retido em partes mais preservadas, geralmente mais internas, do cristal de zircão é liberado.

Cada grão é geralmente submetido a 2 ou 3 etapas de aquecimento. Para o cálculo da idade do grão, são utilizados apenas os resultados as etapas que forneceram idades similares. Quando a idade aumenta com o aquecimento, utiliza-se apenas o valor da etapa de mais alta temperatura.

### **7.1.1- Avaliação dos Resultados**

#### **7.1.1.1- Seqüência Água Suja**

Para o estudo geocronológico, utilizou-se uma amostra de biotita xisto fortemente intemperizado, porém preservando ainda perfeitamente a sua estrutura primária. Considerando que os biotita xistos correspondem a rochas pelíticas metamorfisadas, a metodologia Pb-Pb por evaporação em zircão determina a idade das rochas fontes dos sedimentos originais com base na datação dos grãos de zircão herdados e não afetados pelo metamorfismo posterior. A amostra (JBC-30) foi coletada na parte meridional do garimpo de Chapada, numa escavação a céu aberto.

Foram selecionados inicialmente 8 grãos de zircão, na sua maioria bastante metamictizados e pequenos. Os resultados obtidos são apresentados na tabela 1 e referem-se apenas a 5 grãos. Com efeito, um dos grãos não forneceu um sinal de Pb aproveitável no espectrômetro de massa por ter tamanho muito pequeno, e, portanto, conter quantidade de Pb insuficiente para determinar as razões isotópicas necessárias para o cálculo da idade. Outros dois grãos foram descartados, pois apresentavam razões  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  muito baixas (<2500).

Dois grãos foram submetidos a uma etapa de aquecimento em quanto os três outros foram submetidos a duas etapas. Nestes casos, os resultados da etapa de menor temperatura (1450°C) foram

excluídos por corresponderem à evaporação de Pb contido em sítios mais frágeis dos grãos, sendo então considerada somente a 2ª etapa de aquecimento.

As etapas de aquecimento dos grãos de zircão forneceram idades variando entre  $2063 \pm 3$  e  $2172 \pm 5$  Ma a uma temperatura de  $1500^\circ\text{C}$ . Tal discrepância poderia indicar uma fonte única para os grãos de zircão de idades diferentes ou várias fontes para os grãos contidos nos xistos.

O cálculo de uma idade a partir da média dos valores fornecidos pelos cinco grãos foi descartado, já que o material analisado não foi o mais adequado para a utilização desta metodologia. Escolheu-se, portanto, o maior valor obtido, ou seja  $2172 \pm 5$  Ma como sendo mais próximo da idade de cristalização do zircão.

A idade de  $2172 \pm 5$  Ma definiria, conseqüentemente, a idade mínima de cristalização do zircão presente no biotita xisto da Seqüência Água Suja, o que significa que os sedimentos precursores desta seqüência ter-se-iam depositado há menos de  $2172 \pm 5$  Ma.

Embora os dados sejam poucos, as idades obtidas todas do Paleoproterozóico, sugerem a ausência de terrenos arqueanos entre as fontes dos sedimentos. Tal fato reforça a hipótese de Sachett (1996) sobre a ausência de rochas arqueanas na parte norte do Maciço Mediano de Goiás, e mostra um quadro geocronológico diferente do sugerido por Silva (1987), que classificou as rochas desta seqüência como arqueanas.

**Tabela 1:** Resultados analíticos para os grãos de zircão utilizados no cálculo da idade das rochas da Sequência Água Suja.

Zircão	Temp.	Razões	$\frac{206\text{Pb}}{204\text{Pb}}$	$\frac{208\text{Pb}}{206\text{Pb}}$	$2\delta$	$\frac{207\text{Pb}}{206\text{Pb}}$	$2\delta$	$\frac{207\text{Pb}}{206\text{Pb}}$	$2\delta$	Idade etapa	Idade Grão Ma	$2\delta$
JBC30/1	1460	54	5128	0,06670	0,00024	0,11965	0,00023	0,11691	0,00031	1910	5	
	1500	52	4950	0,07450	0,00400	0,13077	0,00141	0,12828	0,00223	2075	31	<b>2075</b>
JBC30/2	1450	16	8000	0,12921	0,00068	0,12961	0,00040	0,12796	0,00043	2070	6	
	1500	84	9901	0,13339	0,00040	0,13395	0,00023	0,13257	0,00036	2133	5	<b>2133</b>
JBC30/3	1500	16	20408	0,09539	0,00075	0,13620	0,00038	0,13556	0,00040	2172	5	<b>2172</b>
JBC30/4	1500	18	13158	0,06028	0,00054	0,13089	0,00083	0,12989	0,00097	2097	13	<b>2097</b>
JBC30/5	1450	18	8850	0,02970	0,00023	0,11012	0,00044	0,10859	0,00074	1776	12	
	1500	88	23256	0,10242	0,00043	0,12799	0,00025	0,12739	0,00025	2063	3	<b>2063</b>

*Itálico:* Etapa não incluída no cálculo da idade do grão.

#### 7.1.1.2- Granito Xobó:

Para esta unidade, foi selecionada uma amostra (JJB-18) de textura pegmatóide e cor esbranquiçada. Esta amostra foi coletada próximo à rodovia TO-050, na saída da cidade de Chapada.

Os grãos de zircão extraídos são relativamente grandes, bipiramidais, translúcidos, de coloração castanha escura, porém são bastante metamíticos. Para a análise isotópica foram selecionados seis cristais de zircão menos metamitizados.

Após análise por espectrometria de massa, restaram cinco grãos, considerados adequados para o cálculo da idade, conforme os critérios adotados no Pará-Iso/UFPa.

Somente um grão JJB18/2 necessitou de 2 etapas de aquecimento, sendo descartados os resultados obtidos na primeira etapa por apresentarem razão  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  menor que 2500. As demais etapas forneceram uma grande variedade de idades entre  $1672 \pm 6$  Ma e  $2012 \pm 3$  Ma. à temperatura de  $1480^\circ\text{C}$  a  $1500^\circ\text{C}$  (Tabela 2).

