

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIAS GEOFÍSICAS E GEOLÓGICAS

GEOLOGIA E OCORRÊNCIAS MINERAIS DA BRAQUIANTICLINAL DO LONTRA - GO.

Tese Apresentada por

JOEL BUENANO MACAMBIRA

como requisito parcial à obtenção do grau em

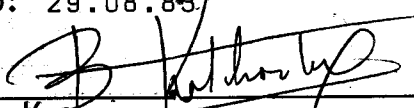
MESTRE EM CIÊNCIAS

Na área de

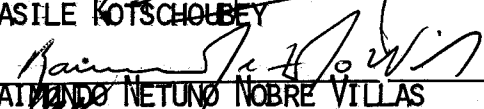
GEOLOGIA

Conferido pelo Programa de Pós-Graduação em
Ciências Geofísicas e Geológicas da
Universidade Federal do Pará

Aprovado: 29.08.88


BASILE KOTSCHUBEY

(ORIENTADOR)


RAIMUNDO NETUNO NOBRE VILLAS


YOCITERU HASUI

Comitê de Tese

A meus pais

AGRADECIMENTOS

Desejo agradecer às seguintes entidades e pessoas que colaboraram para a realização deste trabalho:

ao CNPq pela bolsa de estudos recebida de março/77 a fevereiro/78 e à FINEP pelo apoio financeiro dado, em diferentes etapas, ao Projeto Faixa Orogênica Paraguai-Araguaia, tornando possível a execução desta pesquisa;

ao Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas e ao Departamento de Geologia da Universidade Federal do Pará, pelo apoio recebido;

ao Laboratório de Geocronologia da USP, na pessoa do Prof. Dr. Koji Kawashita, pelas datações realizadas;

ao Prof. Dr. Basile Kotschoubey pela valiosa orientação;

ao amigo geólogo Augusto Cézar Alves de Amorim, pelo auxílio na fase de campo e nos trabalhos de petrografia;

ao Prof. Dr. Carlos Alberto Ribeiro de Albuquerque pelas valiosas discussões na interpretação petrológica da área;

aos geólogos Ana Maria Góes e Antônio Celso Costa Souza, respectivamente, pela ajuda na descrição de lâminas de grãos de minerais pesados e pela participação nas etapas de campo e nas análises geocronológicas.

Os agradecimentos são extensivos a todos que de algum modo contribuíram para o desenvolvimento deste trabalho.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Pág.

FIGURAS

1	Localização da área	9
2	Mosaico de imagens SLAR, semi controladas, 1:400.000 da parte norte da Faixa Araguaia	11
3	Síntese das propostas de divisão estratigráfica para a Faixa Araguaia, segundo vários autores	13
4	Foto da parte sul da estrutura do Lontra	18
5	Foto da parte central da estrutura do Lontra	19
6	Coluna estratigráfica local para a região da braquianticlinal do Lontra.	21
7	Foto de gnaisses do embasamento do núcleo da estrutura do Lontra	23
8	Foto de migmatitos com dobras ptigmáticas	23
9	Foto de veios quartzo-feldspáticos cortando migmatitos do embasamento	24
10	Empilhamento lito-estratigráfico das Formações Morro do Campo e Xambioá...	26
11	Foto de quartzitos da serra do Pereira, dentro da estrutura do Lontra....	28
12	Foto de quartzitos dobrados da estrutura Ramal do Lontra	28
13	Foto de quartzitos da Formação Morro do Campo (serra do Pereiral).....	30
14	Foto de micaxistos com níveis grafitosos da Formação Xambioá	32

15	Foto de metaconglomerados da Formação Xambioá (NE da estrutura do Lontra)..	34
16	Foto de metaconglomerados da Formação Xambioá	34
17	Foto de xistos feldspáticos da Formação Xambioá (estrutura do Lontra)....	35
18	Foto de serpentinitos do núcleo da estrutura do Lontra	37
19	Foto de serpentinitos do núcleo da estrutura do Lontra	37
20	Foto do granito do núcleo da estrutura do Ramal do Lontra	40
21	Foto de xistos alterados da base da Formação Morro do Campo.....	43
22	Foto de xisto alterado com vênulos de quartzo, muscovita e caulim	43
23	Foto de gabro cortando os xistos da Formação Xambioá	45
24	Fotomicrografia de gnaiss trondhjemitico do embasamento	47
25	Diagrama normativo An-Ab-Or para classificação de rochas graníticas (Malpas, 1979)	48
26	Diagrama K_2O/SiO_2 (Malpas, 1979) mostrando entre outros, o campo composicional dos trondhjemitos continentais.	50
27	Diagrama K-Na-Ca, discriminando as suítes trondhjemitica e calco-alcalina (Hunter, 1979)	55
28	Diagrama $(K_2O+Na_2O)/SiO_2$ para classificação de basaltos (MacDonald & Katsura, in Carmichael et alii, 1974)...	55

29	Diagrama modal Q-A-P para classificação de rochas ígneas (Streckeisen, in Hyndman, 1972)	56
30	Diagrama normativo Q-Ab-Or para rochas graníticas (Winkler, 1977).....	57
31	Fotomicrografia de anfibolito da Formação Xambioá	60
32	Diagrama ACF de composição química de algumas rochas ígneas e sedimentares.	61
33	Fotomicrografia de metaconglomerado da Formação Xambioá	64
34	Fotomicrografia de micaxisto da Formação Xambioá	64
35	Fotomicrografia de micaxisto da Formação Xambioá.....	65
36	Fotomicrografia de micaxisto da Formação Xambioá	65
37	Fotomicrografia de xisto feldspático da Formação Xambioá.....	66
38	Fotomicrografia de serpentinito ocorrendo no núcleo da estrutura do Lontra	69
39	Fotomicrografia de talco xisto ocorrendo no núcleo da estrutura do Lontra.....	69
40	Fotomicrografia de gabro intrusivo na Formação Xambioá	70
41	Fotomicrografia de albita-granito da serra da Ametista	72
42	Fotomicrografia de granito do núcleo da estrutura do Ramal do Lontra	74
43	Fotomicrografia de pegmatito intrusi-	

	vo no embasamento	76
44	Fotomicrografia de pertita em pegmatito intrusivo no embasamento	76
45	Foto de mosaico de imagens SLAR da braquidobra do Lontra	79
46	Diagrama isocrônico Rb/Sr de gnaisses do embasamento em Lontra	90
47	Diagrama isocrônico Rb/Sr de xistos do Grupo Estrondo em Lontra	92
48	Diagrama isocrônico Rb/Sr de xistos do Grupo Estrondo na Faixa Araguaia..	94
49	Diagrama isocrônico Rb/Sr de rochas do embasamento da Faixa Araguaia.....	95
50	Diagrama isocrônico Rb/Sr do granito do Ramal do Lontra	99

TABELAS

1	Normas CIPW de rochas da região da braquianticlinal do Lontra	51
2	Análises químicas de trondhjemitos do Lontra comparados com outros da Groenlândia e grauvacas dos EUA	52
3	Análises químicas de rochas félsicas da região do Lontra	54
4	Análises químicas de rochas da Formação Xambioá	58
5	Análises modais de rochas da região de Lontra	62
6	Dados analíticos K/Ar neste trabalho, de rochas da região do Lontra	88
7	Dados analíticos Rb/Sr neste trabalho, de rochas da região do Lontra	89

8	Dados analíticos Rb/Sr do Grupo Es- trondo na Faixa Araguaia	93
9	Dados analíticos Rb/Sr do embasamento da Faixa Araguaia	96

SUMÁRIO

	Pág.
DEDICATÓRIA	1
AGRADECIMENTOS	11
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	iii
RESUMO	1
ABSTRACT	3
1 INTRODUÇÃO	5
1.1 Apresentação	5
1.2 Objetivos	5
1.3 Metodologia	6
1.4 Localização e Acesso	7
2 GEOLOGIA REGIONAL E TRABALHOS ANTERIORES	10
2.1 Lito-estratigrafia	10
2.2 Geologia Estrutural	14
2.3 Metamorfismo	14
2.4 Geocronologia	15
2.5 Magmatismo	16
3 GEOLOGIA LOCAL	17
3.1 Geomorfologia	17
3.2 Lito-estratigrafia	20
3.2.1 Embasamento da Faixa Araguaia	20
3.2.2 Grupo Estrondo	25
3.2.3 Rochas Magmáticas	36
3.2.4 Rochas Sedimentares da Bacia do Maranhão	44
3.2.5 Formações Recentes	46
3.3 Petrologia e Quimismo	46
3.4 Principais Feições Estruturais	77
4 METAMORFISMO	80
5 OCORRÊNCIAS MINERAIS	83
6 GEOCRONOLOGIA	87
7 DISCUSSÃO E CONCLUSÕES	100
8 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	104
9 ANEXOS	108

RESUMO

A área de trabalho, com cerca de 800 km², situa-se no NW do Estado de Goiás, à margem direita do rio Araguaia. Foi mapeada geologicamente na escala 1:60.000, obtendo-se informações a respeito da estratigrafia, do metamorfismo e da geocronologia, bem como sobre eventos magmáticos e ocorrências minerais presentes na região. Esses dados foram interpretados e são apresentados no sentido de fornecer uma hipótese para a evolução geológica da região.

A área encontra-se na porção setentrional da Faixa de Dobramentos Araguaia. Nessa região, um embasamento trondhjemitico serviu de substrato para a deposição de uma sequência sedimentar com contribuição vulcânica, numa calha geosinclinal. O embasamento e a cobertura (supraestrutura) dobrados e metamorfisados foram caracterizados pela geocronologia, como sendo duas unidades distintas. A primeira, de idade transamazônica (2.000 Ma) e a segunda de idade brasileira (600 Ma).

