UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

O GRANITO CENTRAL: FÁCIES PETROGRÁFICAS E ALTERAÇÃO HIDROTERMAL DO SETOR NORTE

Tese Apresentada por

FRANCISCO JAVIER RIOS

como requisito parcial à obtenção do grau em

MESTRE EM CIÊNCIAS

Na área de

GEOQUÍMICA E PETROLOGIA

Conferido pelo Curso de Pós-Graduação em

Geociências da

Universidade Federal do Pará

Aprovado: 06.09.91

Comitê de Tese

RAIMUNDO NETUNO NOBRE VILLAS(ORIENTADOR)

ROBERTO DALL'AGNOL

KAZUO FUZIKAWA

à Sonia.

Perdão se quando quero
contar minha vida
é terra o que conto.
Esta é a terra.
Cresce em teu sangue
e cresces.
Se se apaga em teu sangue,
te apagas.

Pablo Neruda

AGRADECIMENTOS

* À Universidade Federal do Pará e ao Centro de Geociências por fornecer as instalações e os equipamentos necessários para a elaboração da Tese;

* Ao CNPq por fornecer a Bolsa de Estudo durante todo o curso e o Auxílio financeiro a esta pesquisa ;

* Ao orientador, Dr. Raimundo Netuno Nobre Villas, pela dedicação , amizade e interesse demonstrado durante estes dois anos;

* Ao co-orientador, Dr. Roberto Dall'Agnol pelo seu esforço em nossa adaptação ao meio brasileiro, pela sua colaboração no andamento da tese e pelo crédito depositado no momento inicial do trabalho;

* Ao Dr. Kazuo Fuzikawa pela sua amizade e inestimável orientação no andamento das análises microtermométricas no CDTN (MG);

* À Docegeo S.A. que forneceu o apoio logístico, fundamental para o andamento dos trabalhos de campo na Serra dos Carajás durante os anos 1989 e 1990. Quero agradecer em particular aos Dr.Vanderlei R. Beisiegel, Dr. Arthur Bernardelli e aos geólogos Denise Biagini, Carlos Augusto Medeiros Filho e Anselmo Vianna todos eles integrantes dessa empresa;

* Ao CDTN, Belo Horizonte (MG), que me recebeu em seu laboratório de Inclusões Fluidas, onde foi desenvolvida a parte mais importante dos estudos microtermométricos;

* Aos professores Werner Truckenbrodt, Nilson Teixeira, Hartmut Beurlen, Ronaldo L. Lemos, João Batista S. Costa, Antonio Vaquera, Roberto Vizeu, Thomas Scheller, Walter Schuckmann e Basile Kotschoubey, bem como ao químico Natalino Siqueira, pelo apoio dado em distintas ocasiões;

* À colega Ana Ribeiro pela sua grande ajuda na introdução ao manejo da platina Chaixmeca e por suas sugestões;

* A todos os colegas mestrandos e doutorandos do C.G., em especial Carlos Eduardo de M. Barros, Clovis Mauriti, Ana Maria Batista, Antônio Carlos Galindo, Marilia Magalhães, Fernando Althoff, Milton Trabbach, Natalina M. Tinôco Cabral, Telma Faraco, Odette Machado, Kennedy Dantas Duarte, Elizabeth Mazzeo, Roberto Lunardon, Hebe Morganne, Elizabeth M. Soares , Evaldo R. Pinto Da Silva, e Sara M.P. Benvenuti, que sempre estiveram prontos para ajudar no que puderam;

* Aos Técnicos do Laboratório de Fluorescência de Raio-X (em especial ao Dario Otake), do Laboratório de Absorção Atômica , do Laboratório de Análises Químicas e do Laboratório de Laminação (em especial ao técnico Eduardo B. Soares pela sua valiosa e competente ajuda na elaboração de seções bipolidas);

* Aos administradores do acampamento N1 na Serra dos Carajás, Sr. Willame Rego e Sr. Bonerg; e

* A Arturo Garófalo.

SUMÁRIO Pag.

DEDICATÓRIA..... I

AGRADECIMENTOS.....III

SUMÁRIO..... V

LISTA DE ILUSTRAÇÕES.....VIII

LISTA DE TABELAS.....XII

RESUMO..... 1

ABSTRACT..... 3

1. INTRODUÇÃO..... 5

1.1 Generalidades..... 5

1.2 Objetivos..... 6

1.3 Metodologia 7

1.3.1 Sensoriamento remoto..... 7

1.3.2 Trabalhos de Campo..... 7

1.3.3 Petrografia..... 7

1.3.4 Petroquímica..... 8

1.3.5 Densimetria..... 8

1.3.6 Microtermometria..... 8

2. GEOLOGIA REGIONAL.....11

2.1 Estratigrafia.....11

2.2 Estruturação da Região da Serra dos Carajás.....22

3. GEOLOGIA LOCAL.....26

3.1 Principais Estruturas e Relações de Contato com as Rochas Encaixantes.....31

3.2 Tipos Litológicos.....34

3.2.1 Rochas Areníticas.....34

3.2.2 Rochas Básicas do Grupo Grão-Pará.....35

4.PETROGRAFIA.....37

4.1 Biotita-Anfibólio-Sienogranito (BAS).....44

4.1.1 Aspectos Texturais.....44

4.2 Anfibólio-Biotita-Monzogranito Porfirítico (ABM).

.....53

4.2.1 Aspectos Texturais.....54

4.3 Diques de Microgranito.....56

4.3.1 Diques de Anfibólio-Biotita- Monzomicrogranito..56

4.3.2 Diques de Biotita-Microgranito.....57

4.3.3 Diques de Biotita-Leucomicrogranito.....57

4.4 Pegmatitos.....58

4.5 Granitos Greisenizados.....59

4.6 Biotita-Anfibólio-Sienogranito Hidrotermalmente

Alterado.....60

4.7 Veios Mineralizados.....62

4.7.1 Veios Tipo 1.....64

4.7.2 Veios Tipo 2.....65

4.7.3 Veios Tipo 3.....70

4.7.4 Veios Tipo 4.....72

4.8 Discussão.....74

5. PETROQUÍMICA.....79

5.1 Considerações Iniciais.....79

5.2 Características Químicas das Rochas Graníticas

Não Alteradas.....79

5.2.1 Fácies BAS.....80

5.2.2 Fácies ABM.....82

5.2.3 Microgranitos.....82
5.2.4 Comparação de Microgranitos com as Fácies BAS...84
5.3 Tipologia do Granito Central.....86
5.4 Comparações dos BAS de Carajás com Outros Granitos da Amazônia.....86
5.4.1 Comparação com Outras Variedades Anorogênicas...86
5.4.2 Comparações dos BAS de Carajás com Granitos Estaníferos.....88
5.5 Relações Químicas Observadas Entre BAS Não Alterados e BAS Alterados Hidrotermalmente.....91
5.5.1 Elementos Maiores.....91
5.5.2 Elementos Traços.....98
5.6 Balanço de Massa.....98
6. ESTUDO DE INCLUSÕES FLUIDAS EM MINERAIS HIDROTERMAIS.....106
6.1 Procedimentos Analíticos.....106
6.2 Tipos e Distribuição das Inclusões Fluidas.....107
6.3 Resultados Microtermométricos.....114
6.3.1 Inclusões em Cristais de calcita.....114
6.3.2 Inclusões em Cristais de Fluorita.....120
6.3.3 Inclusões em Cristais de Quartzo.....120
6.4 Sistemas Salinos.....121
6.5 Meta-estabilidade em Inclusões Fluidas.....127
6.6 Discussão.....129
7.CONCLUSÕES.....133
8.BIBLIOGRAFIA.....142

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Nº

1. Mapa de localização da área investigada

2a. Mapa geológico da Província Mineral de Carajás

2b. Coluna lito-estratigráfica da Província Mineral de Carajás

3. Arranjo estratigráfico do Cinturão Itacaiúnas

4. Mapa lito-estrutural simplificado de parte da Província Mineral de Carajás

5. Mapa geológico e de amostragem do setor norte do Granito Central

6. Vista parcial da pedreira do Granito Central

7. Bloco diagrama da pedreira

8. Mapa faciológico do setor norte do Granito Central

9. Diagrama QAP mostrando a variação composicional das rochas do Granito Central

10. Fotomicrografia. Cristais automorfos de quartzo dispostos em redor dos núcleos de cristais de FK

11. Fotomicrografia. Patchpertitas associadas a cristais micropertíticos de FK

12. Fotomicrografia. Zoneamento normal em plagioclásio

13. Fotomicrografia. Cloritização e epidotização incipiente em cristais de biotita

14. Fotomicrografia. Albitização em cristais de FK

15. Fotomicrografia. Ilmenita com clorita associada

16. Fotomicrografia. Textura porfirítica destacando fenocristal de quartzo fraturado

17.Dique de biotita-anfibólio-micromonzogranito

18.Fotomicrografia. Cloritização em biotita

19a.Fotomicrografia. Epidotização e carbonatação em rocha sienogranítica hidrotermalizada

19b.Fotomicrografia. Argilização em cristal de FK.

20.Fotomicrografia. Zona de cataclase ao redor do veio T1

21.Representação esquemática do veio hidrotermal T2

22.Fotomicrografia. Cristal de quartzo intercrescido com turmalina, veio T2

23.Fotomicrografia. Injeções de calcita invadindo cristais de anfibólio

24.Fotomicrografia. Cristais de calcopirita e pirita pertencentes ao veio T3

25.Fotomicrografia. Cristais de calcopirita, pirita e molibdenita, do veio T3

26.Fotomicrografia. Vênulas de pirita injetadas nos minerais magmáticos do veio T4

27.Sequência de cristalização da paragênese mineral para os veios hidrotermais do Granito central

28.Diagrama K_2O vs Rb

29.Diagrama Sr vs Rb

30.Diagrama FeO vs Fe_2O_3

31.Diagramas mostrando as perdas e ganhos relativos de Na_2O, CaO e Fe_2O_3 em rochas graníticas alteradas

32.Diagramas mostrando as perdas e ganhos relativos de SiO_2, Al_2O_3 e K_2O em rochas graníticas alteradas

33.Fotomicrografia. Inclusões monofásicas secundárias e bifásicas primárias em cristais de calcita

34.Fotomicrografia. Inclusões bifásicas primárias em cristais de quartzo

35.Fotomicrografia. Inclusões multifásicas em cristal de quartzo

36.Fotomicrografia. Inclusões bifásicas resfriadas a -51ºC em que se observam cristais nucleados de hidratos de sais e gelo

37.Diagrama mostrando temperaturas eutéticas medidas em cristais de calcita

38.Temperatura de fusão de gelo (Tf) em inclusões bifásicas

39.Temperaturas de homogeneização (Th) para inclusões fluidas bifásicas

40.Diagrama Th vs. Salinidade contendo dados microtermométricos de inclusões fluidas bifásicas

41.Sistema CaCl2-NaCl-H2O

42.Sistema CaCl2-NaCl-H2O mostrando o comportamento que apresentam as inclusões bifásicas durante o aquecimento

43.Diagrama de Th vs. Salinidade indicando a evolução dos fluidos aquosos

44.Esquema evolutivo dos vários estágios evolutivos do Granito Central Carajás

45. Relações de fase superimpostas nos sistemas SnO-H_2S-O_2 e FeO-H_2O-O_2 em função das fugacidades de oxigênio e de H_2S

46. Relações de fase no sistema K_2O-Na_2O-Al_2O_3-SiO_2-HCl-H_2O mostrando a variação composicional das soluções hidrotermais

47. Diagrama de relações de fase no sistema CaO-Al_2O_3-SiO_2-HF-H_2O

LISTA DE TABELAS

Nº

1. Análises modais médias, Granito Central (% volume)
2. Teores dos elementos maiores e traços de rochas da fácies BAS do Granito Central
3. Teores dos elementos maiores e traços de microgranitos
4. Comparação de dados químicos para distintas variedades anorogênicas da Amazônia Oriental
5. Teores dos elementos maiores e traços de rochas alteradas da fácies BAS
6. Densidades de amostras de rochas graníticas não alteradas e alteradas hidrotermalmente
7. Balanço de massa em termos de ganhos e perdas absolutos para rochas hidrotermalmente alteradas
8. Composição química de rochas não alteradas e alteradas hidrotermalmente, em termos de massa por unidade de volume (g/cm3)
9. Temperaturas eutéticas correspondentes a sistemas salinos relevantes no estudo de inclusões fluidas

O GRANITO CENTRAL DA SERRA DOS CARAJÁS : FÁCIES PETROGRÁFICAS E ALTERAÇÃO HIDROTERMAL DO SETOR NORTE

RESUMO

O presente trabalho focaliza a evolução petrológica do Granito Central em seu setor norte, desde o estágio magmático até os processos hidrotermais que o alteraram química e mineralogicamente. Este corpo granítico, de idade proterozóica média (1,88 Ma),é intrusivo na seqüência clástica que tem sido identificada, por muitos, como Formação ou Grupo Rio Fresco. Os estudos centraram-se numa pedreira de grandes dimensões aberta naquele setor, na qual foram identificadas as fácies biotita-anfibólio-sienogranito, de granulação grossa; anfibólio-biotita -monzogranito porfirítico; diques de micromonzogranito e corpos pegmatíticos. Essas rochas expõem vários conjuntos de fraturas hoje formando veios preenchidos por assembléias minerais oriundas de fluidos hidrotermais responsáveis pela alteração que se observa em maior ou menor grau em todo o batólito. Três tipos de veios foram caraterizados com base no conteúdo mineralógico: 1) calcita-sulfetos; 2) quartzo-turmalina-calcita-clorita-epidoto-albita-fluorita-sulfetos; e 3) sulfetos. Um quarto tipo, de origem magmática e composto por biotita e hornblenda hastingsítica, acha-se cortado longitudinalmente por vênulas ricas em pirita e calcita, de inquestionável derivação hidrotermal. De modo geral, a seqüência paragenética nesses veios hidrotermais é de silicatos para carbonatos e fluoretos e, finalmente, para sulfetos.

Dados microtermométricos de minerais desses veios (quartzo, calcita e fluorita) revelam inclusões monofásicas, bifásicas e multifásicas formadas de fluidos com salinidades baixas até altas (8% a > 23% eq. em peso de NaCl) e comparáveis ao sistema CaCl2-NaCl-H2O. As inclusões multifásicas em cristais de quartzo representam os fluidos aquosos mais antigos, resultantes da cristalização do magma granítico, com temperaturas de homogeneização total acima de 530 C. Já as inclusões bifásicas correspondem à mistura desses fluidos com soluções estranhas ao granito ou exclusivamente delas, registrando-se temperaturas de homogeneização de 130 até 190 C.

Nas rochas graníticas alteradas, sobretudo próximo aos veios, as transformações mineralógicas mais importantes apontam para a sericitização dos feldspatos, a cloritização da biotita e anfibólio, a epidotização da biotita e do plagioclásio, a caolinização do feldspato potássico, bem como para a introdução de carbonatos e sulfetos. Do ponto de vista químico, registrou-se uma perda global média de 0,20 g/cm3 de rocha primária contabilizada principalmente pela remoção de SiO2 e K2O, ainda que tenha havido ganhos individuais de FeO total, CaO, MgO, H2O, CO2 e S.

No que se refere ao ambiente de deposição, pôde-se inferir que essas transformações próximas a 200 C ocorreram a fugacidades de oxigênio superiores a 10^{-45} atm e a uma fugacidade mínima de H2S igual a 10^{-5} atm. Da mesma forma, estima-se que o produto de atividades $a_{H^+} a_{F^-}$ nessas condições tenha sido inferior a $10^{-9.5}$ haja vista a ausência de topázio no sistema hidrotermal estudado.

ABSTRACT

This work deals with the petrological evolution of the northern part of the Central Granite, comprising the magmatic stage until the hydrothermal processes that altered chemically and mineralogically the granitic rocks. This body has a Medium Proterozoic age of 1,88 Ma and it is intrusive in the Grão Pará and Rio Fresco Group.

Several petrographic facies were identified within the granitic body: biotite-amphibole-sienogranite (gross grain); amphibole-biotite-monzogranite (porphiritic); micromonzogranite dykes and pegmatitic bodies.

Fracture filling veins were also formed and three main types could be recognized according to their mineral assemblages: 1) calcite-sulfide veins; 2) quartz-tourmaline-chlorite-epidote-albite-calcite-fluorite-sulfide veins, and 3) sulfide veinlets. A fourth type, of magmatic origin, is formed by biotite and hornblende and it is cut by hydrothermal veins containing pyrite and calcite.

In general, the paragenetic sequence for the hydrothermal veins is from silicates to carbonates and fluorides, and finally to sulfides.

Microthermometric data of vein-minerals (quartz, calcite and fluorite) indicate monophasic, biphasic and multiphasic inclusions formed by fluids with high to very high salinities (8 to > 23% eq. NaCl) comparable to the system CaCl2-NaCl-H2O.

The multiphasic inclusions in quartz crystals represent the oldest aqueous fluids with homogenization temperatures up to 530ºC. The biphasic inclusions correspond to mixture of these fluids with outside solutions and register homogenization temperatures in the range 130º to 190ºC.

In the altered granitic rocks, near the veins, the most important mineralogical transformations are sericitization of feldspars, chloritization of biotite and amphibole, the epidotization of biotite and plagioclase, the caolinization of potassic feldspar and the introduction of carbonates and sulfides.

It was computed a 0,20 g/cm3 global depletion of primary rock due to removal of SiO2 and K2O , despite observed gains of total FeO , CaO, MgO, H2O, CO2 and S.

As for as the depositional environment is concerned, it is inferred that these changes arround 200ºC ocurred under H2S fugacities above 10^{-45} atm and under oxygen fugacities between 10^{-5} and 10^{-1} atm. Similarly, the activity product of aH^{+}. aF^{-} was fixed around $10^{-9.5}$ as deduced from the presence of fluorite and the total absence of topaz in the Central Granite hydrothermal system.

1. INTRODUÇÃO

1.1 Generalidades

Na Amazônia Oriental existem numerosos corpos graníticos de natureza anorogênica e de idade proterozóica que vêm sendo estudados sistematicamente dentro do Projeto Granitóides da Amazônia Oriental por pesquisadores do Departamento de Geoquímica e Petrologia do Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará. Esses corpos formam desde pequenos "stocks" até grandes batólitos e freqüentemente apresentam variedades texturais eqüigranulares, com pouca ou nenhuma deformação, bem como tipos leucocráticos ricos em estanho.

Até aqui os trabalhos de pesquisa abrangeram o contexto geológico e os estágios evolutivos até as transformações tardi-magmáticas, sendo pouca a ênfase dada aos processos hidrotermais. É sabido, no entanto, que muitas dessas intrusões graníticas registram intensa alteração hidrotermal com mineralização associada, cujo estudo tem constituído uma lacuna no âmbito daquele projeto.

Para compreender melhor o papel dos fluidos aquosos nos estágios finais da evolução desses corpos graníticos, selecionou-se, como ponto de partida, para estudo, o Granito Central da Serra dos Carajás, no qual a atividade hidrotermal redundou na formação de veios com mineralização disseminada de sulfetos, particularmente calcopirita. Por problemas de acesso, a presente investigação restringiu-se ao setor norte do Granito Central que oferece excelentes exposições em pedreira aberta para explotação de pedra britada.

1.2 Objetivos

Além do estudo do sistema hidrotermal e das eventuais mineralizaçãoes a ele associadas, buscou-se avançar e aprofundar o conhecimento petrológico do Granito central naquele setor, enfatizando o papel que os fluidos dissolvidos no magma devem ter desempenhado nos processos finais de cristalização. Para tanto, objetivou-se:

A. Mapear e amostrar as fácies petrológicas ocorrentes no setor norte, realizando um estudo petrográfico e químico das amostras coletadas;

B. Estudar as associações mineralógicas dos veios mineralizados, bem como aquelas presentes nos halos de alteração ao longo das paredes das encaixantes; e

C. Caraterizar os tipos e famílias de veios, bem como suas principais diferenças (conteúdo mineralógico, halos de alteração, tipo de estruturação, etc.), dando-se ênfase à determinação qualitativa e quantitativa das assembléias mineralógicas; às mudanças mineralógicas e químicas ocorridas, comparando-se as composições de rocha granítica original e alterada; ao estudo das paragêneses, determinando-se a evolução mineralógica em função do tempo; à mudança composicional da própria solução e ao estudo do quimismo do sistema hidrotermal no que diz respeito ao conhecimento das caraterísticas físicas e químicas das soluções responsáveis pela alteração/mineralização.

1.3 Metodologia

Para alcançar os objetivos propostos, foram realizados primeiramente estudos de interpretação de fotografias aéreas e imagens de Satélite Landsat assim como trabalhos de campo necessários ao mapeamento geológico. Com as amostras coletadas foram então desenvolvidos estudos microtermométricos, petrográficos, minerográficos e petroquímicos.

Os procedimentos metodológicos estão descritos abaixo:

1.3.1 Sensoriamento Remoto Estudou-se o setor norte do corpo regionalmente, interpretando fotos e imagens segundo a metodologia de Soares e Fiori (1976).

1.3.2 Trabalhos de Campo Consistiram do estudo sistemático dos veios mineralizados e mapeamento das diversas fácies graníticas aflorantes , bem como de coleta de amostras.

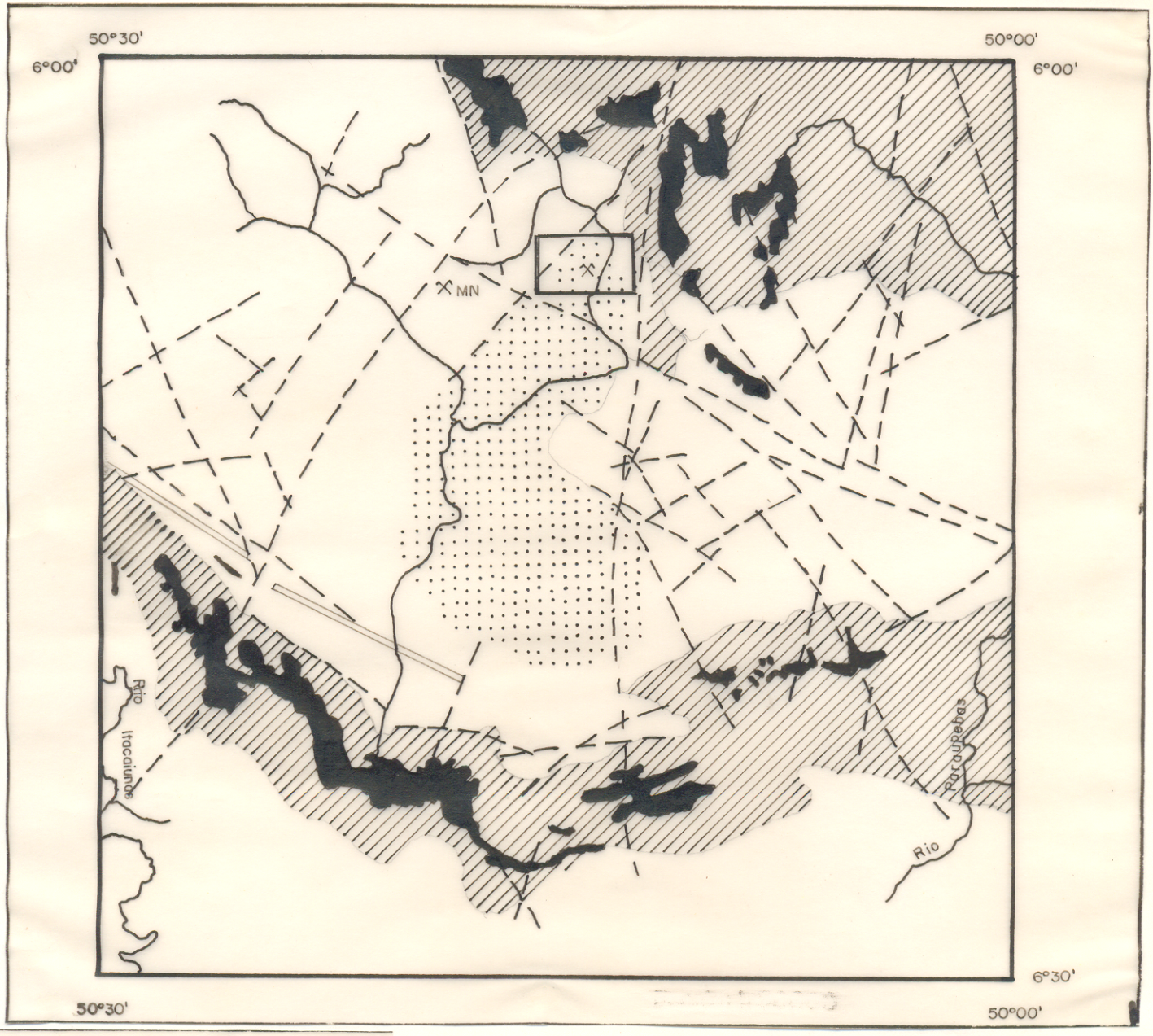
1.3.3 Petrografia Após cada etapa de campo, foram realizados estudos petrográficos das amostras coletadas mediante utilização de lâminas delgadas para descrições mineralógicas, texturais e análises modais, nestas últimas seguindo-se os métodos de Chayes (1956) e Jung & Brousse (1959). A nomenclatura dos termos litológicos obedeceu à proposta de Streckeissen (1976). Também foram estudadas seções polidas para determinação de associações de minerais opacos e descrição de texturas e estruturas, seguindo-se as metodologias desenvolvidas por Ramdohr (1980) e Uytenbogaardt & Burke (1971) entre outros. Quanto aos argilomimerais originados como produto de alteração hidrotermal em feldspatos, a identificação foi realizada através de difração de raio-X

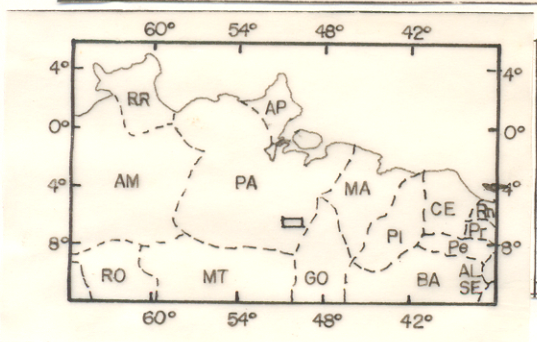
1.3.4 Petroquímica Com base nos estudos petrográficos foram selecionadas amostras para análise química de elementos maiores e traços. Com relação aos elementos maiores ,deu-se ênfase à comparação entre as concentrações no granito não alterado e as amostras de granito alterado hidrotermalmente, a fim de caraterizar petrologicamente as amostras e computar o balanço de massa resultante dos processos de alteração hidrotermal. As análises químicas foram realizadas na empresa Geosol (Belo Horizonte,MG) e no Centro de Geociências (UFPa) , usando-se métodos de via úmida e técnicas de espectrofotometria de absorção atômica e espectroscopia de fluorescência de raio-X.

1.3.5 Densimetria Para avaliar perdas e ganhos de massa absolutos resultantes da alteração hidrotermal, foram feitas determinações das densidades tanto das rochas alteradas como das não alteradas, utilizando-se para tal uma balança de Jolly com precisão de até duas casas decimais.

1.3.6 Microtermometria O estudo das inclusões fluidas foi feito mediante a análise de seções bipolidas, seguindo-se as linhas gerais estabelecidas por Roedder (1984) e Fuzikawa (1985) entre outros. Esse estudo constou de três etapas. Na primeira foi realizado um reconhecimento petrográfico dos tipos e morfologia das inclusões encontrados em veios hidrotermais. A segunda etapa consistiu em realizar observações microtermométricas em uma platina de aquecimento/resfriamento (tipo Chaixmeca) e, assim, determinar as temperaturas de ponto eutético, fusão de hidrato, fusão de gelo e homogeneização da fase vapor, com a finalidade de conhecer

as salinidades, densidades e temperatura de formação das inclusões sob exame. Na terceira etapa foi indicado o sistema salino no qual melhor se enquadram os fluidos presentes nas inclusões.





Granito Central
Cobertura clástica "Rio Fresco"
Grupo Grão-Pará (jazidas de ferro em negro)
Área Estudada

0 10km

FIG. 1 Mapa geológico simplificado da área nas circunvizinhanças do Granito Central, Serra dos Carajás, mostrando a localização da área investigada (baseado em Meireles et al, 1984).

2.GEOLOGIA REGIONAL

2.1 Estratigrafia

A província mineral de Carajás faz parte do Cráton ou Plataforma Amazônica, cuja evolução se estende desde o Arqueano até o Proterozóico Médio. Seus limites fazem-se a leste com o Cinturão Móvel Araguaia, a oeste com o rio Xingu, ao norte com a Bacia Sedimentar do Amazonas e ao sul com a Serra dos Gradaús.

Esta vasta região foi palco de intensa granitogênese no final do Proterozóico Inferior, a qual teve no Granito Central uma das mais expressivas manifestações. É ela também repositório de extraordinárias reservas minerais, destacando-se as jazidas de ferro, manganês, ouro, alumínio, cobre, cromita e níquel, as três primeiras hoje em fase de lavra .

Várias propostas estratigráficas têm sido apresentadas para a região de Carajás desde a primeira metade da década de 70 (Silva et al.,1974;Hirata et al.,1982; Meireles et al.,1984). Mais recentemente, em 1988, a equipe da Docegeo fez uma avaliação das unidades já identificadas e, com base em novos dados radiométricos e informações de campo, propôs a coluna estratigráfica descrita abaixo (Fig.2a e 2b):

Supergrupo Andorinhas Esta unidade , possivelmente contendo as rochas mais antigas da região, forma faixas metamórficas que contornam granitóides e guardam indícios de que foram extensos corpos compartimentados posteriormente por sucessivas intrusões graníticas. Está dividida em :

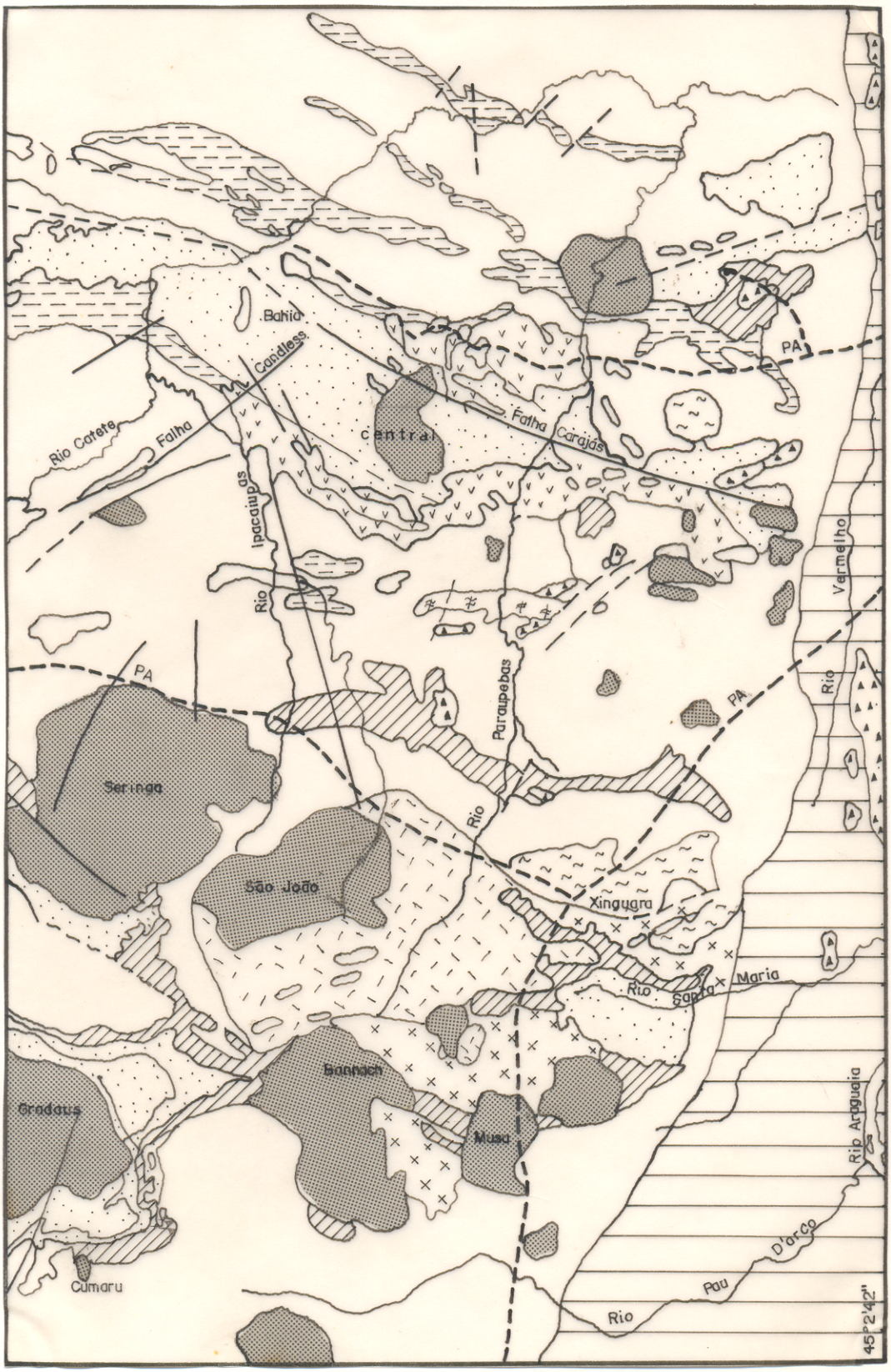


FIG.2a Mapa geológico da Provícia Mineral de Carajás

Modificado de DOCEGEO (1988) por Ribeiro (1989).

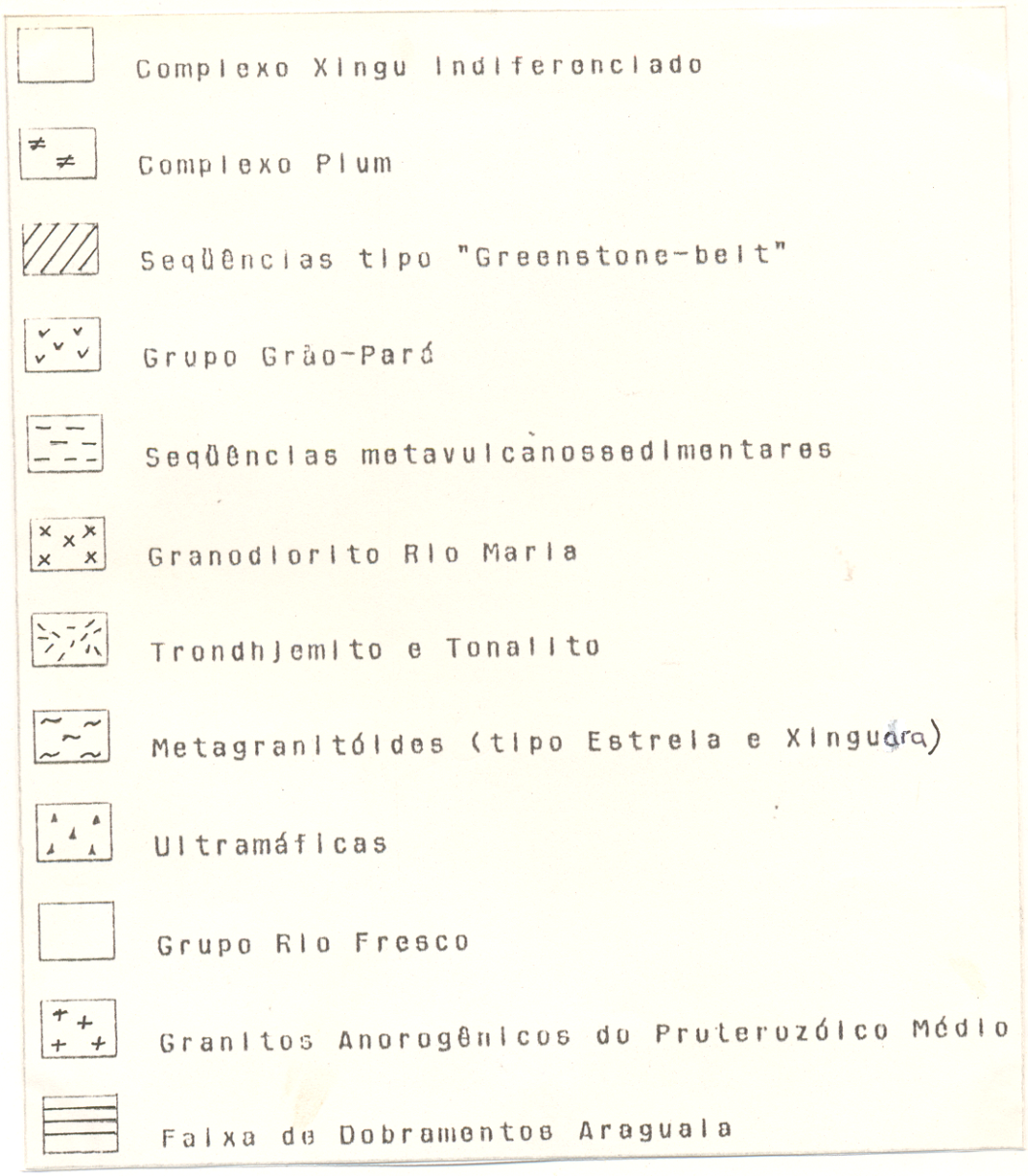


FIG. 2a (continuação) Legenda do Mapa Geológico.

EON	ERA	IDADE (b.a.)	SUPER GRUPO	GRUPO	FORMAÇÃO	COMPLEXO	SUITE	GRANITÓIDES / GRANITOS	VARIAÇÃO NA COLUNA
PROTEROZÓICO	SUPER.	0.57			DIQUES BÁSICOS / ACIDOS*				
	MÉDIO	1.10						SERINGA, JAMON	
		1.80							
	INFERIOR				GABRO STA. INÊS*		QUATIPURU*	CARAJÁS, CIGANO, MUSA, GRADAUS*, BORRACHUDO*, SÃO JOSÉ*, SÃO JOÃO*, CACHOEIRINHA*, BANNACH*, MARAJOARA*, ETC...	
		1.90		TOCANTINS / R. FRESCO	RIO NAJA				
					IGARAPÉ AZUL				
		2.25						ESTRELA* (?)	
		2.40							
ARQUEANO		2.60	ITACAIÚNAS	BURITIRAMA / IG. BAHIA	SUMIDOURO			TONALITO PARAZÔNIA	
					GROTA DO VIZINHO				
				GRÃO PARÁ	PALEOVULCÂNICA SUPERIOR			TRONDHJEMITO MOGNO	
		2.75			CARAJÁS				
					PARAUAPEBAS			GRANODIORITO R. MARIA	
				IGARAPÉ POJUCA / IGARAPÉ SALOBO	CORPO CINZENTO / QUATRO TRÊS ALFA				
					GNAISSE CASCATA				
		2.76				LUANGA / SERRA AZUL*			
		2.85				XINGU			
		>2.85	ANDORINHAS / SERRA DO INAJÁ	LAGOA SECA / RIO PRETO	RECANTO AZUL	PIUM*			
					FAZENDA DO QUINCAS				
				BABAÇU / STA. LÚCIA	MAMÃO				
					IGARAPÉ ENCANTADO				

FIG.2b Coluna lito-estratigráfica da Província Mineral de Carajás (Fonte: DOCEGEO, 1988).