A diversidade desses valores é devida ao alto grau de metamitização dos cristais de zircão e à conseqüente perda do Pb radiogênico. Deste modo, a idade obtida é inferior a idade real de cristalização da rocha, tornando-se sem sentido o cálculo de uma idade final a partir da média das idades de todos os grãos.

Levando em conta a discrepância entre as idades e a reduzida quantidade de blocos, foi considerado o maior valor obtido,  $2012 \pm 3$  Ma, determinado pelo zircão JJB 18/3, como indicativo da época de cristalização, ou seja, como idade mínima de cristalização do Granito Xobó.

Nesta unidade, tampouco foi constatada a presença de Pb herdado do Arqueano nos grãos analisados, o que sugere, mais uma vez, a ausência de rochas arqueanas na região. Isto vem reforçar novamente a hipótese de Sachett (1996), citada anteriormente.

Tabela 2- Resultados analíticos para os grãos de zircão utilizados no cálculo da idade das rochas do Granito Xobó.

Zircão	Temp.	Razões	$\frac{206Pb}{204Pb}$	$\frac{208Pb}{206Pb}$	$\delta$	$\frac{207Pb}{206Pb}$	$\delta$	$\frac{207Pb}{206Pbc}$	$\delta$	Idade	$\delta$
										Grão (Ma)	
JJB18/1	1500	86/86	2732	0,01620	9	0,11206	16	0,10710	24	<b>1751</b>	<b>4</b>
JJB18/2	#1450	0/16	954	0,02479	91	0,11796	212	0,10362	540	<b>1690</b>	<b>96</b>
	1500	86/86	6250	0,00658	8	0,12029	22	0,11811	23	<b>1928</b>	<b>3</b>
JJB18/3	1500	88/88	10309	0,00623	7	0,12510	25	0,12381	23	<b>2012</b>	<b>3</b>
JJB18/4	1480	88/88	5814	0,00867	16	0,12135	19	0,11897	22	<b>1941</b>	<b>3</b>
JJB18/5	1480	64/64	3690	0,01282	20	0,10638	21	0,10260	32	<b>1672</b>	<b>6</b>

*Itálico: Etapa não incluída no cálculo da idade do grão ( $206Pb/204Pb < 2500$ )*

## 7.2 - METODOLOGIA Rb-Sr

A metodologia Rb-Sr é baseada no decaimento radioativo do isótopo  $^{87}\text{Rb}$  para o isótopo  $^{87}\text{Sr}$  ao longo do tempo, utilizando-se um diagrama isocrônico com coordenadas  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  e  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  para a obtenção da idade. Este diagrama obedece à seguinte fórmula matemática:

$$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}) \text{ hoje} = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}) \text{ inicial} + (^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}) \text{ hoje} \times (e^{\lambda t - 1})$$

Esta equação só é válida quando as amostras têm a mesma idade e mesma razão isotópica inicial e têm sofrido uma evolução em sistema fechado para os elementos Rb e Sr.

A metodologia Rb/Sr pode ser aplicada tanto em rocha total obtendo-se, deste modo, a idade de cristalização da rocha, como para minerais como a muscovita, biotita, anfibólio e álcali feldspato, determinando-se então a idade de eventos metamórficos/deformacionais.

Os isótopos de Sr podem ser usados também como traçador de processos metalogenéticos, sendo considerados como indicadores da fonte das soluções hidrotermais. Neste caso, utiliza-se minerais de ganga relacionados às mineralizações, como barita, calcita e fluorita.

Podem também ser realizadas análises em rocha total nas formações encaixantes e veios mineralizados que foram totalmente transformadas hidrotermalmente. Neste caso, existe a possibilidade de uma total rehomogeneização do sistema Rb-Sr, permitindo a determinação da época da transformação das rochas encaixantes e, conseqüentemente, da idade da formação da mineralização (Sachett 1996).

O procedimento de preparação e análises das amostras comportou as seguintes etapas:

De início, com base no estudo petrográfico, foram selecionadas quatro amostras a serem analisadas. Estas amostras foram pulverizadas e peneiradas até alcançarem uma granulometria

inferior a 80 mesh. Após a separação dos minerais magnéticos dos não magnéticos com auxílio de um separador magnético de FRANTZ, foram selecionados 50 mg de biotita de cada amostra usando-se uma lupa binocular. Cada uma dessas alíquotas de 50 mg foi dissolvida mediante um ataque ácido com 1 ml de HF a 40% durante 4 horas em cadinho fechado, após adição de traçador misto  $^{87}\text{Rb}$  e  $^{84}\text{Sr}$ , utilizado para medir as concentrações de Rb e Sr por meio da diluição isotópica.

Foram também feitas análises de brancos de química que devem ficar em torno de 5 $\eta$ g. Rb e Sr foram separados por cromatografia de troca iônica em resina tipo Dowex AG50 x 8 e as suas composições isotópicas determinadas com auxílio de espectrômetro de massa Isomass VG54E em modo dinâmico. Os cálculos de regressão foram efetuados de acordo com as teorias de York (1969) e com a utilização do algoritmo de Williamson (1968) modificado. O valor da constante de desintegração usado foi  $\lambda = 1,42 \times 10^{-11}/\text{ano}$  (Steiger & Jäger 1977). Os resultados analíticos são apresentados com desvio padrão de  $1\sigma$ .

No âmbito do presente trabalho foram estudados cristais de biotita provenientes de diversas amostras de biotita xistos miloníticos da área de Chapada com vista a determinar a idade do evento metamórfico/hidrotermal responsável pela geração dos veios de quartzo auríferos e, portanto, da própria mineralização.

### **7.2.1- Avaliação dos Resultados**

#### **7.2.1.1- Mineralização Água Suja**

Para o estudo geocronológico com base no método Rb-Sr em minerais (biotita) dos milonitos utilizaram-se quatro amostras provenientes da borda do veio mineralizado que sofreram transformações mineralógicas e texturais por processos hidrotermais e de cisalhamento.