A coluna estratigráfica adotada é a sugerida por Abreu (1978) com algumas adaptações para a área em questão. O embasamento é constituído por gnaisses trondhjemiticos com migmatitos, granito-gnaisses e anfíbolitos. A supraestrutura (Supergrupo Baixo Araguaia), na área, está representada pela sua unidade inferior, o Grupo Estrondo. Na base, ocorre a Formação Morro do Campo, representada por anfíbolitos e quartzitos, que sustentam as serras das estruturas braquianticlinais do Lontra e Ramal do Lontra. Sobre essas rochas repousa a Formação Xambioá constituída de micaxistos variados, xistos feldspáticos e anfíbolitos. Ocorrem ainda serpentinitos e gabros alojados nas diversas litologias, além de rochas granitóides.

O metamorfismo que afetou a região é do tipo barroiano, de facies anfíbolito no núcleo da estrutura decrescendo até a facies xisto verde nas partes mais distantes das braquidobras.

O magmatismo ultramáfico, máfico e félsico foram evidenciados sugerindo-se a sua atuação em fase final de deformação e metamorfismo.

A evolução geológica da área produziu alguns ambientes propícios para a formação de ocorrências minerais. Destacam-se o processo de fusão parcial com formação de veios pegmatíticos e subsequente atividade hidrôtermal, com ocorrências de cristal-de-rocha e ametista relacionadas. A metamorfose de rochas ultrabásicas resultou em formação de ocorrências de talco e serpentina, cujos volume e qualidade necessitariam de melhor estudo. O metamorfismo da seqüência vulcano - sedimentar também atuou na formação de ocorrências minerais, tais como níveis grafitosos, cuja distribuição precisa ser melhor definida.

ABSTRACT

This work involved the geological mapping (in the scale 1:60.000) of an area of 800 square kilometers in the northwestern part of the state of Goiás, near and east of the Araguaia river. Based on the stratigraphy, metamorphism, geochronology, magmatism and mineral deposits hypotheses on the geological evolution of the region are discussed.

The area studied belongs to the Precambrian Araguaia Fold Belt. The oldest rocks identified are trondhjemitic gneisses and on these rocks was deposited a sedimentary sequence with minor volcanics of a geosynclinal type.

The stratigraphic column of Abreu (1978) was adopted with minor modifications. The basement, of transamazonian age (2000 Ma), consists mostly of gneiss, migmatite, granite gneiss and amphibolite.

The metasediments belongs to the lower unit (Estrondo Group) of the Supergroup Baixo Araguaia.

The Estrondo Group, of Brazilian age (600 Ma), consists in the area of the lowermost Morro do Campo Formation, mainly quartzite and amphibolite, which give the high relief of the brachyanticlines of Lontra and Ramal do Lontra. This sequence is followed, towards the top, by the Xambioá Formation in which are found mostly micaschists, feldspathic schists and amphibolites. In addition, these units contain serpentinites, gabbros and granitic rocks of possibly an intrusive nature.

The region was affected by Barrovian-type metamorphism ranging from the greenschist facies to the amphibolite facies near the brachyanticline structures.

It appears that the magmatism took place in the final stages of deformation and metamorphism.

Mineral deposits apparently can be correlated with the geological processes which affected the area.

Partial melting was responsible for the formation of pegmatites and hydrothermal deposits carrying rock - crys-

tal and amethyst.

Ultramafic rocks provided talc and serpentine while graphite occurrences are related to the metasediments. Further work is necessary to define the economic potential of these Formations.

1 INTRODUÇÃO

1.1 Apresentação

O presente trabalho faz parte do "Projeto Faixa Orogênica Paraguai-Araguaia", desenvolvido pelo Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas da Universidade Federal do Pará. Esse Projeto busca estudar a evolução geológica dessa faixa de dobramentos e avaliar sua potencialidade mineral através da descrição detalhada das ocorrências e da definição de ambientes propícios a mineralizações.

A área deste trabalho localiza-se na porção setentrional da Faixa Araguaia, abrangendo duas estruturas braquianticlinais, dentre as várias existentes nessa unidade geotectônica. Ela foi escolhida em função da boa exposição e da variedade das rochas existentes, assim como do interesse das suas feições estruturais.

1.2 Objetivos

O objetivo deste trabalho é contribuir para o conhecimento da Faixa Araguaia, através do detalhamento da área escolhida, enfocando seus aspectos constitutivos e evolutivos. Para tanto, procuramos:

- detalhar, a nível local, o empilhamento estratigráfico;

- caracterizar petrologicamente as rochas ígneas félsicas e máficas metamorfasadas, ou não presentes na área assim como as seqüências metamórficas;

- estudar o metamorfismo destacando o seu zoneamento e as litologias encontradas e

- caracterizar geocronologicamente as diferentes unidades geotectônicas definidas na área.

Pretende-se também com base nos dados obtidos, discutir a origem das braquidobras e sugerir um modelo evolutivo

para a área.

1.3 Metodologia

Para execução deste trabalho foram utilizadas fotografias aéreas verticais (1:45.000), mosaicos de imagens SLAR 1:100.000 e mapas planialtimétricos do IBGE (1:100.000). Utilizou-se, também, toda a informação bibliográfica disponível.

Os trabalhos de campo foram realizados usando-se estradas, caminhos e picadas na região, ao longo dos quais foram observados afloramentos naturais e artificiais. Solos residuais que ainda mostravam estruturas e minerais da rocha original também foram estudados.

A descrição dos afloramentos foi, sempre que possível, acompanhada de medidas estruturais. Numerosas amostras de solos e de rochas foram coletadas, visando-se a caracterizar petrologicamente os litotipos, assim como identificar a rocha original e analisar a distribuição de minerais índices do metamorfismo, no caso de solos.

A escassez de afloramentos, a dificuldade de acesso e a densidade da vegetação obrigaram a extrapolações e correlações no campo, sempre com o auxílio da fotointerpretação.

No laboratório procedeu-se com os estudos mineralógicos, químicos e petrográficos. Cerca de 300 amostras foram coletadas nos levantamentos de campo. Dessas, aproximadamente 200 foram estudadas ao microscópio em seções polidas, lâminas delgadas ou lâminas de minerais pesados. Adotou-se os procedimentos correspondentes descritos por Williams et alii (1954), Uytendogaardt (1971), Carver (1971) e Spry (1969).

Ensaio mineralógicos (densidade, dureza, etc) e análises por difração de raios X foram utilizados na identificação de alguns minerais, em amostras de rocha e de solo.

Análises químicas, objetivando a caracterização petrológica ou a identificação da rocha original pré-metamórfica, foram efetivadas em 15 amostras livres de alteração. As análises para elementos maiores, menores e traços foram feitas por

espectrometria de absorção atômica (Na, Mg, Mn e Li) e fluorescência de raios X (Si, Ti, Al, Fe_{total}, Ca, K, P, Rb, Sr, Ba e Zr). Os voláteis totais e FeO foram determinados respectivamente por perda ao fogo (resultados confirmados por calcinação) e titulometria.

Doze amostras de rochas foram datadas pelo método Rb/Sr e sete amostras de minerais pelo método K/Ar com o objetivo de detectar e caracterizar diferentes unidades geocronológicas, assim como comparar esses resultados com os dados já existentes para a Faixa Araguaia e auxiliar na elaboração do modelo evolutivo da região.

O tratamento das amostras e dos dados analíticos foi o convencional para os métodos utilizados, conforme preconizado por York (1966), Kawashita (1972) e Steiger & Jäger (1977).

Os resultados obtidos no laboratório foram, sempre que possível e necessário, tratados em computador, lançados em diagramas e comparados com os dados da literatura mundial para melhor apoiar a sua interpretação.

Os resultados são apresentados sob a forma de tabelas, diagramas, mapas e perfis, ao longo do texto e como anexos.

Quanto aos aspectos estruturais, o trabalho realizado na área por Abreu (1978) foi tomado como base para o presente estudo. Alguns dados complementares, entretanto, serão comentados.

1.4 Localização e Acesso

A área situa-se no NW do Estado de Goiás, à margem direita do rio Araguaia, compreendendo o retângulo formado pelos paralelos 6°30' e 6°45' de latitude sul e os meridianos de 48°23' e 48°39' de longitude oeste, apresentando uma superfície aproximada de 800 km². Abrange partes dos municípios de Xambioá e Araguaína. Segundo a convenção cartográfica internacional, a área é coberta parcialmente pelas Folhas SB.22-Z-B-V-2

e SB.22.Z.B.VI-1 (Fig. 1). A principal cidade é Xambioá, que serviu de apoio logístico para a parte NE da área. Tem cerca de 5.000 habitantes, hotéis, um hospital, dois postos de abastecimento de combustíveis e uma usina termelétrica que fornece energia de 18 às 22 horas, com alguma regularidade. Recentemente foi inaugurado o serviço telefônico, incluindo o sistema DDD. A segunda base de apoio para os trabalhos de campo foi Araguañã, com cerca de 2.000 habitantes e escassas condições logísticas.

O acesso à área pode ser feito inicialmente pela rodovia federal BR-010 (Belém-Brasília) e em seguida pela rodovia estadual GO-388 (Xambioá-Wanderlândia) até à cidade de Xambioá. Daí partem várias estradas que levam às fazendas da região e servem a porção NE da área. Xambioá também pode ser alcançada pelo rio Araguaia, no período de novembro a maio, quando é navegável. Além disso, existem várias pistas de pouso para aviões de pequeno porte nas fazendas da região e uma na sede do município.

A porção SW da área pode ser atingida a partir de Araguaína-GO, tomando-se a estrada GO-386 que leva à Vila de Araguañã, situada à margem direita do rio Araguaia; desta estrada partem vários ramais que facilitam a penetração na estrutura do Lontra.

O clima é quente e úmido com um período de estiagem de junho a outubro, e um período chuvoso, de novembro a maio.

A vegetação é do tipo hiléia amazônica, com grande parte já desmatada e atualmente ocupada por pastagens e plantações.