Grupo Babaçu Suas formações são compostas por derrames basálticos e komatiíticos com intercalações ferríferas, seqüências vulcanossedimentares, "pillow" lavas, podendo apresentar mineralizações de ouro em veios de quartzo, e

Grupo Lagoa Seca Abrange um conjunto de sedimentos clásticos e químicos, intercalados com metavulcanitos básicos e ultrabásicos na base e, no topo, com rochas metavulcânicas intermediárias a ácidas.

Os "greenstone belts", anteriormente colocados por outros autores no Complexo Xingu, foram posicionados neste supergrupo.

Intrusivas Básico-Ultrabásicas Diferenciadas São "sills" máfico-ultramáficos, diferenciados, geralmente alojados nas faixas de "greenstone belts" do Supergrupo Andorinhas, dentre os quais se destacam:

Complexo Intrusivo Luanga Composto de peridotitos, dunitos e gabros anortosíticos.Cristais de zircão do leucogabro foram datados pelo método U/Pb, obtendo-se idade de 2763 +- 6 Ma (Docegeo,1988).

Complexo Intrusivo Serra Azul Constituído de dunitos, piroxenitos, peridotitos, gabros e anortositos. Ainda não foi datado, mas é perfeitamente definido como intrusivo nos "greenstones" da área da Serra dos Gradaús.

Granitóides Arqueanos Fazem parte dos terrenos granito-greenstone da região, a exemplo do granodiorito Rio Maria, do trondhjemito Mogno e do tonalito Parazônia, com idades entre 2660 e 2400 Ma (Gastal et al., 1987; Montalvão et al., 1988).

Complexo Xingu Antigamente considerada a unidade mais antiga da província (Silva et al.,1974; Hirata et al.,1982, entre outros) , ficou restrita a migmatitos e gnaisses tonalíticos, trondhjemíticos e/ou granodioríticos. Cordani et al.(1984) estabeleceram idade de 2.800 Ma para a formação dessas rochas.

Supergrupo Itacaiúnas Engloba as antigas seqüências Salobo-Pojuca, Bahia e Buritirama de Hirata et al.(1982), que passam à categoria de grupos, junto ao Grupo Grão-Pará, e são a seguir descritos.

Grupo Igarapé Salobo Está subdividido nas formações Gnaisse Cascata (constituída por gnaisses de cor cinza, granulação fina a média, predominantemente de origem sedimentar, intercalados com anfibolitos e metapelitos); Três Alfa (contém mineralizações de Cu, Au, Mo e Ag, e é constituída por metassedimentos, compreendendo rochas originadas por sedimentação química e tipos francamente detríticos, além de rochas vulcânicas básicas e intermediárias subordinadas); e Cinzento (composta predominantemente por quartzitos cinza claros, de granulação média, com intercalações de gnaisses , metarcósios e xistos de espessuras métricas a decamétricas.

Grupo Igarapé Pojuca Forma um pacote vulcanossedimentar, sendo cortado por corpos graníticos correlacionáveis ao Granito Central de Carajás. As rochas deste grupo hospedam diversos depó-

sitos de Cu, com Zn, Mo e Au associados. Segundo DOCEGEO (1988), compreende apenas a Formação Corpo Quatro que é composta por sedimentos químicos com quartzo, anfibólios, sulfetos e magnetita, e por xistos. Anteriormente, DOCEGEO (1987) havia incluído neste grupo mais duas formações: os mica-quartzo xistos, de origem sedimentar e mineralizados com Cu ,constituíam a Formação Bueno, enquanto os metarenitos com intercalações de metassiltitos, ocupando o topo da seqüência, constituíam a Formação Gameleira.

Grupo Grão-Pará Sobreposto às unidades anteriores, compreende três unidades litológicas, compostas, da base para o topo, de uma seqüência metavulcânica (Formação Parauapebas), de itabiritos (Formação Carajás) e de uma seqüência metavulcânica superior. Wirth et al.(1986) obtiveram idades de 2758 +- 39 Ma pelo método U/Pb em cristais de zircão extraídos de riolitos associados às rochas básicas.

Medeiros Neto & Villas (1984) correlacionaram este grupo com a antiga seqüência Salobo-Pojuca, com base na similaridade lito-estratigráfica e na proximidade geográfica, sugerindo que eles são cronocorrelatos e que foram depositados em uma mesma bacia, mas em diferentes profundidades e submetidos a regimes tectônicos distintos.

Grupo Igarapé Bahia A seqüência vulcanossedimentar da área Bahia está composta de rochas meta-vulcânicas básicas (60%), meta-piroclásticas (25%) e metassedimentares (15%), as últimas compreendendo tipos clásticos (metarritmitos e metassiltitos) e químicos (formações ferríferas). Essas rochas ocorrem intercaladas,

embora para o topo do perfil haja franco predomínio dos derrames e tufos.

Grupo Buritirama Apresenta, da base para topo, quartzitos micáceos, mica xistos, quartzitos bandados e xistos variados. Testemunhos de sondagem indicam a presença de mica xistos carbonatados, rochas calcossilicatadas, leitos de mármore e minério de Mn.

Grupo Rio Fresco É uma cobertura sedimentar de caráter transgressivo e de incipiente grau metamórfico. De modo geral, é constituído por metassedimentos clásticos grossos na base, passando para sedimentos finos no topo, com contribuições químicas subordinadas (formação ferrífera e carbonatos). Esta unidade depositou-se sobre os Supergrupos Andorinhas e Itacaiúnas e acha-se cortada por corpos graníticos do Proterozóico Inferior.

Barbosa et al (1966) definiram como Formação Rio Fresco os sedimentos estudados na calha do rio homônimo. Hirata et al. (1982) correlacionaram a Formação Rio Fresco à extensa cobertura clástica que ocorre na região da Serra dos Carajás, interpretação que tem sido contestada por vários autores, a exemplo de Ramos et al.(1984) e Figueiras & Villas (1984).

Granitos Anorogênicos Em conjunto são corpos de dimensões variadas, que mostram contatos intrusivos com as rochas da seqüência clástica acima descrita, bem como com as do Supergrupo Itacaiúnas. Os representantes mais notáveis são o Granito Central e o Granito Cigano. O primeiro é um monzogranito à biotita e à ferrohastingsita de granulação grossa, associado a variedades sieno-

graníticas (Dall'Agnol,1982). O Granito Cigano caratériza-se por uma marcante homogeneidade composicional, constituindo-se essencialmente de monzogranitos, com sienogranitos subordinados (Gonçalez et al.,1988). Ambas as intrusões produziram auréolas de metamorfismo de contato com desenvolvimento de assembléias minerais de fácies hornfélsicas.

O Granito Central está bem estudado geocronologicamente. As datações realizadas compreendem vários métodos que forneceram idades máximas K/Ar em torno de 1826 +- 52 Ma (Gomes et al,1971; Gomes et al,1975) e Rb/Sr de 1700 e 1800 Ma (Tassinari et al,1982; Cordani et al, 1984). Além dessas,Wirth et al.(1986) obtiveram idades de 1820 +- 43 Ma pelo método U-Pb, em cristais de zircão.

Fora deste contexto encontra-se um granitoide comprobadamente não anorogênico. Trata-se do " granitoide" Estrela que esta sendo estudado por C.E.M. Barros . O corpo ainda não tem posição estratigráfica bem definida, persistino a dúvida quanto a sua idade arqueana. Importantes feições relacionadas à deformação têm sido descritas neste corpo que possui as características de um ortognaisse. Sua composição é predominantemente monzogranítica, com expressiva variação na quantidade e tipo de minerais máficos.

Além desses corpos, figura na coluna DOCEGEO (1988) o granito Seringa posicionado no Proterozóico Médio.

No mesmo ano de 1988, Araújo e colaboradores reinterpretaram geotectonicamente a região de Carajás e redefiniram as unidades litológicas nelas presentes, agrupando-as no que passou a ser chamado de Cinturão Itacaiúnas. O quadro estratigráfico apresentado comporta todas as unidades anteriormente definidas , que ficaram então restritas aos Complexos Xingu e Pium, ao Gnaisse Estrela, aos Grupo Sapucaia e Grão-Pará e à Suíte Plaqué (Fig. 3).

O Complexo Xingu foi definido com as mesmas características que no trabalho da DOCEGEO (1988). As faixas gnáissicas tonalíticas são entendidas como parte de um segmento siálico antigo sobre o qual se instalou o Grupo Sapucaia.

O Complexo Pium inclui piroclastitos e enderbitos com aspectos texturais semelhantes aos dos gnaisses tonalíticos do Complexo Xingu, e metamorfisados na fácies granulito. Essas rochas representam frações da crosta inferior soerguidas através de zonas de cisalhamento. Renne et al.(1988) obtiveram, pelo método Ar 40/Ar 39 em hornblenda, idade mínima de 2700 Ma para o metamorfismo dos granulitos Pium.

O hoje Gnaisse Estrela foi interpretado como possivelmente intrusivo nos gnaises do Complexo Xingu. É definido por granitóides dominantemente potássicos que exibem diferentes taxas de deformação, sendo freqüentes os tipos caracterizados por foliação milonítica.

O Grupo Sapucaia forma uma faixa estreita e alongada (E - W) de rochas meta-ultramáficas com intercalações subordinadas de rochas metamáficas e metassedimentares.

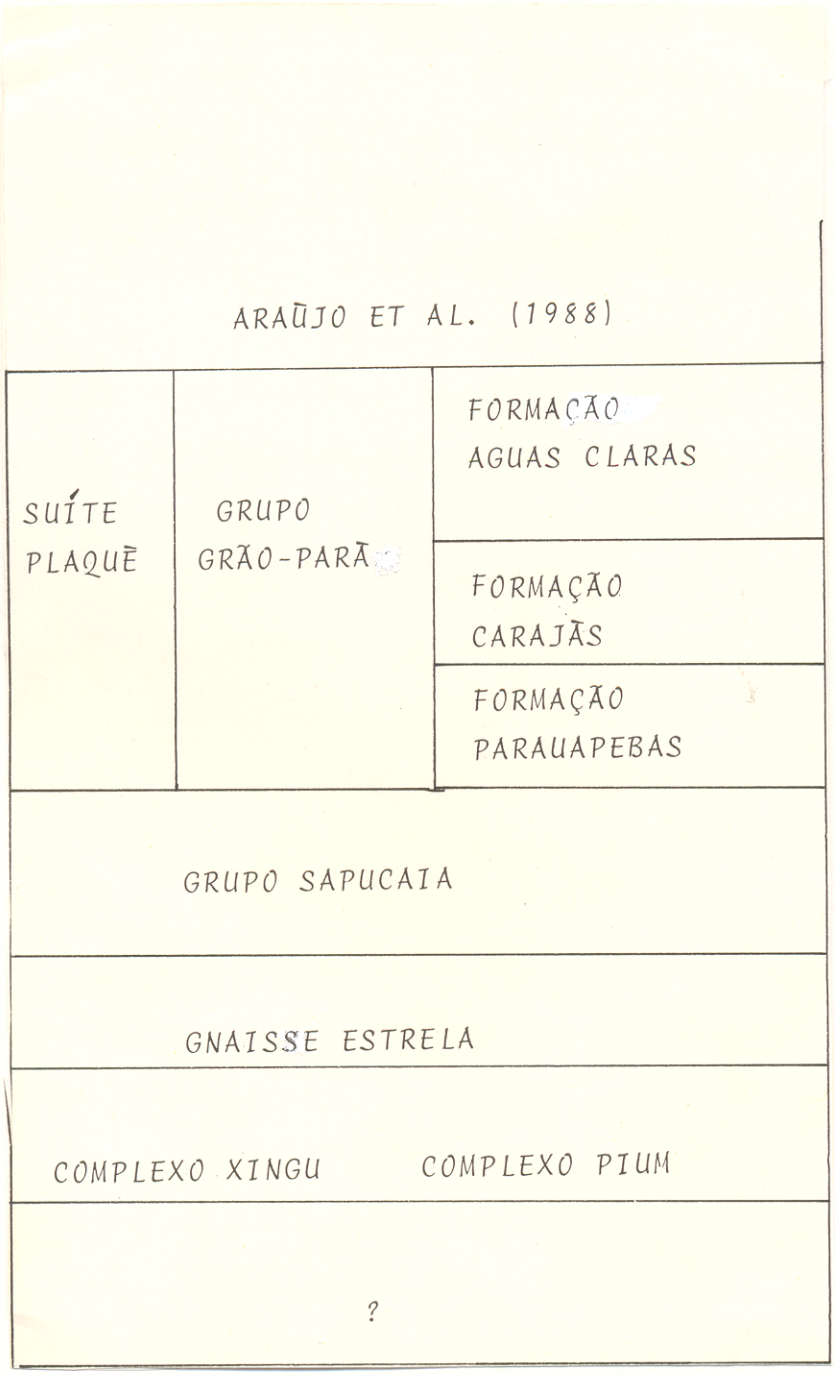


FIG. 3 Arranjo estratigráfico do Cinturão Itacaiúnas na Folha Serra dos Carajás (Araújo et al., 1988).

A Suíte Plaqué é composta de vários corpos granitóides, caraterizados por porfiroclastos de microclina e plagioclásio, imersos numa matriz foliada granítica ou granodiorítica. Esses granitóides são interpretados como produto de fusão crustal durante um evento de cisalhamento dúctil que será descrito mais adiante.

No Grupo Grão-Pará são incluídas, por apresentarem o mesmo padrão deformacional, várias unidades (Seqüências Salobo-Pojuca e Bahia,bem como as Formações Carajás e Rio Fresco). O Grupo Grão-Pará constituiria, assim, um pacote vulcanossedimentar desenvolvido no final do Arqueano,ficando dividido nas Formações Parauapebas (rochas metavulcânicas), Carajás (formação ferrífera) e Águas Claras (metassedimentos). Esta última eqüivale à Formação Rio Fresco de Hirata et al.(1982) e, portanto, ao Grupo Rio Fresco de DOCEGEO (1988).

2.2 Estruturação de Região da Serra dos Carajás

A primeira interpretação do arcabouço estrutural desta região é devida a Silva et al. (1974), que caraterizaram um sistema divergente de dobras, na forma de um imenso sinclinório. Hirata et al.(1982) destacaram feições caraterizadas por estruturas dobradas e falhadas, evidenciando esforços compressivos.

Meireles et al.(1984) observaram essas estruturas descritas por Hirata e colaboradores sobre as rochas do Complexo Xingu, Seqüência Salobo-Pojuca e Grupo Grão-Pará, determinando mais de uma fase de fenômenos tectônicos e orogenéticos com in-

tensidades diferentes. Destacaram que nas rochas do Complexo Xingu (intensamente dobradas e falhadas) e da Seqüência Salobo-Pojuca (intensamente dobrada com várias fases de deformação superimpostas), as falhas e fraturas mostram direções gerais NW-SW e NE-SW.

Araújo et al.(1988) apresentaram um modelo para a megaestruturação da folha Serra dos Carajás, descartando a feição sinclinorial acima referida. Propuseram, alternativamente, que esta folha faz parte de um cinturão de cisalhamento dúctil (Cinturão Itacaiúnas) caraterizado por dois segmentos estruturais diferentes. O segmento sul comprenderia um sistema imbricado de zonas de cisalhamento que proporcionaram soerguimento de rochas granulíticas da base da crosta e lenticularização generalizada dos diferentes conjuntos litológicos. O segmento norte seria representado por uma estrutura em flor positiva, associada a um sistema sinistral. É possível, segundo estes autores, que depósitos de Cu, Au e Fe possam estar intimamente associados às zonas de cisalhamento que compõem o cinturão.

Costa et al.(1990) aprofundaram esse modelo alternativo e revisaram a evolução estrutural e tectônica desta região (Fig. 4), enquadrando-a dentro de três movimentos cinemáticos principais. O primeiro compreenderia um período transtensivo com a formação de bacias que foram preenchidas com os produtos litológicos do Grupo Grão-Pará (segundo a definição de Araújo et al.,1988).

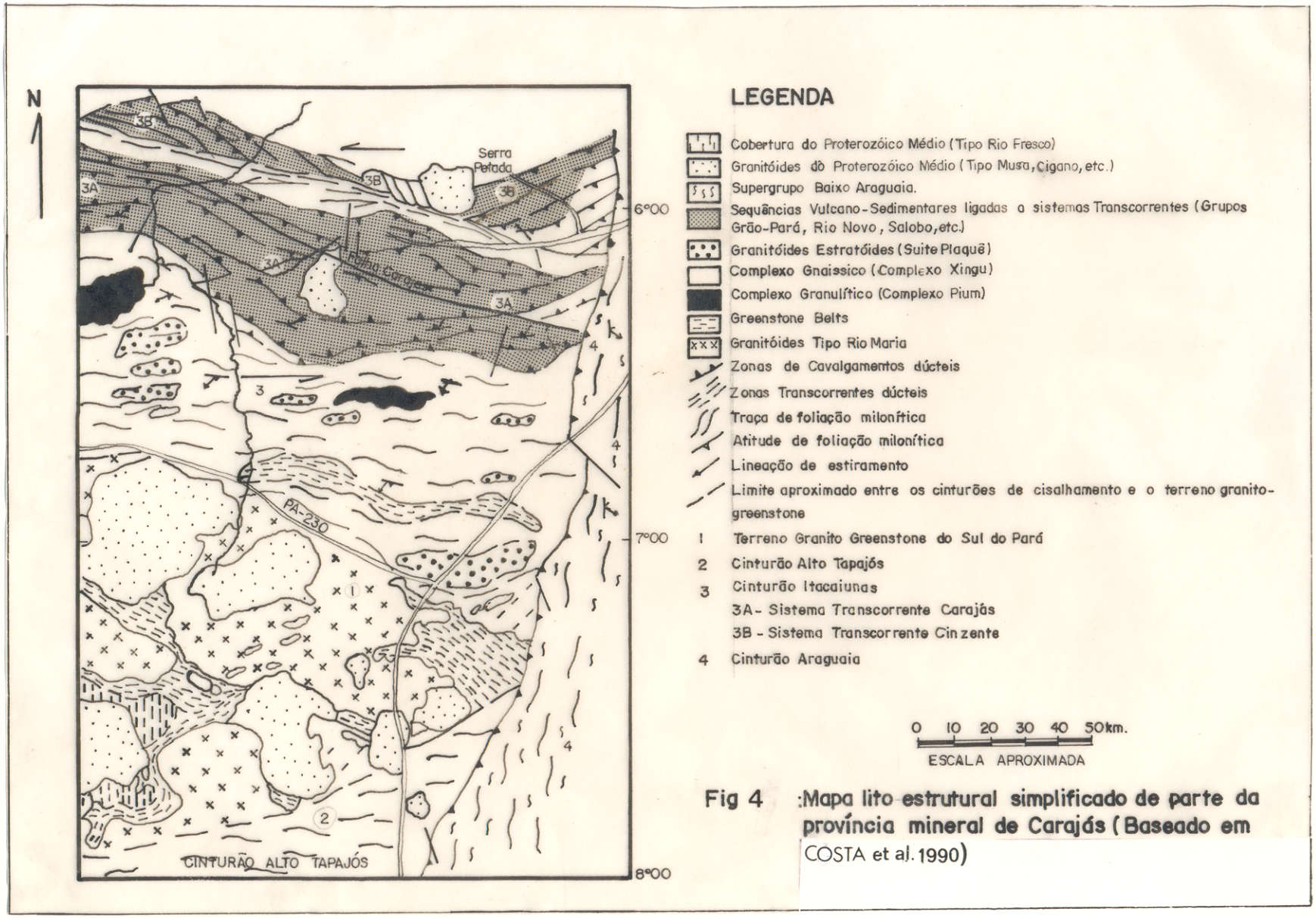


Fig 4 :Mapa lito estrutural simplificado de parte da província mineral de Carajás (Baseado em COSTA et al. 1990)

O regime mudaria, em seguida, de transtensivo para transpressivo, com a conseqüente inversão de bacias, originando-se, assim, a estrutura em flor positiva da Serra dos Carajás, e a estrutura de rabo de cavalo compressiva da Serra Pelada.

Esse deslocamento de massas rochosas, acompanhado de transposição, teve como resultado imbricação e lenticularização das principais unidades litológicas, e a conseqüente intrusão dos granitos anorogênicos ao longo dos planos de falhamento. A intrusão do Granito Central estaria incluída nesse movimento cinemático.

Durante um último evento, ter-se-iam desenvolvido zonas transcorrentes dextrais, cuja movimentação impôs dobramentos nas unidades litológicas e nas estruturas geradas nos movimentos anteriores.

3. GEOLOGIA LOCAL

O Granito Central ocorre entre as chamadas Serra Norte e Serra Sul de Carajás, apresentando forma grosseiramente elíptica e dimensões aproximadas de 22 x 12 km. Poucos trabalhos de geologia básica já foram realizados na área de ocorrência do Granito Central e adjacências.

Como parte desta pesquisa, foi feito o mapeamento preliminar do corpo com base na interpretação de fotos aéreas e imagens Landsat, a partir do qual foi elaborada uma cartografia de detalhe na escala 1:20000 (Fig. 5) no lóbulo norte da intrusão. Foram estudadas com maior ênfase as relações de contato com as rochas encaixantes, as mineralizações presentes e as mudanças faciológicas que apresenta o corpo nesse setor.

As observações foram facilitadas pela existência de uma pedreira com cerca de 1 km de diâmetro (Fig.6), da qual tem sido extraída pedra de brita para a construção de obras civis do Projeto Carajás.

A pedreira consta de três níveis, com o mais inferior estando a cerca de 30 metros abaixo da superfície topográfica original. Ela foi aberta próxima ao contato com as rochas areníticas , o qual se encontra obliterado pela presença de espessa camada de solo. Nesta pedreira são abundantes os fraturamentos e é muito comum a presença de diques de microgranito e veios mineralizados cortando a fácies mais grossa do granito, que é dominante no corpo (Fig.7).

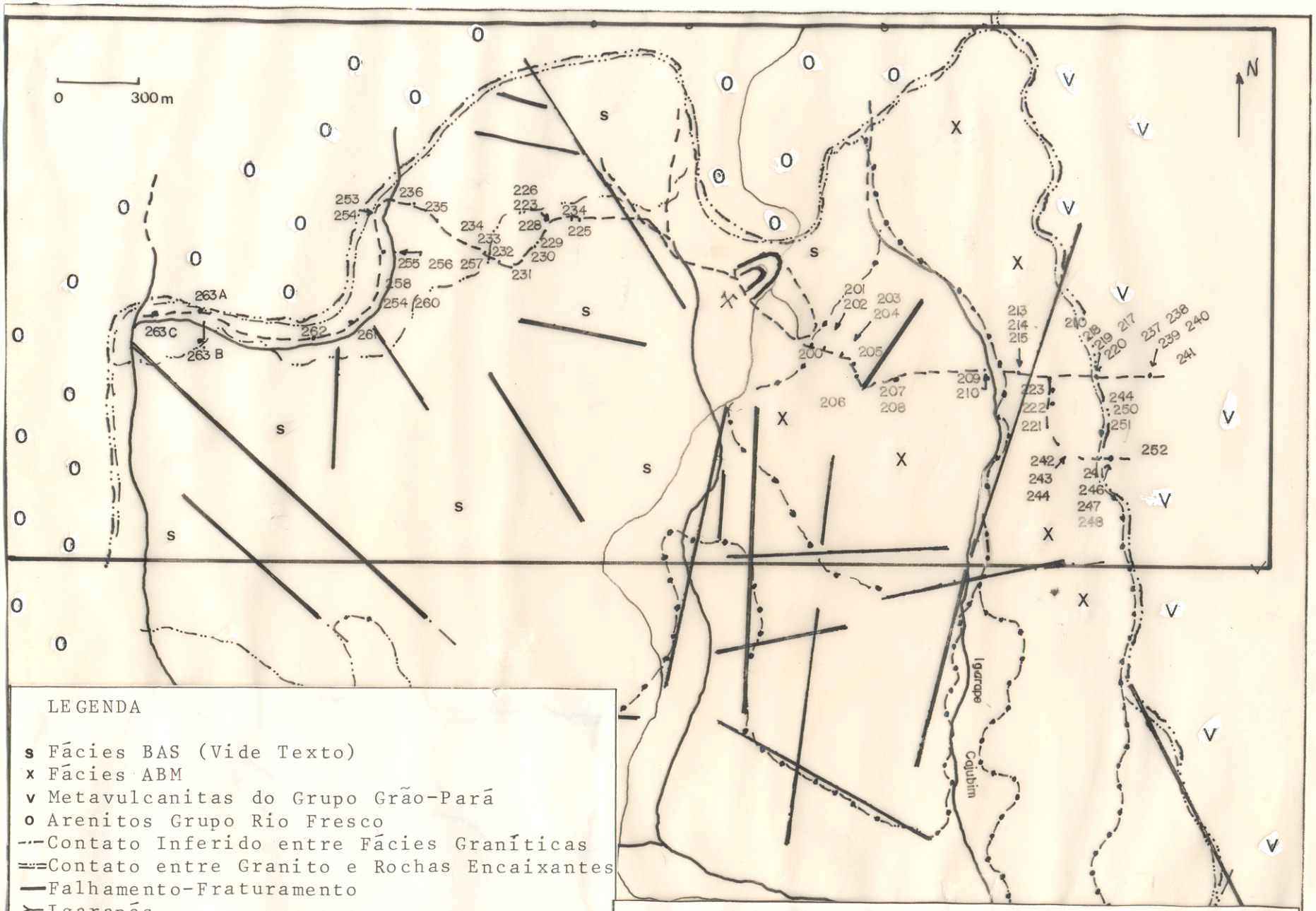


FIG.5 Mapa geológico e de amostragem do setor norte do Granito Central da Serra dos Carajás.



FIG. 6 Vista parcial da pedreira do Granito Central, Serra dos Carajás.

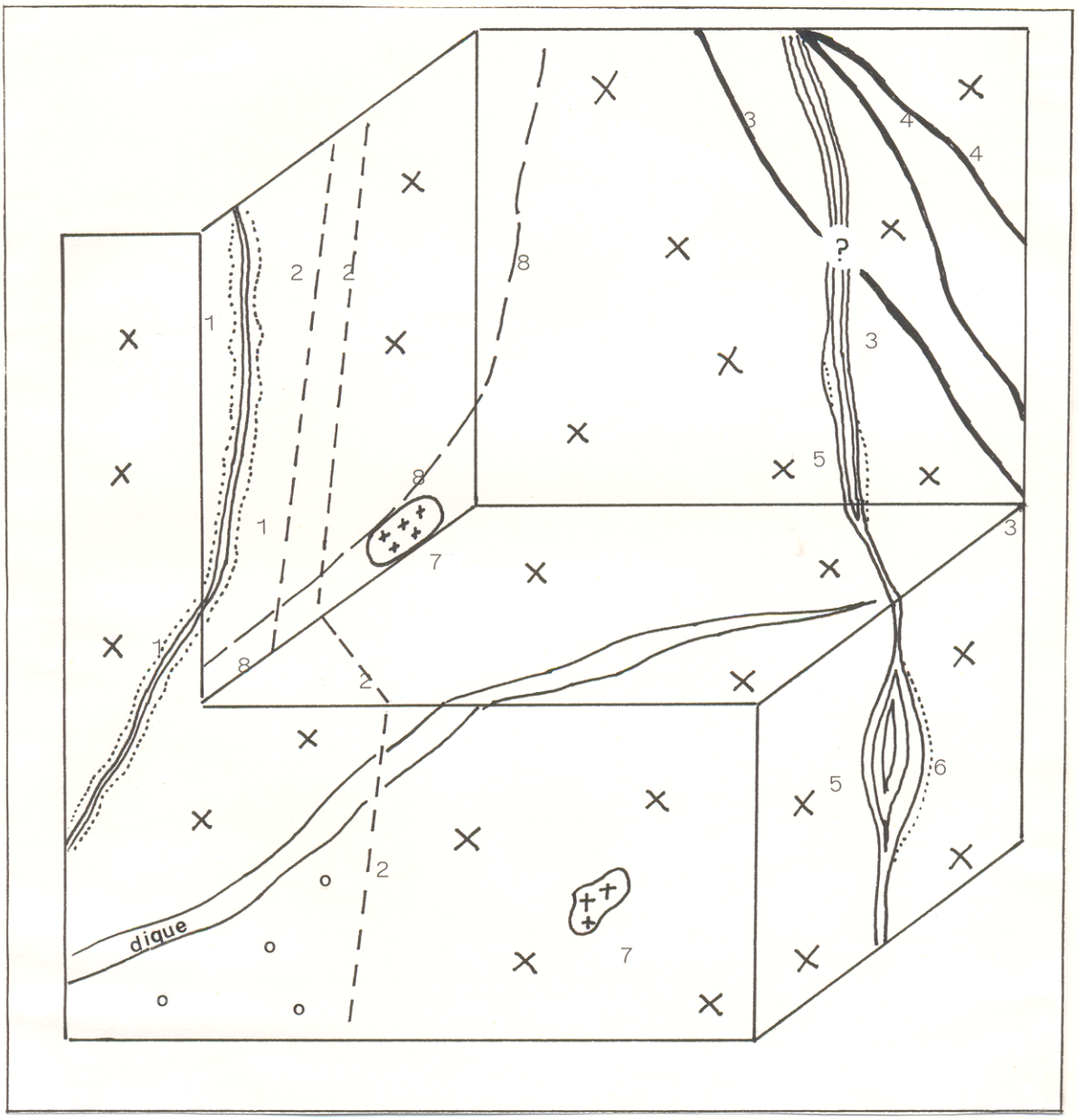


FIG 7 Bloco diagrama esquemático da pedreira em que estão assinaladas várias feições mapeadas e estudadas neste trabalho

LEGENDA DA FIG. 7

(1) Veio hidrotermal T1 (com halos de alteração)

(2) Plano de Fratura N60ºW preenchido por sulfetos (veios T3)

(3) (4) Veios T4 de origem magmática com hidrotermalismo superimposto

(5) Veio hidrotermal T2 (com halos de alteração)

(6) Áreas de cloritização intensa (correspondentes aos veios T2)

(7) Bolsões de pegmatitos

Fácies BAS variedade rósea, localmente rapakivi.

Fácies BAS variedade esverdeada.

(8)Planos de fratura argilizados por intemperismo.

A intrusão granítica compõe atualmente uma paisagem de serras baixas e arrasadas, coberta de mata virgem e entrecortada por igarapés ou grotas que nascem nos arenitos. Estes últimos formam as serras de maior expressão topográfica e de vertentes mais íngremes.

3.1 Principais Estruturas e Relações de Contato com as Rochas Encaixantes

O granito é intrusivo numa seqüência de sedimentos dominantemente arenosos, denominada por alguns autores de Formação Rio Fresco, Grupo Rio Fresco ou Formação Águas Claras (Hirata et al.,1982; DOCEGEO, 1988; Araújo et al, 1988). Corta também, no setor leste, rochas básicas do Grupo Grão-Pará.

Para demonstrar o caráter intrusivo do corpo, contam-se com dados ainda precários, se bem que relações de campo, observações petrográficas e datações radiométricas favoreçam essa interpretação. Importante dado de campo que leva a supor que o granito é intrusivo nos arenitos é a perturbação no acamamento destas rochas na zona de contato, o que já havia sido observado por Santos (1978). O contato granito-arenito nunca ocorre claramente definido, mas foram estudadas e fotografadas pequenas apófises do batólito cortando o arenito, a pouca distância do contato (Santos,1978). Atividades posteriores para explotação de pedra britada eliminaram esses afloramentos. Durante os trabalhos de mapeamento referentes a este estudo, só foram identificadas essas feições no setor leste da área (contato com rochas básicas) sob for-

ma de apófises de microgranito.

Evidências petrográficas, que podem sustentar o caráter intrusivo do Granito Central, se relacionam com o desenvolvimento de fácies de metamorfismo de contato, cuja caracterização será feita no capítulo destinado às descrições litológicas. Uma outra evidência que denota o caráter intrusivo deste corpo é a presença nas rochas areníticas de turmalinitos , próximos dos contatos. Os cristais de turmalina não apresentam as características detríticas próprias de rochas sedimentares clásticas, pelo contrário, ocorrem bem desenvolvidos e preservados, lembrando aqueles encontrados em veios mineralizados da pedreira. Não há dúvidas de que as soluções ricas em boro estão relacionadas ao alojamento do granito e que foram elas responsáveis pela formação daqueles turmalinitos.

Quanto aos aspectos deformacionais, este batólito caracteriza-se como um corpo desprovido de estruturas penetrativas. A colocação do corpo deve ter acontecido sob condições de elevada proporção líquido/cristal, assegurando assim um elevado contraste de viscosidade entre magma e as rochas encaixantes . Daí não ocorrer estruturas orientadas nos afloramentos . Situação semelhante pode ser constatada no Granito Cigano e em outros granitos anorogênicos da região (Gonçalez et al,1988).

Na área mapeada, o corpo mostra-se muito fraturado em várias direções. Essas fraturas foram originadas,provavelmente, por fraturamento hidráulico. Mediram-se dois conjuntos principais de fraturas : N60ºW/vertical e N-S /vertical. Um terceiro conjunto (subhorizontal) pode ser identificado perto do contato com o

arenito. Nesses conjuntos, não foi observada (macroscopicamente) deformação de minerais. Análise microscópica de materiais depositados ao longo dos planos dessas fraturas (particularmente num preenchido por calcita) revelou que ocorre uma deformação ou cataclase incipiente de minerais primários do granito, originando-se uma matriz com grãos pequenos, levemente orientados,de bordas quebradas e representados por feldspato potássico, quartzo, turmalina e clorita. Essa feição decorre certamente de deslocamentos tardios das fraturas, ao longo dos seus planos , porém anteriores à circulação da solução hidrotermal que neles precipitou calcita.

Todos os contatos do granito com as rochas encaixantes estão intensamente fraturados. No interior do corpo as fraturas não apresentam uma orientação preferencial, ao contrário, seguem diferentes direções o que reafirma a possibilidade de se tratar de estruturas de resfriamento, sob tensão tectônica fraca ou inexistente.

Durante o mapeamento, não foram encontrados sinais de fraturamento regional correlacionáveis à Falha Carajás. Estudos preliminares realizados por J.B.S. Costa (com. verbal) indicam que ao sul da pedreira, no domínio do granito, tampouco existem evidências deste falhamento, o qual está muito bem determinado a oeste, no domínio do arenito. Essa afirmação fez com que este autor sugerisse ser o Granito Central posterior à Falha Carajás, ao contrário do que era interpretado até hoje.

3.2 Tipos Litológicos

3.2.1 Rochas Areníticas

Os arenitos, nas adjacências do contato com o Granito Central, ocorrem em afloramentos friáveis, normalmente mascarados pela presença de solo, mas nota-se ainda um marcante acamamento com mergulho de 30-40º SW.

Tratam-se de quartzo-arenitos de tonalidades esbranquiçadas e amarelo avermelhadas. Os estudos petrográficos mostram que essas rochas são, normalmente, de granulação média e compostas de quartzo (média 74,5%) e matriz sericítico-argilosa (média 25,5%) com muscovita e óxidos de Fe. A textura é levemente granoblástica e mostra evidências de recristalização não só de grãos de quartzo (Santos,1978), que aumentam de tamanho em direção ao contato com o granito,como também da matriz sericítica que passa para muscovítica, estando os cristais mais bem formados próximos a esse contato.

Figueiras & Villas (1984), estudando afloramentos do arenito no perfil Pedreira-Igarapé Cajubim, observaram que a transição de sericita para muscovita se dá em torno de alguns grãos de quartzo, sem que haja qualquer orientação do material micáceo, o que sustenta uma origem metamórfica termal.

Ramos et al.(1984) destacaram que na área da Granja (SE da pedreira) ocorrem arenitos ortoquartzíticos, sublíticos, grauvacas líticas e, subordinadamente, siltitos e folhelhos. A proporção de quartzo nos arenitos é 10% superior à da área anterior, em detrimento da proporção de matriz. Sugeriram uma origem

fluvial para esses sedimentos. Figueiras & Villas (1984) ampliaram essa hipótese, propondo que a área anteriormente detalhada, junto com as áreas de arenitos aflorantes na Serra do Paredão e no igarapé Pojuca, representariam variações faciológicas de um mesmo ciclo de sedimentação e corresponderiam a um ambiente fluvial de rios anastomosados.

3.2.2 Rochas Básicas do Grupo Grão-Pará

Grandes blocos dessas rochas ocorrem ao longo do contato NE do corpo granítico, nas imediações do igarapé Cajubim . Comumente essas rochas básicas aparecem intemperizadas e são mascaradas pela formação de solo. As rochas são normalmente escuras, variando a granulometria de muito fina a fina. Em todas as amostras estudadas observam-se evidências de hidrotermalismo.

Neste trabalho foram estudados diabásios com textura subofítica compostos de anfibólio (dominante na moda, possivelmente actinolita) que substitui parcialmente cristais de plagioclásio saussuritizado e já sem geminação reconhecível. São também identificadas pequenas vênulas preenchidas por pirita e quartzo com extinção ondulante.

Santos (1978) estudou amostras desse diabásio com textura subofítica (longe do contato) e de hornfels básicos de textura granoblástica (perto do contato). A análise modal média dos hornfels indicou a presença de anfibólio (61,5%), plagioclásio (23 %), biotita (13,5 %) e quartzo (2,5 %). Concluiu que mais perto do contato verifica-se a ocorrência da fácies plagioclásio-

hornblenda-hornfels e mais distante a fácies albita-epidoto-hornfels.

.

4.PETROGRAFIA

Registram-se, na literatura geológica acerca da região de Carajás, quatro trabalhos sobre a petrografia das rochas do Granito Central. O primeiro deles, de Santos (1978) limitou os estudos aos contatos granito-arenito e granito-rochas básicas, onde se formaram texturas e assembléias mineralógicas típicas de metamorfismo termal, como já assinalado anteriormente. Já Almeida (1980) fez descrições muito sintéticas do setor norte e caracterizou fácies representadas por granito grosso, granito porfirítico e granito rapakivi. Em seguida, Dall'Agnol (1980) realizou um estudo mais aprofundado, concluindo que a variedade de rocha dominante na porção norte do corpo é um anfibólio-biotita-sienogranito de granulação grossa. Constatou também a ocorrência de fácies com textura rapakivi localizada, além de micropegmatitos e microgranitos porfiríticos. O mesmo autor, em 1982, comparou essas características do Granito Central com outros granitos anorogênicos da região. Salientou analogias significativas entre os anfibólio-biotita-sienogranitos de Carajás e as variedades mais ricas em fases máficas que compõem o maciço Antonio Vicente, distante 200 km a oeste.