As amostras foram coletadas no garimpo de Chapada (JBC-11A, JBC-11B, JBC-11C, JBC-11D). Petrograficamente apresentam textura lepidoblástica a milonítica. Elas são constituída essencialmente de biotita, quartzo, muscovita e sericita. Como acessórios ocorrem epidoto e os opacos caracterizados como arsenopirita, calcopirita, magnetita e de pirita que aparecem disseminados por toda a rocha. Observam-se também texturas *fita* e de crenulação, e a presença em quantidade expressivas de clinozoísita na amostra JBC-11B.

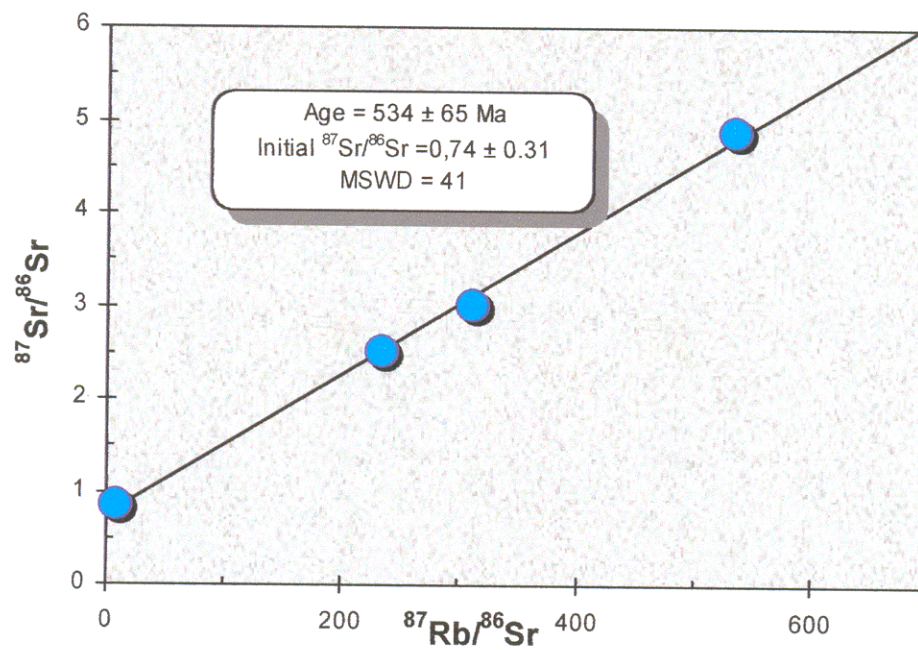
Os resultados analíticos das quatro amostras de biotita definiram um alinhamento forneceram uma idade de  $517 \pm 40$  Ma, uma razão isotópica inicial de  $0,7920 \pm 0.0091$  e um MSWD de 41 (Tabela 3 e Figura 51). O MSWD é relativamente alto para o conjunto de amostras datadas e grau de espalhamento é satisfatório.

A idade de  $517 \pm 40$  Ma fornecida pela biotita pode ser interpretada como uma idade relacionada à imposição da zona de cisalhamento durante o Brasiliano, de direção geral coincidente com a Faixa Brasília.

Esta idade também pode significar a resposta da biotita ao reaquecimento regional citado por Sachett (1996) presente na região e mais atuante ao norte.

**Tabela 3** - Resultados analíticos para as amostras de biotita da rocha encaixante da mineralização.

Número	Amostra	Rb	Sr	Rb/Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	sX	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	sY
1	11B	295	105,0	2,81	8,3	0,04	0,853	0,000064
2	11A	619	9,0	68,93	234,3	1,04	2,508	0,000769
3	11D	745	8,5	87,44	310,5	1,45	3,019	0,001152
4	11C	634	4,8	131,54	535,7	2,29	4,877	0,009999



**Figura 51** - Diagrama isocrônico para as amostras de biotita da rocha encaixante da mineralização.

## 8 - SÍNTESE E CONSIDERAÇÕES FINAIS

A área se Chapada situa-se no centro-leste da Província Tocantins, mais precisamente na porção extremo norte da zona externa da Faixa Brasília, onde aflora amplamente o embasamento desta unidade geotectônica sob a forma de seqüências metavulcanossedimentares e complexos granitóides do Paleoproterozóico.

O quadro geológico local consiste basicamente em ortognaisses e granito-gnaisses de composição tonalítica a granodiorítica do Complexo Manoel Alves, que constituem o embasamento, na Seqüência metavulcanossedimentar Água Suja, na Suíte Xobó e na cobertura essencialmente metapsamítica dobrada formada pelo Grupo Natividade.

Na área de Chapada, a Seqüência Água Suja é composta fundamentalmente de biotita xistos, metadacitos intercalados e muscovita-biotita milonitos.

A idade de  $2172 \pm 5$  Ma obtida em grãos de zircão dos biotita xistos foi interpretada como a idade das rochas fontes dos sedimentos pelíticos pretéritos, sendo a idade da seqüência, portanto, mais nova. Essas rochas, apesar das modificações mineralógicas e texturais posteriores, mostram ter sido metamorfisadas inicialmente na fácies xisto verde alto (quartzo - plagioclásio - biotita para os xistos e quartzo - K-feldspato - plagioclásio - clorita para os metavulcanitos).

A Suíte Xobó, intrusiva na Seqüência Água Suja, consiste em muscovita granito de granulação média a grossa, granito pegmatóide biotita granito de granulação fina a média. Diques e veios pegmatíticos e aplíticos, cortando comumente os litotipos da seqüência metavulcanossedimentar, sublinham ainda mais o caráter intrusivo da suíte granítica, cuja idade mínima foi avaliada em  $2012 \pm 3$  Ma pelo método Pb-Pb por evaporação em zircão.

As unidades supracitadas sofreram certamente algumas modificações estruturais e composicionais mais tarde, em particular na ocasião do evento colisional que marcou o início do Neoproterozóico (Dardenne, 2000) e foi provavelmente responsável pelas deformações e pelo metamorfismo que afetaram o Grupo Natividade.