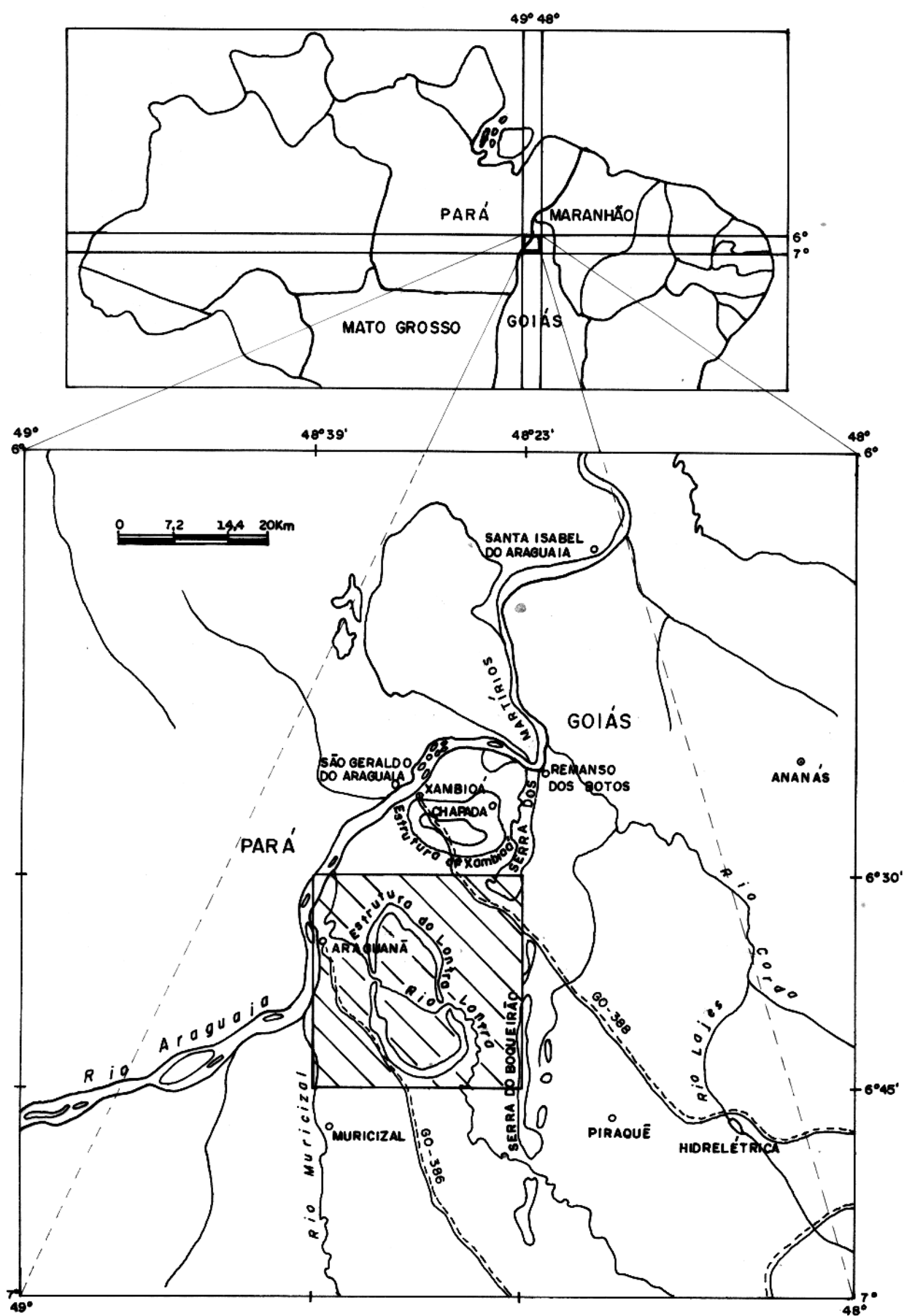


FIG.1 - Mapa de Localização da Área.

2 GEOLOGIA REGIONAL E TRABALHOS ANTERIORES

No centro-norte do Brasil destaca-se o Craton Amazônico, bordejado a leste pela Faixa de Dobramentos Araguaia, que por sua vez tem a sua porção oriental recoberta pela Bacia Sedimentar do Maranhão.

A Faixa Araguaia expõe-se no vale do rio homônimo, desde a região da Ilha do Bananal (Goiás) até a região de Tucuruí no Pará. Engloba rochas de variado grau metamórfico, de origem ígnea e sedimentar, rochas ultramáficas serpentinizadas, alguns corpos anfibolíticos, pequenos corpos graníticos, intrusões de gabros e doleritos e rochas sedimentares. Suas principais unidades estratigráficas são os grupos Tocantins (a leste) e Estrondo (a oeste), como faixas submeridianamente alongadas, parcialmente recobertas pelas rochas da Bacia do Maranhão (Fig.2).

2.1 Lito-estratigrafia

O conhecimento geológico da região norte do vale do rio Araguaia começa com Moraes Rego (1933), que denominou de Série Tocantins ao conjunto de rochas "mais ou menos metamórficas" que aflora desde Tucuruí até Marabá, composto pelos xistos de Arumateua e arenitos de Alcobaça (hoje Tucuruí). Esses arenitos foram mais tarde definidos como metagrauvacas da Formação Tucuruí, por Trouw et alii (1976). Barbosa et alii (1966) entenderam a Série Araxá, definida em Minas Gerais, até o norte de Goiás e sul do Pará. Observando que a Série Tocantins apresentava menor grau metamórfico que a Série Araxá, esses autores concluíram que as rochas da primeira unidade depositaram-se num miogeossinclíneo sobre um embasamento constituído pela Série Araxá e por rochas arqueanas. No entanto, a passagem gradual entre as duas unidades foi confirmada por Puty et alii (1972) que consideraram as duas séries como grupos.

Hasui et alii (1975) indicaram que o Grupo Araxá do norte de Goiás não podia ser correlacionado ao Grupo Araxá do oeste mineiro, pois as vergências são opostas, o grau meta-

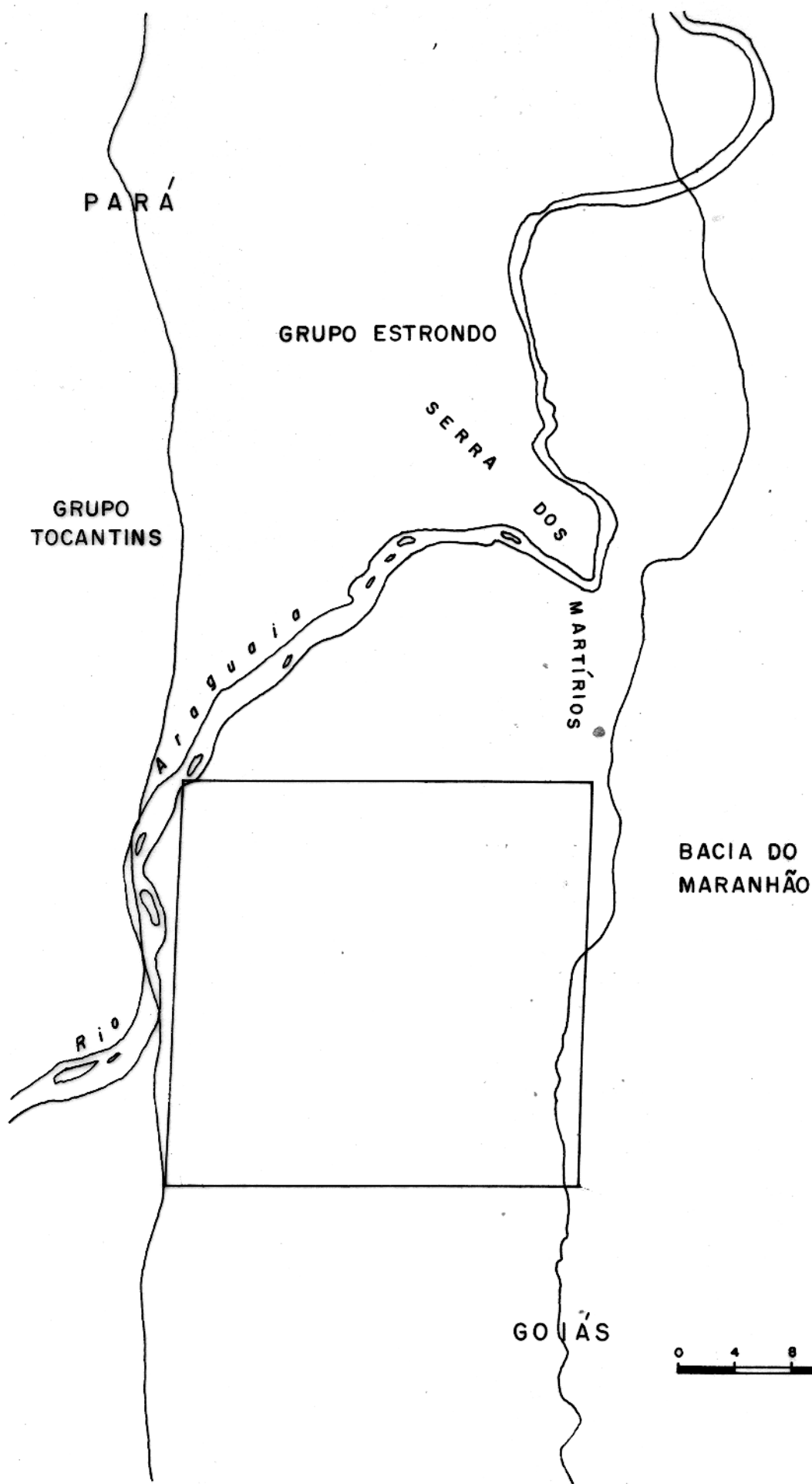




Fig. 2 - Mosaico de imagens SLAR, semi controladas, 1:400.000 da parte norte da Faixa Araguaia.

mórfico na Faixa Araguaia decresce para oeste até passar para o Grupo Tocantins e existe o Complexo Basal Goiano separando as duas unidades. Em decorrência dessas observações, propuseram o nome de Grupo Estrondo para o Grupo Araxá do norte de Goiás.