Com este trabalho tenta-se ampliar os conhecimentos dos tipos de rochas estudados anteriormente, em particular o anfibólio-biotita sienogranito e os microgranitos porfiríticos com suas variedades greisenizadas, bem como estendê-los a rochas que até

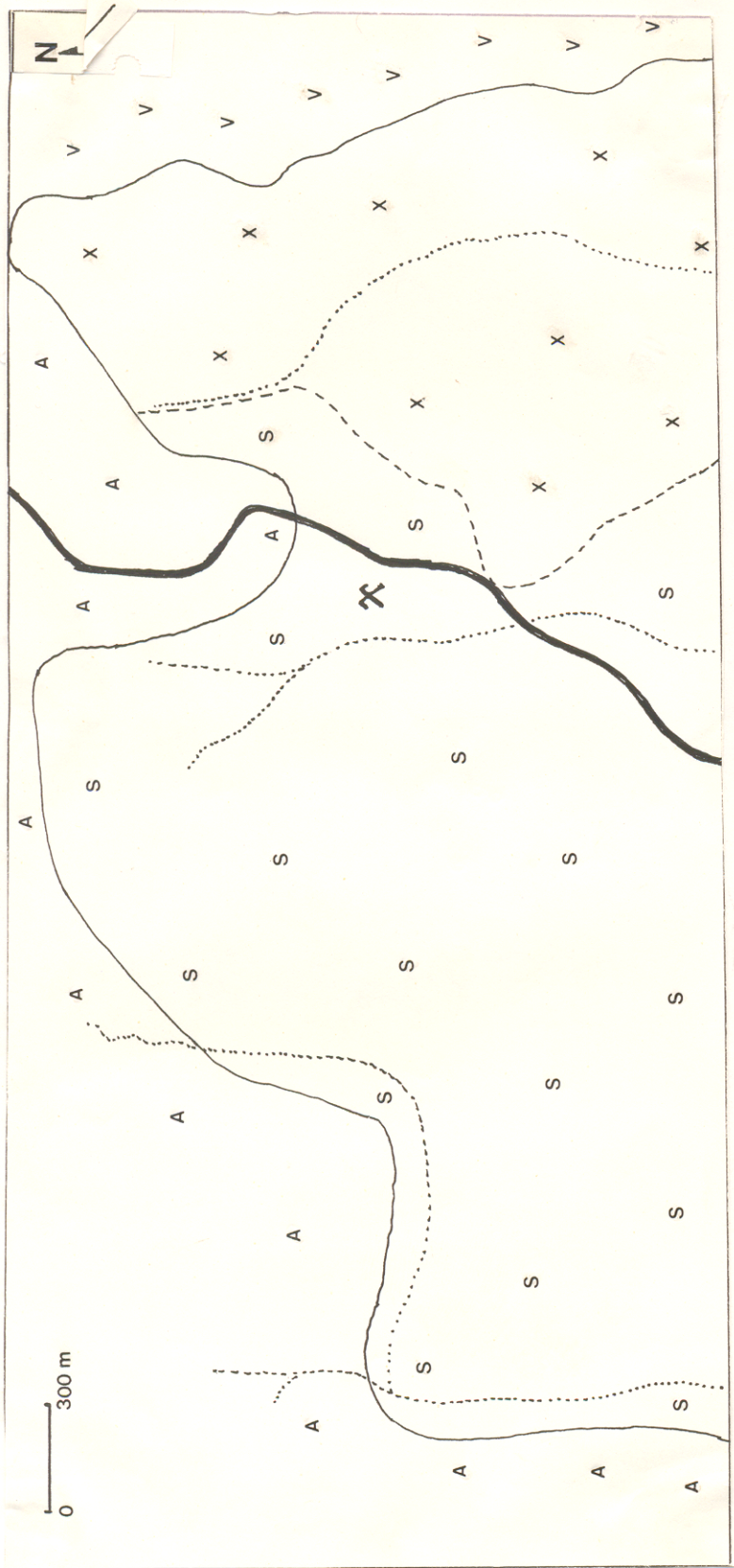
aqui não haviam sido consideradas (bolsões pegmatíticos, diques de microgranito e, fundamentalmente, veios hidrotermais e pegmatóides, além de rochas graníticas hidrotermalmente alteradas).

A amostragem no setor norte do Granito Central concentrou-se na pedreira, onde foram mapeadas com detalhe os três niveis que ela apresenta atualmente. Também foi amostrada a estrada que corta o corpo no sentido norte-sul. Outros pontos tornaram-se acessíveis graças à abertura de picadas E-W através da densa floresta, desde a pedreira até o contato com as rochas encaixantes do granito. No total, foram coletadas 300 amostras, das quais foram confeccionadas 90 lâminas delgadas e 20 seções polidas para estudos petrográficos e minerográficos.

Para as descrições mineralógicas, texturais e análises modais seguiram-se as metodologias de Chayes (1956), Jung & Brousse (1959), Kerr (1959) e Deer et al., (1966). A nomenclatura dos termos litológicos ígneos obedeceu a proposta de Streckeissen (1976). Para descrição de associações minerais e texturas em minerais opacos, seguiram-se os métodos de Uytenbogaardt & Burke (1971), Schalamuck (1973) e Ramdohr (1980).

Através da espectroscopia de difração de raio-X, foram identificados argilominerais e variedades de epidoto, ambos produtos de alteração hidrotermal em feldspatos e micas do granito. Com essa técnica também foi determinado o tipo de anfibólio presente nos veios magmáticos.

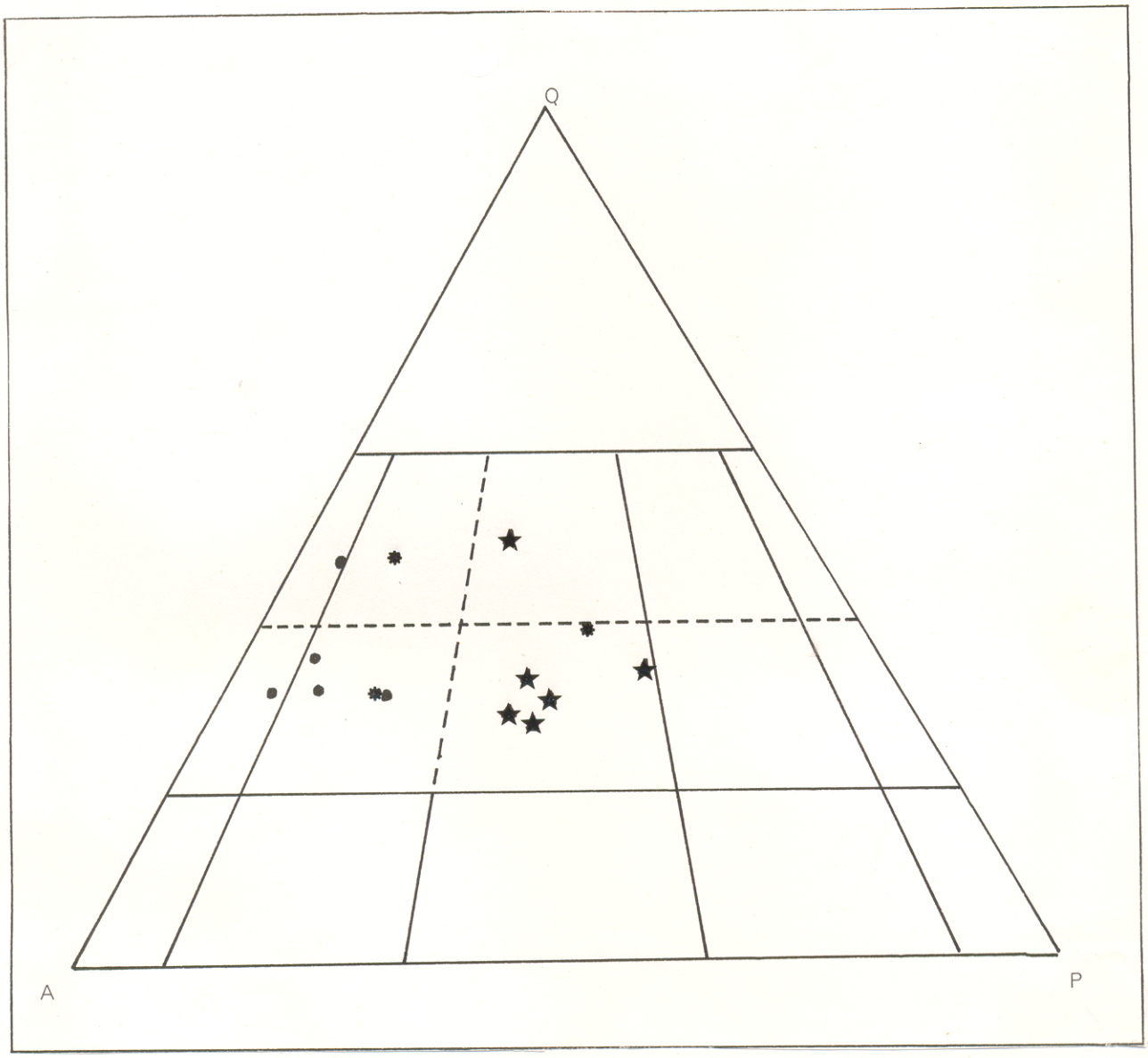
A seguir, descrevem-se os tipos faciológicos mapeados durante este estudo (Fig. 8), cujas composições modais médias estão apresentadas na Tabela 1 e em diagrama QAP (Fig.9)



LEGENDA

A Arenitos
V Metavulcanitos
S Fácies BAS
X Fácies ABM
Estrada
Pedreira
Contato Inferido
Drenagem

FIG.8 Mapa faciológico do setor norte do Granito Central, Serra dos Carajás.



● SIENOGRANITOS (BAS)

★ MONZOGRANITOS (ABM)

✱ Composição modal das rochas do Granito Central (Dall'Agnol,1980)

Fig.9 Diagrama QAP (Streckeisen,1976) mostrando a variação composicional das rochas do Granito Central, Serra dos Carajás.

Tab. 1 ANÁLISES MODAIS MÉDIAS, GRANITO CENTRAL (% VOLUME)
(continua)

Tipo de Rocha: BAS não alterado

	BAS-34	BAS-46	BAS-50	BAS-53	BAS-258	Média
QUART	38,5	12,5	53,2	33,0	35,8	34,6
FK	42,9	73,5	34,1	58,1	58,5	53,4
PLAG	11,8	6,7	9,4	8,2	4,5	8,2
ANFIB	4,6	4,9		0,5		2,0
BIOT	0,9	1,0	0,6	0,1	0,4	0,8
OPAC	0,3		0,1		0,5	0,2
CLOR	0,5		1,4			0,4
EPID			0,6			0,1
CALC						
SER-Ms						
OUTROS	0,5	0,4	0,2	0,1	0,3	0,3
TOTAL	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tab.1 ANÁLISES MODAIS MÉDIAS, GRANITO CENTRAL (% VOLUME)
(continua)

Tipo de rocha: BAS alterado hidrotermalmente

	BAS-08	BAS-22	BAS-26	BAS-28	BAS-32	Média
QUART	35,3	85,0	39,8	33,8	47,6	48,3
FK	53,6	1,0	43,5	39,2	24,9	32,4
PLAG	5,6	9,7	11,6	19,2	19,1	13,0
ANF	3,6		0,1	4,2	3,0	2,7
BIOT	0,5		0,3	2,3	2,7	1,5
OPAC	0,5			0,5	0,6	0,3
CLOR	0,3	4,2	4,2	0,4	0,8	2,0
EPID	0,1		0,1	0,2	0,9	0,3
CALC			0,2			0,04
SER-Ms						
OUTROS	0,3	0,1	0,2	0,2	0,3	0,2
TOTAL	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tab.1 ANÁLISES MODAIS MÉDIAS, GRANITO CENTRAL (% VOLUME)

(conclusão)

	Tipo de Rocha:		
	Média ABM	ABM Greisenizado	ABM Microgranito
QUART	35,1	53,4	38,5
FK	25,5	6,5	18,9
PLAG	30,0		28,7
ANFIB	1,2		1,7
BIOT	8,0		8,3
OPAC	0,1	2,6	0,2
CLOR			2,1
EPID	0,1		0,3
CALC			0,9
SER-Ms		36,6	
OUTROS	0,1	0,9	0,4
TOTAL	100,0	100,0	100,0

4.1 Biotita-Anfibólio-Sienogranito (BAS)

É a rocha dominante no setor estudado. Trata-se de um granito de granulação grossa, em que geralmente os cristais de quartzo,feldspato potássico(FK) e plagioclásio têm dimensões superiores a 5 mm. A cor é rósea devido à abundância de FK que, junto com o quartzo, são os minerais mais abundantes da rocha. O plagioclásio está comumente sericitizado, o que confere uma cor amarela a amarelo esverdeada a seus cristais. A rocha é eqüigranular e não mostra evidências de deformação nem orientação de seus minerais constituintes. Em algumas amostras a quantidade de fases ferromagnesianas é expressiva, mas variedades leucocráticas até hololeucocráticas também estão presentes como fácies de borda.

4.1.1 Aspectos Texturais

A textura dominante é hipidiomórfica granular. Observam-se também texturas seriadas com granulação que varia de grossa a fina

.Quartzo Foram identificados quatro tipos morfológicos (gerações?) deste mineral: (1) Cristais subautomorfos até automorfos cujas dimensões às vezes superam 1 cm, apresentando comumente extinção ondulante e figura de interferência uniaxial descentrada. Via de regra estão fraturados e marcados por cordões de inclusões fluidas secundárias que se propagam de um cristal para outro. Apresentam inclusões minerais de FK, carbonatos e micas. Os seus

contatos com grãos de plagioclásio e FK são irregulares; (2) Cristais pequenos,automorfos, inclusos em cristais de FK micropertítico zonados, dispondo-se nas bordas ou ao redor de núcleos com pouca densidade de pertitas (Fig.10). Não contêm inclusões e a extinção que apresentam é normal; (3) Cristais que fazem parte de intercrescimentos mirmequíticos nos contatos FK-plagioclásio. As mirmequitas são similares às do tipo A (Smith,1974); e (4) Cristais xenomorfos, depositados nos espaços intersticiais deixados pelos outros minerais (FK e plagioclásio), com os quais não mostram continuidade óptica. Segundo Dall Agnol (1980), os dois primeiros tipos teriam sido formadas ao mesmo tempo, o que nossas observações também reforçam. Por outro lado, fica claro que a última variedade é tardia em relação às outras, representando um dos últimos estágios da cristalização do magma, ao passo que o quartzo da mirmequita formou-se mais provavelmente durante o estágio subsolidus.

Cristais de quartzo também podem formar intercrescimentos granofíricos com o FK (feição incomum neste tipo de rocha, porém encontrada freqüentemente em diques de anfibólio-biotita-monzogranito).

Feldspato Potássico Normalmente ocorre em cristais grandes, sub-automorfos, ou até mesmo como fenocristais com dimensões superiores a 1 cm. Os intercrescimentos micropertíticos são comuns nestes cristais, sendo a maioria do tipo "cintas ou bandas" (Bard,1985) ou vênulas (vein microperthite, Smith & Brown,1988). A ocorrência de patchpertitas (Smith & Brown ,1988) é freqüente sempre com orientação óptica coincidente com as das pertitas do

cristal hospedeiro de FK (Fig.11) e podem ter sido originadas por substituição ou redistribuição das pertitas dentro do cristal. As macias Carlsbald são comuns. O tipo de FK é intermediário entre o ortoclásio e a microclina. Não foram encontradas macias em xadrez, feição caraterística da microclina

Os sinais de alteração são evidentes, estando os cristais levemente argilizados. O grau de alteração aumenta consideravelmente em direção aos veios hidrotermais. São comuns as inclusões de quartzo subautomorfo e, mais raramente, as de biotita. É notável o zoneamento em alguns cristais de FK, que é definido pela menor abundância de micropertitas nos núcleos em contraste com as áreas periféricas, onde a densidade de micropertitas é muito maior. É nítida a continuidade óptica entre essas duas áreas.

Já foi explicada a presença de inclusões de quartzo automorfo formando pseudocoroas em redor do núcleo de cristais de FK zoneado. Dall'Agnol (1980) considerou essas feições centrais reliquiares, parcialmente reabsorvidas e propôs uma cristalização de FK em duas etapas. Assim as inclusões de FK poderiam ter se formado precocemente (antes do início da cristalização de plagioclásio e quartzo), enquanto os demais cristais de FK teriam se formado após o início da cristalização de plagioclásio e mais ou menos simultaneamente com a do quartzo.

Plagioclásio Ocorre em cristais grandes, normalmente maiores que 5 mm, subautomorfos até automorfos, muito alterados à sericita, porém não chegam a formar lamelas de muscovita. Além desta mica, zoisita (cor de interferência cinza azulado ou azul) e clo-

rita ocorrem como produtos de alteração e, em menor grau, argilominerais e carbonatos. A macla polissintética está comumente presente, sendo mais rara a que se faz segundo a lei da albita-periclina. Poucas vezes são nítidas as clivagens dos cristais. Esse fato, somado ao alto grau de alteração, dificultou os procedimentos ópticos para determinar o teor de anortita. Quando possível, mediram-se valores entre An22 e An34, portanto na faixa composicional do oligoclásio à andesina sódica. Valores menores (An12) foram obtidos nas bordas dos cristais zonados, devido a evidentes processos de descalcificação. Com certa freqüência, constata-se zoneamento normal oscilatório (Bard,1985), em que o maior grau de alteração se observa no núcleo mais cálcico (Fig.12). É importante ressaltar a ausência de inclusões nos cristais de plagioclásio, à exceção das de anfibólio que são, ainda assim, restritas a poucos casos. No contato entre cristais de FK e plagioclásio podem ocasionalmente se formar auréolas albíticas ou mirmequitas. Em particular, foram observados microfraturamentos em cristais de plagioclásio zonados, preenchidos por albita e fluorita em continuidade óptica com o grão hospedeiro.

Minerais Ferromagnesianos As fases máficas mais abundantes são o anfibólio e a biotita.

O anfibólio pode ser automorfo, mas comumente é subautomorfo e pouco alterado. A cor é normalmente verde escura com um pleocroísmo verde forte a verde amarronzado, devendo tratar-se de hornblenda hastingsítica. Ocasionalmente pode-se encontrar a hornblenda comum nos núcleos de cristais de anfibólio, quando então o pleocroísmo é marrom a verde amarronzado.

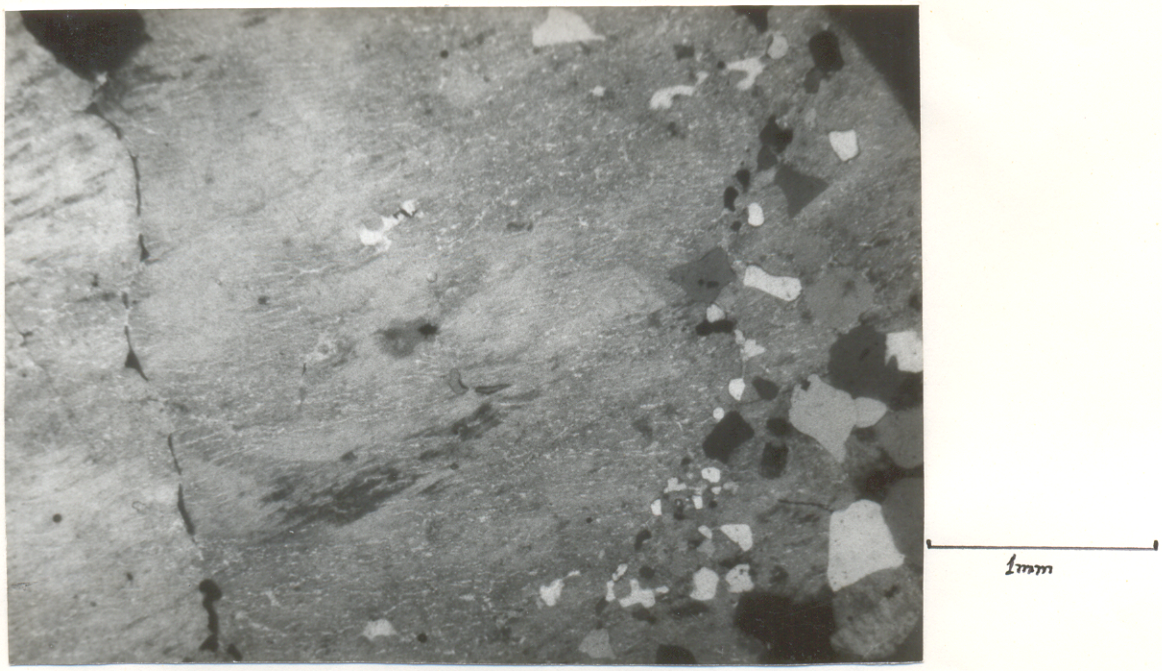


FIG.10 (Fotomicrografia) Cristais automorfos de quartzo dispostos em redor dos núcleos de cristais de FK (Sienogranito, Granito Central, Serra dos Carajás).(NX: Nicois cruzados)



FIG.11 (Fotomicrografia) Patchpertitas associadas a cristais micropertíticos de FK (Sienogranito, Granito Central, Serra dos Carajás). (NX)

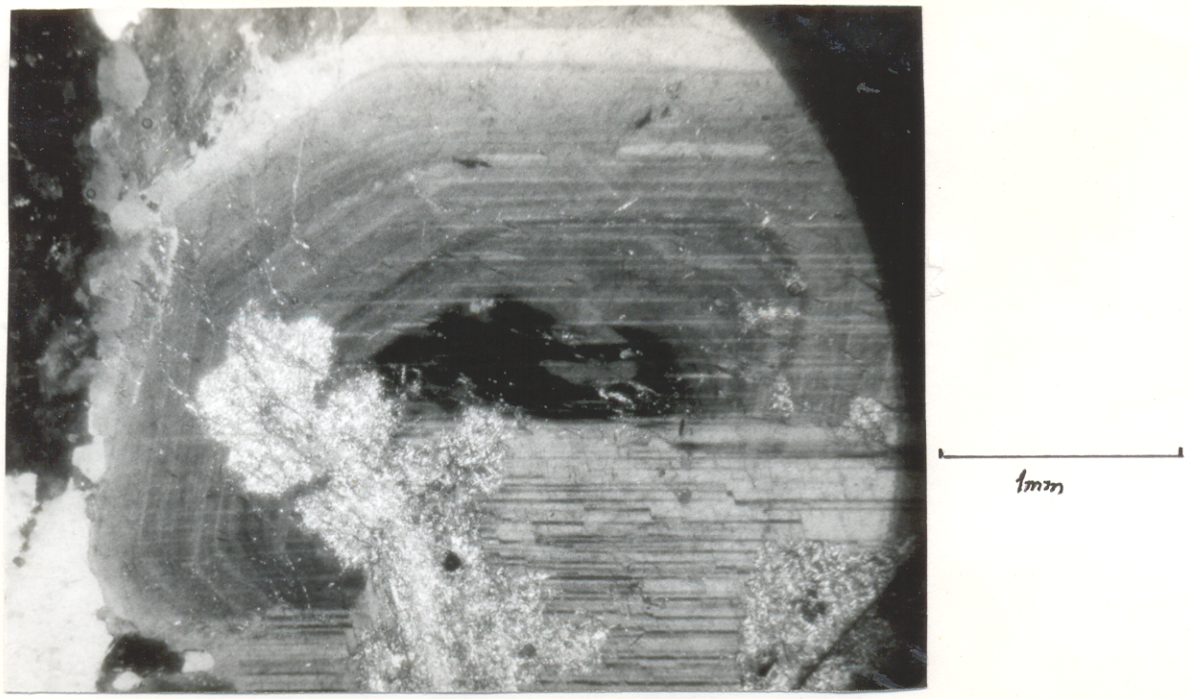


FIG.12 (Fotomicrografia) Zoneamento normal oscilatório em plagioclásios com substituição por sericita (Sienogranito, Granito Central, Serra dos Carajás). (NX)

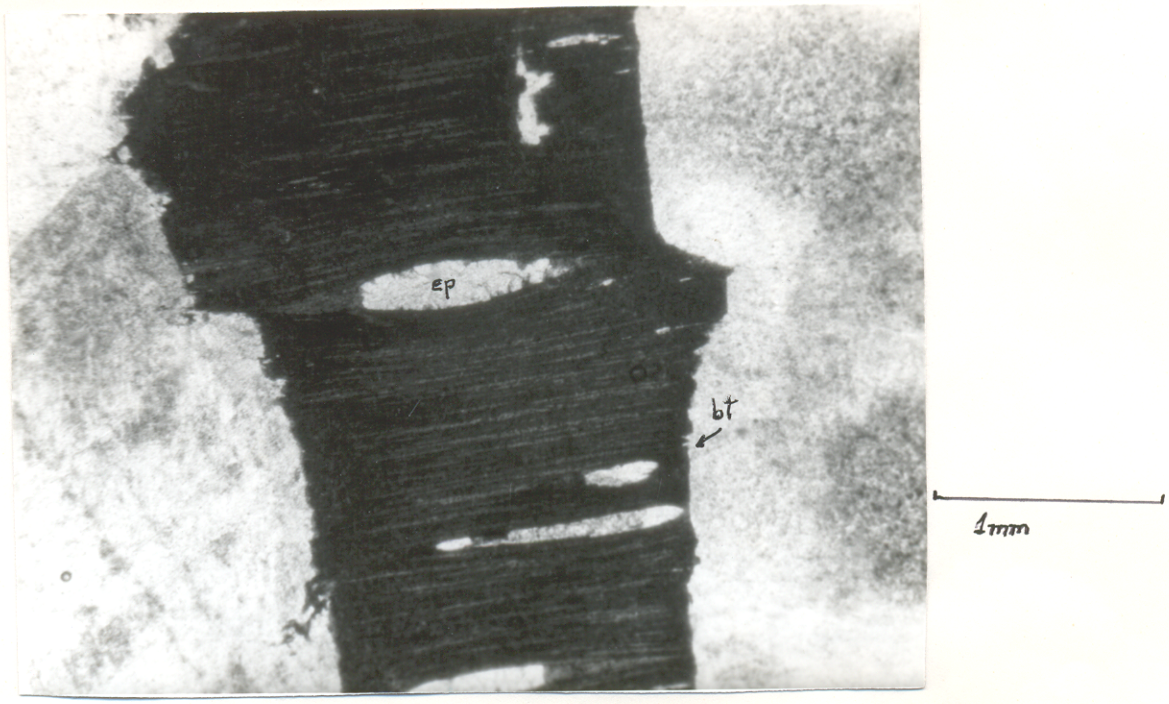


FIG.13 (Fotomicrografia) Cloritização e epidotização incipiente ao longo dos planos de clivagem de cristais de biotita (Sienogranito, Granito Central, Serra dos Carajás). (LN: Luz normal)

As inclusões dos minerais acessórios zircão, apatita e opacos são comuns e presentes em quase todas as lâminas dos BAS.

Há duas gerações de biotita. A mais antiga apresenta alteração incipiente à clorita, normalmente ocorre intercrescida com anfibólios e, portanto, é eqüivalente às biotitas Tipo 1 da clasificação de Barrière & Cotten (1979). A segunda geração é tardia e intersticial (eqüivalentes ao Tipo 3 de Barriere & Cotten) ocorrendo em quantidades subordinadas em relação ao Tipo 1. Uma incipiente cloritização altera alguns cristais nas bordas ou ao longo dos planos de clivagem, desenvolvendo-se, ainda, manchas verdes de epidoto, associados à fluorita e quartzo (Fig.13).

Minerais Acessórios Primários Neste grupo destacam-se a allanita, opacos, zircão e apatita. A allanita é mais abundante na fácies de borda, onde pode ocorrer sob forma de grandes cristais subautomorfos, geminados e metamictizados por desintegração radioativa. O zircão comumente é automorfo,mas às vezes é zonado, podendo corresponder a duas gerações em um mesmo grão individual. Na forma de inclusões, gera halos pleocróicos em cristais de biotita ou clorita.

Minerais Tardimagmáticos

Albita Este mineral origina-se a partir de processos de descalcificação do plagioclásio ou de metassomatismo sódico em cristais micropertíticos de FK (devido à entrada de fluidos ricos em sódio). Em decorrência, formaram-se as pertitas tipo" tabuleiro de xadrez" (Bard,1985) que chegam a substituir totalmente cristais de FK (Fig.14).

Numa fácies de borda observou-se localmente a formação incipiente de interdigitações de albita intergranular em nos contactos entre cristais de FK, em discontinuidade óptica com estes (coroas trocadas ?).

Minerais Acessórios Secundários Neste grupo estão a fluorita , epidoto, argilominerais,calcita, clorita e prehnita(?), comumente associados a anfibólio e biotita, bem como sericita e muscovita originados por alteração de feldspatos.

Minerais Opacos Devido à importância dos minerais opacos, eles serão descritos à parte dos demais minerais dos BAS. O opaco dominante é a ilmenita, que aparentemente substitui a Ti-magnetita mediante processos de oxidação-exolução, e ocorre normalmente inclusa em cristais máficos, denotando ser uma fase precoce. Tem aspecto homogêneo em seções polidas, mas, às vezes, mostra um arranjo textural em forma de "grade" alternando-se com clorita ou biotita (Fig.15). Foram observados cristais de magnetita reabsorbida, alterada e corroída, porém não oxidada. Possivelmente é anterior aos minerais de ganga que a envolvem. A hematita é menos comum e registram-se sinais de martitização em alguns grãos de magnetita.

Na fácies de borda foi constatada a presença de rutilo e sulfetos intersticiais (pirita e calcopirita, associada à bornita).

A fácies BAS desenvolve também textura rapakivi localizada, de fácil e freqüente observação nas exposições da pedreira,

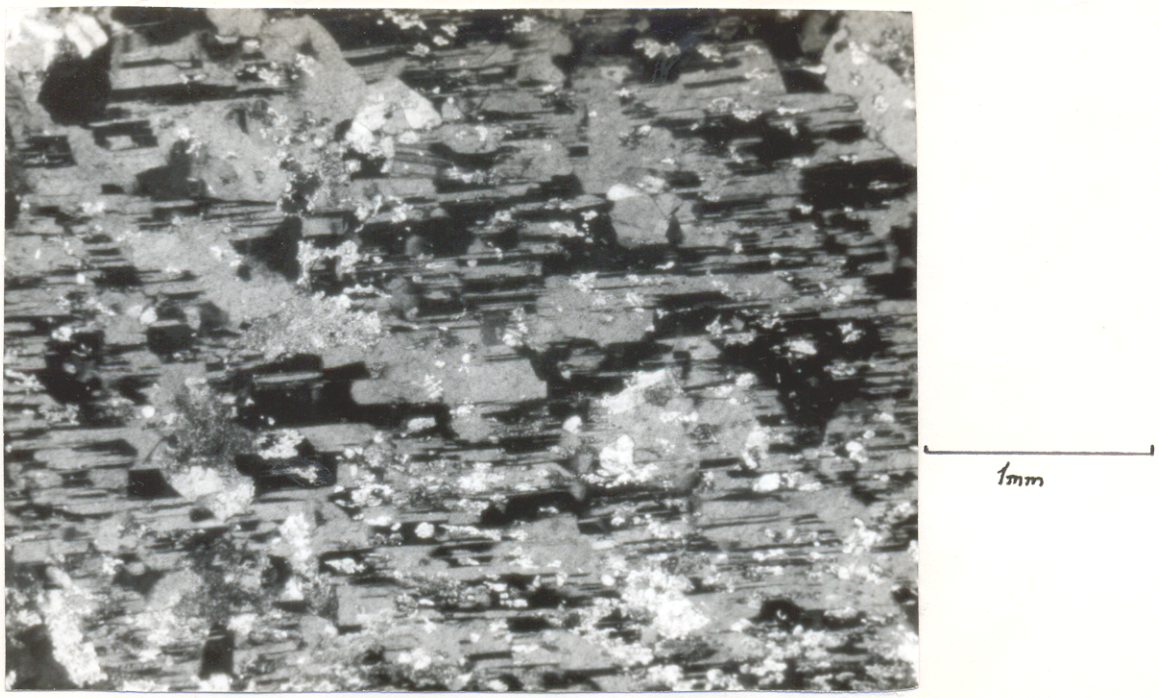


FIG.14 (Fotomicrografia) Albitização intensa em cristais de FK, gerando albitas em tabuleiro de xadrez (Sienogranito, Granito Central, Serra dos Carajás).(NX)

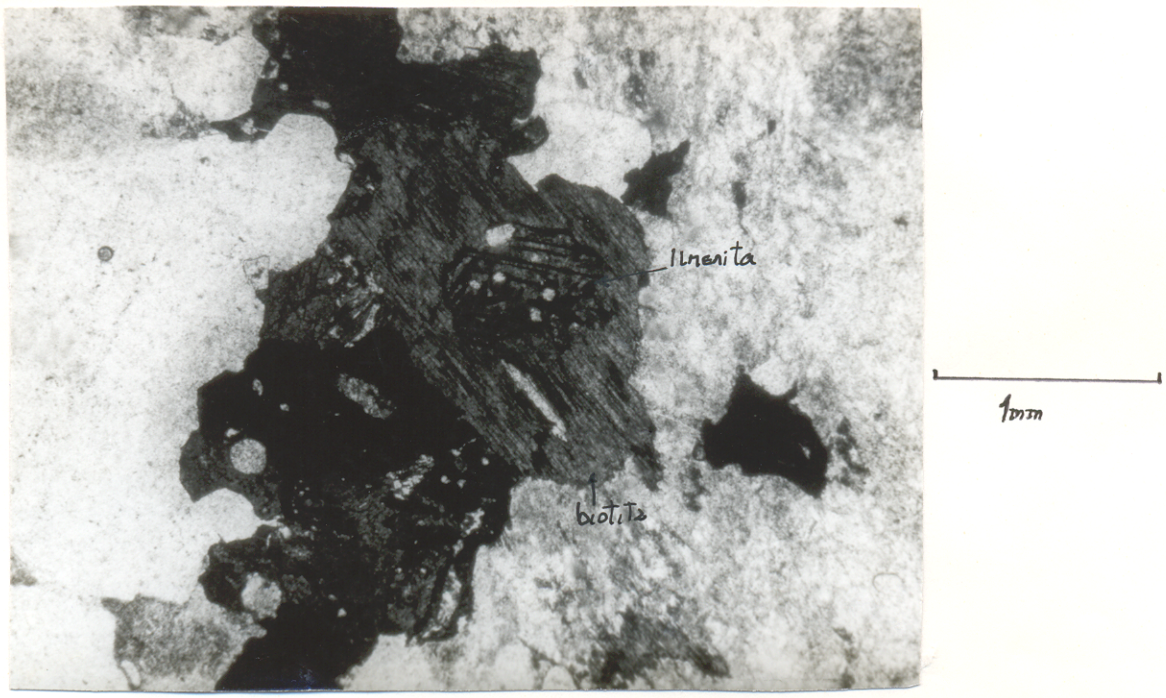


FIG.15 (Fotomicrografia) Ilmenita em forma de "grade" com clorita associada (Sienogranito, Granito Central, Serra dos Carajás).

em que cristais ovóides de FK estão envoltos parcial ou totalmente por anéis de plagioclásio. Localmente (no setor inferior da pedreira) essa rocha mostra tonalidade esverdeada, com destaque a grandes cristais de plagioclásio saussuritizado.

As feições texturais bem como as assembléias de acessórios identificados nos BAS são muito similares às dos biotita-anfibólio-monzogranitos e diques de microgranito, de modo que, nas descrições a seguir, serão enfatizadas apenas caraterísticas distintivas não encontradas nos BAS.

4.2 Anfibólio-Biotita-Monzogranito Porfirítico (ABM)

A principal caraterística desta rocha é a presença de fenocristais de quartzo, plagioclásio , FK e menos comumente de biotita em uma matriz de composição similar ao BAS, diferindo neste caso na granulometria, que passa a ser fina, e no teor de biotita, que é maior que o de anfibólio. Este monzogranito apresenta cor rósea mais atenuada do que na rocha anteriormente estudada. Nas fácies de borda, perto do contato com as rochas básicas, apresenta tonalidades esbranquiçadas e cinzentas, que correspondem respectivamente a um leuco-microgranito porfirítico, muito pobre em fases ferromagnesianas, e a um microgranito porfirítico com altos teores de biotita e de allanita (juntas perfazem 10% da rocha). Nesta última variedade é expressivo também o teor de fluorita.

4.2.1 Aspectos Texturais

A textura predominante é a porfirítica com matriz hipidiomórfica granular fina (Fig.16), porém variedades rapakivi são localmente conspícuas.

Quartzo Os cristais maiores não ultrapassam 6 mm de diâmetro, sendo automorfos, normalmente fraturados e precoces em relação à matriz e aos fenocristais de biotita tardia.

Feldspatos Em particular, apresentam textura rapakivi localizada. Da mesma forma, pôde-se constatar textura granofírica localizada (FK+Qtz) em fácies leucocráticas de borda. Já a albitização de cristais de FK não é tão marcante e as patchpertitas são raras. O plagioclásio apresenta a mesma composição observada nos sienogranitos.

Minerais Ferromagnesianos A hornblenda (ferrohastingsítica?) ocorre em quantidades subordinadas em relação à biotita, estando praticamente ausente na fácies de borda.

A biotita também ocorre em duas gerações,porém a biotita tardia (Tipo 3 de Barriere e Cotten) é dominante em relação à variedade mais antiga (Tipo 1). Estas biotitas tardias são límpidas e sem alteração nenhuma .

Os minerais acessórios encontrados nestas rochas são os mesmos, e com idênticas características, aos que ocorrem nos sienogranitos.

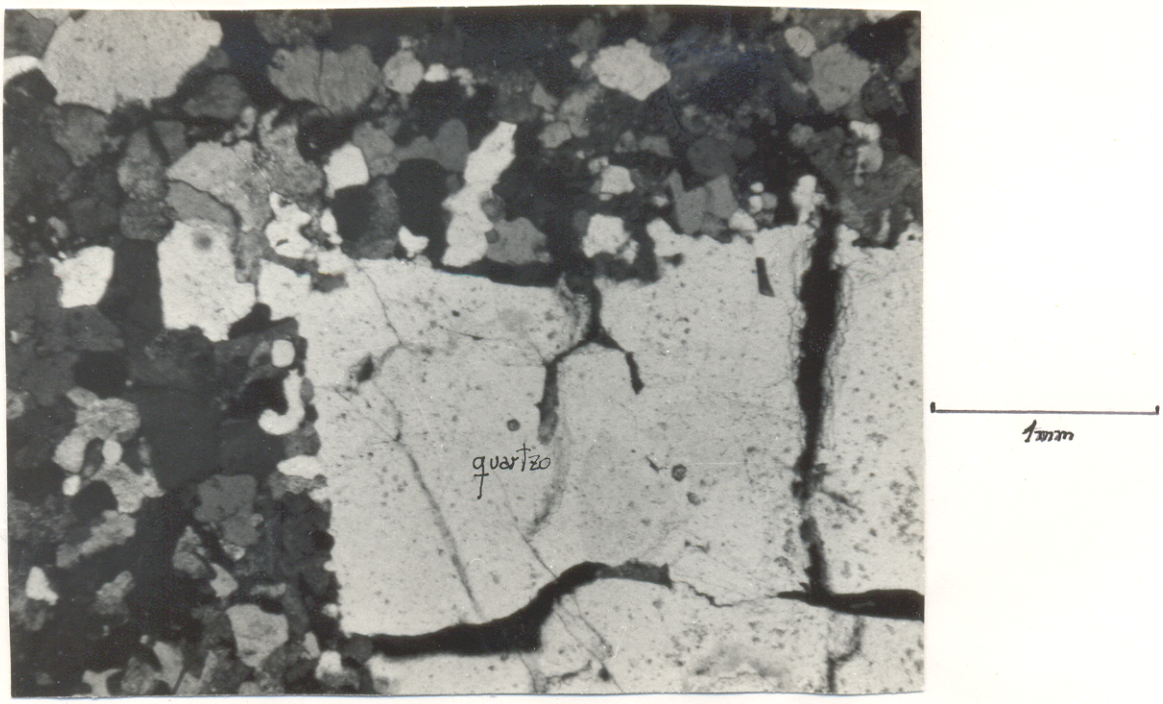


FIG.16 (Fotomicrografia) Textura porfirítica destacando fenocristal de quartzo fraturado rodeado por uma matriz fina (Monzogranito, Granito Central, Serra dos Carajás).(NX)



FIG.17 Dique de biotita-anfibólio-monzomicrogranito, deformado por dobramentos de fluxo (Granito Central, Serra dos Carajás).