No entanto, o evento de maior importância na evolução geológica da área de Chapada foi a implantação de uma zona de cisalhamento de direção geral N30°E, cujo desenvolvimento envolveu tanto movimentos transcorrentes e formação de fraturas de alto ângulo como movimentos tangenciais e empurrões de leste/sudeste para oeste/noroeste.

O cisalhamento, que afetou a graus diferentes e de modo heterogêneo todas as formações pré-cambrianas presentes na região, causou na área de Chapada uma intensa atividade hidrotermal que resultou em formação de um sistema complexo de veios e vênulas de quartzo interligados com direção geral concordante com a da zona de cisalhamento.

Os fluidos aquo-carbônicos de temperatura elevada (> 330°C) mobilizados inicialmente em profundidade foram progressivamente substituídos por soluções de temperaturas mais baixas e exclusivamente aquosas contendo, além de Na<sup>+</sup>, Ca<sup>2+</sup> e K<sup>+</sup>. A sua salinidade média a baixa sugere que águas rasas, possivelmente meteóricas, tiveram uma participação crescente nos fluidos no decorrer do processo.

Sob efeito das soluções quentes as rochas encaixantes dos veios sofreram alteração limitada. A alteração de parte da biotita dos xistos para muscovita, a epidotização (formação de clinzoisita) resultante da desestabilização do plagioclásio seguida da recristalização deste último, a cloritização parcial da granada e eventualmente da biotita e a leve argilização do K-

feldspato nas rochas metavulcânicas são as principais manifestações observadas.

A mineralização encontra-se disseminada nos milonitos da zona de contato e consiste essencialmente em sulfetos e ouro. Formados precocemente, pirita e pirrotita foram parcialmente substituídas por calcopirita e esfalerita.

Após intensa milonitização que deformou e estirou os cristais desses sulfetos, depositaram-se arsenopirita e ouro. Este metal precioso foi provavelmente lixiviado da seqüência metavulcanossedimentar e transportado na forma de  $(AuHS)_2^-$ , tendo precipitado com a desestabilização desse complexo que foi provocada pelas mudanças nas condições físico-químicas do meio, devido à mistura de fluidos aquosos de origem rasa com os fluidos aquo-carbônicos iniciais e à interação das soluções hidrotermais com as rochas encaixantes.

As características dos veios de quartzo de Chapada mineralizados a pirita + pirrotita + calcopirita + esfalerita + ouro e o seu contexto geológico/hidrotermal permitem classificar o depósito como de tipo *lode* ou orogênico (Groves et al. 1998). O estudo isotópico pelo método Rb-Sr da biotita dos milonitos encaixantes forneceu uma idade de  $517 \pm 40$  Ma interpretada como a idade da estruturação da zona de cisalhamento e, conseqüentemente, da formação dos veios de quartzo e da mineralização.

O evento deformacional e mineralizante que afetou a área de Chapada seria, portanto, contemporâneo e provavelmente diretamente relacionado à implantação do megasistema intracontinental de falhas transcorrentes referido como Lineamento Transbrasiliano, que marcou o final do Ciclo Brasileiro (Dardenne 2000).

**REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

- ALMEIDA, F.F.M. 1967. *Origem e evolução da plataforma Brasileira*. DNPM, Rio de Janeiro, 36p. (Boletim de Divisão Geológica Mineral, 241).
- ALMEIDA F. F. M; HASUI, Y.; NEVES, B. B. B; FUCK, R. A. 1977. Províncias estruturais brasileiras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8., Campina Grande. Atas. SBG. p. 363-391.
- ALMEIDA F. F. M; HASUI, Y.; NEVES, B. B. B; FUCK, R. A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Science Reviews*, **17**: 291-317.
- AVELAR, V. G. 1993. *Estudo petrográfico e geocronológico da Suíte Granítica Santa Luzia, região de Paraíso do Norte-Tocantins*. Belém. Universidade Federal do Pará. 36p. (Trabalho de Conclusão de Curso).
- BARRADAS, J. A. S. 1994. *Geocronologia das rochas ígneas e mineralizações associadas da porção Centro Sul do Estado do Tocantins (Região de Porto Nacional-Monte do Carmo)*. Belém. Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 69p. (Dissertação de Mestrado).
- BATCHELOR, R. A. & BOWDER, P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, **48**: 43-55.
- BRITO NEVES, B. B. & CORNADI, U. G. 1991. Tectonic evolution of South American during the late Proterozoic. *Precambrian Research*, **53**: 23-40.
- COLVINE, A.C. 1989. An empirical mode for the formation of Archean gold deposits: Products of final cratonization of the Superior Province, Canada. *Economic Geology*, **6**: 37-53.
- COSTA, J.B.S. 1985. *Aspectos lito-estruturais e evolução crustal da região Centro-Norte de Goiás*. Belém. Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 209p. (Tese Doutorado).