Várias propostas estratigráficas são encontradas na literatura: Hasui et alii, 1977; Abreu, 1978; Montalvão, 1978; Costa, 1980; Gorayeb, 1981 e Hasui et alii, 1981 (Fig.3).

As rochas mais antigas da região, que somente afloram no núcleo de anticlinais ao longo da Faixa Araguaia, foram correlacionadas ao Complexo Xingu por Silva et alii (1974). São gnaisses mais ou menos migmatizados com granitóides associados (Guerreiro e Silva, 1976; Hasui et alii, 1977) e quartzitos, xistos e anfibolitos intercalados (Costa, 1980). Essas rochas compõem o embasamento da supraestrutura constituída pelo Supergrupo Baixo Araguaia. Na região de Colméia esse embasamento foi denominado por Costa (1980) de Complexo Colméia. Hasui et alii (1981) consideram o Complexo Colméia como embasamento para toda a Faixa Araguaia.

Imediatamente sobre o embasamento ocorre uma camada de quartzito da Formação Morro do Campo, que grada, em direção ao topo da seqüência, para micaxistos da Formação Xambioá. Essas duas formações compõem o Grupo Estrondo (Abreu, 1978).

Repousando sobre essa unidade, ocorre o Grupo Tocantins, que segundo Gorayeb (1981) é composto na base de xistos e filitos com intercalações de quartzitos da Formação Pequizeiro e, na sua parte superior, de filitos, ardósias, cherts, metagrauvacas, serpentinitos e xistos magnesianos pertencentes à Formação Couto Magalhães.

Anfibolitos e metabasitos associam-se aos xistos e filitos da Faixa Araguaia, existindo também intrusões gabróicas, diques de dolerito e pequenos corpos graníticos.

Conglomerados polimíticos, sem evidências de deformação ou metamorfismo ocorrem em zonas descontínuas na porção mediana central da Faixa Araguaia (Guerreiro e Silva, 1976), tendo sido denominados por Hasui et alii (1977) de Formação Rio das Barreiras.

MORAES REGO (1933)	BARBOSA ET ALII (1966)	PUTY ET ALII (1972)	HASUI ET ALII (1975)	HASUI ET ALII (1977)	ABREU (1978)	LITOLOGIAS
SÉRIE TOCANTINS	SÉRIE TOCANTINS	GRUPO TOCANTINS	GRUPO TOCANTINS	GRUPO BAIXO ARAGUAIA FORMAÇÃO PEQUIZEIRO FORMAÇÃO COUTO MAGALHÃES	FORMAÇÃO RIO DAS BARREIRAS GRUPO TOCANTINS FORMAÇÃO PEQUIZEIRO FORMAÇÃO COUTO MAGALHÃES GRUPO ESTRONDO FORMAÇÃO MORRO DO CAMPO	CONGLOMERADOS CLORITA XISTOS FILITOS MICAXISTOS QUARTZITOS E GNAISSES
	SÉRIE ARAXÁ	GRUPO ARAXÁ	GRUPO ESTRONDO	FORMAÇÃO ESTRONDO		
MONTALVÃO (1978)		COSTA (1980)	E HASUI ET ALII (1981)	GORAYEB (1981)		LITOLOGIAS
GRUPO TOCANTINS	GRUPO SERRA DOS MARTÍRIOS FORMAÇÃO SÃO GERALDO FORMAÇÃO SERRA DO LONTRA	GRUPO TOCANTINS GRUPO ESTRONDO	GRUPO TOCANTINS GRUPO ESTRONDO	GRUPO BAIXO ARAGUAIA FORMAÇÃO PEQUIZEIRO FORMAÇÃO COUTO MAGALHÃES GRUPO ESTRONDO	FORMAÇÃO RIO DAS BARREIRAS GRUPO TOCANTINS FORMAÇÃO PEQUIZEIRO FORMAÇÃO COUTO MAGALHÃES GRUPO ESTRONDO FORMAÇÃO MORRO DO CAMPO	CONGLOMERADOS FILITOS E ARDÓSIAS XISTOS E FILITOS XISTOS FELDSPÁTICOS MICAXISTOS QUARTZITOS GNAISSES E MIGMATITOS

FIG.3 - Síntese das propostas de divisão estratiigráfica para a Faixa Araguaia, segundo vários autores.

2.2 Geologia Estrutural

Regionalmente, na Faixa Araguaia, os Grupos Estrondo e Tocantins apresentam segundo Abreu (1978) o mesmo comportamento quanto à xistosidade. A qual "possui direção NE-SW a sul e NW-SE a norte e inclina-se com valores médios de mergulho para SE e NE respectivamente". Na região das braquidobras a xistosidade desenha essas estruturas.

Abreu (1978) identificou ainda cinco fases de deformação na Faixa Araguaia, a saber: F₁, com desenvolvimento de dobras intrafoliais e formação de xistosidade plano-axial, associadas ao metamorfismo regional; F₂, durante a qual desenvolveram-se dobras desenhadas pela xistosidade; F₃, marcada pelo aparecimento de uma crenulação pronunciada chegando a transpor a xistosidade; F₄, responsável pela formação das grandes dobras braquianticlinais da Faixa e F₅, de caráter local, durante a qual foram gerados dois conjuntos de dobras cruzadas, associadas ao Lineamento Iriri-Martírios.

Na braquidobra de Colméia, Costa (1980) demonstrou o caráter do embasamento das rochas do núcleo dessa estrutura, evidenciado pela presença de migmatitos e deformações que não foram observadas nas rochas do Supergrupo Baixo Araguaia.

2.3 Metamorfismo

Segundo Costa (1980) as rochas do Complexo Colméia mostram ter sofrido metamorfismo regional de facies anfibolito alto além de migmatização e feldspatização. O metamorfismo da Faixa Araguaia foi estudado regionalmente por Silva (1980) e mais localmente por Gorayeb (1981). É do tipo regional e seus produtos variam desde anquimetamorfitos na borda oeste até rochas de facies anfibolito a leste, indicando polaridade metamórfica para oeste. Pertence a série Barroviana, do tipo pressão média (Miyashiro, 1973) ou média para alta (Turner, 1968).

As zonas metamórficas são grosseiramente paralelas, alongadas com direção N-S, sucendendo-se as isógradas da sericita, clorita e biotita. Contornando as braquidobras, apa-

recem as isógradas da granada, cianita e estauroлита (Silva e Hasui, 1978; Silva, 1980). Foram identificadas também dois eventos metamórficos, um primeiro de caráter regional e de intensidade variável no espaço dando surgimento às zonas metamórficas, e um segundo, representado pela associação de clorita, muscovita e biotita, e ligado a um retro-metamorfismo incipiente. O metamorfismo foi posicionado em relação às deformações assinaladas por Abreu (1978). Assim, em F₁, teria havido o início do metamorfismo. Em F₂, teriam aparecido granada, estauroлита e cianita, indicando o pico térmico do metamorfismo e, em F₃, durante o desenvolvimento da crenulação, ter-se-iam formado microporfiroblastos de clorita, biotita e muscovita, associadas a ligeiro retrometamorfismo. Ao longo de planos de crenulação, além da rotação de micas, houve desenvolvimento de porfiroblastos concordantes, seguindo-se a formação de outros discordantes (Hasui et alii, 1981).

2.4 Geocronologia

Datações realizadas no Complexo Colméia (região de Colméia) forneceram isócronas Rb/Sr de 2,7 e 1,8 Ga (Hasui et alii, 1981). O primeiro valor foi interpretado como a idade do metamorfismo de facies anfibolito alto e o segundo como um rejuvenescimento isotópico parcial. Sá et alii (1980) forneceram uma isócrona de 2,6 Ga após análise de amostras dos núcleos das estruturas de Colméia e de Grotta Rica, e observaram ainda que as rochas do núcleo da estrutura de Xambioá indicam um evento, aparentemente, brasileiro.

No Supergrupo Baixo Araguaia as datações foram mais numerosas e de interpretação mais controvertida. Sá et alii (1980) e Abreu (1978) com base em datações K/Ar e Rb/Sr, distribuídas pela faixa, interpretaram o metamorfismo daquela unidade como de idade brasileira. Hasui et alii (1980) e Hasui et alii (1981), com base em datações Rb/Sr da região de Paraíso do Norte (Goiás) afirmaram que o supergrupo sofreu efeitos térmicos brasileiro, sendo porém de idade uruaçuana (1.050 Ma).

2.5 Magmatismo

Segundo Hasui et alii (1981), reconhecem-se três episódios magmáticos associados ao Supergrupo Baixo Araguaia. O primeiro, máfico-ultramáfico e de caráter pré-tectônico é representado pelos corpos mais ou menos afetados pelo metamorfismo regional, achando-se localizados nos Grupos Estrondo e Tocantins. O segundo está representado pelas rochas graníticas pouco ou não metamorfisadas que ocorrem principalmente no Grupo Estrondo. Já o terceiro está relacionado aos corpos de gabro e dolerito não metamorfisados, encontrados ao longo da Faixa Araguaia.

3 GEOLOGIA LOCAL

3.1 Geomorfologia

Do ponto de vista morfológico, a região encontra-se no estágio maduro do processo de peneplanização. De um modo geral, o relevo é ondulado com morros de topo abaulado (Fig. 4 e 5).