4.3 Diques de Microgranito

Estas rochas foram encontradas na pedreira, no setor leste, perto do contato com o arenito, bem como cortando rochas básicas. Estranhamente não foram observadas cortando o arenito. Foram identificados três tipos de diques de microgranito. Os menos evoluídos são os de biotita-anfibólio-micromonzogranito,seguindo-se na linha evolutiva os diques de biotita-microgranito e finalmente os leuco-microgranitos.

4.3.1 Diques de Anfibólio-Biotita-Monzomicrogranito

É a variedade de dique mais freqüente na pedreira. O fraturamento que acolheu estes microgranitos abriu-se quando o granito hospedeiro ainda não havia se consolidado completamente. Em conseqüência, estes diques apresentam-se muitas vezes deformados por dobramentos de fluxo , não tectônico (Fig.17). Texturalmente são idênticos aos BAS. Destaca-se nesses diques a ausência de sulfetos, o alto teor de opacos (>1%) e de minerais ferromagnesianos (> 10%), o que incide na tonalidade cinza que apresentam esses corpos.

O plagioclásio tem a mesma composição que nas rochas anteriormente descritas. O FK é um tipo intermediário entre o ortoclásio e a microclina, e tem uma textura gráfica incipiente. A percentagem de plagioclásio na moda é superior à de FK. Comumente aparece fluorita intersticial.

4.3.2 Diques de Biotita-Microgranito

Estes diques foram mapeados no nível inferior da pedreira e no setor oeste do batólito. Apresentam uma granulometria um pouco maior que a variedade anteriormente descrita. Têm um caráter mais leucocrático, menor teor de minerais ferromagnesianos e maior grau de albitização. A composição mineralógica principal é similar a dos diques de biotita-anfibólio-microgranito, e dela difere pela ausência de anfibólio.

Em alguns setores apresentam-se hidrotermalizados e, ,nesses casos, é significativo o teor de fluorita, que pode juntar-se à associação biotita cloritizada+titanita+zircão+epidoto+carbonatos. Localmente a textura pode ser seriada.

4.3.3 Diques de Biotita-Leucomicrogranito

É a variedade mais leucocrática de diques e, como já mencionado, a mais evoluída. Difere das anteriores por ter baixo teor de biotita, ausência de anfibólio, presença de fenocristais de quartzo e FK, alto grau de argilização dos cristais de FK, bem como cavidades miarolíticas preenchidas com sulfetos (calcopirita,pirita e bornita) e com micas e anfibólios.

4.4 Pegmatitos

Os pegmatitos ocorrem em pequenos bolsões heterogêneos, cujas dimensões não atingem 3x2 m. Os corpos estudados foram mapeados na pedreira e no contato oeste do granito com o arenito.

Macroscopicamente os pegmatitos apresentam coloração rósea-avermelhada, passando a verde amarelada ou verde quando contêm amazonita.

Os cristais de FK, quartzo e albita têm dimensões que normalmente ultrapassam 1 cm. A textura é hipidiomórfica granular grossa.

Quartzo Ocorre em proporções inferiores às do FK e concentra-se nas zonas centrais dos bolsões pegmatíticos, desenvolvendo até três gerações de cristais tardios facetados. Ao microscópio, os cristais apresentam-se subautomorfos até automorfos, com extinção ondulante e presença de inúmeros alinhamentos de inclusões fluidas secundárias.

Feldspato Potássico Este mineral é ,como nos casos anteriores, intermediário entre a microclina e o ortoclásio, tal como ocorre nos sieno e monzogranitos. Os cristais estão normalmente muito alterados, cedendo lugar principalmente à clorita e em menor escala aos argilominerais. A variedade amazonita não apresenta alteração pronunciada, porém é comum a presença de microveios de calcita cortando seus cristais.

Plagioclásio Ocorre nas zonas verde-amareladas dos bolsões associado a cristais de FK remanescentes que podem estar argilizados ou albitizados. Os cristais de plagioclásio são subautomorfos

e estão fortemente sericitizados e epidotizados. Nas zonas onde ocorre a associação plagioclásio + FK não foi registrada a presença de quartzo.

Minerais Tardimagmáticos

Albita É um dos principais constituintes dos bolsões pegmatíticos. Há dúvidas de que seja formada via metassomatismo sódico do FK pré-existente. Comumente os cristais de albita apresentam aspecto de tabuleiro de xadrez.

Minerais Pneumatolítico-Hidrotermais

Turmalina Este mineral está pontualmente concentrado nos bolsões, sob forma de cristais colunares, fibrosos ou em agregados e são normalmente zonados. A variedade de turmalina é a schorlita, mas pode-se encontrar turmalina azul localmente.

É comum a ocorrência de clorita (hidrotermal) a qual forma, às vezes, agregados importantes associados à turmalina, tendo titanita e epidoto como inclusões. Localmente foram encontrados cristais de zircão metamíctico e grandes cristais de fluorita de tonalidade esverdeada.

4.6 Granitos Greisenizados

Estas variedades metassomatizadas são derivadas dos ABM porfiríticos. Três pontos de ocorrência foram mapeados no setor leste do corpo entre a pedreira e o igarapé Cajubim. Nos BAS expostos na pedreira, observam-se evidências de incipiente greisenização em zonas tipicamente hidrotermalizadas.

Os granitos greisenizados mostram granulação média (cristais em geral com dimensões entre 5 e 7 mm) e ausência de orientação, sendo constituídos de quartzo (53,2%), de micas (muscovita e uma outra mica esverdeada)(37,0%) e de feldspato potássico (6,5%). Esses minerais encontram-se numa mesóstase fina de quartzo, micas, óxido de ferro e zircão metamíctico. Os cristais de quartzo apresentam-se bordejados e em parte substituídos por uma mistura de muscovita e mica verde. O FK micropertítico aparece quase totalmente muscovitizado, ou mesmo altamente argilizado.

É significativa a quantidade de zircão metamíctico presente nessas rochas, chegando a atingir 0,6% da moda. Em algumas amostras constata-se à ocorrência de turmalina, porém não se observou em nenhuma lâmina estudada nem cassiterita, nem fluorita. Entretanto, num corpo de greisen mapeado pela DOCEGEO no setor centro-oeste do Granito Central, fora da área de estudo desta tese, foi identificada cassiterita.

4.6 Biotita-Anfibólio-Sienogranito Hidrotermalmente Alterado

Ao longo dos veios hidrotermais, o granito encaixante apresenta zonas de 5 cm até 2m de espessura, as quais registram as alterações produzidas pelos fluidos hidrotermais que por eles cicularam. Embora as transformações mineralógicas e químicas sejam evidentes, as rochas alteradas guardam basicamente a mesma textura do granito original.

As principais mudanças mineralógicas são a seguir descritas:

Quartzo Dominam nesta zona de alteração os cristais automorfos que usualmente têm diâmetro superior a 1 cm. Nas áreas incipientemente greisenizadas esses cristais aparecem rodeados de lamelas de muscovita e sericita.

Feldspato Potássico A transformação para argilominerais é bem acentuada, daí decorrendo a cor avermelhada que caracteristicamente marca os halos de alteração no granito. Os cristais apresentam um aspecto turvo, próprio da substituição por caolinita e por quantidades subordinadas de esmectita, ambas identificadas por difração de raios-X. Outros tipos de alteração, embora não tão comuns como a argilização, são a sericitização (com a ocorrência de mica verde altamente birrefringente), hematitização, greisenização incipiente, cloritização e carbonatação, esta última relacionada com veios de calcita. O processo de albitização dos cristais de FK também é comum nas zonas alteradas, originando cristais que lembram um tabuleiro de xadrez, no centro dos quais persiste FK micropertítico reliquiar. O processo de greisenização incipiente é posterior à albitização.

Plagioclásio Aparece quase totalmente substituído pela associação sericita+clorita+fluorita+calcita. Já não é possível observar com nitidez as macias polissintéticas, que foram fortemente mascaradas pela alteração.

Minerais Ferromagnesianos Os cristais de anfibólio estão totalmente transformados e praticamente são inexistentes nos halos de alteração, haja vista estarem substituídos por agregados de clorita, titanita, opacos,epidoto, fluorita e carbonatos.

As palhetas de biotita sofreram intenso processo de cloritização (Fig.18) e nas áreas de greisenização incipiente é comum a muscovitização. Além da clorita, outros minerais que ocorrem como produtos de alteração da biotita são titanita, calcita e epidoto (Fig.19a e 19b). É de se ressaltar a ocorrência de epidoto manganesífero (piedmontita) nas assembléias de alteração. Nessas zonas são comumente encontrados grãos de sulfetos (calcopirita e pirita) que se precipitaram no granito através de microfissuras atravessando os minerais da rocha. Nessas discontinuidades microscópicas também se depositaram quartzo e albita, particularmente quando cortam cristais magmáticos de quartzo e FK .

4.7 Veios Mineralizados

Na pedreira é comum encontrar-se veios hidrotermais mineralizados com sulfetos que preenchem planos de fratura subverticais. Os veios mostram espessura variável e tanto sua composição como a distribuição dos constituintes é heterogênea. Foi possível, contudo, diferençar três tipos principais de veios:

O Tipo 1 (T1) agrupa aqueles constituídos de calcita acompanhada de sulfetos com espessura média de 5 cm.

O Tipo 2 (T2) abriga aqueles com simetria irregular e compostos de quartzo, turmalina, calcita, albita, fluorita, clorita e sul-

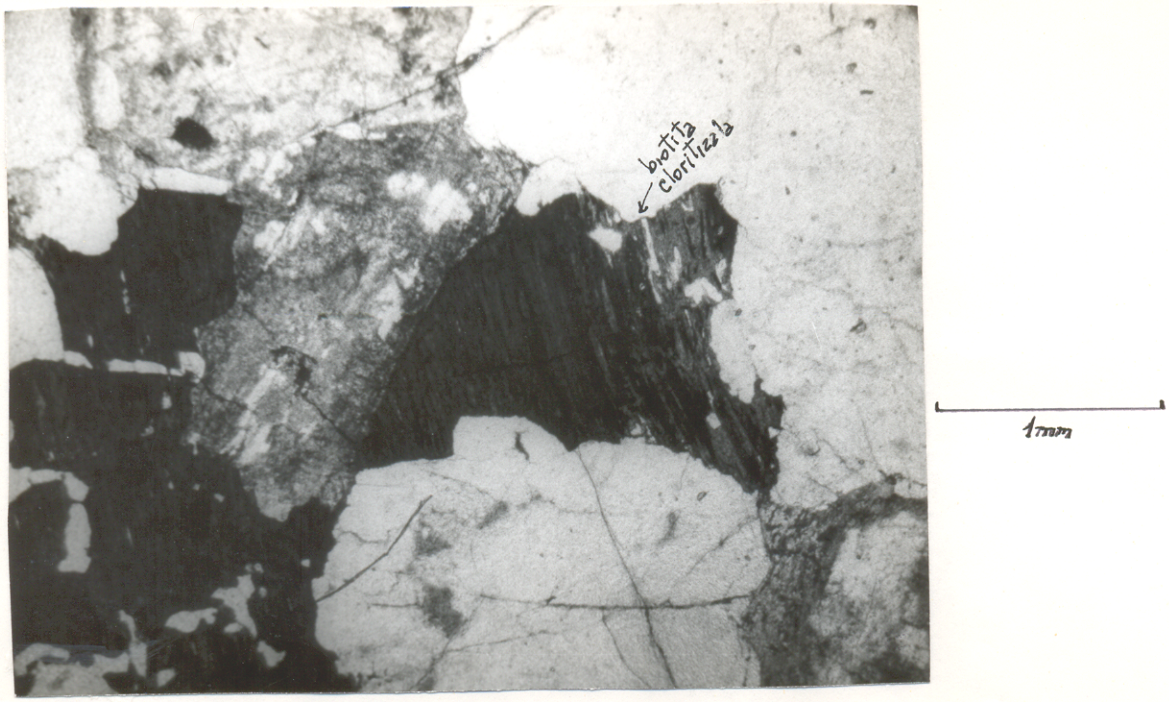


FIG.18 (Fotomicrografia) Processo de cloritização em biotita (Sienogranito, Granito Central, Serra dos Carajás). (NX)

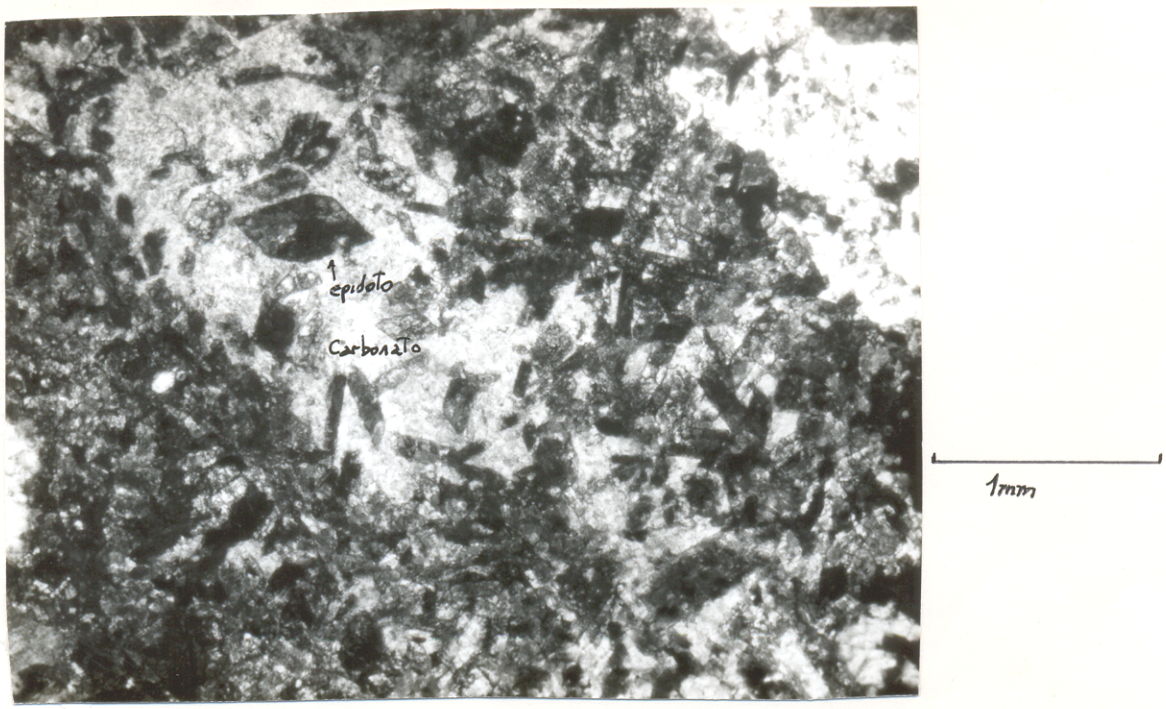


FIG.19a (Fotomicrografia) Epidotização e carbonatação generalizada em rocha sienogranítica hidrotermalizada (Granito Central, Serra dos Carajás). (LN)

fetos. Entretanto, nestes veios, há intervalos em que algumas destas fases não está presente. A espessura média não ultrapassa 50 cm.

O Tipo 3 (T3) agrupa vênulas descontínuas de sulfetos (calcopirita, pirita, molibdenita, bornita e covelita) dispostos ao longo de fraturas, em cujos planos ocorrem freqüentemente como impregnações.

Esses três tipos de veios registram uma correspondência com os planos de fraturamento N60ºW/vertical, denominado Jogo 1(J1), e com o plano N0º/vertical, denominado Jogo 2(J2). Os veios T1 ocupam sempre os planos de fraturas correspondentes ao jogo J1. Já os veios T2 estão majoritariamente relacionados aos planos de fratura J1, mas subordinadamente ocupam aqueles referentes ao jogo J2. Os veios T3 estão vinculados indistintamente aos jogos J1 e J2.

Um quarto tipo de veio (T4) apresenta duas associações minerais. A mais precoce, e que conformou a estrutura do veio, é composta por fases ferromagnesianas(hornblenda-Fe hastingsita e biotita). A associação mais tardia é hidrotermal e representada por quantidades subordinadas de fluorita e sulfetos.

4.7.1 Veios Tipo 1

Esses veios derivam do preenchimento, majoritariamente por calcita, de planos de fratura cujo traçado chega a isolar pedaços da rocha encaixante granítica ou mesmo de minerais primários ígneos. Os fluidos hidrotermais ricos em carbonato não con-

seguiram, contudo, alterar totalmente os cristais de anfibólio ou biotita com os quais a calcita está associada, ao contrário do que ocorreu no outro tipo de veios em que o anfibólio foi totalmente desestabilizado e a biotita totalmente cloritizada.

Nas paredes dos veios Tipo 1 foram observados agregados locais de turmalina que podem estar substituindo minerais máficos por pseudomorfose. Esses agregados concentram-se em zonas de cataclase (Fig.20) onde grãos originais de quartzo, FK e micas estão bastante quebrados e moídos, sem contudo imprimirem uma orientação bem definida à rocha. Os dados de campo sugerem que a deposição de calcita é posterior ao processo de cataclase.

Nota-se que os cristais de FK na rochas encaixante não estão albitizados, mas a argilização é conspícua. Às vezes ,logo após o veio de calcita, pode-se desenvolver uma delgada faixa de muscovita e clorita secundária. Os sulfetos presentes nesses veios são calcopirita, que se mostra alterada nas bordas para covelita e com núcleos esferulíticos de bornita no seu interior, bem como com freqüentes inclusões de pirita.

4.7.2 Veios Tipo 2

Os constituintes desses veios hidrotermais estão arranjados de tal modo que apenas ocasionalmente desenvolvem certa simetria (Fig.21). No geral , em direção ao núcleo do veio, pode aparecer uma zona verde formada por clorita e epidoto,bem com uma zona esbranquiçada descontínua onde predomina o quartzo leitoso. No núcleo podem ser encontrados turmalina, quartzo, calcita, albita e fluorita .

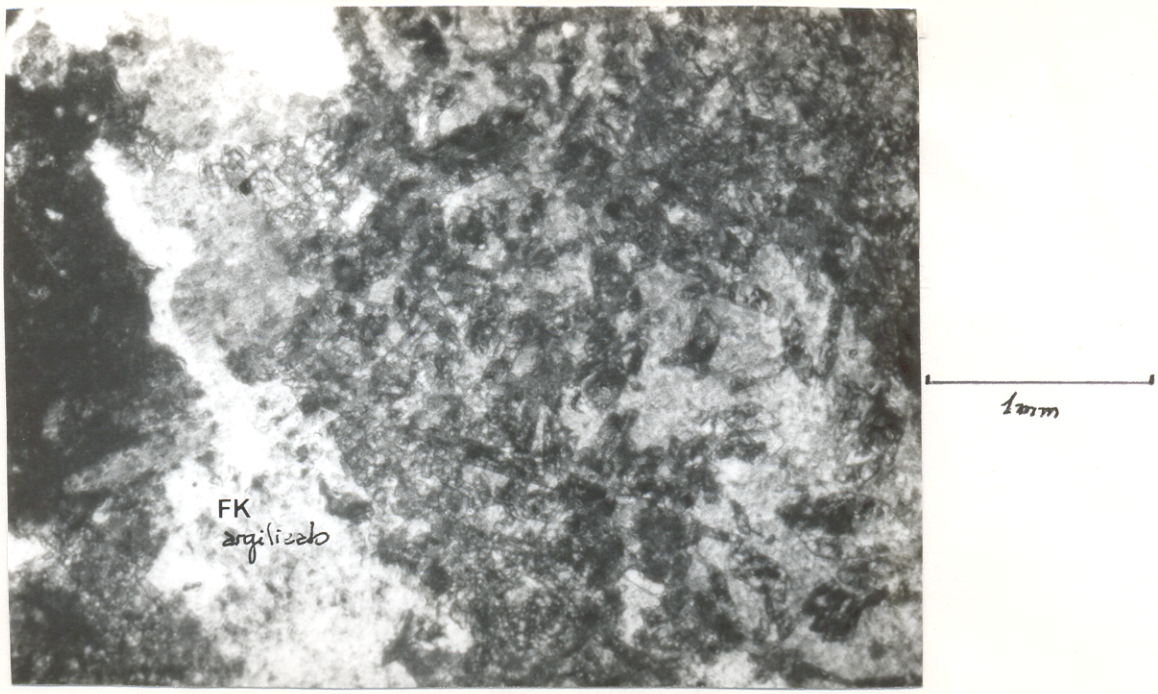


FIG.19b Fotomicrografia anterior com luz polarizada. Observar processo de argilização em cristais de FK (Sienogranito, Granito Central, Serra dos Carajás).(NX)

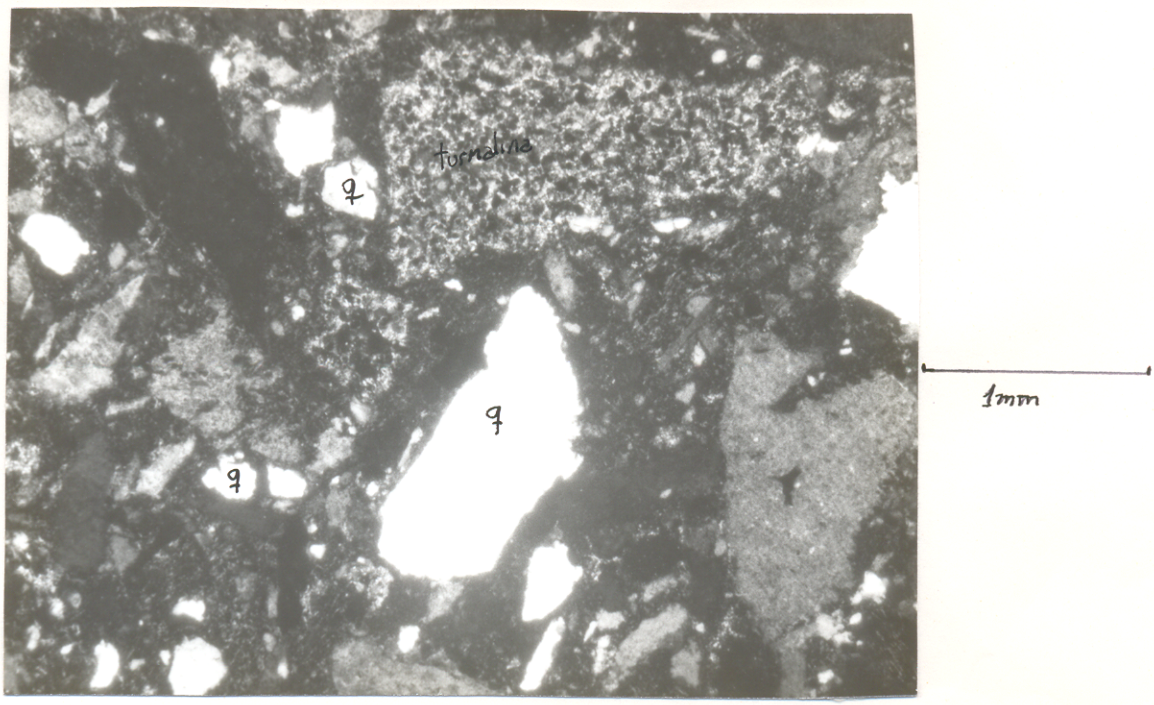
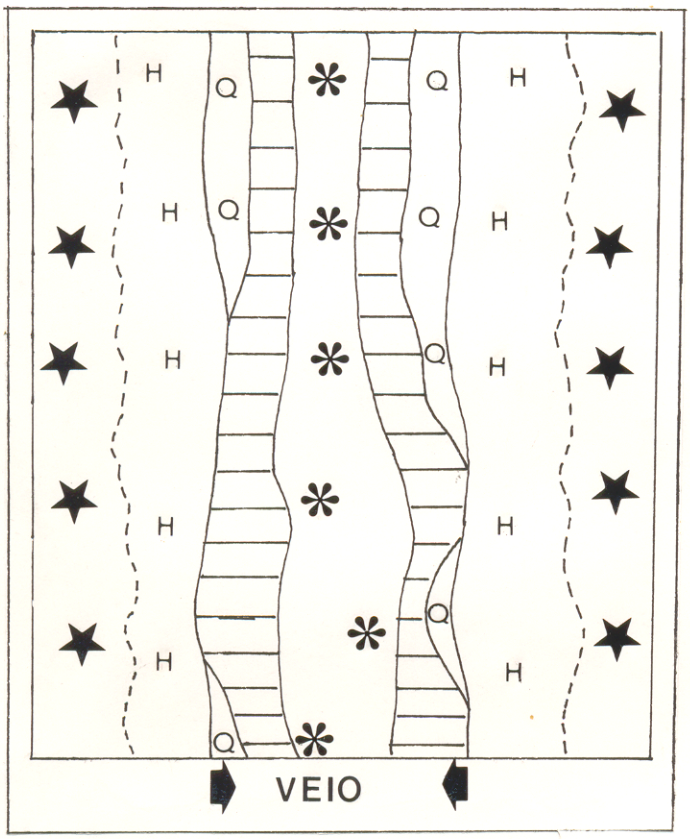


FIG.20 (Fotomicrografia) Zonas de cataclase no redor de veios T1. Observar os grãos de quartzo quebrados e os agregados de turmalina (Granito Central, Serra dos Carajás).(NX)



LEGENDA

★ Granito não alterado

H Granito hidrotermalmente alterado

Q Quartzo leitoso

Clorita + epidoto

✻ Quartzo + turmalina + albita + calcita + fluorita + sulfetos.

FIG. 21 Representação esquemática (sem escala) do veio hidrotermal T2, mostrando nítido zoneamento (Granito Central, Serra dos Carajás).

O quartzo ocorre como cristais subautomorfos ou automorfos, que podem atingir dimensões de até 1 cm e são intercrescidos com cristais de turmalina (Fig.22). Apresenta caráter leitoso e não há sinais de deformação. Seguramente, junto com a turmalina, são os minerais mais precoces desses veios, pois a análise da seqüência de cristalização, baseado na petrografia, assim indica.

A turmalina aparece formando cristais colunares e fibrosos automorfos (dimensões máximas de 0,4 x 0,5 cm) , comumente zonados, e com o núcleo de cor verde escura e as bordas azuis.

A albita é subautomorfa , descontínua e não forma macias polissintéticas perfeitas. Os cristais apresentam-se levemente sericitizados, às vezes substituídos por calcita e são aparentemente posteriores à associação quartzo+ turmalina.

A clorita ocorre formando cristais hexagonais automorfos, cujo diâmetro não ultrapassa 3 mm. Localizados nos planos de clivagem deste mineral , identificam-se grãos de epidoto e titanita.

Com a continuação do processo hidrotermal, foram precipitadas calcita (Fig.23) e fluorita. Esse novo aporte ilhou cristais de clorita, albita e allanita (esta última presumivelmente arrancada das paredes da encaixante granítica). Nestes veios aparecem, não tão freqüentemente, calcopirita,pirita e molibdenita.

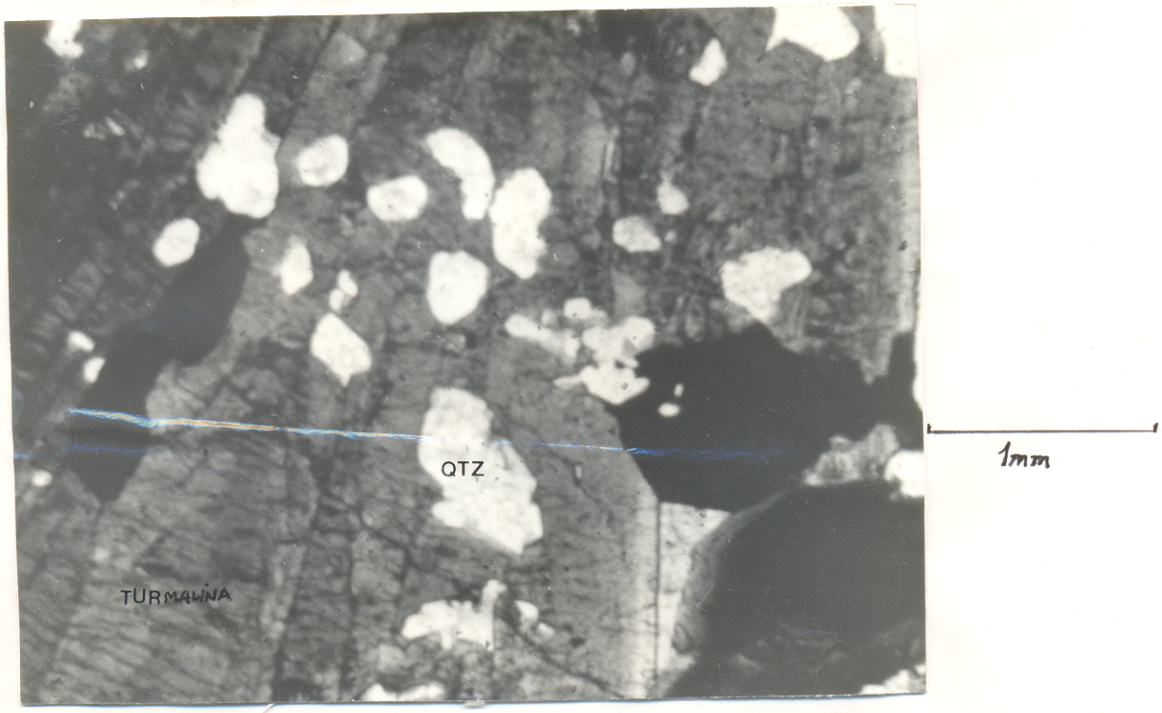


FIG.22 (Fotomicrografia) Cristais de quartzo intercrescidos com turmalina , num veio hidrotermal T2 (Granito Central, Serra dos Carajás).(LN)

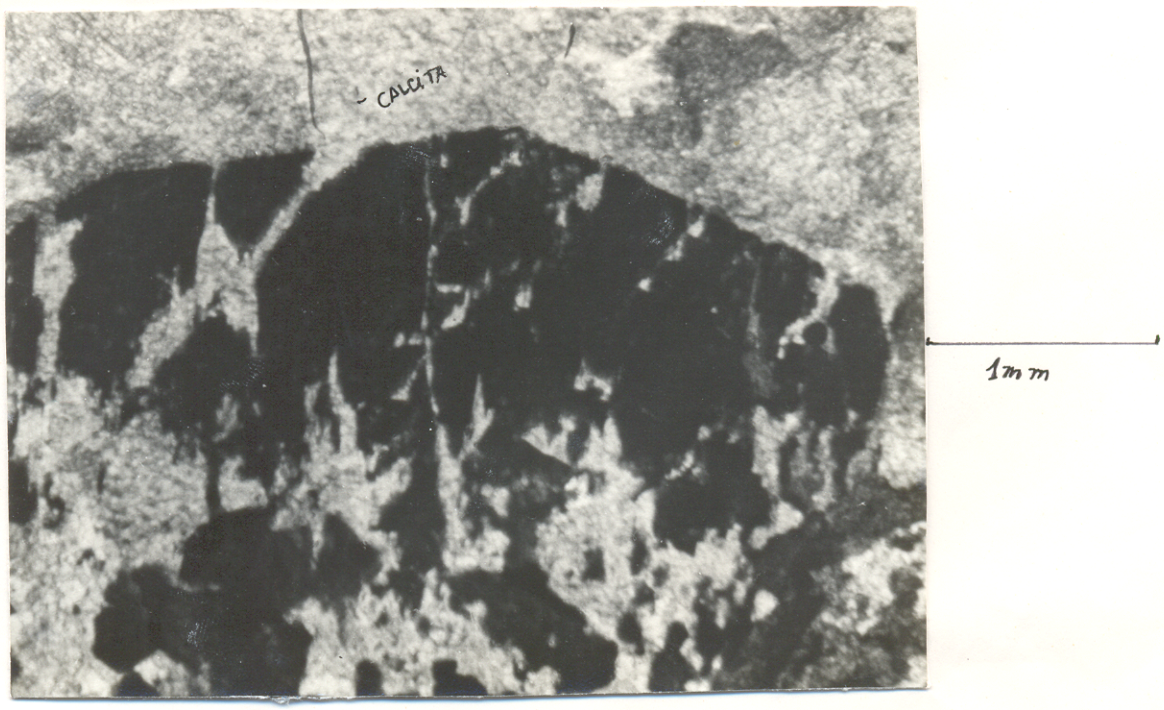


FIG.23 (Fotomicrografia) Injeções de calcita invadindo cristais de anfibólio (da rocha encaixante) presente em veio tipo T2 (Granito Central, Serra dos Carajás).(LN)

4.7.3 Veios Tipo 3

Estas vênulas descontínuas de sulfetos ocorrem como impregnações nos planos de fratura de direções variadas presentes na pedreira. Estão compostas dominantemente de calcopirita, de cor amarela intenso, sem macias reconhecíveis e tampouco sem marcas de exsolução de cubanita que permitissem reconhecer sua clivagem. É fracamente anisotrópica e se altera nas bordas para covelita e a esferulitos de bornita. A covelita apresenta pleocroísmo de reflexão característico azul claro a azul escuro e não mostra macias nem zonação. Já a bornita apresenta-se comumente oxidada com matizes azulados e lilazes. A pirita costuma localizar-se como intercrescimentos nas bordas ou como inclusões nos cristais de calcopirita (Fig.24). Sua cor é branca amarelada e não se observa nem zonação nem alteração. Por seu turno, a molibdenita (Fig.25) apresenta freqüentemente hábito tabular, às vezes com as bordas escamosas, bem como um pleocroísmo branco a cinza escuro e uma refletividade média. É intersticial entre minerais de ganga e não aparece como inclusões em outros sulfetos. Bem possivelmente é posterior à calcopirita e à pirita.

A provável seqüência paragenética desses sulfetos é

PIRITA --- CALCOPIRITA --- MOLIBDENITA--- BORNITA---COVELITA

havendo ampla superposição temporal entre os dois primeiros. Em algumas microvênulas alguns membros dessa assembléia podem faltar.

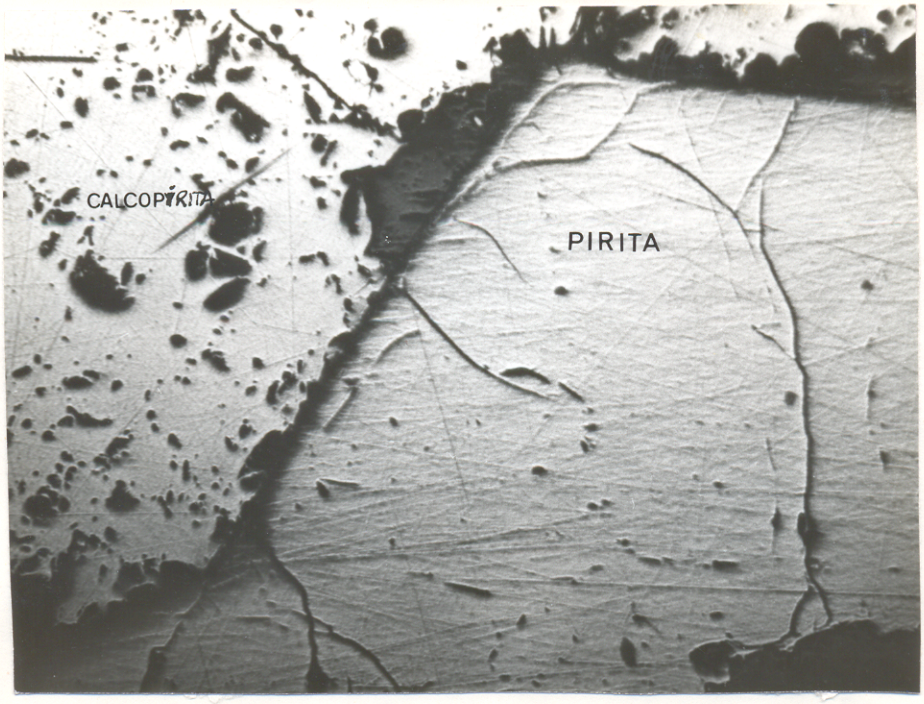


FIG.24 (Fotomicrografia) Cristais de calcopirita e pirita, pertencentes ao veio hidrotermal T3 (Granito central, Serra dos Carajás)

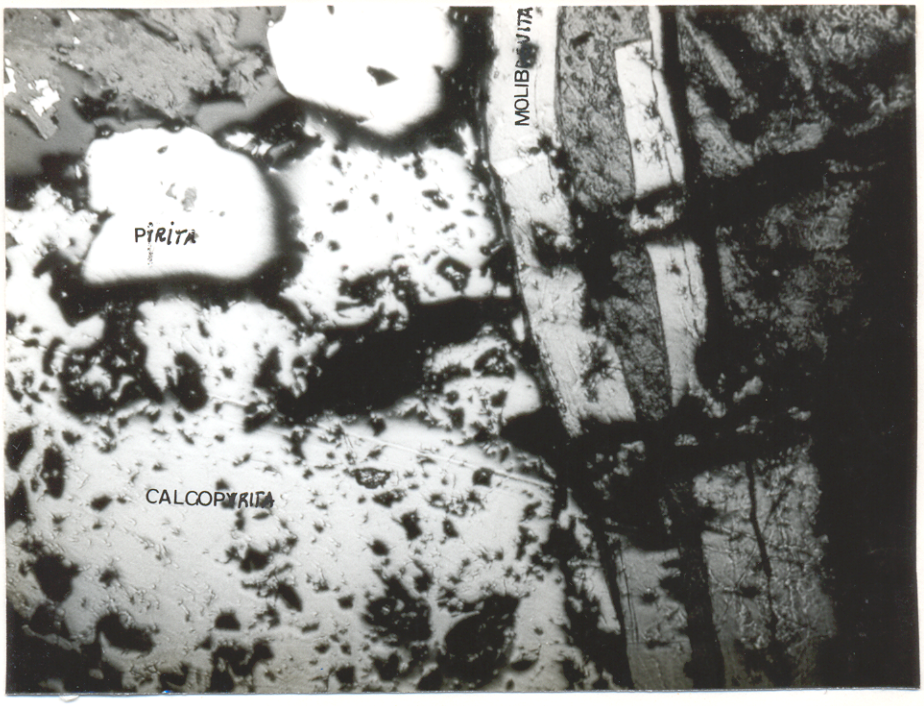


FIG.25 (Fotomicrografia) Cristais de calcopirita, pirita e molibdenita, de um veio hidrotermal T3 (Granito Central, Serra dos Carajás).

4.7.4 Veios Tipo 4

Estes veios têm traçado irregular. Seguramente foram originados por injeção de um concentrado de minerais ferromagnesianos quando o corpo granítico estava próximo da completa cristalização. É por isso que não aparecem preenchendo planos de fratura definidos e tampouco seguem uma direção determinada que pudesse indicar continuidade. Foram mapeados no nível superior da pedreira, mas não puderam ser estabelecidas relações temporais com os veios hidrotermais. Da mesma forma, não ficaram claras as relações com os bolsões pegmatíticos, os quais, não obstante, parecem ser posteriores. Esses veios, de origem magmática, têm como constituinte principal a hornblenda hastingsítica (43,1% da moda), a qual ocorre em cristais prismáticos com dimensões máximas de 3x2 mm sempre associados à biotita. Apresenta inclusões de fluorita, zircão, quartzo e opacos. A biotita (28,0% da moda) é o outro constituinte maior. Aparece intercrescida com anfibólio em cristais de comprimento inferior a 3mm. As palhetas desta mica estão levemente deformadas e incipientemente alteradas à clorita. Devido a uma alteração hidrotermal superimposta, nesses veios registra-se a presença de calcita, fluorita, pirita tardia e escapolita (?). A pirita se injeta como microvênulas ao longo dos planos de clivagem da biotita e do anfibólio (Fig.26).