- COSTA, J.B.S. & HASUI, Y. 1988. Aspecto do lineamento Transbrasiliano na região de Porto Nacional-Natividade, GO. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., Belém. *Anais...SBG.* v. 5, p.2208-2216.
- COSTA, L.A.M. 1976. Projeto Leste do Tocantins, Oeste do São Francisco: Relatório final. Rio de Janeiro, Convênio. DNPM/CPRM/PROPESC.
- CRAIG, J.R. & VAUGHAN, D.J. 1981. *Ore Microscopy and Ore Petrography*. New York, John Wiley & Sons. 406p.
- CRUZ, E. L. C. C. 1993. *Geologia e Mineralizações Auríferas do Terreno Granitóide-greenstone de Almas-Dianópolis*. Brasília. Instituto de Geociência da Universidade de Brasília. 152p. (Dissertação de Mestrado)
- CRUZ, E.L.C. & KUYUMJIAN, R.M. 1993b. O embasamento da porção norte da Faixa Brasília na região de Almas-Dianópolis (TO), e seu posicionamento geodinâmico durante o Brasileiro. In: SIMPÓSIO DO CRATON DE SÃO FRANCISCO, 2., Salvador. *Anais...Salvador*, p. 302-304.
- CRUZ, E.L.C. & KUYUMJIAN, R.M. 1993a. Geoquímica preliminar dos metabasaltos do terreno granito. Greenstone belt da região de Almas-Dianópolis (TO): Evidência de contaminação crustal em metabasaltos de Altos-Mg. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA. Brasília. *Anais....Brasília*, SBG. V.4, p.14-16.
- CRUZ, E.L.C. & KUYUMJIAN, R.M. 1996. Chemical characterization of metabasalts and granitoids from the Almas-Dianópolis granite-greenstone terrane, Central Brazil. In: SYMPOSIUM ON ARCHEAN TERRENES OF SOUTH AMERICAN PLATAFORM. Brasília. *Extended abstract...Brasília*, SBG, p.53-54.
- CRUZ, E.L.C. & KUYUMJIAN, R.M. 1998. The geology and tectonic evolution of the Tocantins granite-greenstone terrane: Almas-dianópolis region, Tocantins State, central Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 28 **2**: 173-182.

- CRUZ, E.L.C. & KUYUMJIAN, R.M. 1999. Mineralizações aurífera filoneanas do terreno granito-greenstone do Tocantins. *Revista Brasileira de Geociências*, 29 **3**: 291-298.
- CULLERS, R. L. & GRAF, J. 1984. Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: intermediate and silic rocks-ore petrogenesis. In: Henderson. P.1984. *Developments in Geochemistry 2-Rare Earth Element Geochemistry*. Amsterdam. Elsevier. p.275-316.
- DALL'AGNHOL, R.; TEIXEIRA, N. P.; MACMBIRA, J. B.; KOTSCHOUBEY, B.; GORAYEB, P. S. S.; SANTOS, M. D. 1988. Petrologia dos gnaisses e micaxistos da porção norte da faixa de dobramento Araguaia, Goiás-Brasil. In: CONGRESSO LATINO AMERICANO DE GEOLOGIA, 7., Belém. *Anais...*, Belém, SBG. v.1, p. 1-19.
- DAMASCENO, F. F. & LAFON, J. M. 1998. Geocronologia Pb/Pb em zircão do granito Ipueiras (região de Porto Nacional, Tocantins). In: SEMINÁRIO DE INICIAÇÃO CIENTÍFICA DA UFPA, 9. *Resumos...* Belém: UFPA/PROPESP. p.321.
- DARDENNE, M.A. 2000. The Brasilia Fold Belt. In: CORDANI, U.T.; MILANI, E.J.; CAMPOS, D.A. (eds). *Tectonic Evolution of South American*. Rio de Janeiro. p. 231-263.
- DE VIVO, B, & FREZZOTTI, M.L. 1994. *Fluid inclusions in minerals: methods and applications*. Short Course on the working group (IMA) Inclusions in Minerals". Siena. 373p.
- DIAMOND, L.W. 1990. Fluid Inclusion evidence for P-V-T-X evolution of hydrothermal solutions in the late-Alpine gold-quartz veins at Brusson, Vald'Ayas, north west Italian Alps. *American Journal of Science*, **29**: 912-958.
- DOSTAL, L.; ZENTILLI, M.; CAELLES, J.C.; CLARK, A.H. 1977. Geochemistry and origin of volcanics rocks of the Andes (26°-28°S). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **63**: 113-128.
- FAURE, G. 1986. *Principles of Isotope Geology*. New York, John Wiley & Sons. 589p

- FORMOSO, M.L.L. 1989. Geoquímica dos elementos Terras Raras no Brasil. In: FORMOSO, M.L.L.; NARDI, L.V.S.; HARTMANN, L.A. (eds). Rio de Janeiro. CPRM/DNPM, Sociedade Brasileira de Geoquímica. 152 p.
- FOSTER, R.P. 1989. Archean gold mineralization in Zimbabwe implications for metallogenesis and exploration. *Economic Geology*, **6**: 54-70.
- FUCK, R.; PIMENTEL, M.M.; SILVA, L.D. 1994. Compartimentação tectônica da porção oriental da Província Tocantins. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38. Camboriú. *Resumos Expandidos*. Camburiú, SBG. v.1, p.215-216.
- FUJIMORI, S. 1990. Composição química de rochas e suas aplicações. Centro Editorial e Didático da UFBA. Salvador. 310p.
- FYFE, W.S. & HENLEY, R.W. 1973. Some thoughts on chemical transport processes with particular reference to gold. *Min. Science Engineer*, **5**: 295-303.
- GILBERT, C.M.; TUNER, F.J.; WILLIAMS, H. 1958. *Petrography an introduction to the study of rocks in thin sections*. San Francisco. W. H. Freeman and Company. 405p
- GOLDSTEIN, R. H. & REYNOLDS, J. T. 1994. *Systematics of fluids inclusions in diagenetic minerals*. 407p. (SEMP. Short Course, 31)
- GORAYEB, P.S. de S.; COSTA, J.B.S.; LEMOS, R.L.; GAMA JÚNIOR, T.; BEMERGUY, R.L.; HASUI, Y. 1984. *Projeto Natividade-Almas*. Belém. CVRD/ UFPA. 123p.
- GORAYEB, P.S. DE S.; COSTA, J.B.S.; LEMOS, R.L.; GAMA JUNIOR, T.; BEMERGUY, R.L.; HASUI, Y. 1988, O Pré-Cambriano da Região da região de Natividade-GO. *Revista Brasileira de Geociências*, **18** **4**: 391-397.