Destacam-se na área a grande estrutura braquianticlinal do Lontra, no centro, a extremidade sul da serra dos Martírios, a nordeste e a pequena braquidobra do Ramal do Lontra, na porção SE. A primeira estrutura apresenta uma feição aproximadamente elíptica, cujo eixo maior tem cerca de 25 km de extensão com direção NW na parte sul, submeridiana no centro e novamente NW na parte norte. O eixo menor tem aproximadamente 11 km de comprimento. Sua borda é ressaltada pelo pacote de quartzitos que forma as serras do Lontra, do Pereira, da Formiga e da Ametista, respectivamente compondo as bordas N-NW, S-SW, NE e SE da estrutura. O núcleo foi intensamente erodido, provocando desníveis em relação ao topo das serras de até 250 m. Expõe as rochas mais antigas da região e tem relevo suavemente ondulado. Principalmente nas abas norte e oeste, observam-se conjuntos de morros circulares ou alongados, de encostas íngremes e topos abaulados. Esses morros são compostos de anfibolitos que, juntamente com xistos, sustentam o padrão ondulado em torno da braquidobra do Lontra.

A serra dos Martírios é uma dobra anticlinal recumbente com o plano axial mergulhando para leste na sua extremidade meridional. Tem cerca de 400 m de altura em relação ao rio Araguaia e é composta de quartzitos.

A estrutura do Ramal do Lontra tem a porção oriental recoberta pelas rochas sedimentares da Bacia do Maranhão. O diâmetro do núcleo mede cerca de 3 km. As serras de quartzito, que lhe sublinham a forma, têm cerca de 100 m de desnível em relação ao seu núcleo.

A borda da Bacia do Maranhão, formando "cuestas", aflora no limite SE da área estudada e apresenta altitudes da ordem de 350 m.



Fig. 4 - Visão geral da parte sul da estrutura do Lontra. A direita, vê-se a serra do Pereira que compõe a borda sul da braquidobra.



Fig. 5 - Vista da parte central da estrutura do Lontra, tendo-se ao centro a serra da Ametista e ao fundo a serra dos Martírios.

O rio Lontra, amplamente controlado por falhamentos, apresenta um padrão retangular e corta a área no sentido SE-NW, enquanto a drenagem regional apresenta um padrão geral dendrítico.

3.2 Lito-estratigrafia

Na área de trabalho afloram rochas do embasamento da Faixa Araguaia, do Supergrupo Baixo Araguaia (Grupo Estrondo), da Bacia do Maranhão (Formações Pimenteiras e Pedra de Fogo) e sedimentos recentes não consolidados. Ocorrem, ainda, granitóides, gabros e serpentinitos.

Adotou-se a coluna lito-estratigráfica sugerida por Abreu (1978) com algumas adaptações para a área de trabalho (Fig. 6).

3.2.1 Embasamento da Faixa Araguaia

A unidade que serve de embasamento para as rochas do Grupo Estrondo na região em estudo foi correlacionada ao Complexo Colméia por Hasui et alii (1981). Essa correlação é assumida com reservas, em razão de dados petrológicos e geocronológicos, que serão posteriormente citados, indicaram a possibilidade de se tratar de uma outra unidade (Complexo Xingu?).

É composta predominantemente por gnaisses trondhjemiticos, ocorrendo também migmatitos, granito-gnaisses e anfibolitos. Essas rochas afloram no núcleo da braquidobra do Lontra, ocupando cerca de 30% da área deste trabalho.

Seu contato superior com os micaxistos da base da Formação Morro do Campo faz-se de maneira discordante e brusca.

- Gnaisses Trondhjemiticos

Os gnaisses ocupam cerca de 70% da área do nú-

ERA	PERÍODO	UNIDADE ESTRATIGRÁFICA	TIPOS LITOLÓGICOS
Cenozóica	Quaternário		Conglomerados, areias, siltes e argilas não consolidados.
Paleozóica	Permiano Inferior	Formação Pedra de Fogo	Argilitos calcíferos e cherts
	Devoniano	Formação Pimenteiras	Siltitos e arenitos
Proterozóica	Proterozóico Superior	Intrusões pós tectônicas	Gabros
		Intrusões Tardi-tectônicas	Granitos, albita-granitos, veios pegmatíticos
		Superggrupo Baixo Araguaia Grupo Estrondo Formação Xambioá Formação Morro do Campo	Micaxistos, xistos feldspáticos, anfíbolitos, serpentinitos e metaconglomerados Muscovita-quartzito xistos, quartzitos, anfíbolitos e biotita-quartzito xistos
	Proterozóico Inferior	Embasamento	Gnaisses, migmatitos, granito gnaisses e anfíbolitos. Rochas ultramáficas intrusivas

Figura 6 - Coluna estratigráfica local para a região da braquiântiolinal do Lontra - Goiás.

cleo da estrutura do Lontra. Os afloramentos são comuns nas estradas e cursos d'água na forma de lajes e blocos. São rochas de cor cinzenta, que apresentam geralmente bandamento bem desenvolvido, sublinhado por finos níveis com maior quantidade de biotita (Fig. 7). Normalmente o bandamento está suavemente dobrado com eixos com direção N-S. Frequentemente os gnaisses estão cortados por veios quartzo-feldspáticos centimétricos.

- Migmatitos

Essas rochas ocupam cerca de 10% da superfície do núcleo da estrutura do Lontra, concentrando seus afloramentos predominantemente na parte norte, como lajes desprovidas de vegetação. Algumas exibem estruturas nebulíticas e são provavelmente porções de gnaisses trondhjemiticos que sofreram fusão parcial e se cristalizaram sem ter havido deslocamento desse material. Os seus contatos gradativos apoiam essa hipótese.

Outros afloramentos mostram estruturas ptigmáticas (Fig. 8) e estromatíticas perfeitamente observáveis e estão cortadas em várias direções por veios quartzo-feldspáticos centimétricos (Fig. 9). Nessas é possível distinguir paleossoma e neossoma. O primeiro apresenta-se em faixas cinzentas de 30 a 40 cm de espessura bastante ricas em mica, bem foliadas e de granulação fina. O neossoma, em faixas de cerca de 15 cm de espessura, é mais restrito. Não apresenta orientação observável, sendo de granulação grossa e de composição essencialmente quartzo-feldspática. Acredita-se que essas rochas sejam migmatitos de injeção. O contato brusco entre paleossoma e neossoma indica essa possibilidade.

- Granito-gnaisses

Tratam-se de rochas róseas, foliadas, aflorando sob forma de lajes na parte norte do núcleo da estrutura, numa área de aproximadamente 0,6 km². Apenas um corpo dessa natureza foi evidenciado na área.



Fig. 7 - Gnaisses do embasamento do núcleo da estrutura do Lontra.



Fig. 8 - Migmatito com dobras ptigmáticas.



Fig. 9 - Veios quartzo-feldspáticos cortando os migmatitos do embasamento da Faixa Araguaia.

- Anfibolitos

Na parte interna da estrutura do Lontra os anfibolitos são rochas restritas a uma única ocorrência, localizada nas proximidades da borda leste. A zona de afloramento se apresenta como uma pequena elevação onde a rocha aparece com uma foliação bem nítida.

3.2.2 Grupo Estrondo

Essa unidade constitui a porção inferior do Supergrupo Baixo Araguaia, aflora em cerca de 50% da área de trabalho, sendo a unidade de maior representação areal. Seu contato inferior faz-se de maneira brusca com os gnaisses do embasamento, estando representada na área pelas formações Morro do Campo e Xambioá.

- Formação Morro do Campo

A Formação Morro do Campo, formando a base do Grupo Estrondo, é constituída essencialmente por quartzitos, embora também ocorram biotita-quartzo xistos, anfibolitos e muscovita-quartzo xistos intercalados. Essa formação aflora essencialmente nas serras que compõem as braquidobras do Lontra e do Ramal do Lontra, cobrindo aproximadamente 10% da área de estudo. Seu contato com a Formação Xambioá é gradual com espessamento progressivo dos níveis de micaxisto e adelgaçamento dos níveis de quartzito.

A coluna lito-estratigráfica da Formação Morro do Campo foi estabelecida a partir de vários perfis W-E na serra da Ametista (Fig. 10). Suas principais litologias são apresentadas a seguir, da base para o topo.

- Biotita-quartzo xisto

UNIDADE ESTRATIGRÁFICA		LITOLÓGIA
GRUPO ESTRONDÓ	FORMAÇÃO XAMBIOÁ	Xistos feldspáticos Intercalações de anfibo- litos, serpentinitos e metaconglomerados Micaxistos variados com granada, estaurocita, <u>cia</u> nita e grafita
	FORMAÇÃO MORRO DO CAMPO	Quartzitos passando para muscovita-quartzo xistos na parte superior Biotita-quartzo xistos com anfibolitos subordi- nados
Embasamento		Gnaisses trondhjêmíticos, granito-gnaisses, anfiboli- tos e migmatitos.

Figura 10 - Empilhamento lito-estratigráfico das Formações Morro do Campo e Xambioá na região da braquianticlinal do Lontra-Goiás.

Este tipo litológico, formando a base da Formação Morro do Campo, possui cerca de 50 m de espessura e está bem exposto no flanco oeste da serra da Ametista. Nessa área o xisto repousa em contato brusco sobre os gnaisses do embasamento e passa para quartzitos sobrepostos. Nas bordas norte e sul da estrutura aquele xisto não foi observado devido a dificuldade de acesso. Na borda leste, espessos depósitos de "piedmont" impedem o seu afloramento.

- Anfibolitos

Ainda no flanco oeste da serra da Ametista, aflora uma rocha alterada de coloração esverdeada e exibindo uma certa foliação. Ocorre sob forma de lente de dimensões restritas abaixo dos quartzitos. Essa rocha é composta de plagioclásio e anfibólio (cujos tipos não puderam ser determinados), quartzo e clorita subordinados. Essa composição leva a supor tratar-se de um anfibolito.