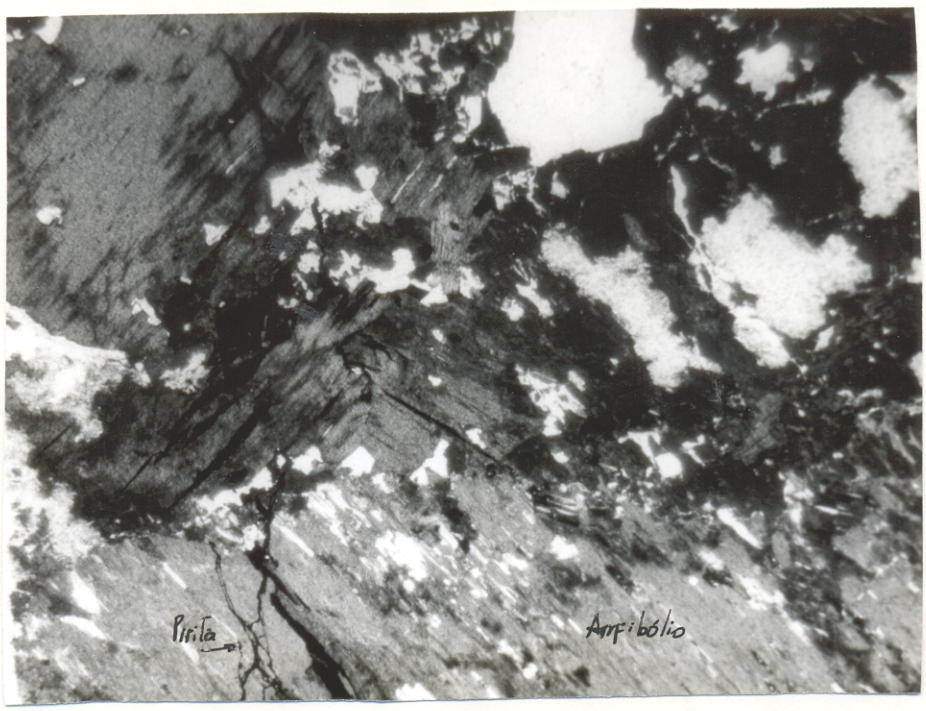


FIG.26 (Fotomicrografia) Vênulas de pirita injetadas nos minerais magmáticos do veio T4 (Granito Central, Serra dos Carajás).(LN)

4.8 Discussão

O Granito Central pode ser classificado como subsolvus (Tuttle & Bowen, 1958; Marmo, 1971) porque possui FK e plagioclasio como fases primárias independentes . Os dados de campo e de laboratório permitiram mostrar um quadro evolutivo preliminar para este corpo granítico abrangendo os estágios magmático, pegmatítico-pneumatolítico, tardi-magmático e hidrotermal, a seguir discutidos.

Estágio Magmático A diferença mais marcante entre as fácies BAS e ABM é de ordem textural e composicional. Enquanto na primeira a textura é hipidiomórfica granular, na última é predominantemente porfirítica com matriz hipidiomórfica granular fina. Ambas apresentam variedades rapakivi localmente.

Não foi possivel se determinar a relação temporal entre essas duas fácies.

As caraterísticas dos cristais de quartzo e feldspatos são similares nessas duas variedades graníticas, pórem na fácies BAM verifica-se bem menor desenvolvimento de patchpertitas no feldspato potássico do que na BAS. Existem diferenças também no que respeita aos minerais ferromagnesianos. O anfibólio é o máfico dominante no tipo BAS, mas ocorre apenas em quantidades subordinadas (às vezes é inexistente) na ABM. Além disso, na variedade monzogranítica a geração de biotita tardia é dominante em relação à que inicialmente se cristalizou. Na facies BAS dá-se o inverso. Os minerais acessórios primários são os mesmos para os dois tipos de rocha.

Os diques de microgranito apresentam características texturais e mineralógicas similares às observadas nos sieno e monzogranitos ,e representam uma fase mais tardia dentro do estágio magmático já que seccionam as duas fácies graníticas anteriores.

Os minerais ferromagnesianos encontrados nos veios T4 são também incluídos neste estágio, representando, possivelmente, uma fase ainda mais tardia.

Estágio Pegmatítico-Pneumatolítico A este estágio pertencem os pequenos bolsões pegmatíticos nos quais se registram , como minerais da safra inicial, FK, quartzo e plagioclásio. Com o avanço da cristalização desses corpos, voláteis ricos em boro concentraram-se nos líquidos residuais e propiciaram a formação de agregados de turmalina que é bem mais freqüente nos bolsões do setor intermediário da pedreira. Da mesma forma, concentrou-se nesses resíduos o sódio, de que resultou a albitização de cristais de FK. Os líquidos finais, de natureza aquosa, alteraram minerais já cristalizados provocando em especial a saussuritização do plagioclásio e a argilização do FK.

Estágio Tardimagmático Durante este estágio, ocorrem processos de metassomatismo sódico em cristais de FK, originando albita que não apresenta geminação polissintética, o que a distingue dos demais cristais de plagioclásio. É um processo freqüente nos sienogranitos e raro nos monzogranitos.

Estágio Hidrotermal Neste estágio estão incluídas as transformações ocasionadas por soluções aquosas oriundas tanto do magma granítico como de fontes externas, e responsáveis pela alteração

das rochas graníticas e pela formação dos veios hidrotermais. Essas transformações ocorreram a temperaturas dentro do intervalo de 550 a 100ºC e nas rochas são marcadas por silicificação, sericitização, cloritização e epidotização, além de carbonatização e sulfidização. Nos veios mais complexos fica evidente que as soluções inicialmente se saturaram com quartzo, clorita e epidoto, e que se tornaram bastante enriquecidas em carbonatos, daí a abundante precipitação de calcita ao longo de toda extensão dessas estruturas. Já as concentrações de boro e fluor só foram suficientes para permitir deposição parcimoniosa e sobretudo descontínua de turmalina e fluorita. De qualquer maneira, constata-se a formação contemporânea de turmalina com quartzo leitoso, sendo a fluorita claramente posterior. Por outro lado, cabem aos sulfetos marcarem o estágio mais tardio do hidrotermalismo, haja vista ocuparem as zonas mais centrais (núcleo) dos veios e, até mesmo, cortarem zonas previamente formadas.

Nas rochas encaixantes, prevalecendo a difusão iônica nas microfraturas saturadas com soluções aquosas, os minerais secundários têm distribuição irregular e as quantidades de clorita, epidoto, sericita, albita, quartzo, titanita, calcita, sulfetos e prehnita (?), resultantes da alteração dos feldspatos e das fases ferromagnesianas, não chegam a alcançar 10% da massa total dessas rochas. Em particular, constatou-se a precipitação de albita e de clorita pseudo-hexagonal engolfando cristais de allanita primária, bem como ocorrência bem local de epidoto manganesífero (piedmontita), o qual também se encontra esporadicamente nos veios.

As relações geométricas observadas entre as zonas de deposição e entre os próprios minerais constituintes permitem estabelecer uma seqüência de cristalização das associações minerais para os veios hidrotermais (Fig.27), que sinteticamente revela a passagem de silicatos para carbonatos + fluoretos e finalmente para sulfetos.

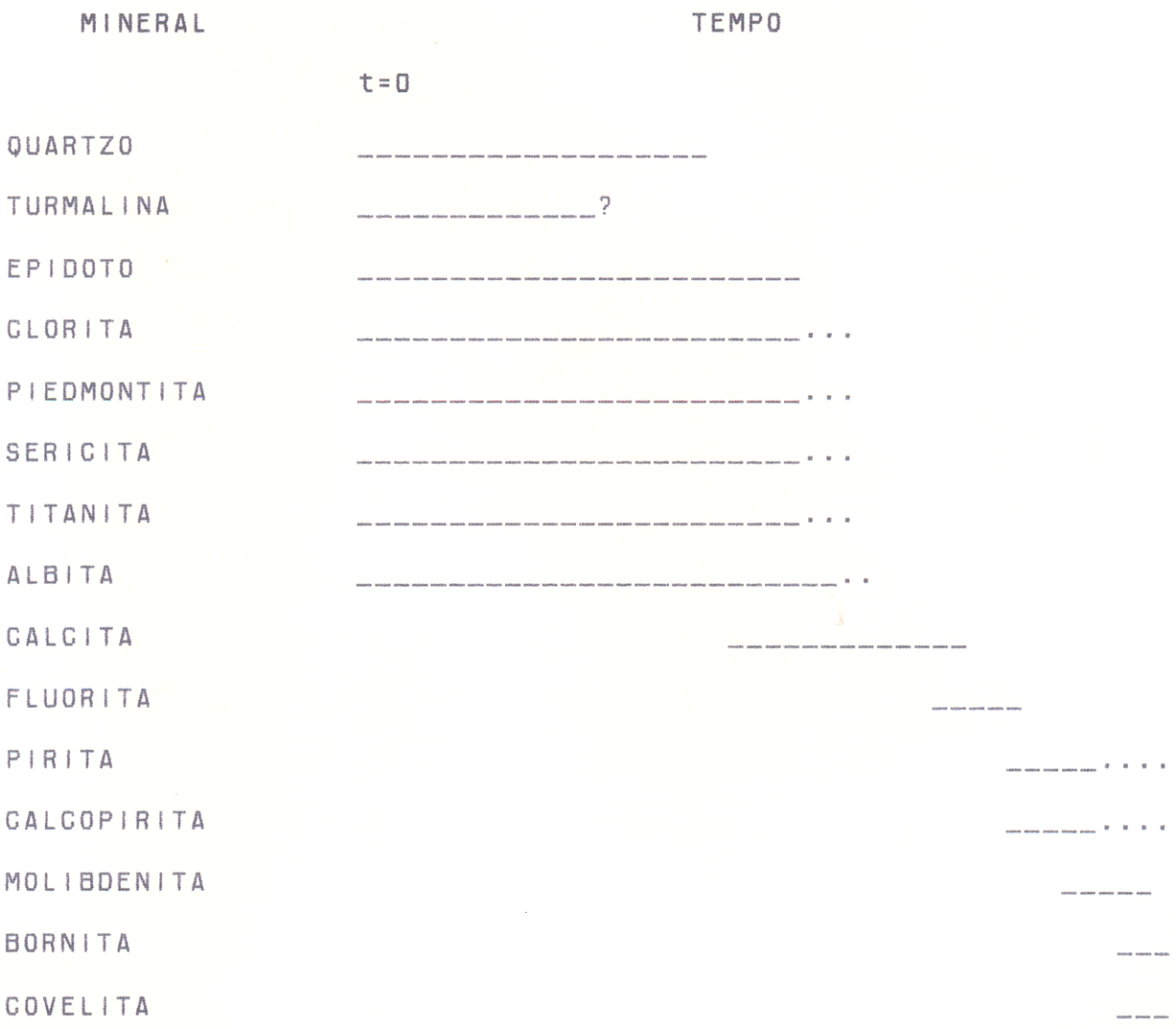


Fig.27 Seqüência de cristalização da associações minerais para os veios hidrotermais do Granito Central, Serra dos Carajás.

5.PETROQUÍMICA

5.1 Considerações Iniciais

Vinte e cinco amostras de rochas do Granito Central foram selecionadas para análise química, sendo duas da fácies ABM (uma das quais greisenizada), duas de microgranitos, quatro de veios e dezessete da fácies BAS, incluídas nestas últimas doze espécimes alteradas.

As análises abrangeram os elementos maiores e alguns elementos traços (Rb, Sr, Cu, Zr, Y e Nb), cujos teores foram determinados nos laboratórios de Absorção Atômica, de Fluorescência de Raios-X e de Análise por via úmida do Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará e nos laboratórios da empresa Geosol.

Neste capítulo dar-se-á ênfase especial às mudanças químicas resultantes da alteração hidrotermal da fácies BAS que é, de muito, a variedade dominante no setor norte do Granito Central, computando-se o balanço de massa em termos de ganhos e perdas absolutos, para o que se recorreu à determinação das densidades de diversas amostras.

5.2 Características Químicas das Rochas Graníticas Não Alteradas

A rigor, todas as rochas do Granito Central na área estudada mostram algum sinal de alteração hidrotermal. Para efeitos práticos, considerou-se amostra não alterada aquela em que a quantidade de minerais secundários não ultrapassa 1% do volume total da rocha.

5.2.1 Fácies BAS

As rochas da fácies BAS mostram uma grande uniformidade composicional (Tab.2) especialmente em termos de SiO2, Al2O3, Na2O, MgO e BaO, cujas variações máximas são respectivamente 2,6%, 1,0% , 0,2% , 0,12% e 0,07%. Variações mais significativas são observadas nos teores de K2O, CaO, TiO2 e FeO, registrando-se, entre os valores máximos e mínimos, razões de cerca de 3/2 , 2 ,2 e 3 respectivamente para estes óxidos. A maior diferença é verificada no conteúdo de Fe2O3 (de 0,10 a 1,30%), mas desprezando-se o menor valor por conta de possível erro analítico (amostra BAS-258), a variação não ultrapassaria 0,62 pontos percentuais, ou seja, menos do dobro entre as concentrações máxima (1,30%) e mínima (0,68%).

Essa uniformidade também pode ser constatada pelos pequenos intervalos entre as razões FeO/Fe2O3 (1,46 a 1,63) e K2O/Na2O (1,7 a 2,4) ou, em termos molares, 3,26 a 3,64 e 1,14 a 1,57 respectivamente. No que concerne aos elementos traços, as variações são pouco expressivas, em especial para os teores de Rb e Sr, embora se note para Zr uma amostra (BAS-50) com pouco mais do dobro da concentração da BAS-43.

Com base nesses dados químicos, pode-se então afirmar que as rochas da fácies BAS do Granito Central são ricas em sílica ($74,10\% \leq SiO_2 \leq 76,70\%$) e em álcalis $7,10\% \leq (K_2O + Na_2O) \leq 8,80\%$), com $K_2O \geq 2.Na_2O$, refletindo a dominância do feldspato potássico sobre o plagioclásio, bem como muito pobres em MgO ($0,10\% < MgO < 0,22\%$).

Tab.2 Teores dos elementos maiores (% em peso) e traços (ppm) de rochas das fácies BAS e ABM do Granito Central, Serra dos Carajás.

(1) BAS tonalidade esverdeada

(2) BAS homogêneo

(3) BAS hololeucocrático

	(1)	(2)	(2)	(2)	(3)		
	BAS-43	BAS-49	BAS-50	BAS-53	BAS-258	MÉDIA	ABM-15
SiO2	74,10	74,20	74,20	74,60	76,70	74,80	76,8
TiO2	0,15	0,25	0,29	0,26	0,35	0,26	0,14
Al2O3	13,00	12,30	12,00	12,10	12,70	12,40	12,5
Fe2O3	0,68	1,10	1,30	1,20	0,10	0,83	0,51
FeO	1,10	1,80	1,90	1,80	0,64	1,44	0,80
MgO	0,10	0,16	0,22	0,18	0,10	0,15	0,10
CaO	0,97	1,10	1,40	1,40	0,74	1,12	0,45
MnO	0,02	0,02	0,03	0,03	0,01	0,02	0,01
BaO	0,24	0,19	0,18	0,17	0,24	0,24	0,20
K2O	6,20	5,10	5,00	4,50	5,50	5,26	5,3
Na2O	2,60	2,50	2,40	2,60	2,60	2,54	2,2
P2O5	0,05	0,06	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
CO2	0,45	0,55	0,45	0,45	0,25	0,43	0,25
H2O	0,40	0,72	0,79	0,82	0,33	0,79	0,83
Sr	152	142	122	133	n.d.	137	n.d.
Rb	149	154	141	132	n.d.	144	n.d.
Cu	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Zr	199	349	408	357	n.d.	328	n.d.

O teor de Al2O3 (molecular) é sempre superior à soma dos álcalis (molecular), o que exclui essa fácies da categoria de rochas peralcalinas. Pode-se também dizer que ela é relativamente pobre em CaO em consonância com a moderada quantidade de plagioclásio (<18% vol.) e sobretudo o baixo teor anortítico (An <28) deste feldspato. As concentrações de CaO devem estar em média 0,54% abaixo dos valores apresentados na tabela 2 , porquanto é essa a quantidade necessária para neutralizar o CO2 sob forma de calcita.

5.2.2 Fácies ABM

A separação entre as fácies BAS e ABM decorrem de estudo petrográfico e em um momento em que não mais havia condições logísticas para novo trabalho de campo. Das amostras coletadas, apenas uma pôde ser considerada macroscopicamente representativa da fácies ABM, tendo sido, então, selecionada para análise química. Contudo, esses resultados (Tab.2) são sem dúvida insuficientes para permitir qualquer comentário confiável sobre o quimismo dessa fácies, de modo que aqui figuram apenas como mero registro.

5.2.3 Microgranitos

Foram analisadas duas amostras de diques de biotita-microgranito (Tab.3), uma delas coletada na pedreira (GC94) e uma outra no contato leste do corpo com as rochas básicas (GC238).

Tab. 3 Teores dos elementos maiores (% peso) e traços (ppm) de diques de microgranitos do Granito Central, Serra dos Carajás.

	MICROGRANITOS		
	GC-94	GC-238	Média
SiO2	74,0	76,0	75,0
TiO2	0,07	0,10	0,08
Al2O3	12,5	12,7	12,6
Fe2O3	0,21	0,84	0,52
FeO	0,98	0,64	0,81
MgO	0,10	0,10	0,10
CaO	0,39	0,50	0,45
MnO	0,01	0,02	0,01
BaO	0,17	0,12	0,14
K2O	7,9	5,9	6,9
Na2O	1,6	2,4	2,0
P2O5	0,05	0,05	0,05
CO2	0,45	0,25	0,35
H2O	0,62	0,65	0,64
Sr	n.d	n.d	n.d
Rb	n.d	n.d	n.d
Cu	n.d	n.d	n.d
Zr	n.d	n.d	n.d

Estas amostras apresentam uniformidade composicional no que concerne a Al_2O_3, MgO e P_2O_5. Com referência a SiO_2, Fe_2O_3, FeO, CaO, Na_2O e K_2O observam-se diferenças de 2,0% , 0,63% , 0,34% , 0,80% e 2,0% respectivamente. As razões FeO/Fe_2O_3 variam de 0,76 a 4,7 e as razões de K_2O/Na_2O vão de 2,45 a 4,9 , o que reflete distintas composições mineralógicas em termos quantitativos.

5.2.4 Comparação de Microgranitos com a Fácies BAS.

Em que pese o número limitado de análises (apenas duas!) a tornar precária qualquer tentativa de comparação, observa-se que os diques de microgranito apresentam teores médios de sílica e alumina levemente superiores aos da fácies BAS. Já os teores médios de K_2O são sensivelmente superiores nos microgranitos, seguramente devido às altas percentagens modais de biotita e FK. Por outro lado, os teores de TiO_2, Fe_2O_3, FeO, CaO, BaO, Na_2O e CO_2 registrados nos microgranitos são inferiores às médias correspondentes à variedade BAS. Com respeito às razões FeO/Fe_2O_3 e K_2O/Na_2O, nos microgranitos não se observa a uniformidade registrada na fácies BAS, chegando a proporção K_2O/Na_2O chegue a quase 5. É de se destacar o baixo teor de CaO registrado nos microgranitos, 50% inferior às médias correspondentes , já por si só baixas, nos sienogranitos.

Antes do presente trabalho, dois autores abordaram o Granito Central do ponto de vista geoquímico. Em um deles, Dall´Agnol (1980) salientou caraterísticas similares às já descritas para duas amostras da porção norte do batólito (um biotita granito e um anfibólio-biotita granito). Apresentou os parâmetros de Niggli e observou, com base em composições normativas, as se-

guintes caraterísticas:

(1) percentagens muito elevadas de quartzo;

(2) altos valores de Or e baixos de Ab, proporcionando uma relação Or/Ab elevada;

(3) teores baixos a médios de An; e

(4) ausência de coríndon, mineral normativo muito freqüente em granitos peraluminosos.

O outro trabalho foi realizado por Almeida (1980) apoiado em 26 amostras de granito não alterado ,correspondendo a rochas de granulação grossa e porfirítica. Apresentou diagramas de variação composicional com a finalidade de estudar tendências de evolução magmática. Usando os índices de Larsen, chegou à conclusão de que as de variações de Si,Fe,Mg,Ca,Na e K seguem as das séries calcoalcalinas, com restrições para Na que sofre decréscimo à medida que a rocha se torna mais ácida. Ao examinar o comportamento dos elementos Na,K,Ca,Fe e Mg em diagramas triangulares Na:K:Ca e (Fe''+ Fe'''):(Na+K):Mg, observou que ao aumento do teor de álcalis corresponde uma diminuição do teor de Fe, enquanto o Mg permanece constante. Trabalhando com elementos traços vs índices de Larsen, observou que o Ba sofre uma dispersão muito grande e que o Rb acompanha as tendências de variação para rochas calcoalcalinas assim como as razões Ca/Sr, K/Rb e K/Ba. E concluiu que a variação da composição química do batólito pode ser interpretada como resultado de ligeira diferenciação do magma granítico que se seguiu ao alojamento.

5.4 Tipologia do Granito Central

O Granito Central, à semelhança de outras intrusões graníticas anorogênicas da região (Velho Guilherme, Mocambo), possui algumas afinidades com os granitos Tipo A de Collins et al. (1982) e Pitcher (1983). As semelhanças apontadas por Dall'Agnol et al. (1986 e 1987) referem-se às rochas dominantes, principais minerais máficos, tipo de feldspato, condições de alojamento, etc. Todos esses corpos apresentam unicamente variedades metaaluminosas e peraluminosas, não se observando, até o momento, fácies peralcalinas.

5.5 Comparações dos BAS de Carajás com Outros Granitos da Amazônia.

5.5.1 Comparação com Outras Variedades Anorogênicas

A fácies BAS do Granito Central foi aqui comparada com outras variedades de granitos anorogênicos de Amazônia Oriental, tais como os granitos Antônio Vicente, Mocambo e Jamon (Tab.4), estudados por Dall'Agnol (1982). As principais conclusões são as seguintes:

(1) Os teores de SiO_2 e Al_2O_3 são eqüivalentes entre todos esses corpos, com exceção do biotita-anfibólio-granito do maciço Antônio Vicente, no qual o teor de sílica é mais baixo em média;

(2) os teores de Fe_2O_3, MgO e P_2O_5 são menores nos BAS;

(3) os teores de K_2O são maiores nos ABS , chegando-se a registrar diferenças de até 1,48% com respeito ao biotita-anfibólio-granito do maciço Antônio Vicente.

Tab.4-Comparacão de dados químicos médios de diversas fácies de maciços graníticos anorogênicos da Amazônia Oriental

	(1)	(2)	(3)	(4)
SiO2	69,06	76,28	72,83	74,80
TiO2	0,80	0,11	0,55	0,26
Al2O3	12,10	12,06	12,86	12,40
Fe2O3	5,85	2,51	2,10	0,83
FeO	n.d.	n.d.	1,57	1,44
MgO	0,88	0,14	0,49	0,15
CaO	2,41	0,78	1,77	1,12
MnO	n.d.	n.d.	0,07	0,02
K2O	3,78	4,84	4,29	5,26
Na2O	3,04	2,03	3,39	2,54
P2O5	n.d.	n.d.	0,20	0,05
H2O	1,48	1,72	0,80	0,79

(1) biotita-anfibólio-granito Antonio Vicente (Dall'Agnol,1982)

(2) muscovita granito Mocambo (Dall'Agnol,1982)

(3) granito equigranular Jamon (Dall'Agnol,1982)

(4) biotita-anfibólio-sienogranito Serra dos Carajás (este trabalho)

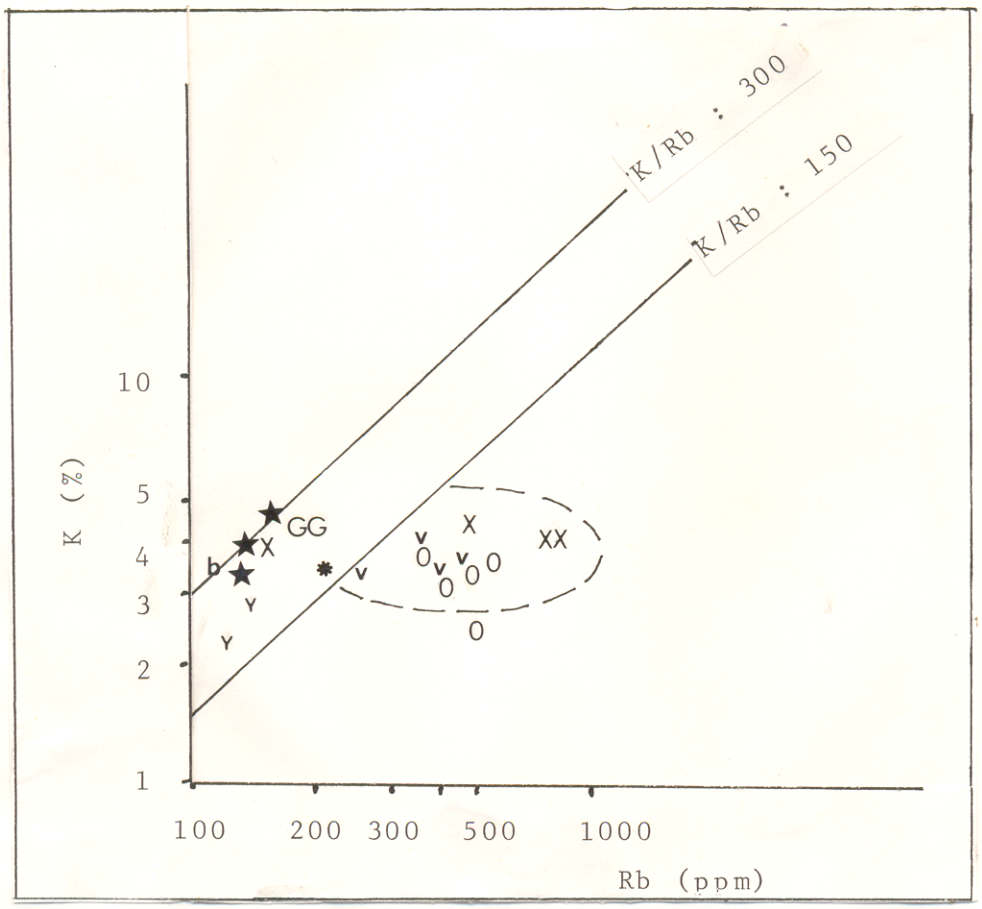
(4) quanto aos teores de TiO2, CaO e Na2O, pode-se afirmar que são mais baixos na fácies BAS que nas variedades faciológicas correspondentes aos maciços Antonio Vicente e Jamon, porém sempre são superiores às da variedade muscovita-granito do maciço Mocambo.

5.5.2 Comparações dos ABS de Carajás com Granitos Estaníferos

Um programa de prospeção realizado pela Docegeo no setor centro-leste do Granito Central revelou a presença de cassiterita em zonas greisenizadas. Face a essa descoberta, tornou-se relevante comparar quimicamente a variedade BAS com outros granitos amazônicos mineralizados em Sn.

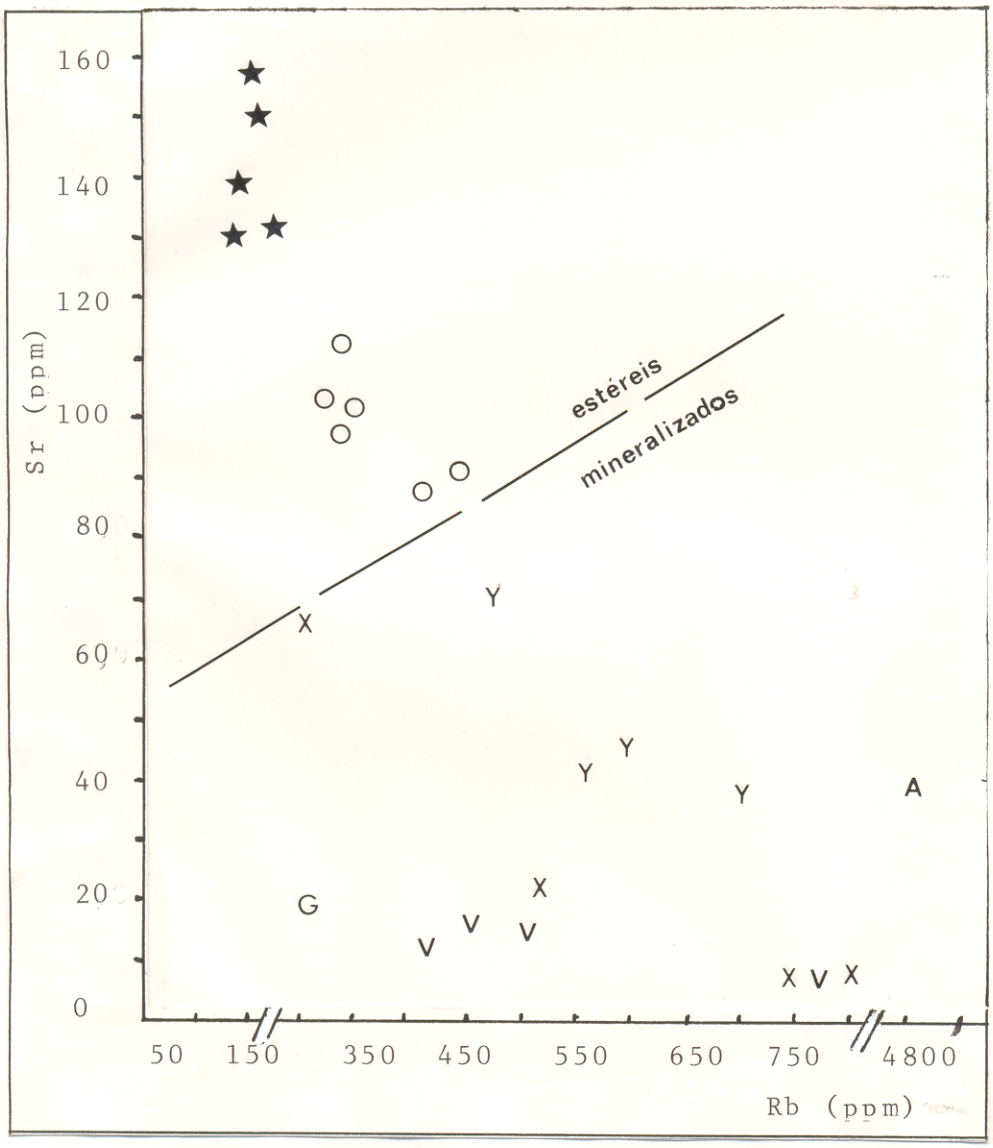
As amostras da fácies BAS não alterada de Carajás não foram analisadas para Sn. Somente foram analisadas para este elemento algumas amostras da fácies BAS alteradas hidrotermalmente e de veios hidrotermais, encontrando-se teores inferiores a 5 ppm. Em granitos mineralizados com Sn , o conteúdo médio desse elemento supera 50 ppm.

Dall'Agnol et al. (1984) estudaram o potencial metalogenético de vários maciços graníticos anorogênicos da Amazônia Oriental, separando rochas graníticas estéreis e mineralizadas em Sn com base em diagrama K vs Rb, reproduzido na Fig.28, na qual estão incluídas amostras da fácies BAS aqui investigadas. Pode-se, então, concluir que os granitos estéreis e estaníferos ocupam campos bem distintos, servindo a reta K/Rb=150 como linha de separação. À idêntica conclusão pode-se chegar usando-se o diagrama Sr vs Rb (Fig.29). Somente a variedade greisenizada da fácies ABM



(★) Fácies BAS, Granito Central (1); (*) Fácies ABM greisenizada, Granito Central (2); (Y) Biotita-hornblenda-granitoide grosseiro, Granito Antônio Vicente (2); (G) Granito grosso, Granito Central (2); (b) Biotita granito, Granito Central (2); (0) Leucogranito estanífero, Granito Antônio Vicente (2); (v) Leucogranito equigranular médio estanífero, Granito Antônio Vicente (2); (X) Leucogranito heterogranular fino a médio, estanífero, Granito Antônio Vicente (2).

Fig.28 Diagrama K vs Rb registrando amostras de variedades estéreis e mineralizadas em Sn de maciços graníticos da Amazônia Oriental. A linha tracejada delimita o campo dos granitos dos estágios tardios (Taylor, 1965). Abaixo da reta representando a razão K/Rb=150 tendem a se localizar os granitos estaníferos.
(1) Este trabalho; (2) Dall'Agnol et al., 1984)



(G) ABM greisenizado, Granito Central; (★) BAS não alterado, Granito Central; (O) Fácies rapakivi, Granito Água Boa-Madeira (Macambira et al, 1987); (Y) Biotita Granito, Granito Madeira (Macambira et al.,1987); (A) Apogranito mineralizado em Sn, Granito Água Boa (Macambira et al.,1987); (V) Leucogranito médio, Granito Antônio Vicente (Dall'Agnol et al.,1984); (X) Leucogranito médio-fino, Granito Antônio Vicente (Dall'Agnol et al.,1984)

Fig.29 Diagrama Sr vs Rb permitindo separar granitos estéreis e mineralizados em Sn.

do corpo em estudo apresenta uma aproximação às posições ocupadas por leucogranitos ricos em Sn. Dall'Agnol et al.(1984) concluíram que o comportamento dos elementos Rb e Sr e das razões K/Rb, Rb/Sr e Rb/Zr são indicativos do potencial metalogenético, sendo particularmente adequado aos granitos anorogênicos estaníferos. Fácies de biotita-leucogranitos finos a médios são comuns em corpos graníticos mineralizados e apresentam valores muito elevados de Rb, Rb/Sr e Rb/Zr e muito baixos de Sr e K/Rb, o que os diferencia dos granitos grossos, tais como os correspondentes à fácies BAS do Granito Central.

5.6 Relações Químicas Observadas Entre ABS Não Alterados e ABS Alterados Hidrotermalmente

Serão examinadas neste capítulo as mudanças nos teores dos elementos maiores e traços entre as rochas alteradas(Tab.5) e não alteradas da fácies ABS do Granito Central.

5.6.1 Elementos Maiores

SiO2 Este óxido nas rochas não alteradas apresenta teores entre 74,10% e 76,70%, enquanto nas alteradas a faixa de variação é maior, de 72,10% até 77,30%, evidenciando que nas zonas de alteração há ganhos e perdas relativos de sílica, devido à silicificação ou à destruição do plagioclásio e do FK.

Os exemplos abaixo de caolinização do FK e sericitização do plagioclásio mostram a remoção de sílica pelas soluções aquosas responsáveis pela alteração.

Tab.5 Teores dos elementos maiores (% em peso) e traços (ppm) de rochas da fácies BAS hidrotermalmente alteradas, Granito Central, Serra dos Carajás.(continua)

BAS ALTERADOS HIDROTERMALMENTE

	GC01	GC08	GC10	GC12	GC22	GC24
SiO2	74,72	74,29	72,29	72,12	74,59	73,75
TiO2	0,31	0,32	0,35	0,44	0,38	0,45
Al2O3	12,09	12,71	12,17	12,13	12,09	12,18
Fe2O3	3,39	3,75	4,33	4,66	3,52	3,74
FeO	2,24	2,59	2,73	3,43	3,08	2,46
MgO	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d.
CaO	n.d.		1,63	1,37	1,44	1,19
MnO	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d.
BaO	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d.
K2O	6,64	6,28	6,20	6,50	4,98	5,59
Na2O	n.d	2,28	2,37	2,56	1,22	2,51
P2O5	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
CO2	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d.
H2O	1,09	0,40	0,58	0,27	1,82	0,93
Sr	121	140	142	137	29	127
Rb	175	159	145	158	115	157
Cu	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	279
Zr	309	377	337	312	268	303

Tab. 5 Teores dos elementos maiores (% peso) e traços (ppm) de rochas da fácies BAS hidrotermalmente alteradas, Granito Central, Serra dos Carajás. (conclusão)

	BAS ALTERADOS HIDROTERMALMENTE					
	GC26	GC25	GC32a	GC32b	GC70	GC91
SiO2	76,20	73,30	75,28	77,10	71,50	76,10
TiO2	0,29	0,14	0,29	0,24	0,23	0,10
Al2O3	12,07	12,20	12,63	11,10	12,40	12,30
Fe2O3	3,49	1,50	2,72	0,52	1,70	0,38
FeO	2,73	2,10	2,08	1,60	1,30	1,10
MgO	n.d.	0,19	n.d.	0,10	0,45	0,10
CaO	0,24	1,40	1,36	1,40	1,80	0,29
MnO	n.d.	0,03	n.d.	0,04	0,05	0,01
BaO	n.d.	n.d.	n.d.	0.06	0,19	0,27
K2O	2,66	5,20	4,82	2,60	6,10	6,50
Na2O	3,32	2,60	1,90	3,10	2,20	1,90
P2O5	0,01	0,01	0,01	0,05	0,05	0,05
CO2	n.d.	n.d.	n.d.	1,10	1,20	0,45
H2O	0,84	0,67	1,02	0,80	1,10	0,50
Sr	13	132	124	43	74	n.d.
Rb	83	136	135	110	160	n.d.
Cu	49	32	n.d.	12	54	94
Zr	336	397	334	440	330	n.d.

$$2KAlSi_3O_8 + 9H_2O + 2H^+ \rightleftharpoons Al_2Si_2O_5(OH)_4 + 2K + 4H_4SiO_4 \quad (1)$$

FK — caolinita

$$3NaAlSi_3O_8 + K^+ + 12H_2O + 2H^+ \rightleftharpoons KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2 + 3Na + 6H_4SiO_4 \quad (2)$$

albita — sericita

Al_2O_3 Confirmando o seu caráter de componente, em geral, pouco móvel, praticamente não se observam mudanças nos teores de alumina entre a rocha alterada e não alterada.

FeO - Fe_2O_3 As percentagens destes óxidos nas rochas alteradas são, em geral, bem maiores do que nas rochas não alteradas. Na realidade, com exceção de apenas três amostras (32b, 70 e 91), todas as demais apresentam ganhos relativos em ferro total (mais adiante será demonstrado que de fato se trata de ganho absoluto), atestando a adição desse metal às rochas pelas soluções hidrotermais. O Fe_2O_3 ascende de uma média de 0,88% para até 2,71% como resultado da alteração. Semelhantemente, o FeO passa de valores médios de 1,44% a 2,28% na rocha granítica alterada, certamente respondendo pela presença sistemática de sulfetos (pirita e calcopirita). Registram-se, ao contrário do que poderia esperar, os menores valores de ferro total nas áreas que apresentam tonalidades intensamente avermelhadas. Naquelas três amostras, representativas dessas áreas, o Fe_2O_3 tem teor médio de 1,02%. Em outros locais, onde não ocorre essa coloração vermelha, os teores são bem maiores (3,9% em média). De fato, parece não haver correspondência entre essa tonalidade e a concentração de Fe^{+3}, mas seguramente a mudança de cor coincide com a argilização do FK.

Observa-se, também, que as razões moleculares Fe_2O_3/FeO das amostras alteradas variam de 0,15 a 0,70 , com a maioria delas (75%) concentrando-se no intervalo de 0,50 a 0,70 (Fig.30). Apenas uma amostra, a de número 25, revela valor igual ao das rochas não alteradas (0,3), enquanto em duas outras, as de número 32b e 91, este valor se reduz à metade. Coincidentemente, estas duas amostras estão dentre as que apresentam perda de ferro total. A de número 70 também perde ferro total, mas ao contrário daquelas, mostra, em relação às rochas não alteradas, maior teor de Fe_2O_3.