- GROVES, D.I. 1993. The crustal continuum model for late-Archean lode-gold deposits of the Yilgarn Block Western Australia. *Mineralium Deposita*, **28**: 366-374.
- GROVES, D.I. ; GOLDFARD, R.J.; GEBRE-MARIAM, M.; HAGEMANN, S.G.; ROBERT, F. 1998. Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geology Reviews*, **13**: 7-27.
- HODGSON, C.J. 1989. The structure of shear-related, vein-type gold deposits: A Review. *Ore Geology Reviews*, **4**: 231-263.
- IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal Earth Science*, **8**: 523-548.
- JESEN, L.S. 1976. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario Division Mines, Mp60. 66p.
- KERRICH, R. 1993. Perspectives on genetic model for lode gold deposits. *Mineralium Deposita*, **28**: 362-365.
- KERRICH, R. & WYMAN, D. 1990. Geodynamic setting of mesothermal gold deposits: An association with accretionary tectonic regimes. *Geology*, **18**: 882-885.
- KOBER, B. 1986. Whole-grain evaporation for  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -age-investigations on single zircons using a double filament thermal ion source. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **93**: 482-490.
- KOBER, B. 1987. Single zircon evaporation combined with  $\text{Pb}^+$  emitter-bedding for  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -age-investigations using thermal ion mass spectrometry, and implications to zirconology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **96**: 63-71.

- KOTSCHOUBEY, B.; LAFON, J. M.; SACHETT, C. R.; DAMASCENO, F. F. 2000. Timing of the Proterozoic magmatism and shear-zone related gold mineralizations from Porto Nacional region (State of Tocantins, Brazil). In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31<sup>ST</sup>, Rio de Janeiro. 2000 Abstracts , Rio de Janeiro: CPRM. CD-Rom.
- LAFON, J. M.; MACAMBIRA, J. B.; MACAMBIRA, M. J. B.; MOURA, C. A. V.; GAUDETTE, H. E.; SOUZA, A. C. C. 1990. A Faixa de dobramento Araguaia (TO): novos dados geocronológicos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36. Natal. *Anais...*, Natal, SBG. v. 5, p.2550-2563.
- LAMARÃO, C. N. & KOTSCHOUBEY, B. 1996. Granitóide Santa Luzia: registro de magmatismo granítico brasileiro do Cinturão Araguaia na região de Paraíso do Tocantins (TO). *Revista Brasileira de Geociências*. 26 **4**: 277-288.
- LEAL, J.M. 1998. *Estudo da IF em esmeraldas e quartzos associados do garimpo de capoeira na, Nova Era, Mg*. Belo Horizonte. Universidade Federal de Minas Gerais. Instituto de Geociências. 120p. (Dissertação de Mestrado)
- MACAMBIRA, J. B. 1983. *Geologia e ocorrências minerais do braquianticlinal do Lontra (GO)*. Belém. Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 108p. (Dissertação de Mestrado)
- MANIAR, P. D. & PICCOLI, P. M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, **101**: 635-643.
- MARINI, O.J.; DARDENNE, M.A .; FUCK, R.A.; DANNI, J.C. M. 1979b. A evolução geotectônica da Faixa Brasília e do seu embasamento. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS, 1. Salvador. *Anais...*, Salvador, SBG. p.100-115.

- MARINI, O.J.; DARDENNE, M.A. ; FUCK, R.A.; DANNI, J.C.M. 1984. Província Tocantins, Setores Central e Sudeste. In: ALMEIDA & HASUI (eds). *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Edgard, p.205-264.
- MARTINS, A. & MARQUES, J.V. 1982. *Carta metalogenética da folha Natividade SC-23-Y-C*. Superintendência de Regional de Goiânia. CPRM.
- MASUDA, A.; NAKAMURA, N.; TANAKA, T. 1973. Fine structures of mutually normalized rare-earth patterns of chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 41 **10**: 1419-1430
- MEIRELES, H. P. 1995. *Geologia e ocorrências auríferas da área do Morro do Lajeado, Porto Nacional-TO*. Belém. Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 95p. (Dissertação de Mestrado).
- PALERMO, N. 1988. *Geologia e mineralizações auríferas na região de Monte do Carmo, Goiás*. Rio de Janeiro. Universidade Federal do Rio de Janeiro. Instituto de Geociências. 132p. (Dissertação de Mestrado)
- PEARCE, A. J.; HARRIS N. B. W.; TINDLE. A. G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, **25**: 956-983.
- PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A.; BOTELHO, N. F. 1999. Granites and the geodynamic history of the Neoproterozoic Brasília Belt, Central Brazil. A review. *Lithos*, **46**: 463-483.
- PIMENTEL, M.M; FUCK, R.A.; JOST, H.; FILHO, C.F.F. ; ARAÚJO, S.M. 2000. The basement of the Brasília Fold Belt and the Goiás Magmatic Arc. In: CORDANI, U.T.; MILANI, E.J.; CAMPOS, D.A. (ed). *Tectonic Evolution of South American*. Rio de Janeiro. p.195-229.

- PIMENTEL, M. M.; HEAMAN, L.; FUCK, R. A. 1992. Idade do Meta-riolito da seqüência Maratá, Grupo Araxá, Goiás: Estudo geocronológico pelos métodos U-Pb em zircão, Sm-Nd e Rb-Sr. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 64 **1**: 19-28.
- PIMENTEL, M. M.; WHITEHOUSE, M. J.; VIANA, M. G.; FUCK, R. A.; MACHADO, N. 1997. The Mara Rosa Arc in the Tocantins Province: Further evidence for Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Precambrian Research*, **81**: 299-310.
- POTTS, P. J.; TINDLE, A. G. ; WEBB, P. C. 1992. *Geochemical reference material compositions: rocks, minerals, sediments, soils, carbonates, refractories and used in research and industry*. London. Whittles Publishing. 313p.
- ROBERT, F.; POULSEN, K.H. DUBÉ, B. 1997. Gold deposits and their geological classification. In: DECENNIAL INTERNATIONAL CONFERENCE ON MINERAL EXPLORATION, 4. Proceedings of Exploration 97. p.209-220. (Exploration Geochemistry)
- ROEDDER, E. 1984. *Fluid Inclusion*. Blacksburg. Mineral Society of American. 644p. (Reviews in mineralogy, 12)
- ROLLISON, H.R. 1993. *Using geochemical data: evolution, presentation, interpretation*. Longman Scientific & Technical. 352p.
- SACHETT, C.R. 1996. *Geologia, geoquímica isotópica e aspectos metalogenéticos das rochas ígneas e mineralizações auríferas associadas-Região de Monte do Carmo-TO*. Belém. Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 92p. (Dissertação de Mestrado)
- SACHETT, C.R.; LAFON, J. M.; KOTSCHUBEY, B. 1996. Geocronologia Pb/Pb e Rb/Sr das rochas ígneas e dos veios auríferos da região de Monte do Carmo (TO): Novos resultados. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. 39. Salvador, *Anais...*, Salvador, SBG. v. 7, p. 264-267.