- Quartzitos

Representam as rochas predominantes da Formação Morro do Campo dando o destaque morfológico às estruturas braquianticlinais do Lontra e do Ramal do Lontra (Fig. 11).

Os quartzitos não têm espessura constante, o que se deduz pelas porções aflorantes, ora como serras de mais de 200 m de altura (borda oeste), ora como morrotes alongados de 10 m de desnível no máximo em relação ao núcleo da estrutura (borda leste). Parece haver um adelgaçamento do pacote quartzítico de oeste para leste. Nota-se também que nas porções mais erodidas situadas entre as serras que compõem a braquidobra do Lontra, o quartzito torna-se lateralmente mais muscovítico. Em alguns locais, como na borda oeste da estrutura do Ramal do Lontra, o quartzito apresenta-se dobrado e falhado (Fig. 12).

Os quartzitos às vezes apresentam estruturas primárias preservadas, como estratificação cruzada de pequeno



Fig. 11 - Aspecto dos quartzitos da serra do Pereira, pelo lado interno da borda SW da estrutura do Lontra.



Fig. 12 - Quartzito dobrado e falhado na borda W da estrutura do Ramal do Lontra.

porte, estratificação gradacional e acamamento (Fig.13), geralmente marcado por níveis de minerais pesados. Normalmente trata-se de um quartzito puro, essencialmente constituído de quartzito, embora existam locais onde há certa concentração de magnetita, muscovita ou cianita. Zircão, sericita e clorita ocorrem como acessórios. Ao microscópio, observa-se uma textura em mosaico, com os contatos suturados. Veios e bolsões de quartzito, muscovita e turmalina negra são comuns.

Quase no topo da serra da Ametista, foi observado o contato dos biotita-quartzito xistos com os quartzitos. A passagem entre os dois tipos litológicos, nesse perfil, é brusca. Observa-se apenas a presença de lamelas de quartzito, paralelas ao contato, na base dos quartzitos. Essas lamelas possuem cerca de 20 a 30 cm de comprimento e 0,5 a 1,5 cm de espessura, e foram observadas apenas em um afloramento, numa faixa de cerca de 3 m de espessura.

- Muscovita-quartzito xistos

Ocorrem como lentes ou intercalações no topo do quartzito. Às vezes as intercalações vão se tornando cada vez mais espessas até compor uma camada contínua de muscovita-quartzito xistos, considerada como a base da Formação Xambioá.

Como a passagem da Formação Morro do Campo para a Formação Xambioá é gradacional, utilizou-se como critério para separar essas formações, a predominância de quartzitos ou muscovita-quartzito xistos. Quando os quartzitos compunham mais de 50% do afloramento, este era classificado como da Formação Morro do Campo, em caso contrário, se os muscovita-quartzito xistos predominassem, a rocha era classificada como pertencente à Formação Xambioá.

- Formação Xambioá

Essa unidade cobre cerca de 40% da área de trabalho, ocupando a maior parte da vasta região de superfície on-



Fig. 13 - Aspecto do acamamento dos quartzitos da Formação Morro do Campo. Observa-se ainda, bolsão de quartzo à direita da foto. Serra do Pereira, borda SW da estrutura do Lontra.

dulada situada em torno das braquidobras. Nenhuma outra formação pertencente ao Supergrupo Baixo Araguaia foi encontrada sobreposta à Formação Xambioá na área de trabalho. Essa formação é composta essencialmente de micaxistos variados, xistos feldspáticos, anfibolitos e serpentinitos e, localmente, metaconglomerados.

- Micaxistos

Essas rochas apresentam foliação bem desenvolvida e cores variadas, predominando a cinza. Normalmente formam morros alongados de topo abaulado e encostas suaves. Comumente aparecem veios de quartzo discordantes ou concordantes com a foliação.

A composição desses micaxistos é bastante variável, ocorrendo também níveis relativamente espessos e contínuos de hematita xistos, granada xistos e xistos grafitosos. Níveis bastante ricos em grafita foram encontrados, atingindo espessura de até 15 m (Fig. 14). Localmente podem aparecer concentrações notáveis de estauroлита, granada e cianita, via de regra, nas proximidades da braquidobra do Lontra.

Na base desse pacote de xistos, predominam os muscovita-quartzo xistos, enquanto que nos níveis superiores os biotita-muscovita-quartzo xistos são os tipos litológicos principais.

- Anfibolitos e Serpentinitos

Em alguns locais principalmente distribuídos em volta da parte setentrional da braquianticlinal do Lontra, observa-se níveis de anfibolito encaixados nos micaxistos. Normalmente estão intensamente intemperizados, produzindo um solo avermelhado. Quando não alterados apresentam-se esverdeados, com pequenas manchas brancas alongadas. A disposição dos corpos anfibolíticos no campo parece ser concordante com a foliação geral dos micaxistos. Em alguns locais observa-se a ocorrên-



Fig. 14 - Micaxisto com níveis grafitosos da Formação Xambioá.

cia de serpentinitos ou talco xistos com a mesma disposição dos anfibolitos.

- Metaconglomerados

Na porção NE da área, aflora uma rocha descrita por Silva (1980) como cataclasito. Os afloramentos são alinhados com direção NW-SE, formando morros abaulados que se destacam na topografia e chegam a constituir uma escarpa nas zonas de falhamento. Trata-se de rocha cinza escura, onde seixos estirados e retorcidos de até 30 cm de diâmetro estão imersos em matriz xistosa, rica em biotita, semelhante aos micaxistos da Formação Xambioá. Os seixos são formados de gnaiss, quartzito, xisto feldspático, biotita-quartzo xisto e quartzo. Apesar de serem numerosos, esses seixos estão dispersos na matriz, sem contato entre si. Localmente observam-se veios e bolsões de quartzo cortando os metaconglomerados. Um material muito semelhante aflora no entroncamento da estrada Araguaína - Araguaçu com a estrada da Fazenda Manelão, sendo que nesse caso os seixos são bem menores (máximo de 10 a 15 cm) e não estão retorcidos (Fig. 15 e 16).

O aspecto geral não cataclástico e a ausência de microfraturamentos dos minerais levam a considerar essas rochas como conglomerados metamorfisados.

- Xistos feldspáticos

Nas porções mais afastadas das dobraduras, observa-se que o micaxisto gradualmente se torna mais rico em feldspatos, podendo então ser chamado de xisto feldspático. É uma rocha compacta de cor cinza clara com xistosidade bem desenvolvida. A distribuição desse tipo litológico é ampla e o relevo formado nas suas áreas de afloramento é ondulado (Fig. 17).

Não foram encontrados, na área de trabalho, afloramentos da Formação Pequizeiro, que se superpõe a esses



Fig. 15 - Metaconglomerado da Formação Xambioá com seixos retorcidos e estirados, a NE da estrutura do Lontra.



Fig. 16 - Metaconglomerado da Formação Xambioá, a NW da estrutura do Lontra.



Fig. 17 - Aspecto dos afloramentos de xistos feldspáticos, aba NW da estrutura do Lontra.

xistos. Na aba noroeste da estrutura do Lontra, observam-se intercalações de micaxistos e, na aba leste, lentes silicosas acompanhando a sua foliação.

Esses xistos feldspáticos foram denominados por Costa (1980) de Formação Canto da Vazante, o que não parece recomendável a esse nível de conhecimento, pois a variação na composição é uma constante nos xistos da Formação Xambioá. Por outro lado, o aumento da quantidade de feldspatos é gradativo e errático. Existem micaxistos intercalados nos xistos feldspáticos, cujos padrão estrutural e grau metamórfico são idênticos aos dos micaxistos.

3.2.3 Rochas Magmáticas

Sob esta denominação são agrupadas as rochas cujas características permitem reconhecer a sua origem ígnea. São serpentinitos e rochas máficas metamorfasadas, além de granitóides e gabros que não apresentam texturas metamórficas.

- Serpentinitos

O magmatismo ultramáfico que ocorreu na área está representado por oito ocorrências no núcleo da estrutura do Lontra e por duas situadas na sua parte externa.

As zonas de afloramento apresentam-se sob forma de morros pouco destacados na topografia, grosseiramente circulares a alongados. Sua áreas aflorantes raramente ultrapassam 2 km na maior dimensão. São rochas de coloração verde, geralmente foliadas e localmente maciças (Fig. 18 e 19). Normalmente são serpentinitos associados a outras variedades litológicas, em arranjo concêntrico, observável na maioria dos afloramentos. O núcleo geralmente formado de serpentinito maciço ou foliado, está envolvido por zonas de talco maciço (esteatito), talco lamelar e cloritito foliado. O talco lamelar (talco xisto) apresenta-se extremamente xistoso, revelando concentrações de prismas de actinolita que chegam a atingir 20 cm de comprimento,



Fig. 18 - Afloramento de serpentinito com talco maciço. Núcleo da estrutura do Lontra.



Fig. 19 - Afloramento de serpentinito parte SW do núcleo da estrutura do Lontra.

em alguns afloramentos. Na periferia, em contato com a rocha encaixante, observa-se uma franja rica em clorita e/ou flogopita constituindo um típico "black-wall" de até 20 cm de espessura. Algumas dessas zonas podem estar ausentes em vários afloramentos.

Em um afloramento na parte sul do núcleo da estrutura do Lontra, ocorrem cristais octaédricos de magnetita de até 2 cm de diâmetro. Em outros afloramentos, verifica-se a presença de cristais subeuédricos de siderita com até 4 cm de diâmetro.

Nas proximidades desses corpos ultramáficos foi observada a presença de veios de quartzo branco, maciço, de até 3 m de espessura. Não foi possível estabelecer as relações entre os serpentinitos e esses veios.