Estes dados indicam que durante os processos de alteração a fugacidade de oxigênio variou, propiciando condições mais redutoras a mais oxidantes comparativamente às que prevaleceram na formação das rochas da fácies BAS, embora as condições mais oxidantes tenham sido francamente dominantes, isso está refletido na presença de minerais contendo Fe^{+3} a exemplo de epidoto e cloritas.

CaO No granito não alterado o teor médio é 1,12% que é praticamente o mesmo encontrado nas amostras alteradas (1,21%). Nas áreas intensamente avermelhadas e cloritizadas é onde se registram os menores valores (em torno de 0,30%), enquanto os maiores teores (máximo de 1,80%) são observados em zonas bem próximas dos veios T1.

Na_2O Nota-se apenas uma pequena diferença entre o teor médio de Na_2O no granito não alterado (2,48%) e no alterado (2,29%), muito embora sejam registrados altos valores (3,32 e 3,10%) em duas amostras (26 e 32b), nas quais foi comprovada, pelos estudos pe-

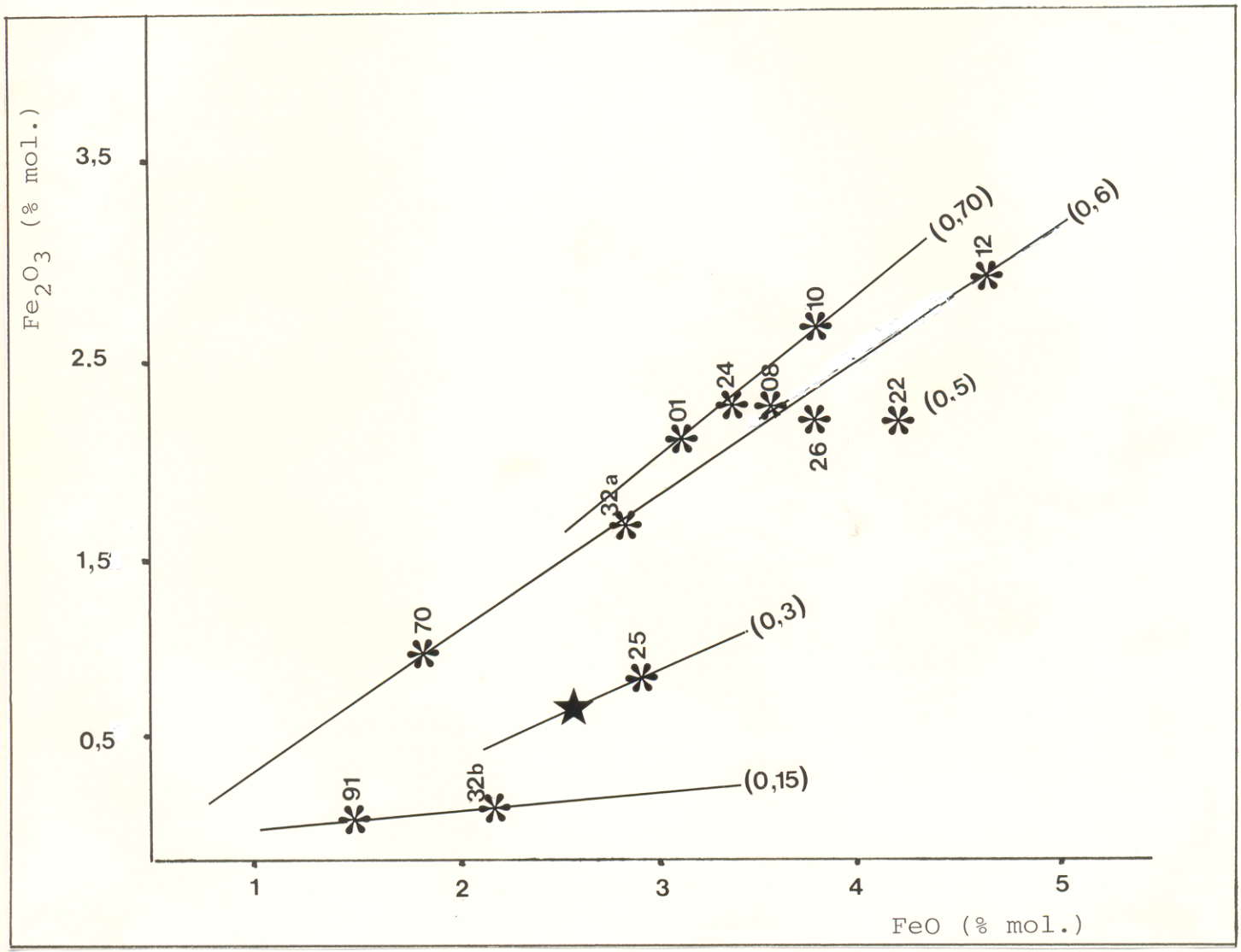


Fig.30 Diagrama FeO vs Fe2O3 (% molecular) mostrando a distribuição das amostras alteradas da fácies BAS (✱) comparativamente àqueles não alterados (★ , o tamanho do asterístico indica os limites de variação) do Granito Central , Serra dos Carajás. Os números entre parênteses representam as razões moleculares Fe2O3/FeO.

trográficos, albitização em cristais de FK. Outras amostras revelam em contraposição, perdas de até 1,30% certamente devidas à desestabilização do plagioclásio primário, a exemplo da transformação à sericita como visto pela reação (2) acima.

K2O Não existe maior variação entre os teores registrados para rochas não alteradas (méia 5,26%) e alteradas (média 5,35%). Destacam-se, no entanto, duas amostras alteradas cujos valores caem para 2,6% (amostras 26 e 32b), nas quais se observa a substituição do FK ora por argilominerais, ora por albita, como também cloritização da biotita e desestabilização do anfibólio, alterando a epidoto e à clorita principalmente. A albitização do FK é corroborada pela queda extremamente acentuada dos teores de K2O e pelo aumento dos teores de Na2O. Excetuando-se as amostras 26 e 32 b, a concentração média de K2O em rochas alteradas elevar-se-ia a 5,9% tornando-se superior à encontrada para as rochas não alteradas.

MnO A percentagem média deste óxido em rocha não alterada é 0,02%, enquanto as amostras alteradas elevam este valor para 0,03% , chegando a atingir 0,05% em rochas encaixantes de veios Tipo 1, em que se registra a presença de epidoto manganesífero (piedmontita).

TiO2 Os teores médios de TiO2 são similares em rochas não alteradas (0,24%) e alteradas (0,29%). Em duas amostras alteradas registraram-se valores muito superiores à media (0,45%) devido à presença de titanita secundária, originada a partir de alteração de cristais de anfibólio.

P2O5 Nas rochas não alteradas os teores deste óxido estão em torno de 0,05%, decrescendo nas rochas alteradas até 0,01%, nas quais a apatita parece ter sido substancialmente destruída.

5.6.2 Elementos Traços

Registram-se, salvo raras exceções, teores extremamente baixos para **Cu** em rochas não alteradas. Quando as concentrações são um pouco maiores, identifica-se calcopirita nos interstícios entre cristais dos minerais primários do granito. Por outro lado, nas rochas hidrotermalmente alteradas, é bem comum a presença de microvênulas preenchidas com sulfetos, o que faz aumentar o teor de Cu até 279 ppm.

Os conteúdos de **Rb** e **Zr** são similares tanto na rocha não alterada como na alterada.

Já para o **Sr** , observa-se uma ligeira diminuição nos teores nas rochas alteradas, especificamente em amostras em que ocorre desestabilização da biotita.

5.7 Balanço de massa

Com o propósito de se avaliar os ganhos e perdas de massa absolutos experimentados pelas rochas do Granito Central durante os processos de alteração, foram selecionadas quatro amostras de diferentes zonas e computados seus componentes em termos de massa por unidade de volume. Para tanto, foi necessário determinar a densidade dessas amostras (Tab.6) e compará-las com a composição média representativa da fácies BAS não alterada (co-

Tab. 6 Densidades de amostras de rochas graníticas não alteradas e alteradas hidrotermalmente, Granito Central (Serra dos Carajás).

GRANITO NÃO ALTERADO			GRANITO ALTERADO		
AM	DENSIDADE g/cm3	OBSERVAÇÕES (Fácies)	AM	DENSIDADE g/cm3	OBSERVAÇÕES (alteração)
49	2,67	ABS	26	2,49	Zona Cloritizada
50	2,67	ABS	70	2,58	Zona carbonatada
					Zona argilizada
53	2,75	ABS	32	2,66	Pouca alteração
91a	2,66	ABS	91b	2,48	Zona avermelhada

Tab.7 Balanço de massa em termos de ganhos e perdas absolutos para rochas hidrotermalmente alteradas do Granito Central, Serra dos Crajás (g/cm3).

	PERDAS		*GANHOS*
ÓXIDO	R.ALT (g/cm3)	RNA(g/cm3)	R.ALT (g/cm3)
SIO2	0,14 (2)	2,01	0,04 (1)
	0,16 (3)		0,13 (4)
AI2O3	0,03 (1)(2)	0,33	
	0,01 (3)		
	0,02 (4)		
Fe2O3	0,01 (4)	0,02	0,06 (2)
			0,02 (3)
			0,01 (1)
FeO	0,01 (3)(4)	0,04	0,03 (2)
CaO	0,025 (2)	0,03	0,02 (3)
	0,023 (4)		0,01 (1)
Na2O	0,01 (3)	0,07	0,01 (2)(1)
	0,02 (4)		
K2O	0,08 (2)	0,14	0,02 (3)(4)
	0,07 (1)		
MgO	> 0,004 (1)	0,005	0,015 (3)
	> 0,004 (4)		
H2O	0,01 (4)*	0,020	
CO2		0,010	0,01 (1) 0,02 (3)
			0,003 (4)

Tab.8 Composição química de rochas não alteradas e alteradas hidrotermalmente do Granito Central, Serra dos Carajás, em termos de massa por unidade de volume (g/cm3).

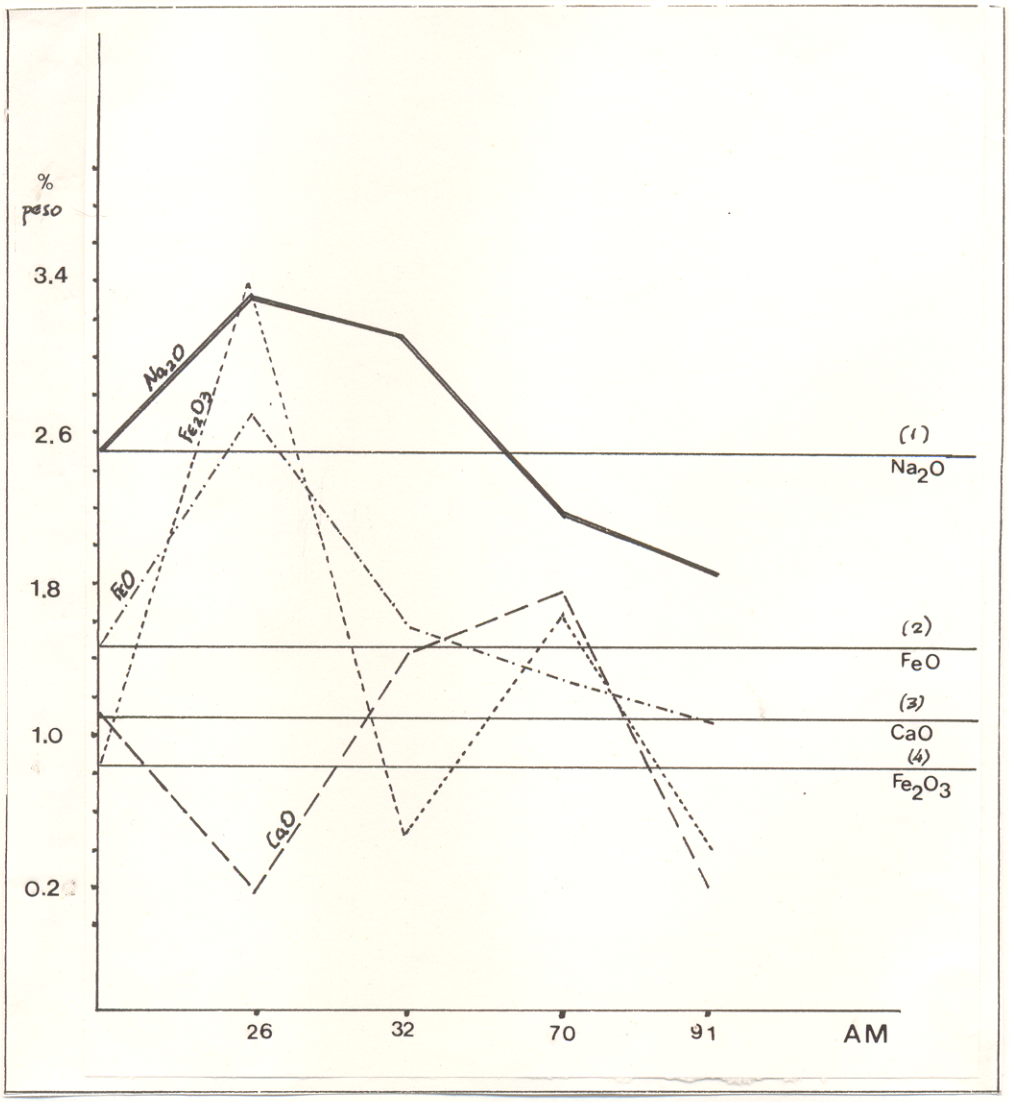
	AM	DENS. g/cm3	SiO2	Al2O3	Fe2O3	FeO	MgO	CaO	Na2O	K2O	CO2	H2O
MEDIA GRANITO NÃO ALT.		2,69	2,01	0,33	0,02	0,04	0,005	0,03	0,07	0,14	0,01	0,02
GRANITO HIDROT. ALT.	26	2,49	1,87	0,30	0,08	0,07	0,001	0,005	0,08	0,06		0,02
	70	2,58	1,85	0,32	0,04	0,03	0,01	0,05	0,06	0,16	0,03	0,02
	32b	2,66	2,05	0,30	0,01	0,04	0,001	0,04	0,08	0,07	0,02	0,02
	91b	2,48	1,88	0,31	0,01	0,03	0,001	0,007	0,05	0,16	0,01	0,01

LEGENDA (Tab.7 e Tab.8): (1) Rocha encaixante sem maiores sinais de alteração (GC32a); (2) Rocha encaixante cloritizada (GC26); (3) Rocha encaixante carbonatada, argilizada e epidotizada (GC70); e (4) Rocha encaixante argilizada (GC91).

RNA : rocha granítica não alterada

R.ALT : rocha alterada hidrotermalmente

(*) : seguramente devido a erro analítico



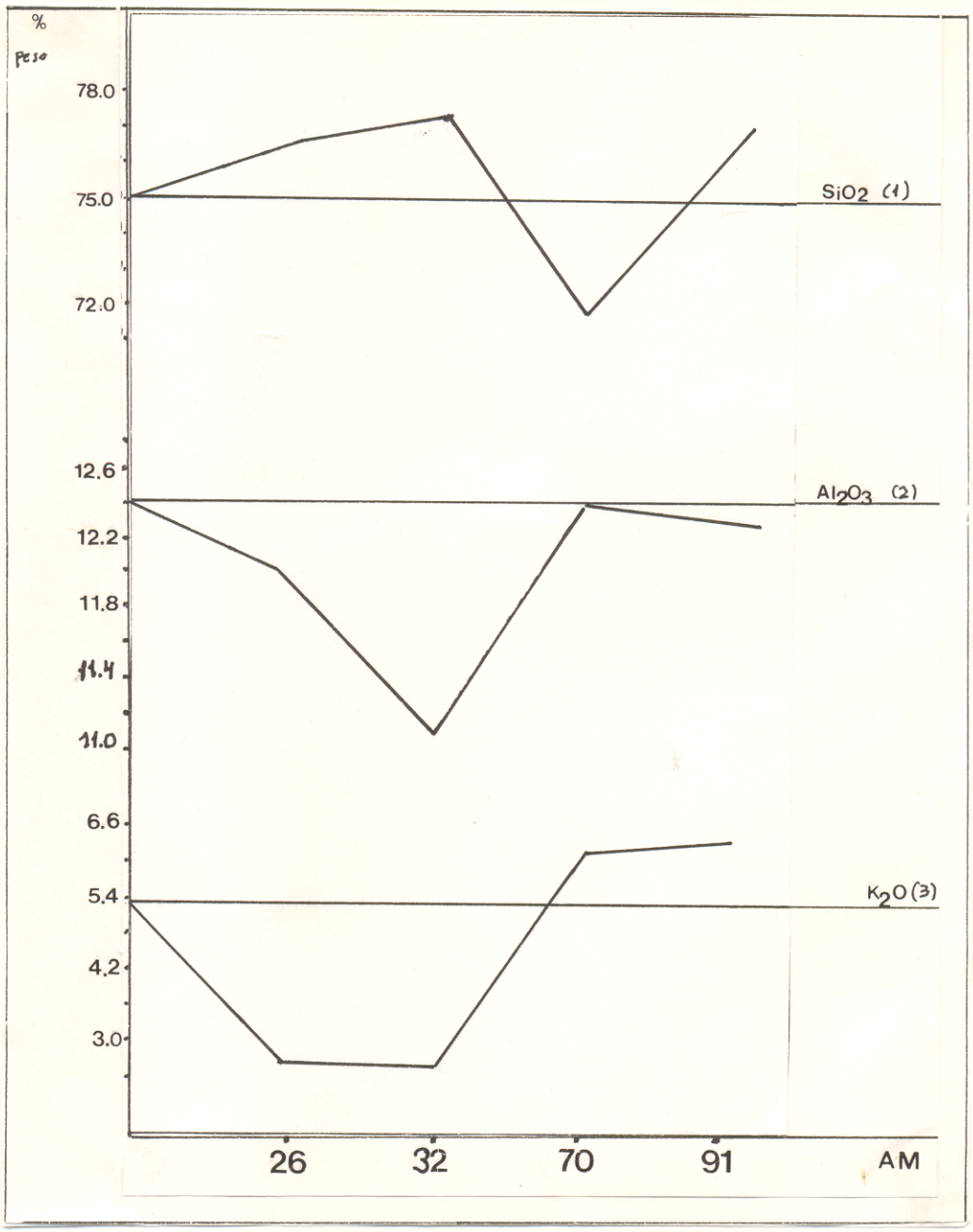
(1) Média Na2O = 2,54%

(2) Média FeO = 1,44%

(3) Média CaO = 1,12%

(4) Média Fe2O3= 0,83%

FIG. 31 Diagrama mostrando as perdas e ganhos relativos de Na2O, FeO, CaO e Fe2O3 em rochas graníticas alteradas hidrotermalmente, com respeito a valores médios desses óxidos em rochas não alteradas (vide texto)



(1) Média SiO2 = 74,80%

(2) Média Al2O3 = 12,40%

(3) Média K2O = 5,26%

FIG.32 Diagrama mostrando as perdas e ganhos relativos de SiO2, Al2O3 e K2O em rochas graníticas alteradas hidrotermalmente com respeito a valores médios desses óxidos em rochas não alteradas (vide texto).

luna central da Tab.7).

A densidade média das rochas da fácies BAS não alterado é 2,69 g/cm3, superior às densidades que apresentam as rochas alteradas hidrotermalmente. As máximas diferenças atingem a 0,20 g/cm3 e são registradas em rochas argilizadas encaixantes dos veios tipo 2. As perdas e ganhos de massa (Tab.7 e 8, e Fig.31 e 32) são analisadas a seguir de acordo com zonas de alteração definidas para o granito:

Rocha granítica carbonatada- epidotizada e argilizada (GC70)

Nestas rochas ocorrem significativas perdas de massa no que respeita a SiO2 e Na2O, e perdas pouco expressivas de Al2O3 e FeO, fundamentalmente devido à alteração de feldspatos para argilominerais e sericita, e da biotita para clorita. Os maiores ganhos de massa correspondem ao Fe2O3, CaO, MgO e CO2, em grande parte em decorrência do aporte de carbonatos e estabilização de clorita e epidoto.

Rocha granítica sericitizada e argilizada (GC91)

As perdas de massa de maior importância nesta zona correspondem a Na2O, FeO, CaO e MgO, registrando-se perdas menores de Al2O3. A formação de argilominerais (caolinita) a partir de FK, de sericita a partir do plagioclásio e clorita a partir de biotita, origina as perdas importantes de Na, Ca e Mg. Ocorrem pequenos ganhos de K haja vista sua fixação na sericita que é relativamente abundante. Os ganhos de CO2 devem-se à entrada de calcita.

Rocha granítica intensamente cloritizada (GC26)

As perdas de massa mais importantes registradas nesta rocha correspondem a CaO e K2O. Há uma pequena perda de Al2O3. Os processos de alteração de FK, plagioclásio, anfibólio e biotita são responsáveis pelas importantes perdas de massa registradas aqui para o CaO, K2O e, minoritariamente, Al2O3. O principal processo de alteração hidrotermal nesta zona é a cloritização (seguida de argilização), fundamentalmente a partir da alteração da biotita, daí os ganhos registrados de Fe total e H2O.

6 ESTUDO DE INCLUSÕES FLUIDAS EM MINERAIS HIDROTERMAIS

6.1 Procedimentos Analíticos

Os estudos de inclusões fluidas foram desenvolvidos inicialmente em laboratório do Centro de Desenvolvimento de Tecnologia Nuclear da CNEN e concluídos no Centro de Geociências da UFPa. As observações foram feitas em oito amostras representativas de veios hidrotermais que afloram na pedreira do Granito Central .

O preparo e a análise das amostras obedeceram as metodologias propostas por Hollister & Crawford (1981) e Shepherd et al.(1985). Assim, foram confeccionadas seções polidas nas duas faces a partir de cristais de quartzo, calcita e fluorita, com espessura <0,3 mm já que o caráter leitoso destes minerais, devido à superabundância de inclusões, exige dimensões desta ordem.

A microscopia permitiu classificar diferentes tipos de inclusões e, em cada seção, foram mapeadas áreas com diferentes tipos quer pela abundância, quer pela boa visibilidade das cavidades. Na etapa seguinte, as inclusões foram estudadas microtermometricamente mediante a utilização de uma platina de aquecimento/resfriamento, modelo Chaixmeca, acoplada a um microscópio petrográfico, a qual permite realizar medições no intervalo de -180º a + 600º C.

O resfriamento foi obtido pela circulação de N2 líquido através da platina. O aquecimento , para obter as temperaturas de homogeneização de fases, foi conseguido por meio de uma resistência elétrica. O controle da temperatura foi efetuado por um sistema eletrônico embora a programação dessas temperaturas tenha sido manual.

Durante o processo de resfriamento, foi medida a temperatura do ponto eutético (Te) e a temperatura de fusão das fases de hidrato de sal (Tfh), porém o diminuto tamanho das inclusões dificultou sensivelmente a observação dessas temperaturas. Mediu-se, também, na grande maioria das inclusões, a temperatura de fusão do gelo (Tf). Com esses dados foi possível estimar a composição dos fluidos em termos da salinidade.

Já no processo de aquecimento foram obtidas as temperaturas de homogeneização das fases fluidas (Th), consideradas como valores mínimos da temperatura de aprisionamento do fluido (Roedder, 1984).

Não foi possível medir as temperaturas de dissolução completa das fases sólidas nas inclusões fluidas em quartzo, pois a dissolução deve ocorrer acima de 600º C, que é o limite de aquecimento do equipamento.

6.2 Tipos e Distribuição das Inclusões fluidas

Foram identificados três tipos principais de inclusões: monofásicas, bifásicas e multifásicas.

Inclusões Monofásicas

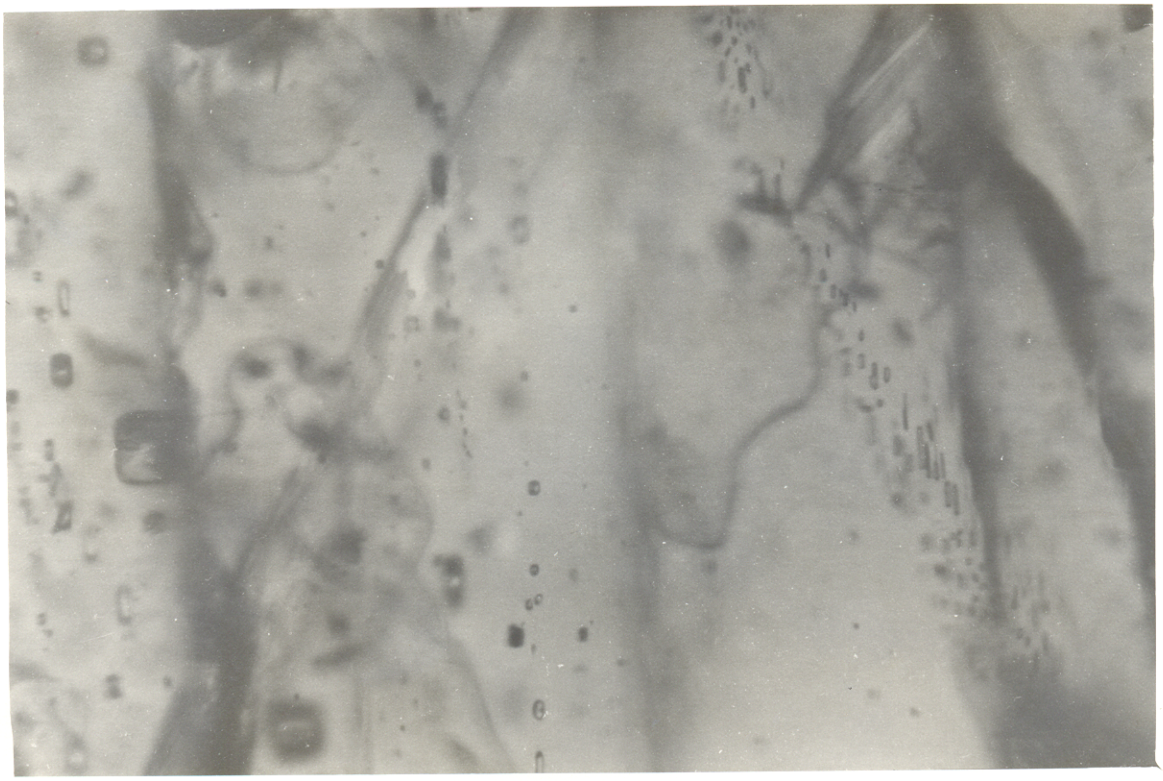
São inclusões aquosas (Fig.33, de fase líquida, claras, de forma tubular, e dimensões extremamente pequenas (<15μ). Normalmente encontram-se em cristais de calcita e subordinadamente nos de quartzo, estando relacionadas a alinhamentos , daí poderem ser classificadas como secundárias, segundo os critérios de Roedder (1984). Não foram reconhecidas inclusões monofásicas primárias.

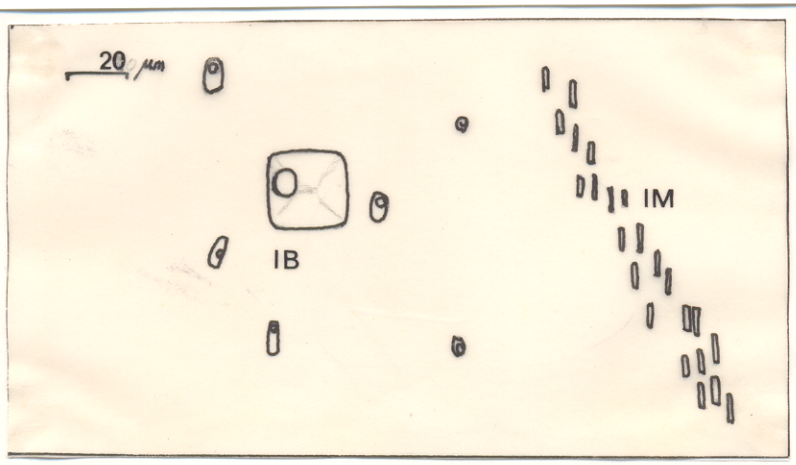
Inclusões Bifásicas

São igualmente aquosas (Fig.33e 34) e dominantes em todos os cristais dos diferentes minerais examinados. À temperatura ambiente, apresentam duas fases : uma líquida e outra de vapor ou gasosa. Homogeneízam-se na fase líquida.

As inclusões bifásicas primárias em calcita mostram uma variedade de formas, destacando-se as pseudo-quadrangulares, elongadas, subarredondadas, facetadas (cristais negativos). Estas últimas formam as maiores inclusões. Nos cristais de quartzo e fluorita,as formas mais comuns são as subarredondadas, não tendo sido encontradas inclusões elongadas e facetadas.

O tamanho dessas inclusões, em quaisquer dos cristais de calcita, quartzo e fluorita, é menor que 25μ . As razões Vv/Vt (volume da fase vapor / volume total) oscilam entre 8 e 15 %. Em termos de distribuição, elas podem apresentar-se ou não relacionadas a estruturas intracristalinas.





I.M. = Inclusões fluidas monofásicas

I.B. = Inclusões fluidas bifásicas

Fig.33 Fotomicrografia mostrando inclusões monofásicas secundárias e bifásicas primárias em cristais de calcita do veio T1 (Granito Central, Serra dos Carajás), ressaltadas na figura que foi reproduzida da fotomicrografia na mesma escala.

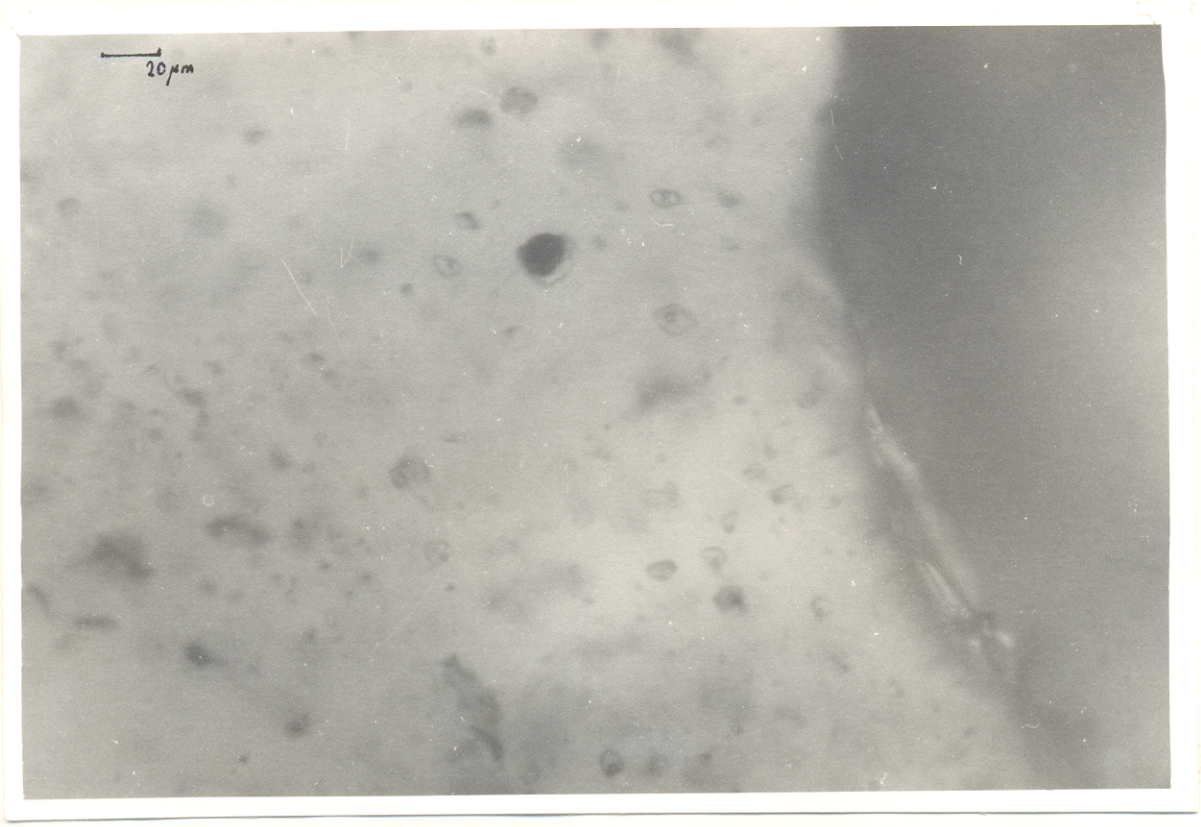


Fig.34 Fotomicrografia mostrando inclusões bifásicas primárias em cristais de quartzo do veio T2 (Granito Central, Serra dos Carajás)

As inclusões bifásicas secundárias ocorrem como grupos planares associados a fraturas ou clivagens, e não se limitam a um só cristal, mas estendem-se a cristais vizinhos do mesmo mineral.

Já as inclusões bifásicas primárias, normalmente maiores que as secundárias, ocorrem isoladas nos cristais, porém às vezes se agrupam em determinadas superfícies sem contudo ultrapassarem os limites do cristal. Neste último caso poderiam ser classificadas como inclusões pseudo-secundárias (Roedder,1984).

É de se ressaltar que não existem diferenças morfológicas marcantes entre as inclusões bifásicas primárias e as pseudo-secundárias.

Nos cristais de quartzo, as inclusões bifásicas primárias ocorrem principalmente nos limites ou bordas dos cristais, sendo muito subordinadas nas zonas centrais, onde predominam as multifásicas.

Em geral, as inclusões bifásicas correspondem ao Tipo "L" de Weisbrod (1981) e ao Tipo L+V de Shepperd et al.(1985).

Foram observados, localmente, processos de estrangulamento nesse tipo de inclusões, em decorrência de que a fase gasosa ficou totalmente isolada. Pode-se ,assim, detectar inclusões em que a fase gasosa predomina sobre a líquida e outras em que a fase líquida ocupa o volume total da cavidade. Estas últimas poderiam ser confundidas com inclusões monofásicas. Sem se reconhecer o fenômeno de estrangulamento, essas inclusões que sofreram mudanças pós-formacionais, poderão levar à obtenção de dados microtermométricos sem qualquer significado.

Inclusões Multifásicas

Essas inclusões são também aquosas, de dimensões pouco maiores que as anteriores (Fig.35), e podem conter até três minerais de saturação.

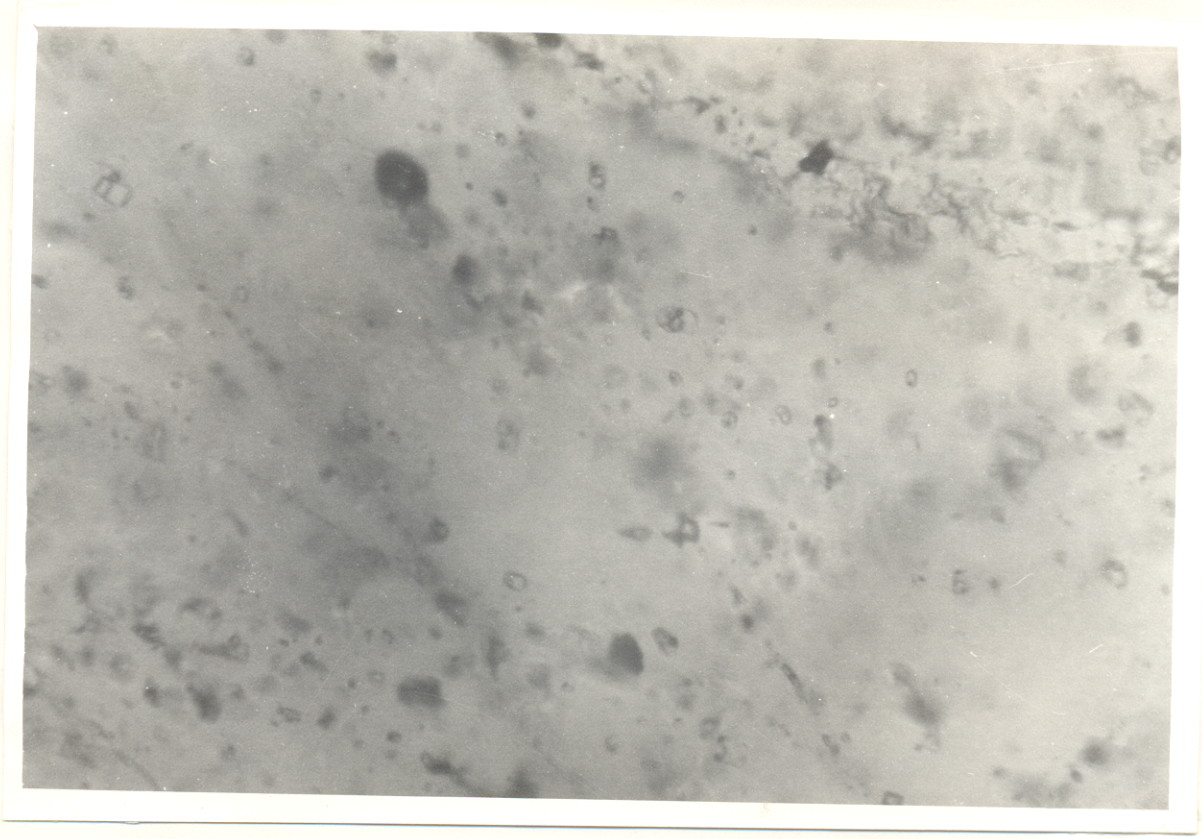
Em cristais de calcita foram observadas inclusões trifásicas, mas foram consideradas não representativas do sistema hidrotermal estudado, haja vista a rara ocorrência.

O estudo das inclusões multifásicas centrou-se, então, nos cristais euédricos de quartzo. O mineral de saturação mais comum tem forma cúbica, é isotrópico e, muito provavelmente, trata-se de halita .

Normalmente outros dois minerais de saturação estão presentes. Um deles ocorre na forma retangular, quase cúbica, e o outro apresenta formas irregulares, com tamanhos muito pequenos. Entretanto, não foi possível identificá-los através dos meios ópticos disponíveis.

O volume dos cristais de saturação pode atingir até 50 % do volume da cavidade. As inclusões multifásicas são similares aos tipos "S" de Weisbrod (1981), e as fases fluidas se homogeneízam na fase líquida. Não foi determinada a temperatura em que há dissolução dos cristais de saturação. Somente foi medida a temperatura de homogeneização da fase vapor, fase esta que normalmente ocupa cerca de 10% do volume da cavidade.

Em geral, as inclusões multifásicas localizam-se nas zonas centrais dos cristais, sendo incomum encontrá-las em direção às bordas dos mesmos.



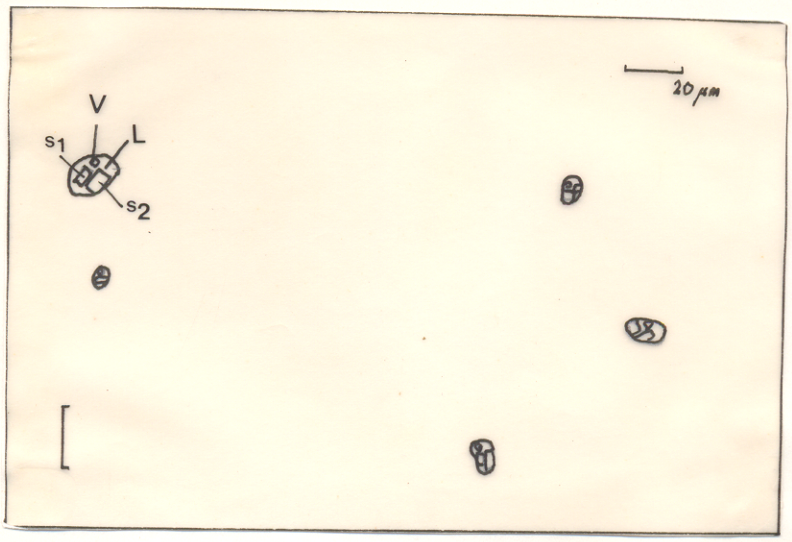


Fig.35 Fotomicrografia mostrando inclusões multifásicas em cristal de quartzo de veio T2 (Granito Central, Serra dos Carajás), ressaltadas na figura que foi reproduzida da fotomicrografia na mesma escala.
V: Fase Vapor ; L: Fase Líquida; S1: Cristal de Saturação 1; S2: Cristal de Saturação 2.