- SANTOS, L.B.; INNOCÊNCIO, R.N.; GUIMARÃES, M.R.S. 1977. Vegetação da Região Centro-Oeste. In: GEOGRAFIA DO BRASIL. Rio de Janeiro, IBGE. v. 4.
- SCHOBENHAUS, F.O.C.; RIBEIRO, C.L.; OLIVA.; TAKANO HASHI, J.T.; LINDEMAYER, Z.G.; VASCONCELOS, J.B.; ORLANDI, V. 1975a. Folha Goiás (SD-22). In: SCHOBENHAUS, C. (Coord.). *Carta geológica do Brasil ao Milionésimo*. Brasília, DNPM.
- SCHOBENHAUS, F.O.C.; RIBEIRO, C.L., OLIVA, L.A.; TAKANO-HASHI, J.T. 1975b. *Carta geológica do Brasil ao milionésimo, Folha Tocantins (SC 22)*. Brasília, DNPM, 57p.
- SHEPHERD, T.J.; RANKIN, A.H.; ALDERTON, D.H. M. 1985. *A practical guide to fluid inclusion studies*. London, Blackic. 238p.
- SILVA, E.R.P. 1987. *Estudos das ocorrências Aurífera da área de Natividade-GO*. Belém. Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 125p. (Dissertação de Mestrado)
- SIQUEIRA, L. P. & MARQUÊS, V. J.; SÁ, A. M. 1981. *Geologia da folha SC-22 Tocantins-Projeto RADAM BRASIL*, Rio de Janeiro. v.22. p. 1-23.
- SOUSA, D. J. L. & MOURA, C. A. V. 1995. Estudo geocronológico do Granito Serrote, Paraíso do Tocantins (TO). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA. 5. Niterói. CD-ROM.
- STEIGER, R.H. & JAGER, E. 1977. Subcomission on geochronology. Convention on the use of decay constants in geo and cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, **36**: 359-362.
- STRIDER, A. J. & NILSON, A. A. 1993. Análise preliminar de lineamentos na Província estrutural do Tocantins. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 4. Belo Horizonte. *Anais... Belo Horizonte*, SBG. p. 272-275.
- SUNIN, L.V & MALYSHEV, V. I. 1983. The termosochron method of determining Pb-Pb ages. *Geochemistry International*, **20**: 34-45.

- TURNER, F.J. 1968. *Metamorphic Petrology*. Mineralogical and Field Aspects. New York, MC Graw Hill. 403p.
- UYTENBOGAARDT, W.; BURKE, E.A. J. 1971. *Table for microscopy Identification of ore minerals*. Amsterdam. Institute of Earth Sciences, 430p.
- WILLIAMSON, J.H. 1968. Least-square fitting of a straight line. *Canadian Journal of Physics*, **46**: 1845-1847.
- WINCHESTER, J. A. & FLOYD, P. A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiations products using immobile elements. *Chemical Geology*, **20**: 325-343.
- WOORHOUSE, W.W. 1959. *The study of rocks in thin section*. New York, Harper & Row. 514p.
- YARDLEY, B.W.D. 1994. *Introdução à petrologia metamórfica*. (Tradução de Reinhardt A. Fuck). Edunb. 340p.
- YORK, D. 1969. Least-square fitting of a straight line with correlated errors. *Earth and Planetary Science Letters*. **5**: 320-324.
- ZHANG, Y. & FRANTZ, J.D. 1987. Determination of the homogenization temperatures and densities of supercritical fluids in the system NaCl-KCl-CaCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O using synthetic. *Chemical Geology*, **64**: 335-350.
- ZHANG, Y.; NESBITT, B.E.; MUEHLENBACHS, K. 1989. Gold mineralization in the Okamagan Valley, Southern British Columbia: Fluid inclusions and stable isotope studies. *Economic Geology*, **84**: 410-424.

# **ANEXOS**

**Tabela 4-** Composição química do granito Xobó (elementos maiores %em peso).

AMOSTRA	JBC- 18	JBC- 20
SiO <sub>2</sub>	74,6	72,9
TiO <sub>2</sub>	0,01	0,06
AlO <sub>2</sub>	15,9	15,7
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,2	0,28
FeO	0,41	0,69
MnO	0,01	0,03
MgO	0,11	0,19
CaO	0,9	0,91
Na <sub>2</sub> O	5,9	4,1
K <sub>2</sub> O	1,4	3,9
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,11

**Tabela 5-** Composição química do Granito Xobó (elementos traços em ppm).

AMOSTRA	JBC- 18	JBC- 20
V	10	10
As	17,0	1,0
Rb	93	213
Cs	5,0	5,0
Ba	118	368
Sr	173	173
Nb	N.D.	5,0
Zr	47	80
Ti	60	360
Y	12	13

N.D.= Não Determinado.