- Rochas Máficas Metamorfisadas

Um outro conjunto de rochas é constituído de anfibolitos apresentando nítida orientação da hornblenda. Ocorrem essencialmente fora da estrutura do Lontra, existindo entre tanto, alguns afloramentos dentro do núcleo. Seus contatos com as rochas encaixantes são aparentemente bruscos, embora não tenham sido observados em detalhe, devido a forte alteração intemperica nesses locais. Esses anfibolitos sugerem pela sua textura granular fina a média, serem rochas básicas intrusivas que foram metamorfisadas.

- Rochas Granitóides

São representadas por um granito, um albít-granito e veios pegmatíticos. Algumas manifestações hidrotermais estão geneticamente associadas às rochas granitóides.

O granito situa-se a SE da área, na Fazenda Marinheiro, no núcleo da braquidobra do Ramal do Lontra. Trata-se de uma rocha cinzenta, homogênea, com incipiente orientação, a-

florando sob a forma de blocos e lajes extensas numa área grossieramente elíptica de 2 por 3 km, cortada por raros veios de espessura centimétrica constituídos de quartzo, feldspato, mica e hematita (Fig. 20). Pelas relações de campo, esse granito mostra ser intrusivo nos micaxistos e quartzitos da Formação Morro do Campo.

O albita-granito ocorre no flanco interno da serra da Ametista, na parte SE da braquianticlinal do Lontra. Ele parece estar encaixado entre os gnaisses do embasamento e os anfibolitos situados logo abaixo dos quartzitos da Formação Morro do Campo, que formam a crista da serra. A porção aflorante apresenta cerca de 50 m de espessura por uma extensão N-S de aproximadamente 500 m, sugerindo uma forma lenticular para o corpo. É uma rocha rósea, de aspecto aplítico, sem orientação observável em sua maior parte. Na extremidade sul do corpo, observam-se feições bandadas, com alternância de leitos finos e ondulados de muscovita com faixas quartzo-feldspáticas milimétricas, parecendo ser uma feição de borda. Desenvolvem-se dentro do albita-granito veios de quartzo anastomosados de orientação geral perpendicular ao contato superior, portadores de ametista. Prismas centimétricos de rutilo vermelho aparecem incrustados em pequenos veios de muscovita e são comuns pequenos cristais de magnetita disseminados na rocha. O contato superior faz-se de maneira brusca com os anfibolitos, e está representado por um nível de quartzo com 1 a 2 cm de espessura. No domínio do albita-granito pode-se observar uma faixa de 20 cm de espessura, justaposta ao contato, formada de material de composição granítica e exibindo granulação grossa, com muscovita orientada paralelamente ao contato. No domínio do anfibolito, uma faixa de cerca de 5 cm de espessura, é essencialmente constituída de biotita com quantidades subordinadas de plagioclásio sódico e quartzo. O contato inferior não foi observado, devido a espessas acumulações coluviais. Acreditando-se entretanto que a lente esteja em contato direto com os gnaisses do embasamento. A forma lenticular, a composição mineral quartzo-feldspática e a estrutura de borda sugerem uma origem intrusiva para a rocha. Sua colocação foi talvez facilitada por uma possível zona de fraqueza entre o embasamento e o Grupo Estrondo.



Fig. 20 - Granito do núcleo da braquidobra do Ramal do Lontra, cortado por veio quartzo-feldspático.

Os pegmatitos estão representados por cerca de quinze veios amplamente distribuídos na área, cortando os gnais do núcleo e os xistos da zona periférica da braquidobra de Lontra. Os afloramentos mostram normalmente feições positivas, que chamam atenção pela quantidade de fragmentos e blocos de quartzo hialino ou leitoso e de massas feldspáticas ou caulínicas. Nota-se o zoneamento mineralógico característico dos pegmatitos, onde o núcleo de quartzo é envolvido por uma zona feldspática bordejada por uma faixa rica em muscovita. O feldspato é geralmente a fase mais abundante, apresentando na sua parte interna intercrescimentos com quartzo e na sua borda externa intercrescimento com muscovita. Notam-se grandes cristais de até 3 cm de comprimento de feldspato. A muscovita também ocorre bem desenvolvida, em prismas hexagonais tabulares de até 2 cm de base. Esses veios pegmatíticos não mostram orientação preferencial dos minerais. O contato com as encaixantes é normalmente discordante, podendo ser brusco ou difuso, quando a zona de contato da encaixante está intensamente argilizada.

As manifestações hidrotermais evidenciadas na área estão representadas por veios de quartzo e fenômenos de caulinização.

Distribuídos em toda a área de trabalho, ocorrem veios de quartzo, cuja origem está associada a fenômenos de segregação metamórfica, evidenciada pela coloração acinzentada do quartzo, caráter monomineralítico e estrutura geral normalmente concordante com a foliação dos xistos encaixantes.

Outros veios de quartzo provêm de soluções hidrotermais associadas a eventos magmáticos presentes na área. Normalmente são discordantes em relação à foliação da rocha encaixante e contêm pirita, rutilo e hematita, além de quartzo hialino que ocorre na forma maciça ou em cristais prismáticos com terminações piramidais. A presença de turmalina negra é indicativa de uma fase pneumatolítica na formação de alguns desses veios.

Outro tipo de manifestação hidrotermal está representado pela caulinização generalizada de vários veios pegmatíticos, levando à destruição total dos feldspatos.

Ainda outra evidência de atividade hidrotermal

é a existência de uma zona situada ao sul da serra da Ametista, constituída por uma rocha com foliação perfeitamente conservada, cortada por uma infinidade de vênulos na maior parte concordantes com a xistosidade. Os vênulos são formados de quartzo, em cristais prismáticos piramidais na parte mais interna e com franjas de muscovita nas bordas. O material encaixante é exclusivamente caulínico. A expressão morfológica dessa zona é um morro de direção N-S de cerca de 2,5 km de comprimento por 300 m de largura. A observação da rocha foi possível num corte de estrada onde o xisto caulínizado está exposto numa espessura de cerca de 10 m. Estratigraficamente essa zona situa-se imediatamente abaixo dos quartzitos da Formação Morro do Campo. A identificação dos minerais pesados dessa rocha revelou estaurolita, epídoto, zircão e rutilo, assembléia perfeitamente compatível com a composição mineralógica de xistos. As modificações observadas nesse corpo foram interpretadas como resultado da ação de soluções hidrotermais sobre os xistos da base da Formação Morro do Campo. A localização estratigráfica da zona alterada pode ser explicada da mesma forma que a posição do albita-granito da serra da Ametista. Teria existido uma zona de fraqueza na base da Formação Morro do Campo, logo acima do embasamento, favorecendo a penetração de soluções hidrotermais. Essas teriam causado total transformação do xisto em caulim (restando apenas a estrutura da rocha e alguns minerais como epídoto e estaurolita) e formado vênulos com cristais centimétricos de quartzo associados a muscovita (Fig. 21 e 22).

Embora não haja grandes corpos de granitos aflorando, as variedades de manifestações magmáticas ácidas, inclusive residuais, são múltiplas. São interpretadas, em sua maior parte, como produtos diretos e indiretos de uma fusão parcial em profundidade. Esse fenômeno teria sido suficientemente amplo para gerar pequenos corpos ígneos e provocar movimento de soluções pneumatolíticas e hidrotermais, provavelmente associado ao pico do evento metamórfico regional que afetou a região.

- Gabros

Quatorze ocorrências de gabro foram localizadas



Fig. 21 - Afloramento de xisto alterado, na borda SE da estrutura do Lontra. Base da Formação Morro do Campo.



Fig. 22 - Detalhe da foto anterior, mostrando vênulos de quartzo com muscovita e caulim.

na área, sendo duas no núcleo da estrutura, próximo às suas bordas, e doze na sua parte externa. Dentro da estrutura, uma situa-se a cerca de 2 km da borda E, próximo à serra da Ametista, tem forma aproximadamente circular com cerca de 200 m de diâmetro. Apresenta-se num afloramento de rocha negra de granulação grossa em blocos pouco destacados na topografia. Suas bordas encontram-se intensamente alteradas pelo intemperismo, originando um solo vermelho. A outra ocorrência, também subcircular, encontra-se na borda sul da estrutura, no flanco interno, com uma área aflorante de poucas centenas de metros de diâmetro. O gabro está associado a serpentinitos e talco xistos mas não foi possível verificar as relações de contato.

As outras doze ocorrências, intrusivas nos mica xistos da Formação Xambioá, estão distribuídas a norte, noroeste e oeste da estrutura do Lontra. Apresentam-se sob forma de morrotes de pouco destaque na topografia (Fig. 23). O aspecto dos afloramentos é o mesmo das ocorrências situadas no núcleo da braquidobra, não tendo sido observada qualquer orientação na rocha. Em alguns casos estão cortadas por vênulos milimétricos e diminutos bolsões de pirita.

Em vários afloramentos foi possível notar que o gabro apresenta uma borda de granulação fina, onde se percebe certa orientação dos minerais.

3.2.4 Rochas Sedimentares da Bacia do Maranhão

As Formações Pimenteiras e Pedra de Fogo, respectivamente do Devoniano e Permiano Inferior da Bacia do Maranhão, aparecem em ocorrências restritas na área. A Formação Pimenteiras é constituída de arenitos e siltitos vermelhos. Ocupa a porção SE da área, recobrando parcialmente a pequena braquidobra do Ramal do Lontra.

A Formação Pedra de Fogo aparece no Graben de Araguanã, na parte oeste da área. É composta de argilitos calcíferos verdes a avermelhados e chert cinzento.



Fig. 23 - Afloramento de gabro intrusivo nos xistos da Formação Xambioá (extremo norte da área).

3.2.5 Formações Recentes

Coluviões, argilas e areias, distribuídos nos vales dos rios Muricizal e Lontra e na margem do rio Araguaia, formam a cobertura recente da área.

3.3 Petrologia e Quimismo

Com a finalidade de melhor classificar as rochas ocorrentes na área, discutir a sua gênese e até mesmo identificar alguns tipos litológicos problemáticos, recorreu-se a estudos petrográficos e químicos.