6.3 Resultados Microtermométricos

Foram analisadas microtermometricamente mais de 300 inclusões fluidas, em minerais representativos de veios hidrotermais do Granito Central , a partir de observações feitas em cristais de calcita (pertencentes aos veios Tipo 1 e Tipo 2) e em cristais de quartzo e fluorita (pertencentes aos veios Tipo 2).

6.3.1 Inclusões em Cristais de Calcita

As inclusões fluidas bifásicas em cristais de calcita do veio T1 apresentam temperaturas do ponto eutético (Te) abaixo de -50ºC(Fig.36 e 37). Houve alguma dificuldade nessas medições, devido à espessura (demasiada) e polimento deficiente das lâminas, alem do reduzido tamanho das inclusões.

Com as medidas da temperatura de fusão de gelo, distinguiram-se três familias de inclusões. A primeira, cujas inclusões são sub-arredondadas, apresenta Tf oscilando entre -28,0º e -19,8ºC, com salinidades equivalentes entre a 23-26% em peso de NaCl (Fig.36). A segunda revela inclusões com formas pseudo-retangulares e mostra Tf em torno de -12ºC, correspondendo a salinidades eqüivalentes a 16,0% peso de NaCl. Na terceira família de inclusões, de formas elongadas, as temperaturas de fusão de gelo variam entre -3,4º e -2,2ºC, indicando salinidades equivalentes a cerca de 3,5-5% em peso de NaCl. Em duas inclusões foi medida a temperatura de fusão de fase hidrato indicando temperaturas em torno de -24ºC.

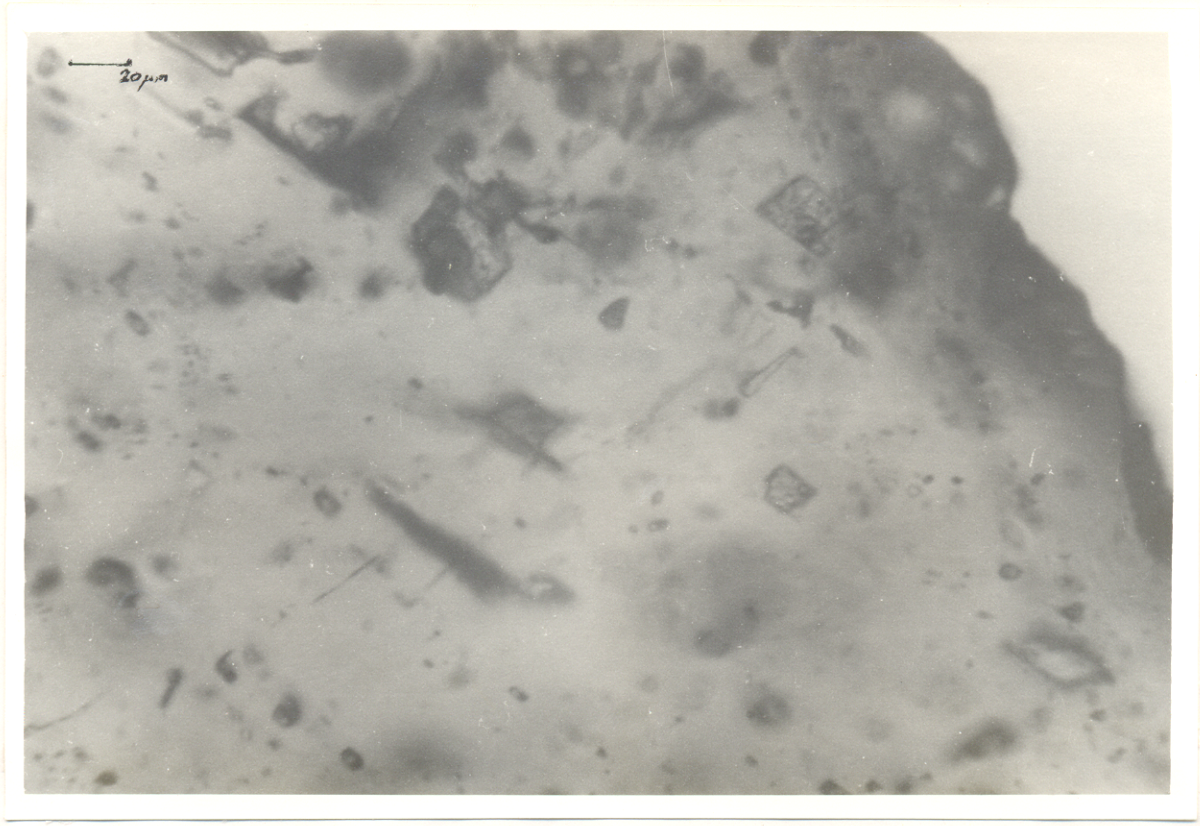


Fig. 36 Fotomicrografia mostrando inclusões bifásicas resfriadas a -51ºC em que se observam cristais nucleados de hidratos de sais e gelo (Granito Central, Serra dos Carajás).

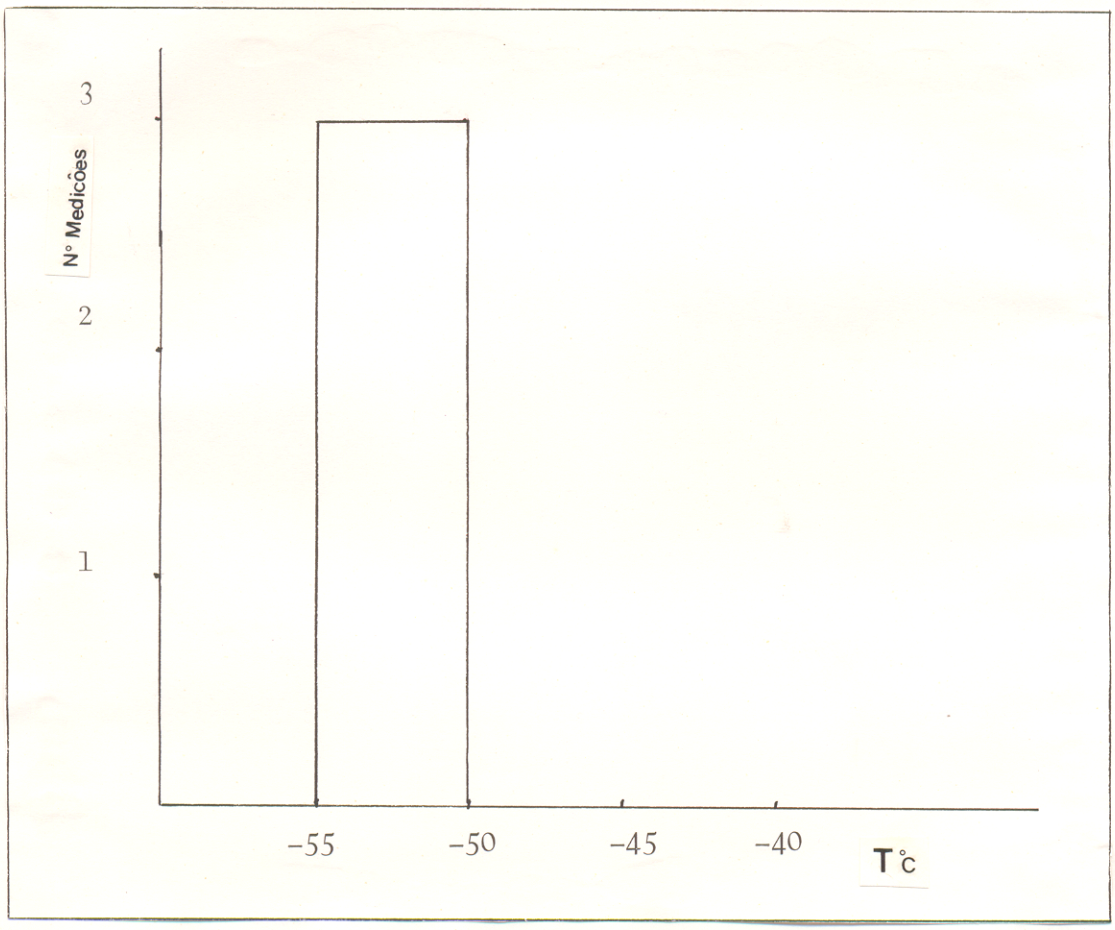
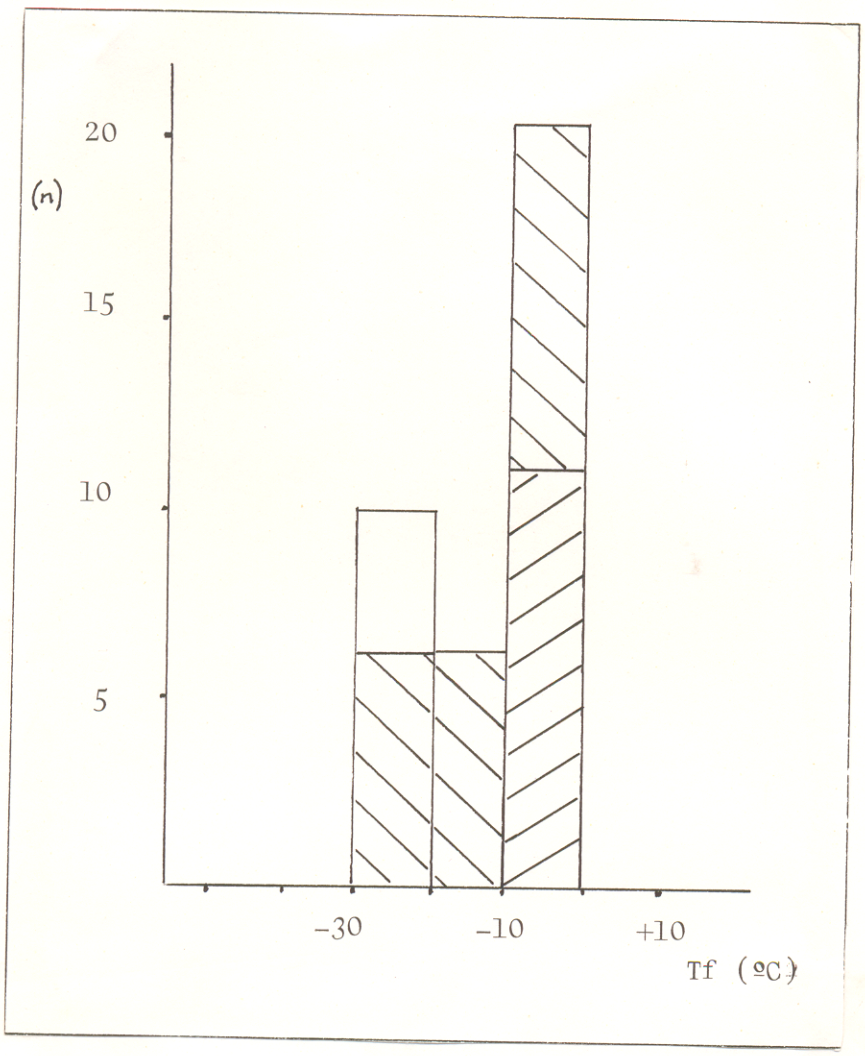


Fig. 37 Diagrama mostrando temperaturas eutéticas medidas em inclusões bifásicas de cristais de calcita de veio T1 (Granito Central, Serra dos Carajás).



Inclusões bifásicas em calcita

Inclusões bifásicas em quartzo

Inclusões bifásicas em fluorita

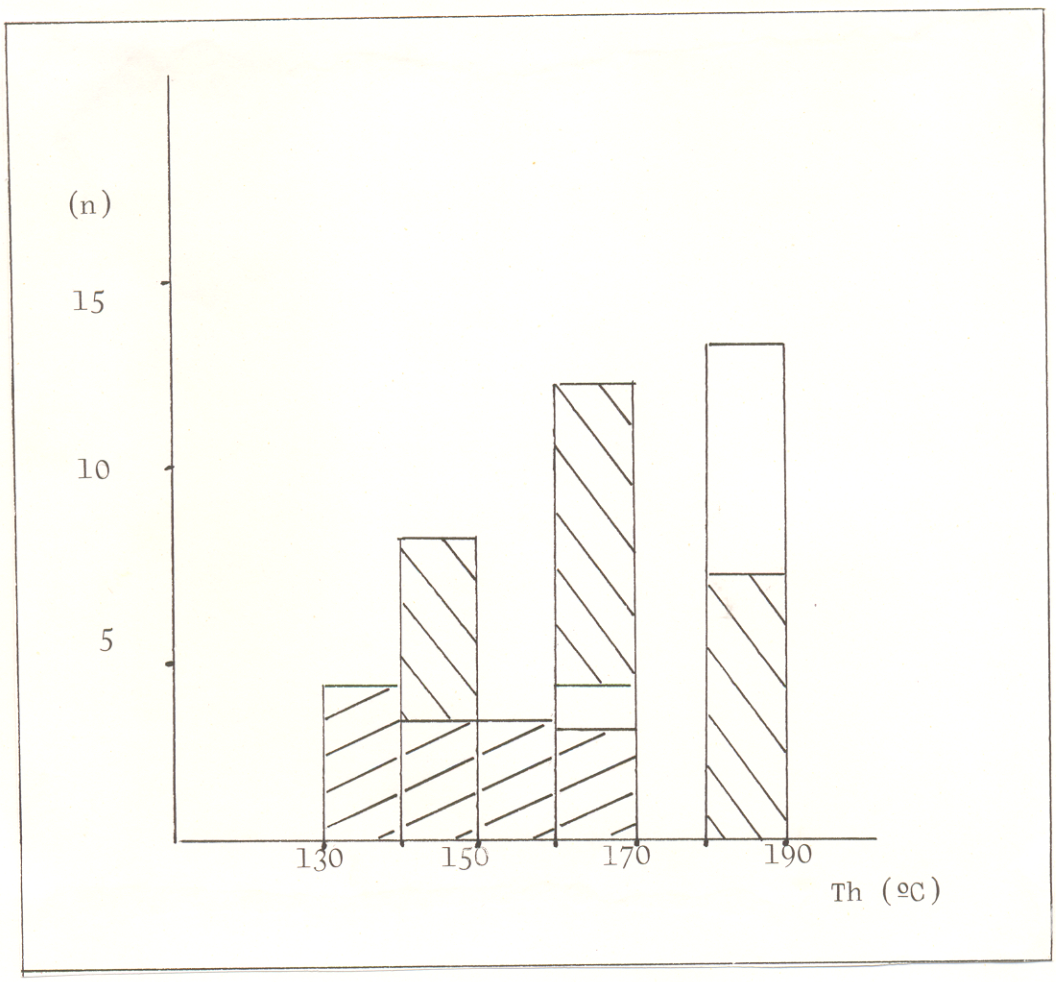
(n) Nº de medições

Fig. 38 Temperaturas de fusão de gelo (Tf) em inclusões bifásicas em cristais de calcita, quartzo e fluorita de veios hidrotermais (Granito Central, Serra dos Carajás).

O fato de estas temperaturas (Te e Tf) da primeira família de inclusões serem muito baixas sugere que as soluções aquosas não sejam simplesmente compostas por H2O e NaCl, mas contenham outros sais dissolvidos, possivelmente CaCl2 (Shepperd et al,1985; Fuzikawa,1985; Haynes, 1985).

As inclusões fluidas estudadas em cristais de calcita do veio T2 podem ser enquadradas como pseudo-secundárias ou secundárias, duvidando-se da presença de inclusões fluidas inequivocadamente primárias nesses cristais. As medidas da temperatura do ponto eutético (Te) nessas inclusões, contudo, coincidem com as Te obtidas em inclusões presentes em cristais de calcita do veio Tipo 1.

Durante o processo de aquecimento, foram medidas as temperaturas de homogeneização (Th) nas inclusões fluidas bifásicas em cristais de calcita dos veios T1 e T2. Verificou-se, para o caso do veio T1, que as inclusões de maior salinidade são as que primeiramente se homogeneízam no estado líquido, a temperaturas que variam entre 140º e 150ºC (Fig.39). As inclusões de menor salinidade e as de salinidade intermediária homogeneízam-se a temperaturas entre 160º e 190ºC. Cumpre assinalar, entretanto, que os dados microtermométricos das inclusões bifásicas em calcita de veios T2 devem ser vistos com muita reserva pois as observações microscópicas indicaram o caráter possivelmente secundário das mesmas.



Inclusões bifásicas em calcita

Inclusões bifásicas em quartzo

Inclusões bifásicas em fluorita

(n) Nº de medições

Fig. 39 Temperaturas de homogeneização das inclusões fluidas bifásicas em cristais de quartzo, fluorita e calcita em veios hidrotermais (Granito Central, Serra dos Carajás).

6.3.2 Inclusões Fluidas em Cristais de Fluorita

Nas inclusões fluidas bifásicas estudadas em cristais de fluorita, não foi possível medir a temperatura eutética devido ao diminuto tamanho das cavidades impedir de ser observada a fusão inicial dos cristais nucleados. As temperaturas de fusão de gelo (Tf) oscilaram entre -9,5 e -7,8ºC, indicando ter salinidades eqüivalentes da ordem de 9,5 até 12% em peso de NaCl.

Durante o aquecimento, essas inclusões atingiram homogeneização no estado líquido a temperaturas entre 130,0º e 166,6ºC.

6.3.3 Inclusões Fluidas em Cristais de Quartzo

Nos cristais de quartzo, foram realizadas medições em inclusões fluidas bifásicas e multifásicas primárias.

As inclusões bifásicas, majoritariamente de forma subarredondada, mostraram temperaturas de fusão de gelo na faixa de -23,9º até -25,3ºC, correspondendo a salinidades eqüivalentes a 24,5-25% em peso de NaCl (Fig.38). Essas inclusões homogeneizaram-se também na fase líquida a temperaturas entre 165,9º e 190,5ºC. Não foi possível determinar temperaturas do ponto eutético (Te), pois o pequeno tamanho das inclusões dificultou a observação de mudanças de fase.

Nas inclusões polifásicas, durante o aquecimento que se seguiu ao resfriamento, observou-se formação de hidratos de sal, além de cristais de gelo. As temperaturas de homogeneização total dessas inclusões não foram medidas, já que não foi observada a

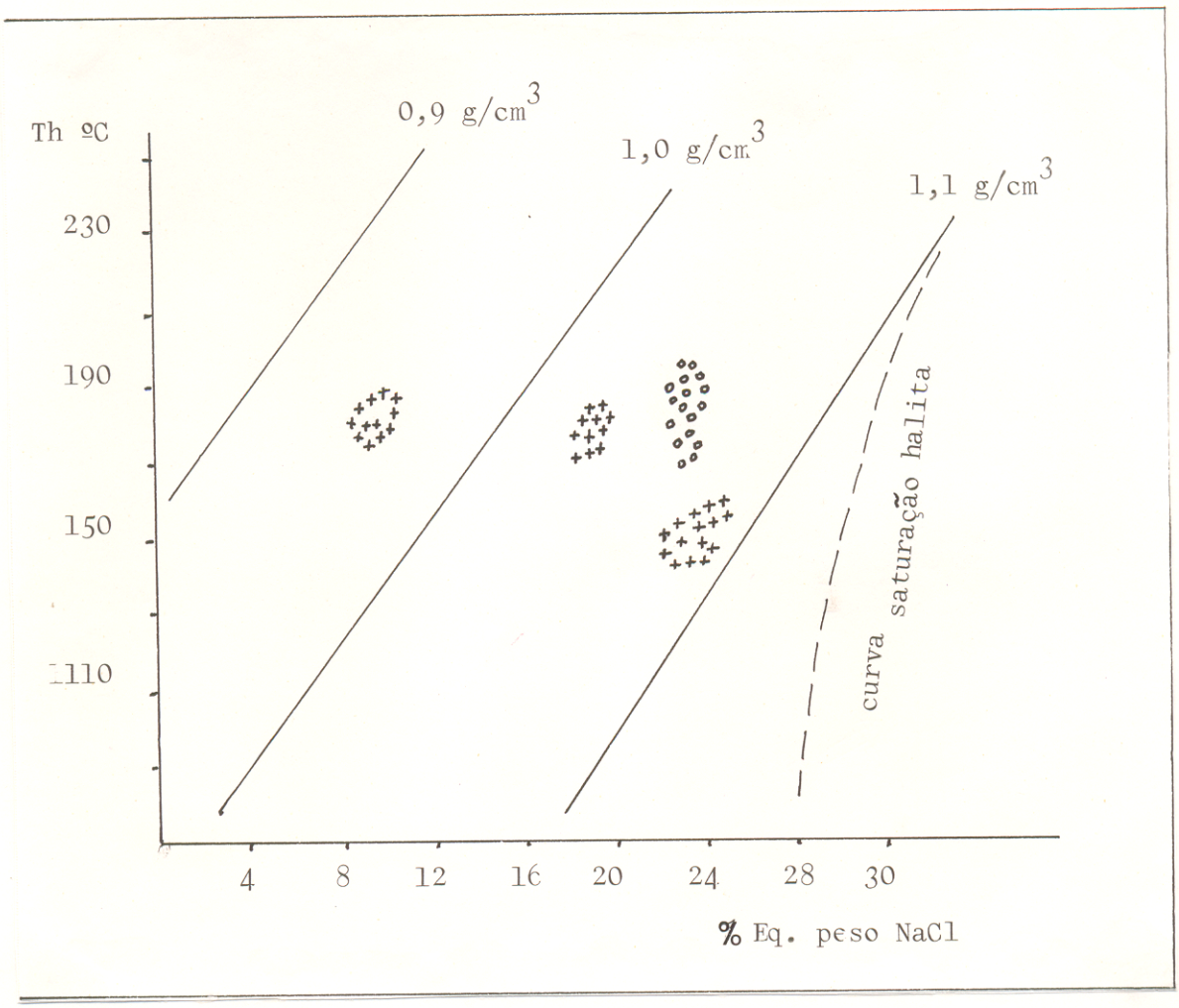
dissolução total dos cristais de saturação até a temperatura limite de 600ºC de operacionalidade do equipamento Chaixmeca. A dissolução total dos sais, então, ocorreria à uma temperatura bem superior a 600ºC. Exclui-se a possibilidade de as fases sólidas terem sido incorporadas durante o aprisionamento dos fluidos (neste caso não poderiam ser consideradas minerais de saturação), tendo em vista que não foi encontrada no Granito Central nenhuma fase isotrópica de origem magmática.

As densidades estimadas para inclusões fluidas bifásicas primárias em cristais calcita e de quartzo apresentam valores de 0,9 g/cm3 até 1,1 g/cm3 (Fig.40). Obviamente não foram determinadas densidades para inclusões fluidas multifásicas por não se contar com dados de Th total e salinidade das mesmas.

6.4 Sistemas Salinos

Nas poucas inclusões em que foi possível medir temperaturas do ponto eutético, este variou de -54º a -50ºC , aproximando os fluidos estudados dos sistemas CaCl2-NaCl-H2O e MgCl2-NaCl-H2O, cujos pontos eutéticos ocorrem respectivamente a -52º e -55ºC (Shepperd et al,1985).

Nas inclusões fluidas com presença de cristais de saturação de NaCl não significa necessariamente que este sal seja dominante nas soluções (Fuzikawa,1985). Já a presença de CaCl2 ou MgCl2 em solução pode ser indicada quando cristais de gelo se fundem a temperaturas bem abaixo do ponto eutético do sistema NaCl-H2O, ou seja , abaixo de -21,1ºC (Fuzikawa,1985). Em várias



\+ Inclusões bifásicas em calcita (veio T1)

o Inclusões bifásicas em quartzo (veio T2)

Fig. 40 Diagrama Th vs Salinidade contendo dados microtermométricos de inclusões fluidas bifásicas de calcita e quartzo, a partir dos quais foram determinadas as densidades dos fluidos correspondentes (Granito Central, Serra dos Carajás).

das inclusões bifásicas sob exame, o último cristal de gelo foi fundido a uma temperatura bem inferior a este valor.

Embora seja quase certa a presença de halita nas inclusões multifásicas estudadas, os métodos ópticos não bastaram para determinar a composição dos outros minerais de saturação. Utilizou-se a criometria para inferir suas composições e, durante esse procedimento, verificou-se a formação de cristais de hidrato, provavelmente NaCl.2H2O ou CaCl2.5H2O.

Como teste à escolha do sistema CaCl2-NaCl-H2O (Tab.9) como representativo das inclusões bifásicas primárias, procedeu-se a identificação das fases formadas durante o congelamento. Face ao diminuto tamanho das cavidades , houve a necessidade de se provocar um superesfriamento (<-170ºC) para se conseguir uma nucleação (congelamento). Normalmente, o colapso da bolha de vapor é o sinal mais claro de que a inclusão congelou. É comum, ainda, observar nas inclusões, uma coloração marrom ou amarelada nesse estágio.

Com o processo de aquecimento gradual, a inclusão se torna granular perto da temperatura do ponto eutético do sistema. Esse ponto é indicado pela primeira fusão. Dos sólidos ainda existentes a esta temperatura, o CaCl2.H2O (antarcticita) é o primeiro a se fundir totalmente (Fig.41), restando, então, fundir o NaCl.2H2O (hidrohalita) e o gelo. Nas inclusões estudadas foi difícil identificar essas mudanças de fases, devido, fundamentalmente, ao pequeno tamanho das inclusões.

Haynes (1985) verificou que quando o fluido se congela e a fusão se inicia, o gelo se fratura num reticulado muito fino,

Tab.9 Temperaturas eutéticas correspondentes a sistemas salinos relevantes no estudo de inclusões fluidas .

SISTEMA SALINO	TEMPERATURA EUTÉTICA (ºC)	FASES SÓLIDAS
H2O-NaCl-CaCl2	-55 (-52)	gelo + NaCl.2H2O + CaCl2.6H2O
H2O-MgCl2-CaCl2	-52,2	gelo + MgCl2.12H2O + CaCl2.6H2O
H2O-CaCl2	-49,5	gelo + CaCl2.6H2O
H2O-NaCl-MgCl2	-35,0	gelo + NaCl.2H2O + MgCl2.12H2O
H2O-NaCl	-21,2 (-20,8)	gelo + NaCl.2H2O

(baseado em Shepherd et al., 1985; os valores entre parênteses são de Crawford, 1981)

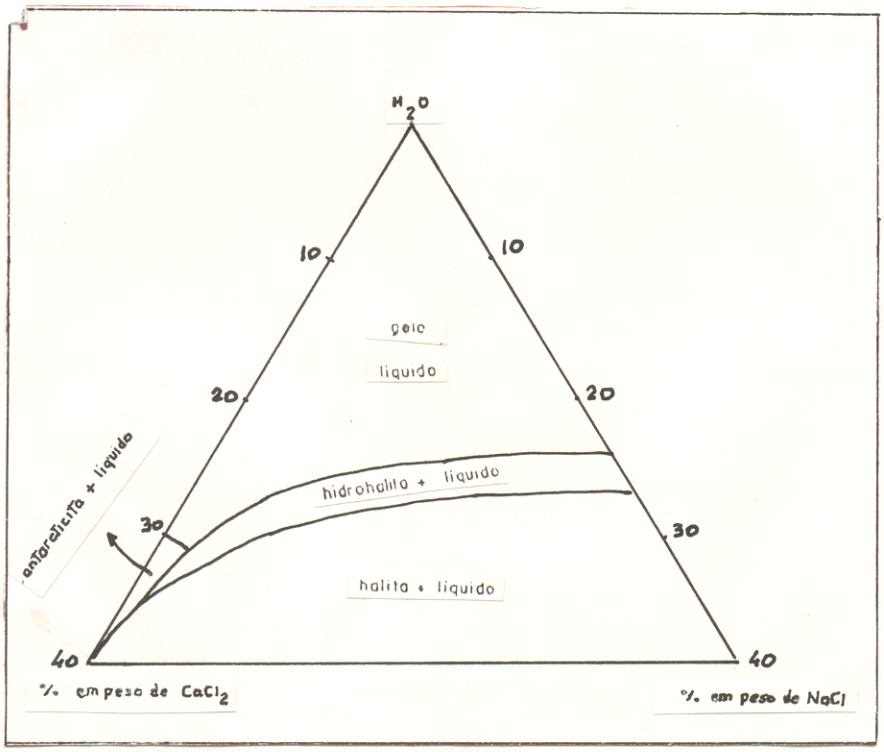


Fig. 41 Sistema CaCl2-NaCl-H2O (baseado em Crawford, 1981)

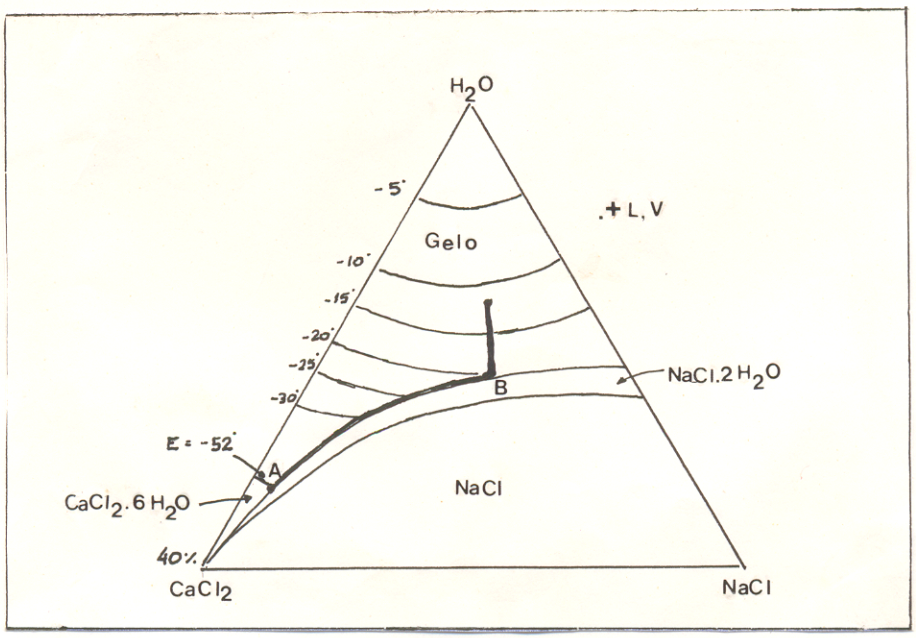


Fig. 42 Sistema CaCl2-NaCl-H2O mostrando o comportamento que apresentam as inclusões bifásicas durante o aquecimento em cristais de calcita do veio T1 (vide texto, baseado em Haynes, 1985).

produzindo um material de granulação fina. Nesse trabalho, Haynes estabilizou a temperatura ao redor de -12ºC e houve a fusão e a coalescência dos grãos de gelo restantes em apenas dois grãos. Haynes (1985) e Shepperd et al.(1985) propõem, nesse caso, um novo resfriamento a partir das temperaturas atingidas, com o objetivo de renuclear os cristais e verificar as temperaturas de mudança de fase em novo aquecimento. Para isso não há necessidade de outro superesfriamento, sendo suficiente atingir -70ºC. Assim, torna-se mais fácil a determinação dos sais de hidrato existentes na inclusão.

Uma alta birrefringência dos grãos, com índice de refração superior ao da solução, identifica a presença de hidrohalita. O líquido remanescente será, presumivelmente, rico em $CaCl_2$ e um resfriamento adicional poderia ajudar a medir a temperatura do ponto eutético do sistema (-52ºC). É difícil que Te ocorra exatamente a esta temperatura; às vezes ocorre uma depressão do ponto eutético (fato observado em nossas inclusões), a qual pode ser sinal da presença de pequenas quantidades de $MgCl_2$.. Um aquecimento gradual a partir do ponto eutético pode levar a uma dissolução do cristal birrefringente (hidrohalita) desde a Te até a temperaturas em torno de -24ºC (Haynes,1985). Em duas inclusões bifásicas estudadas neste trabalho obteve-se o mesmo valor para a temperatura de fusão do hidrato. Desse valor (Fig.42 ,ponto B) a linha cotética segue em direção ao vértice H_2O e , para inclusões bifásicas primárias em cristais de calcita aqui estudadas, ocorre o desaparecimento total do gelo a -11,3 ºC. Nesse caso, a inclusão tem uma composição estimada de 82% H_2O, 10% NaCl e 8% $CaCl_2$.

Devem ser levados em conta alguns problemas que surgem ao se trabalhar com o sistema $CaCl_2$-$NaCl$-H_2O (Shepperd et al.1985; Haynes, 1985):

A. É necessario, para reduzir a possibilidade de meta-estabilidade ou desequilíbrio de fases, estabilizar a temperatura da inclusão por alguns minutos antes de qualquer transformação de fase de interesse, sendo recomendável repetir as medidas para cada inclusão; e

B. É difícil reconhecer na massa granular os pequenos grãos de hidrohalita misturados na densa massa de gelo; ademais, é também difícil distinguir opticamente os finos grãos de $NaCl.2H_2O$ dos de $CaCl_2.6H_2O$.

Apesar de todas essas dificuldades, conclui-se que as inclusões bifásicas sob estudo são bem mais compatíveis com o sistema salino $CaCl_2$-$NaCl$-H_2O ou mesmo com o sistema $MgCl_2$-$CaCl_2$-H_2O, principalmente devido a Te caracteristicamente baixa.

6.5 Meta-estabilidade em Inclusões Fluidas

Durante os testes de resfriamento, constataram-se grandes dificuldades para se obter congelamento das inclusões bifásicas primárias, a despeito de se ter provocado superesfriamento até -170ºC e se ter mantido a platina e a inclusão nesta temperatura por alguns minutos. Dessa forma, somente em 20% das inclusões houve congelamento, sendo preciso fazer várias tentativas para se conseguir um número representativo de temperaturas de mudança de fase.

O fato de as inclusões não congelarem e portanto de não apresentarem nucleação de sólidos deve-se possivelmente a:

(1) pequeno tamanho das inclusões (<2mm);

(2) alto grau de salinidade dos fluidos.

As inclusões fluidas podem exibir freqüentemente equilíbrio meta-estável,durante a microtermometria. Essa meta-estabilidade pode persistir em grandes intervalos de temperatura, pressão e tempo geológico (Roedder,1971b). Em outros trabalhos (1967 e 1984),este autor explica que os casos mais comuns de meta-estabilidade resultam da falta de nucleação: (a) da bolha de vapor ou dos cristais de sólido durante o resfriamento (as soluções aquosas são os fluidos que comumente apresentam esse fenômeno); (b) do gelo ou outras fases cristalinas durante o resfriamento das inclusões aquosas abaixo do ponto triplo do respectivo sistema; e (c) da bolha de vapor durante o aquecimento quando estas desapareceram no momento do congelamento do fluido aquoso causando o fenômeno conhecido como gelo superaquecido (Roedder, 1967).

O caso mais comum de meta-estabilidade ocorre com a ausência de uma ou mais fases que deveriam ter-se nucleado na inclusão em resposta a mudanças nas condições físicas. As inclusões examinadas neste estudo apresentam semelhante fenômeno.

6.6 Discussão

As inclusões multifásicas em quartzo dos veio são similares àquelas presentes em cristais de quartzo do granito não alterado, circunvizinhos às zonas hidrotermalizadas, e poderiam representar remanescentes dos fluidos aquosos de origem magmática. Estas inclusões apresentam até três cristais de saturação, um dos quais sendo provavelmente halita . Não foi possível estimar a salinidade, mas tudo indica ser ela bastante elevada.

Altas concentrações de cloreto e a presença de cristais de saturação em inclusões fluidas encontradas em rochas graníticas podem ser explicadas a partir de soluções que evolvem quando da saturação da fase aquosa derivada do magma a pressões variadas (Roedder & Coombs,1967; Roedder, 1971a e 1984; Kiling e Burnham, 1972). Semelhante mecanismo propõe-se para a origem das inclusões multifásicas encontradas nas rochas do Granito Central.

Os dados microtermométricos das inclusões bifásicas, tanto em cristais de quartzo como nos de calcita e fluorita aqui estudados, indicam serem os fluidos nelas contidos de salinidades baixas até altas, e muito provavelmente comparáveis ao sistema NaCl-CaCl2-H2O com a possivel presença de Mg+2, o que é deduzido pelo efeito depressivo que este íon causa no ponto eutético desse sistema.

Nos cristais de quartzo do veio T2, verificou-se que as inclusões bifásicas primárias tendem a se concentrar e dominar nas bordas dos cristais, aparecendo porém subordinadas às multifásicas nas zonas centrais. Fica evidente, pelo que já se des-

creveu, um decréscimo da salinidade das inclusões do centro à periferia dos cristais. Isso implica diluição, a qual pode ter resultado da mistura com soluções mais frias e de força iônica apenas moderada, para cuja interpretação corrobora a grande diferença da temperatura de homogeneização entre as inclusões multifásicas (>520ºC) e as bifásicas (<200ºC).

Verificou-se também, que na faixa de temperatura entre 190º e 130ºC, as inclusões bifásicas nos cristais de quartzo e fluorita consideradas em conjunto nos veios T2 mantêm uma relação direta entre salinidade e a temperatura de homogeneízação, porém para os cristais de calcita é problemática qualquer afirmação, tendo em vista o provável caráter secundário das inclusões. Por outro lado, nos veios T1, essa relação é inversa, com as inclusões mais salinas acusando as temperaturas de homogeneização mais baixas (Fig.43).

Nos cristais de calcita do veio T1 também não existe uma zonalidade das inclusões com respeito às salinidades. Neles, inclusões de diferentes salinidades ocorrem misturadas em qualquer setor dos cristais. Ressalta-se contudo que as mais salinas têm forma subarredondada e são menores comparativamente às inclusões de menor salinidade, as quais são elongadas ou pseudo-retangulares, maiores e poucas vezes mostram comportamento metaestável.