**Tabela 6-** Concentração dos elementos Terra Rara para o Granito Xobó (em ppm).

AMOSTRA	JBC- 18	JBC- 20
La	2,69	3,56
Ce	4,90	5,51
Nd	2,28	2,74
Sm	0,54	0,65
Eu	0,08	0,10
Gd	0,59	0,57
Dy	0,59	0,42
Ho	0,12	0,08
Er	0,32	0,20
Yb	0,21	0,20
Lu	0,04	0,05
La <sub>r</sub> /Lu <sub>n</sub>	6,482	7,531
La <sub>r</sub> /Sm <sub>n</sub>	3,125	3,465
Eu <sub>r</sub> /Eu*	0,446	0,485

**Tabela 7-** Composição química da Sequência Água Suja (elementos maiores %em peso).

AMOSTRA	JBC-4	JBC-5	JBC-6	JBC-8	JBC-9	JBC-12	JBG-18	JBC-13	JBC-11/1	JBC-11/2	JBC-11/3	JBC-16	JBC-02
SiO <sub>2</sub>	61,2	67,1	65,6	68,0	59,8	54,9	72,6	67,7	77,9	69,30	53,4	65,2	43,6
TiO <sub>2</sub>	0,56	0,27	0,5	0,47	0,98	0,8	0,47	0,57	0,4	0,51	0,78	0,64	0,96
AlO <sub>2</sub>	16,5	16,7	14,6	14,5	14,9	19,2	12,7	15,4	10,6	12,90	18,1	16,40	21,9
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,72	0,16	1,8	1,8	2,8	3,1	0,57	0,97	0,45	2,0	2,6	1,6	5,4
FeO	4,9	1,4	3,8	3,3	5,8	6,3	4,0	3,6	2,6	3,6	7,40	3,6	4,4
MnO	0,1	0,01	0,06	0,04	0,07	0,11	0,06	0,08	0,04	0,06	0,11	0,17	0,07
MgO	3,6	0,91	3,6	3,5	3,8	3,6	1,4	1,3	1,70	3,2	4,6	1,7	3,2
CaO	0,71	0,57	0,65	0,13	2,3	1,8	0,96	3,3	0,35	0,38	2,4	3,1	0,24
Na <sub>2</sub> O	2,3	3,5	0,32	0,12	2,5	0,26	1,5	2,7	0,74	0,29	3,1	2,9	0,72
K <sub>2</sub> O	6,4	7,7	6,0	5,4	3,2	6,9	3,5	3,0	3,50	5,2	5,0	2,9	7,7
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,17	0,09	0,08	0,09	0,41	0,16	0,09	0,13	0,06	0,075	0,11	0,13	0,13

 Rochas Metavulcânicas

 Xistos e milonitos

N.D.= Não Determinado

Tabela 8- Composição química da Sequência Água Suja (elementos traços em ppm).

AMOSTRA	JBC-4	JBC-5	JBC-6	JBC-8	JBC-9	JBC-12	JBC-18	JBC-13	JBC-11/1	JBC-11/2	JBC-11/3	JBC-16	JBC-02
V	122	30	117	89	130	172	77	61	91	103	198	121	195
As	27	8	7	2453	1277	590	346,0	1	538	4	4558	679	9
Rb	407	538	373	308	205	373	141	140	174	288	334	150	343
Cs	N.D.	N.D.	N.D.	5,0	N.D.	25,0	10,0	N.D.	13,00	18,0	30,0	15,0	18,0
Ba	557	687	499	763	744	855	587	1040	471	877	467	593	1215
Sr	112	161	68	31	253	97	119	411	45	40	271	380	37
Nb	N.D.	N.D.	7,0	8,0	16,0	10,0	10,0	10	N.D.	10,0	5,0	14,0	17,0
Zr	158	146	162	180	226	177	205	264	156	175	107	238	209
Ti	3357	1665	2998	2818	5875	4796	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Y	30	37	42	43	38	41	36	28	19	39	32	36	45
Th	N.D.	N.D.	N.D.	8,0	N.D.	N.D.	8,0	N.D.	N.D.	11,0	7,0	N.D.	25,00
Au (ppb)	N.A	23	8,0	1335	38,0	178,0	1753	14	41,0	288	878	2290	6082

 Rochas Metavulcânicas

 Xistos e milonitos.

N.D.= Não Determinado.

Tabela 9- Concentração dos elementos Terra Rara para a Sequência Água Suja (em ppm).

AMOSTRA	JBC-4	JBC-5	JBC-6	JBC-8	JBC-9	JBC-12	JBG-18	JBC-11/1	JBC-11/2	JBC-11/3	JBC-16	JBC-02
La	6,12	2,96	15,39	23,85	30,15	24,52	25,89	19,95	29,43	7,91	29,85	38,33
Ce	12,75	6,02	30,73	37,65	36,61	48,29	50,73	39,01	57,94	16,09	58,47	76,64
Nd	4,83	2,55	11,02	10,94	26,62	16,69	21,65	17,07	24,40	5,95	26,23	34,21
Sm	1,43	0,65	2,61	2,31	5,43	3,97	3,86	3,21	4,68	1,11	4,55	7,15
Eu	0,37	0,18	0,50	0,40	1,17	0,80	0,79	0,63	1,10	0,38	1,14	1,46
Gd	1,35	0,68	2,42	1,78	4,12	3,16	2,93	2,39	3,49	1,03	3,41	5,29
Dy	1,45	0,69	2,25	1,05	3,04	1,98	2,36	2,06	2,93	0,69	2,73	4,52
Ho	0,30	0,14	0,47	0,20	0,65	0,42	0,43	0,35	0,51	0,11	0,47	0,83
Er	0,74	0,36	1,14	0,51	1,54	0,95	1,15	1,03	1,29	0,23	1,17	2,19
Yb	0,60	0,26	0,86	0,39	1,20	0,54	1,07	1,07	1,11	0,31	1,05	2,13
Lu	0,09	0,05	0,13	0,04	0,20	0,08	0,14	0,15	0,14	0,09	0,13	0,27
La <sub>n</sub> /Lu <sub>n</sub>	6,696	6,155	12,195	57,574	15,570	30,300	18,926	14,282	22,462	9,657	23,653	15,014
La <sub>n</sub> /Sm <sub>n</sub>	2,683	2,841	3,700	6,506	3,498	3,893	4,222	3,918	3,961	4,502	4,130	3,377
Eu <sub>n</sub> /Eu*	0,799	0,812	0,599	0,588	0,725	0,671	0,687	0,665	0,802	1,074	0,851	0,698

 Rochas Metavulcânicas

 Xistos e milonitos.