Essas observações levam a sugerir que :

(a) da mistura de soluções magmáticas e não magmáticas resultou inicialmente a precipitação nos veios T2 de quartzo, em seguida de calcita, e com gradual resfriamento, também de fluorita, ao

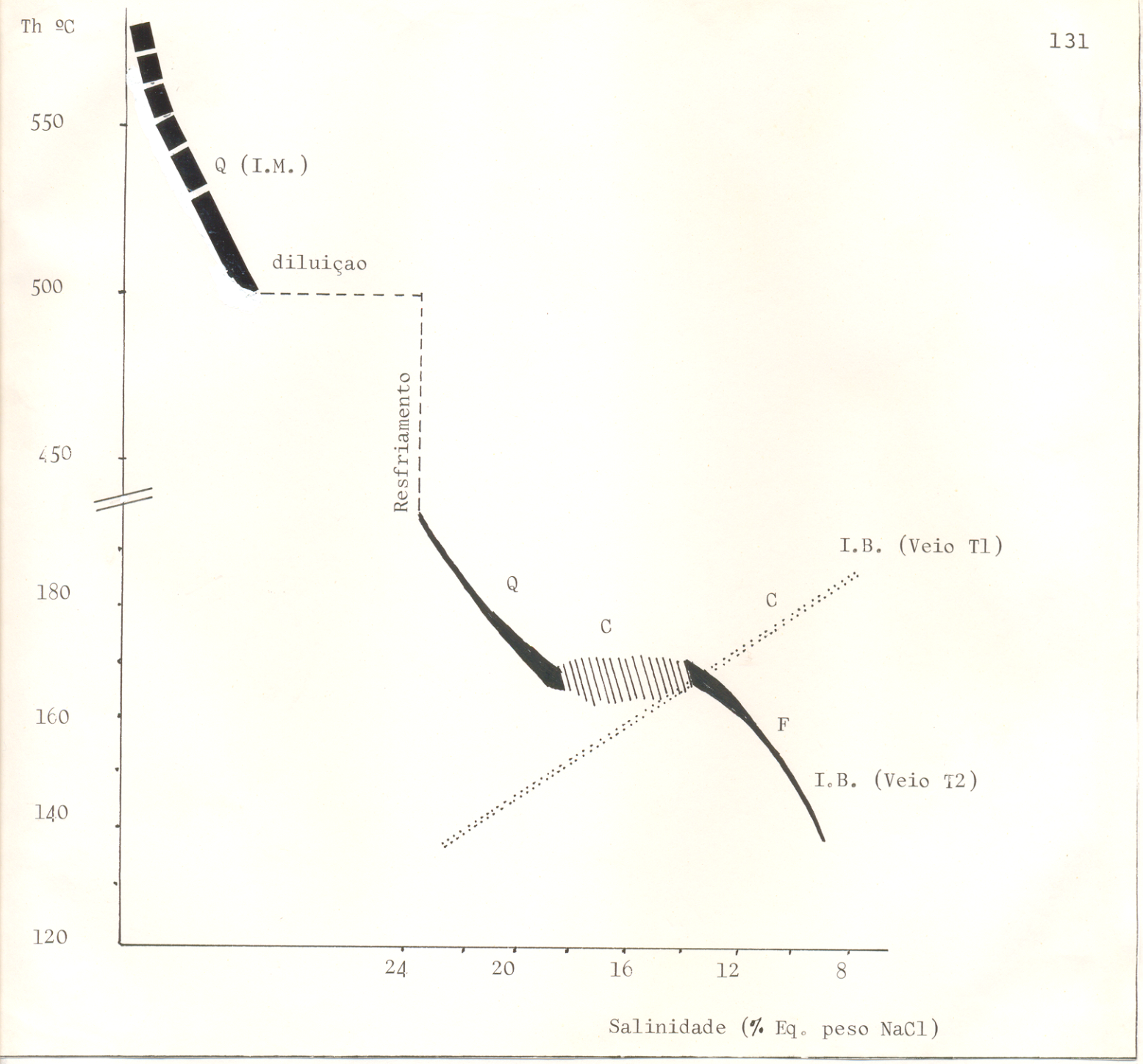


Fig.43 Diagrama de temperatura de homogeneização (Th) versus salinidade, indicando a evolução dos fluidos aquosos no sistema hidrotermal relacionado ao Granito Central Nota-se a relação inversa entre Th e salinidade nas inclusões bifásicas em cristais de calcita do veio T1. (Q): quartzo;(C): calcita; (F): fluorita; (I.M.): inclusões multifásicas; (I.B.): inclusões bifásicas.

mesmo tempo em que os fluidos se tornaram paulatinamente menos salinos (25-23% a 12-3,5% em peso NaCl); e

(b) a calcita dos veios T1, por sua vez, foi precipitada provavelmente das soluções estranhas ao granito, desde o momento em que nele penetraram a temperaturas em torno de 200ºC; de início pouco salinas mas ácidas (pelo menos o suficente para transportar íons de carbonato), elas foram incorporando massa à medida em que destruíam as fases primárias do granito e, dessa forma, se tornaram paulatinamente mais salinas.

No caso particular das inclusões de calcita dos veios T1, os fluidos devem ter tido evolução bem mais complexa, com períodos de flutuação do pH que podem ter induzido precipitação e dissolução, de cristais já formados, daí a presença aleatória de inclusões de distintas salinidades lado a lado em um mesmo cristal hospedeiro.

Finalmente, apesar de as soluções externas ao granito terem sido ricas em carbonatos, não foram detectadas inclusões em que o CO2 estivesse presente na fase vapor.

7.CONCLUSÕES

O Granito Central é uma das inúmeras manifestações da granitogênese que marca a consolidação da Plataforma Amazônica no Proterózoico Inferior e Médio. Ele forma um corpo de dimensões batolíticas, cujas relações temporais com as rochas do Grupo Grão-Pará são claramente intrusivas, haja vista a ocorrência de apófises graníticas cortando-as. Com as rochas da Formação Rio Fresco essas relações de discordância são apenas indiretamente indicadas e testemunham a favor

(1) o truncamento da Falha Carajás pelo Granito Central, quebrando o nítido traçado dessa estrutura nos arenitos daquela formação;

(2) contatos com os arenitos bastante perturbados e óbvios sinais do metamorfismo termal que recristalizou a matriz sericítica destas rochas gerando cristais de muscovita distintamente maiores; e

(3) presença de turmalinitos nas rochas encaixantes areníticas, seguramente derivados de soluções ricas em boro provenientes ou relacionadas ao corpo granítico.

Petrograficamente predominam no setor norte do Granito Central sienogranitos (fácies BAS) e monzogranitos (fácies ABM) com variedades leucocráticas de borda. Nessas rochas há dominância do feldspato potássico (ortoclásio/ microclina) sobre o plagiocásio (oligoclásio à andesina sódica) , pouca quantidade de minerais máficos e processos de alteração tardimagmática são muito restritos.

Diques de monzo-microgranito cortam o corpo e apresentam teores de minerais ferromagnesianos mais altos, com as variedades mais leucocráticas sendo bem similares às fácies BAS e ABM.

As rochas da fácies BAS mostram uma grande uniformidade composicional especialmente em termos de SiO_2, Al_2O_3, Na_2O, MgO e BaO, sendo ricas em sílica e em álcalis ($K_2O \cong 2.Na_2O$), relativamente pobres em CaO e com teor de Al_2O_3 sempre superior à soma dos álcalis.

As variedades BAS e ABM constituem as rochas mais antigas do estágio magmático. Na seqüência evolutiva (Fig.44) seguiram-se os diques de microgranito, os pegmatitos, as fácies tardimagmáticas marcadas por metassomatismo de Na e B, e os veios Tipo 4, sendo difícil determinar, entre os dois últimos, qual o mais antigo.

No estágio hidrotermal, fluidos aquosos provenientes tanto do magma quanto de fontes externas, alteraram as rochas graníticas e originaram três tipos de veios que ocorrem preenchendo planos de fraturamento de várias direções. O tipo T1 está constituído de calcita e sulfetos. Já o tipo T2 é composto de quartzo, turmalina, calcita, albita, fluorita, clorita e sulfetos, enquanto o tipo T3 agrupa vênulas descontínuas de calcopirita, pirita, molibdenita, bornita e covelita. Embora magmáticos, os veios T4 abriram-se para receber aportes hidrotermais que precipitaram calcita e pirita.

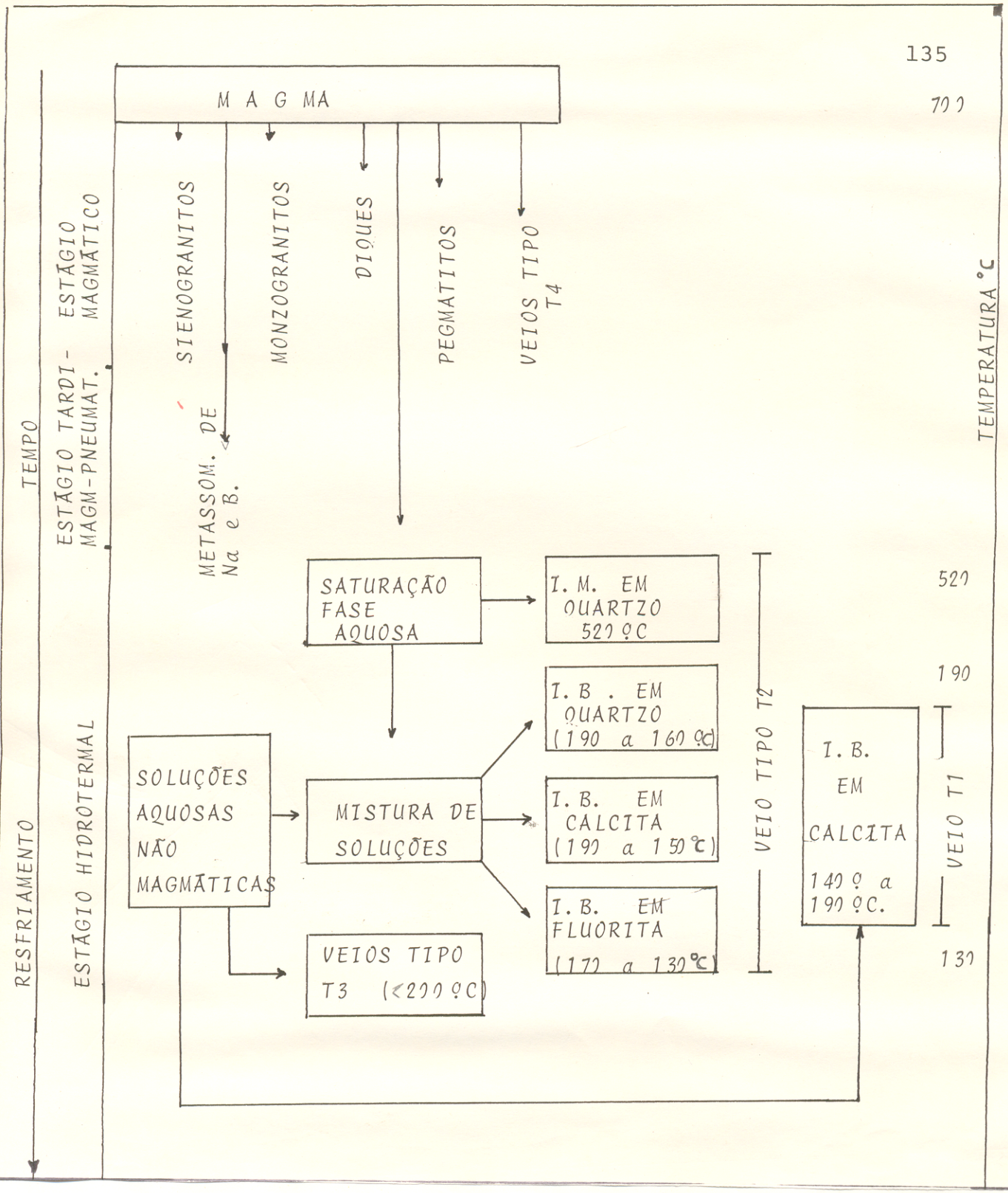


FIG.44 Esquema evolutivo dos vários estágios ocorrentes no Granito Central de Carajás.

I. M. : INCLUSÕES MULTIFÁSICAS
I. B. : INCLUSÕES BIFÁSICAS

As observações de campo não permitiram determinar a seqüência temporal dos veios hidrotermais, mas com base em dados microtermométricos e paragenéticos pôde-se inferir que os veios T2 começaram a se formar mais precocemente que os outros dois tipos.

As transformações hidrotermais ocorreram dentro do intervalo de >550ºC a 100ºC e nas rochas graníticas são marcadas pela argilização do feldspato potássico, pela sericitização, cloritização e epidotização de feldspatos e de minerais ferromagnesianos e pela silicificação, esta última, em grande parte, como conseqüência dos processos anteriores. Outras transformações são carbonatação e sulfidização.

Nas zonas alteradas, do ponto de vista químico, registra-se uma perda média de massa de 0,20 g/cm3 de rocha primária, contabilizada principalmente pela remoção de SiO2, FeO e K2O, ainda que tenha havido ganhos individuais de Fe2O3, CaO, MgO, H2O, CO2 e S.

Os dados obtidos sobre os fluidos indicaram a presença de soluções aquosas magmáticas até eminentemente não magmáticas. A brusca queda da temperatura de homogeneização (Th), de >550º em inclusões multifásicas até cerca de 200ºC em inclusões bifásicas, deveu-se muito provavelmente à diluição provocada por mistura dessas soluções. Dessa mistura resultou a precipitação, com o resfriamento gradual, de quartzo, calcita e fluorita nos veios T2. Os fluidos iniciais, que precipitaram quartzo nesses veios, eram de salinidade alta (20 a 23 eq. % NaCl), de temperaturas na faixa de 100º a 160ºC, e de densidade intermediária a alta.

A calcita foi precipitada um pouco mais tarde e, finalmente, com diminuição progressiva da salinidade e da temperatura, formou-se fluorita.

Nas inclusões bifásicas em cristais de calcita do veio T1 observou-se que quanto mais altas as temperaturas de homogeneização, menores são as salinidades, diferindo, assim, acentuadamente do comportamento constatado nos veios T2. Interpreta-se a deposição de calcita nos veios T1 a partir de soluções estranhas ao corpo granítico, as quais devem ter experimentado flutuação no pH favorecendo ora a precipitação ora a dissolução de cristais já formados, daí a presença aleatória de inclusões de distintas salinidades lado a lado em um mesmo cristal hospedeiro. De qualquer modo, com o passar do tempo e em contínuo resfriamento, esses fluidos incorporaram mais massa do que perderam resultando em inclusões mais salinas a temperaturas mais baixas.

O acesso das soluções não magmáticas ao corpo granítico ocorreu através principalmente de circulação convectiva em resposta à transferência de energia termal às rochas encaixantes, das quais provavelmente derivaram os carbonatos, H_2S e Cu. A seqüência sedimentar do depósito de Mn do Azul com rodocrosita primária bem como unidades hospedeiras de sulfetos de Cu, tão comuns na Serra dos Carajás, seriam fontes em potencial daqueles componentes.

O ambiente de formação dos veios hidrotermais e da deposição dos sulfetos foi analisado através de diagramas de atividade correspondendo a vários sistemas químicos, tendo-se por base as assembléias mineralógicas e as caraterísticas dos fluidos

aquosos. A temperatura de 200ºC foi escolhida como representativa da mistura das soluções, a qual é bem próxima ao valor máximo de 190ºC encontrado para a Th das inclusões bifásicas. A ausência de pirrotita na assembéia de sulfetos e a ocorrência apenas local de hematita permitem fixar em 10^{-45} e 10^{-40} atm os limites mínimo e máximo para as fugacidades de oxigênio. Da mesma forma, a escassez de óxidos, tanto magnetita como hematita, indica fugacidades mínimas de H2S da ordem de 10^{-5} atm (Fig.45). Sob essas condições, poderia ter havido também precipitação de cassiterita (SnO2) ou berndtita (SnS2), o que certamente não ocorreu por exclusiva falta de Sn nas soluções confirmando, assim, o caráter não especializado em Sn das fácies estudadas no Granito Central.

No sistema Na2O-K2O-Al2O3-SiO2-HCl-H2O, com quartzo em excesso, pôde-se sugerir uma trajetória de variação composicional das soluções hidrotermais desde o campo da caolinita até a saturação com albita, passando pelo campo da sericita (Fig.46). No ponto A, a solução também entraria em equilíbrio com o feldspato potássico e, evidentemente, deixaria de destruí-lo, fixando o valor de log (a_K/a_H) em 4,4. Semelhantemente, com o sistema CaO-Al2O3-SiO2-HF-H2O, também saturado em quartzo (Fig.47), pôde-se estimar os valores de log ($a_{Ca^{++}}/a_{H^+}$) e de log ($a_{H^+}.a_{F^-}$) respectivamente em cerca de 8,9 e -9,5, definidos pela superfície de saturação da fluorita e pela ausência de topázio no sistema hidrotermal do Granito Central.

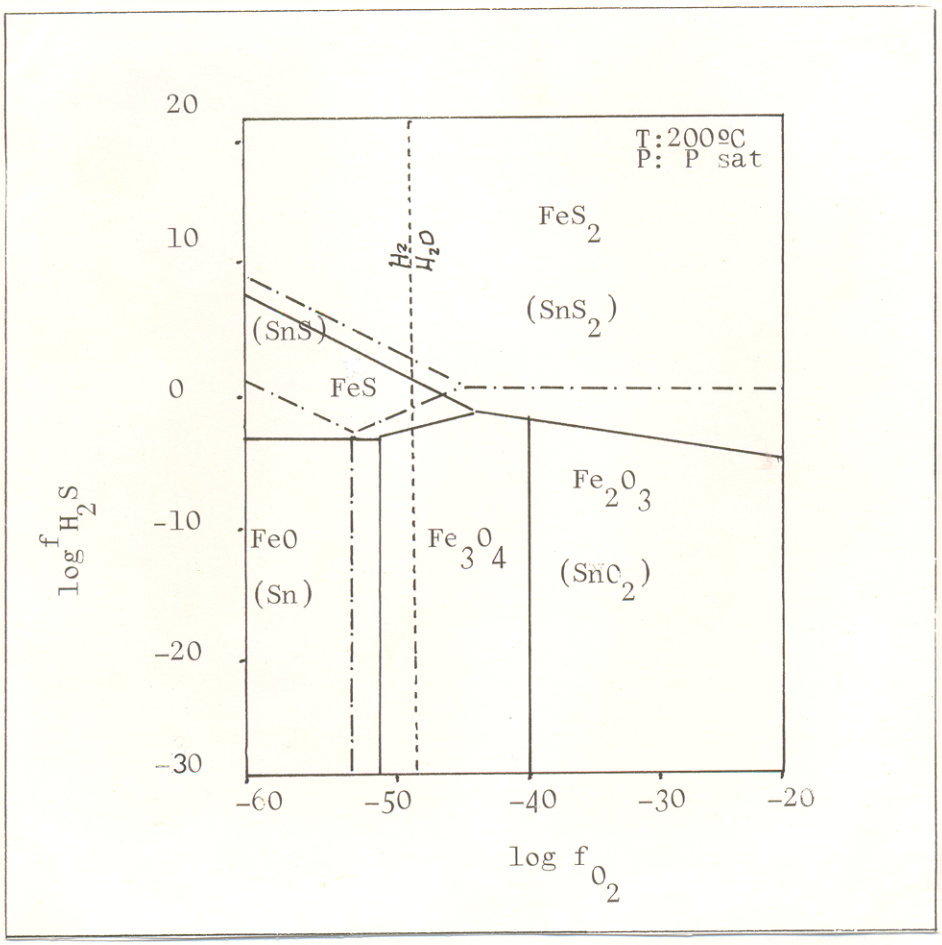


FIG.45 Relações de fase superimpostas nos sistemas SnO-H2S-H2O-O2 e FeO-H2S-H2O-O2 em função das fugacidades de oxigênio e H2S para atividade de H2O=1 (baseado em Jackson & Helgeson, 1985).

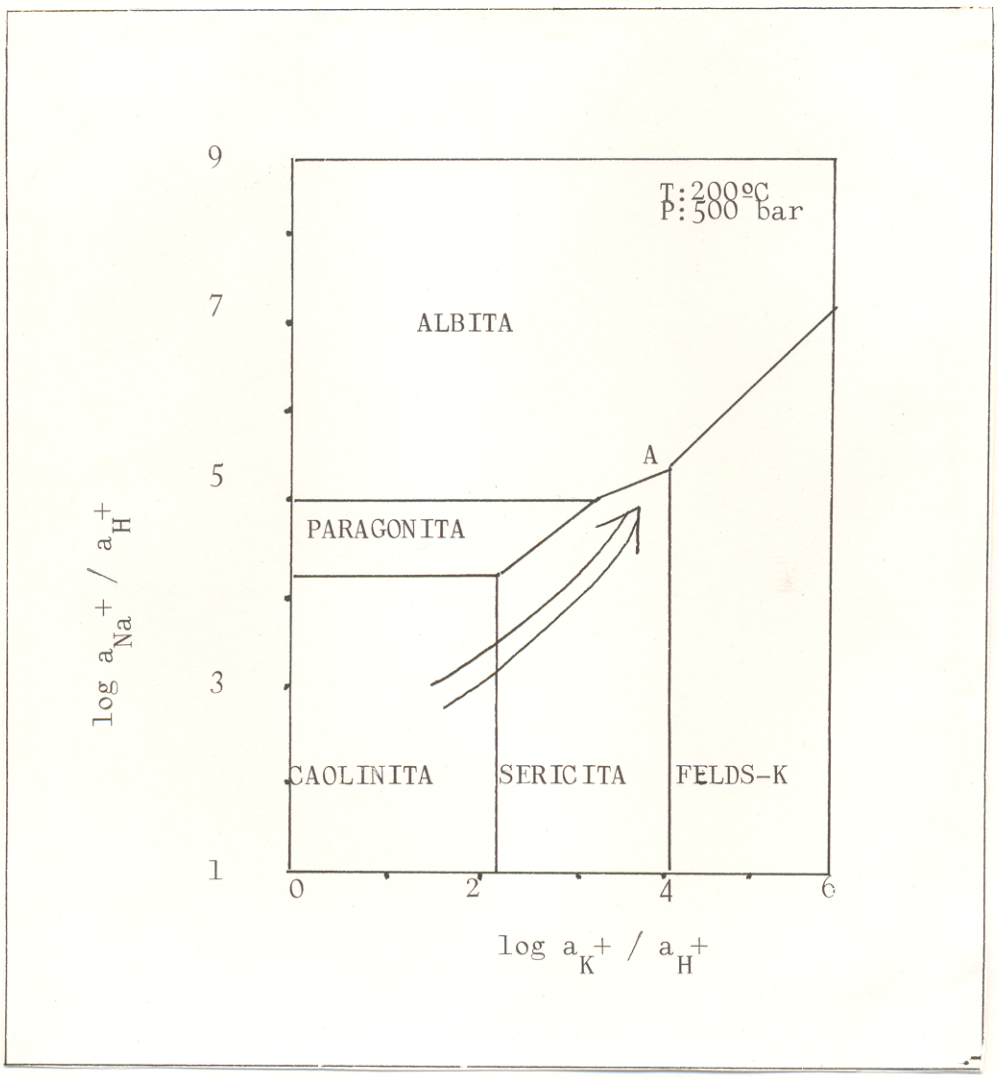


FIG.46 Diagrama de relações de fase no sistema K2O-Na2O-Al2O3-SiO2-HCl-H2O saturado com quartzo (Jackson & Helgeson,1985), mostrando a variação composicional das soluções hidrotermais em zonas de alteração do Granito Central, Serra dos Carajás.

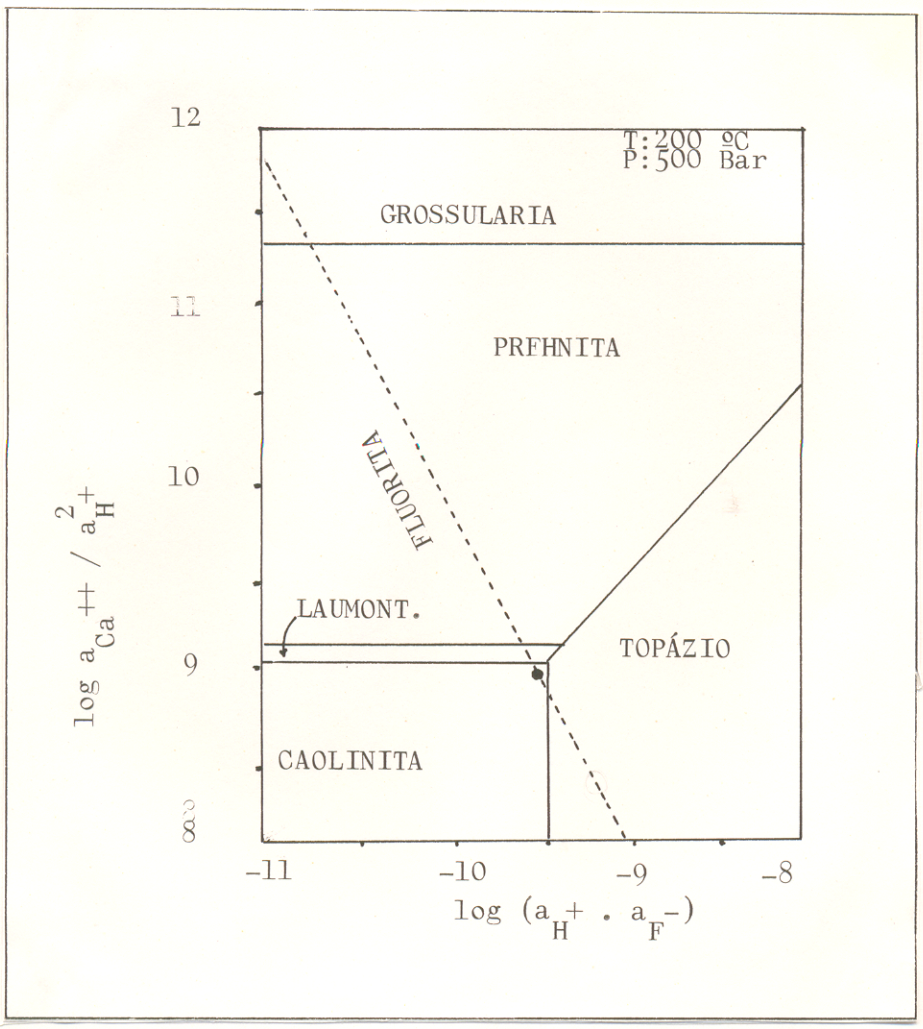


FIG.47 Diagrama de relações de fase no sistema CaO-Al2O3-SiO2-HF-H2O , saturado em quartzo (com a H2O= 1). Vide explicação no texto. Baseado em Jackson e Helgeson, 1985.

8. BIBLIOGRAFIA

ALMEIDA, R.C.C. -1980- Contribuição à petrologia do Granito Central da Serra dos Carajás. Tese de Mestrado. UFPa-NCGG,Belém, 64p.

ARAÚJO, O.J.B.; MAIA, R.G.N; JOÃO, X.S.J; COSTA, J.B.S. -1988- A megaestruturação arqueana da Folha Serra dos Carajás. Cong. Lat. Geol.,7,Belém,1989.Anais...Belém,SBG.p:324-338.

BARBOSA, O; RAMOS,J.R.A.;GOMES, F.A.; HEMBOLD,R. -1966- Geologia estratigráfica, estrutural e econômica da área do Projeto Araguaia. Monografia Div. Geol. e Min./DNPM, nº19,95 p.

BARD, J.P-1985- Microtexturas de rochas magmáticas e metamórficas.Paris ,Masson S.A., 177p.

BARRIERE, M.& COTTEN, J. -1979- Biotites and associated mineralized markers of magmatic fracturement and deuteric equilibration in granites. Contr. Min. Petrol., 70 :183-192.

BARROS, C. E. de M. (em preparação). Evolução petrológica e estrutural do Gnaisse Estrela, Curionópolis, PA.

BETTENCOURT,J.S.; DALL'AGNOL,R.; YOKO, O.I.; VIGLIO, E.P.; PINHO, O.G.; SILVA, R.F.; CARNEIRO FILHO,L. -1987- The Rondonian tin-bearing anorogenic granites and associated mineralization. International Simposium on granites and associated mineralizations.Salvador, Ba. Excursion guides. p:49-87.

CHAYES, F. -1956- Petrographic modal analysis. New York, John Wiley and Sons. 113p.

COLLINS, W.& PITCHER, W.S. -1982- Nature and origin of A-Type granites with particular reference to SW.Australia. Cont. Min. Petrol., 80: 189-200.

CORDANI, U.G.; TASSINARI, C.C.G.; KAWASHITA, K. -1984- A Serra dos Carajás como região limítrofe entre províncias tectônicas. Ciencias da Terra, 9:6-11.

COSTA,J.B.S.; TEIXEIRA,N.; LIMA PINHEIRO, R.;BEMERGUY, R. -1990- Os sistemas estruturais transcorrentes do Cinturão Itacaiúnas na região de Curionópolis, leste do Estado do Pará. Cong. Bras. Geol, 36, Natal, 1990. Anais... Natal, SBG, v.2,p:2345-2357.

CRAWFORD,M.L. -1981- Fluid inclusions in metamorphic rocks -low and medium grade. In: L.S. Hollister and M.L Crawford (eds), Short Course in Fluid Inclusions, applications to petrology. Min. Assoc. Canada, Toronto. V.6, p: 157-187.

DALL´ AGNOL, R -1980- Etude sur les granites du type rondonian en Amazonie Orientale et leurs transformations tardimagmatiques. These de doctorat. Lab.Geol. et Petr. Univ. Paul Sabatier. Toulouse. 348 p.

DALL´AGNOL, R. -1982- Estudo comparativo de alguns maciços graníticos pós-Transamazônicos da Amazônia Oriental. Cong. Bras. de Geol.,32, Salvador, 1982. Anais...Salvador,SBG, V.2,p:500-513.

DALL´AGNOL, R.; SCHUCKMANN, W.K.; BASEI, M.A.S.; SCHELLER, T. -1984- Novos dados geocronológicos e estudo de elementos traços de maciços graníticos anorogênicos da Amazônia Oriental , Estado do Pará (Brasil). Simp. Geol. Amaz,II,Manaus,1984. Anais...Manaus, p: 59-74.

DALL´AGNOL,R.;VIEIRA, E.; SÁ, C.A.; MEDEIROS, H.; GASTAL, M.; TEXEIRA, N. -1986- Estado atual do conhecimento sobre as rochas granitóides da porção sul da Amazônia Oriental. Rev. Bras. Geoc. 16 (1):11-23.

DALL´AGNOL,R.;BETTENCOURT, J.S; JORGE JOÃO, X.S.; MEDEIROS, H.; COSTI,H.T.; MACAMBIRA, M.J.B. -1987- Granitogenesis in the Northern Brazilian Region. A review. Rev. Bras. Geoc. 17 (4) :382- 404.

DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, A. -1966- An introduction to the rock-forming minerals. London, Logman, 527 p.

DOCEGEO -1987- Lithostratigraphic review of the Carajás District and Southern Pará, Brazil. In: IGCP, Project 204, Final Meeting of the Working Group, Carajás. Extended abstracts, p:11-19.

DOCEGEO -1988- Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. Cong. Bras.Geol.,35, Belém. Anais...Belém, CVRD SBG anexo, p:11-54.

FIGUEIRAS, A.& VILLAS, R.N.N. -1984- Estudo petrológico e sedimentológico da seqüência clástica (pós-Grupo Grão-Pará) da Serra dos Carajás (PA). Cong. Bras. Geol.,33, Rio de Janeiro,1984. Anais...Rio, SBG.,V2, p:823-846.

FUZIKAWA, K. -1985- Inclusões fluidas: Métodos usuais de estudo e aplicações. Cont. Petr. e Geol. Núcleo Minas Gerais.SBG,MG, p:29-44.

GASTAL, M.C.P.; MACAMBIRA, M.J.B.; MEDEIROS, H.; DALL'AGNOL, R. -1987- Idades e geoquímica isotópica Rb/Sr do Granito Musa e do Granodiorito Rio Maria, Amazônia Oriental. Apresentado em Cong. Bras. Geoq., I, Porto Alegre, 1987.

GOMES, C.B.; AMARAL, G.; KAWASHITA, K. ; GIANCURSI, F. -1971- Geocronologia da área de Carajás, PA. Cong. Bras. Geol,25, São Paulo, 1971.Anais... São Paulo, SBG Resumo das Comunicações, p:162-163.

GOMES,C.; CORDANI,B; BASEI, M. -1975- Radiometric age determinations from the Serra dos Carajás area, Northern Brazil. Bull. Geol. Soc. Am., 86:939-942.

GONÇALEZ, M.G.B.; DALL'AGNOL, R.; VIEIRA, E.A.P.; MACAMBIRA, M.J; DELLA SENTA, N. -1988- Geologia do Maciço Anorogênico Cigano. Vale do Rio Parauapebas (PA). Cong. Bras. Geol.,35, Belém. Anais... Belém, SBG ,V. 3, p:1132-1147.

HAYNES, F. -1985- Determination of fluid inclusion composition by sequential freezing. Econ. Geol, 80 (5):1436-1440.

HIRATA, K.; RIGON, J.; KADEKARU, K.; CORDEIRO, A.; MEIRELES, E. -1982- Geologia regional da Província Mineral de Carajás. Simp. Geol. Amazônia,1, Belém,1982. Anais...Belém,SBG, p:100-108.

HOLLISTER, L.S.& CRAWFORD, M.L. (Ed) -1981- Short course in fluid inclusions: applications to petrology. Min. Assoc. Canada, Toronto, 304 p. (Short Course HandbooK, V. 6)

JACKSON, K.J.& HELGESON, H.C. -1985- Chemical and thermodynamic constraints on the hydrotermal transport and deposition of tin :II. Interpretation of phase relations in the Southeast Asian Tin Belt. Econ. Geol, 80 (5), p:1365-1379.

JUNG, J.& BROUSSE, R. -1959- Classification modale des roches eruptives utilizant les donées fournies par le compteur des points. Paris, Masson, 122p.

KERR, P.F. -1959- Optical mineralogy. New YorK, Mc. Graw Hill Book, 442 p.

KILINC, I.A.& BURNHAM, C.W. -1972- Partitioning of chloride between a silicate melt and coexisting aqueous phase from 2 to 8 kilobars. Econ. Geol. 67:231-235.

MACAMBIRA,M.B.; TEIXEIRA, J.T.; DAOUD, W.E.K.; COSTI,H.T. -1987- Geochemistry, mineralizations and age of tin bearing granites from Pitinga, northwstern Brazil. Rev. Bras. geoc. 17 (4): 562-570.

MACAMBIRA, M.B.; PEREIRA, E.D. ; KAWASITA, K ; MEDEIROS, H. -1988- Contribuição à historia tectono termal da região da Serra das Andorinhas (SE do Pará) com base em dados geocronológicos. Cong. Bras. Geol.,35, Belém, 1988. Anais... Belém, SBG, v. 3, p: 1468-1487.

MACAMBIRA,J.B.; RAMOS, J.F.; ASSIS, J.F.P.; FIGUEIRAS, A.J.M. -1991- Projeto Pojuca- Relatório final. DNPM-Docegeo-UFPa, 122p.

MARMO, V. -1971- Granite petrology.Amsterdam, Elsevier , 243 p.

MEDEIROS NETO, V.& VILLAS, R.N.N. -1984- Caracterização lito-estratigráfica da Seqüência Pojuca e sua correlação com o Grupo Grão-Pará, Serra dos Carajás. 36a Reunião Anual S.B.P.C., São Paulo, Resumos, p:676.

MEIRELES, E.; HIRATA, H.F.; AMARAL, A. F.; MEDEIROS FILHO, C.A.; GATO, W.C. -1984- Geologia das Folhas Carajás e Rio Verde, Província Mineral de Carajás. Cong. Bras. Geol,33, Rio de Janeiro, 1984.Anais...Rio, SBG, V.2. p:2164-2174.

MONTALVÃO, R.M.G.; TASSINARI, C.C.G.; TEIXEIRA,W., VASCONI, C. -1988- Caraterização geocronológica Rb/Sr dos terrenos granodioríticos e trondhjemíticos da região de Rio Maria, sul da Serra dos Carajás. Cong. Bras. Geol.,35, Belém,1988. Anais. Belém, SBG,v. 3, p: 1478- 1487.

PITCHER, W.S. -1983- Granites: Tipology, geologic environment and melting relationships.In: Atherton M.P. e Gribble C. (ed.) Migmatites, melting and metamorphism.Natwich Silva Publis. p: 277-287.

RAMDOHR, P. -1980- The ore minerals and their intergrowths.New York, Pergamon Press., 1205 p.

RAMOS, J.; MOURA, C.; MELO, C.; PEREIRA, J.; SERIQUE, J.; RODRIGUES, R. -1984- Uma discussão sobre as seqüências sedimentares tidas como Formação Rio Fresco, sudeste do Pará. Cong. Bras. Geol.,33,Rio de Janeiro,1984. Anais...Rio, SBG. p:862-869.

RENNE, P.R.; ONSTOTT, T.C. ; JORGE JOÃO, X.S. -1988- 40 Ar/39Ar and paleomagnetic results from the Guapore Shield: further. implications for the nature of middle late proterozoic mobile belts of Gondwanaland. Cong. Latinoam. Geol.7, Belem, 1988. Anais... Belém,SBG, Vol.1, p: 348-362.

RIBEIRO, A.M.R.-1989- Estudo geoquímico do sistema hidrotermal relacionado à area Bahia, Serra dos Carajás. Tese de Mestrado. CPGG-UFPa, 135p.

ROEDDER, E. -1967- Metastable superheated ice in liquid water inclusions under high negative pressure. Science, 155:1413-1417.

ROEDDER, E.W.& COOMBS, D.S. -1967- Immiscibility in granitic melts indicated by fluid inclusions in ejected granitic blocks from Ascension Island. J. Petrol.., 8:417-451.

ROEDDER, E.W. -1971a- Fluid inclusion studies on the porphyry- type ore deposits at Bingham-Utah, Butte-Montana and Climax-Colorado. Econ. Geol.66:98-120.

ROEDDER, E.W. -1971b- Metastability in fluid inclusions. Soc.Mining Geol. Japan, Spec.Issue 3,p:327-334.

ROEDDER, E.W. -1984- Fluid inclusions. Reviews in mineralogy. Mineral Soc. Amer.V.12, 641 p.

SANTOS, M. -1978- Contribuição à petrologia do Granito Central de Carajás. Trabalho de pesquisa(inédito). UFPa, NCGG. 30p.

SCHALAMUK, I.- 1973- Introducción al estudio microscópico de minerales opacos. Imp. F.C.N. UNLP-CECN, La Plata. 40p.

SHEPHERD, T.J.; RANKIN, A.H.; ALDERTON, D.H.M. -1985- A practical guide to fluid inclusion studies.Glasgow - London, Blakied, 237 p.

SILVA,G.G.; LIMA,M.I.C.; ANDRADE, A.; ISSLER, R.S.; GUIMARAES, G. -1974-Geologia da folha SB22 Araguaia e parte da Folha SC22 Tocantins. Projeto Radam, Rio de Janeiro, DNPM, V.4, p:1-143.

SMITH, J.V. -1974- Feldspar Minerals. New York, Springer Verlag, 690 p.

SMITH, J.V.& BROWN, W.L. -1988- Feldspar Minerals Vol.1.New York, Springer Verlag, 826 p.

SOARES, A.& FIORI, P. -1976- Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em geologia. Campinas (SP). p: 71-104.

STRECKEISEN, A. -1976- To each plutonic rock its proper name. Earth Sci. Reviews, 12:1-16.

TASSINARI, C.C.G.; HIRATA, W.K.; KAWASHITA, K. -1982- Geologic evolution of the Serra dos Carajás, Pará-Brasil. Rev. Bras. Geoc. 12 (1/3):263-268.

TAYLOR, S.R. -1965- The applications of trace element date to problems in petrology. In: Ahrens L.S., Rankama, K., Runcorn, S.K. (Eds), Phisics and Chemistry of the Earth, p:133-213.

TUTTLE, O. F.& BOWEN, N.C. -1958- Origin of granite in the light of experimental studies in the sistem NaAlSi308-KAlSi308.Si02. H20. Geol. Soc. Am.,153 p (memoir 74).

UYTENBOGAARDT, W.& BURKE, E. -1971- Tables of microscopy identifications in ore minerals. New York, Elsevier, 429p.

WEISBROD, A. -1981- Inclusions in shallow intrusives. In: Hollister, L.S. and Crawford, M.L. (ed): Short course in fluid inclusions, applications to petrology. Min. Assoc. Canada, Toronto, V. 6:241-271.

WIRTH, K.; GIBBS, A.; OLSZENWSHI, J. -1986- U-Pb ages of zircons from the Grão-Pará and Serra dos Carajás Granite, Pará, Brazil. Rev. Bras. Geoc. 16 (2):195-200.