As informações são apresentadas e discutidas a seguir, focalizando cada tipo litológico dentro de suas respectivas unidades estratigráficas.

Com relação ao embasamento da Faixa Araguaia, na região da estrutura do Lontra, merecem destaque:

- Gnaisses Trondhjemíticos

São constituídos essencialmente de quartzo, oligoclásio, microclínio e biotita. Acessoriamente aparecem muscovita, apatita, epídoto e opacos. Clorita, sericita e carbonatos são minerais secundários comuns. A textura é granoblástica a lepidoblástica suturada e a granulação é normalmente média com os cristais em torno de 1 a 2 mm (Fig. 24). O quartzo é xenoblástico ou porfiroblástico, com forte extinção ondulante. Os feldspatos ocorrem sob forma de porfiroblastos como também na matriz quartzo-feldspática em pequenos cristais. O oligoclásio (An₁₉) é mais abundante que o microclínio. Em algumas amostras, no entanto, foi constatado que o microclínio ocorre em quantidades equivalentes e em outras chega a predominar sobre o plagioclásio, caracterizando granitos típicos.

Três amostras de gnaiss cinza (70-A, 282 e 298), representando o tipo litológico mais comum do núcleo da estrutura do Lontra, foram selecionadas para análise química. Lançadas no diagrama An-Ab-Or para classificação de rochas graníticas segundo Malpas (1979) (Fig. 25), situam-se no campo

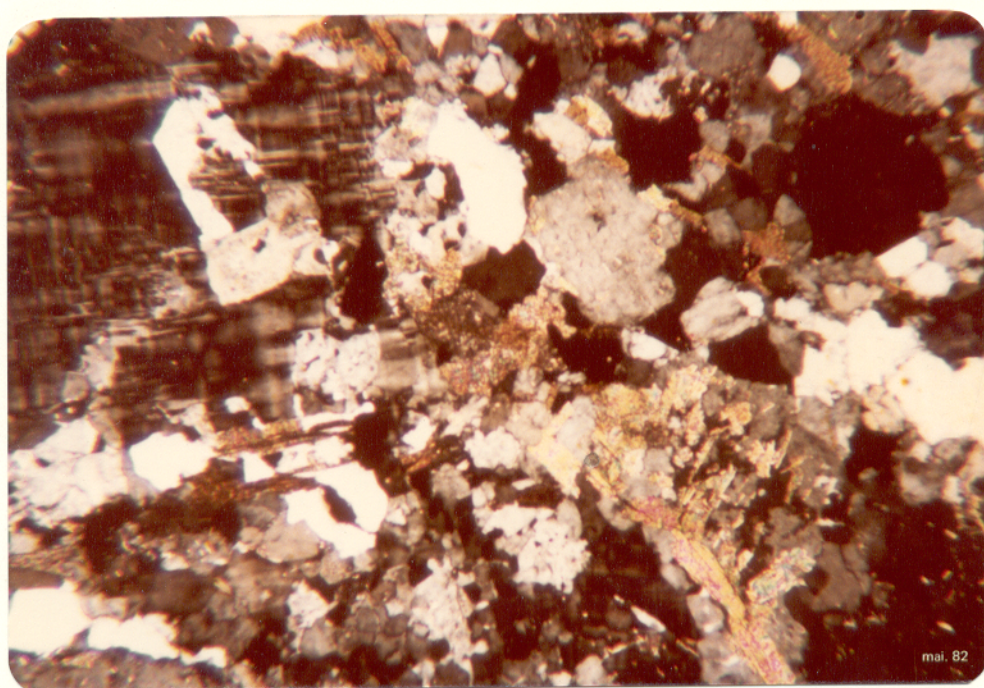


Fig. 24 - Aspecto geral de gnaiss trondhjemítico do embasamento. NX. 2,5 X.

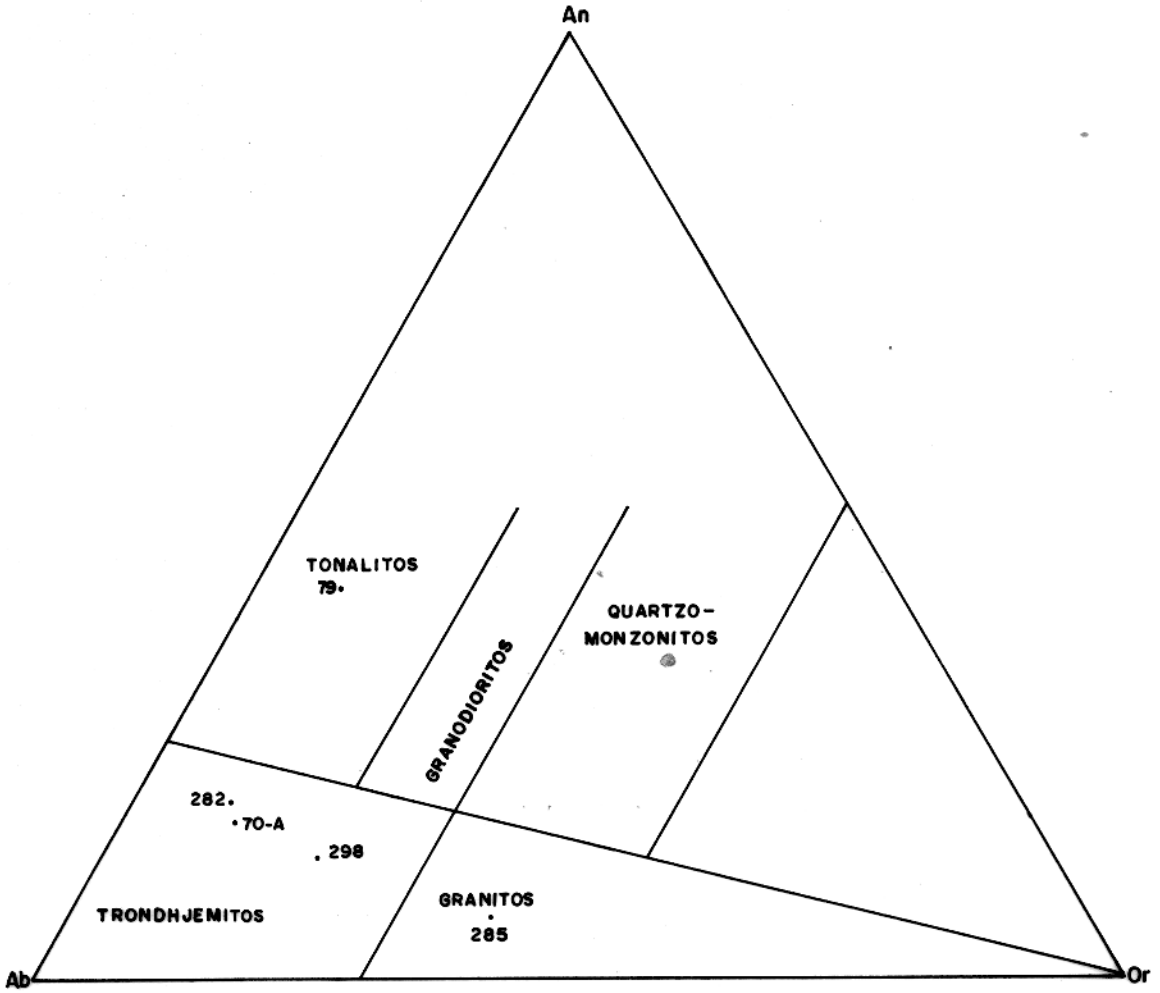


FIG.25- Diagrama normativo An-Ab-Or para classificação de rochas graníticas segundo Malpas (1979), onde estão lançadas rochas do núcleo da estrutura do Lontra:
70-A , 282 e 298: gnaisses trondhjêmíticos.
285: granito-gnaiss
79: anfibolito.

dos trondhjemitos. No diagrama K_2O/SiO_2 para discriminação dos campos de algumas rochas ígneas (Malpas, 1979), situam-se no campo dos trondhjemitos continentais (Fig. 26). Na tabela 1 encontram-se as normas CIPW para aquelas rochas, entre outras.

Esses gnaisses poderiam ter se originado tanto de rochas ígneas (trondhjemitos) como de sedimentos metamorfizados, em particular de grauvascas. Porém, comparando a composição de uma grauvacca pré-cambriana (Tab. 2) com os gnaisses da área de trabalho verifica-se que são quimicamente incompatíveis.

Gnaisses trondhjemiticos são conhecidos em terrenos arqueanos e interpretados como ortognaisses (Barker, 1979). Não sendo comuns sedimentos daquela composição, é aceitável a idéia de que os gnaisses do Lontra são ortognaisses de origem trondhjemitica.

- Migmatitos

O paleossoma dos migmatitos apresenta textura granoblástica a lepidoblástica e a granulação é geralmente fina e localmente grossa. Os minerais essenciais são quartzo, oligoclásio (An_{17}), microclínio e biotita; acessoriamente aparecem muscovita, epidoto, zircão e opacos. A orientação da rocha é dada pelos cristais xenoblásticos de quartzo e oligoclásio e pelas palhetas de biotita. Localmente a muscovita trunca essa direção.

O neossoma apresenta textura granoblástica sustentada e granulação fina a média. Os minerais essenciais são microclínio, quartzo, oligoclásio (An_{18}) e muscovita; acessoriamente aparecem biotita, granada e opacos. O microclínio é observado em cristais xenoblásticos a subidioblásticos, por vezes porfiroblásticos. A orientação da rocha é dada pelo oligoclásio e quartzo, em pequenos cristais xenoblásticos, e pelas palhetas de mica.

- Granito-gnaisses

Ao microscópio, observa-se que são rochas de composição granítica, constituídas de quartzo, microclínio, muscovita e biotita. Acessoriamente ocorrem oligoclásio, opacos

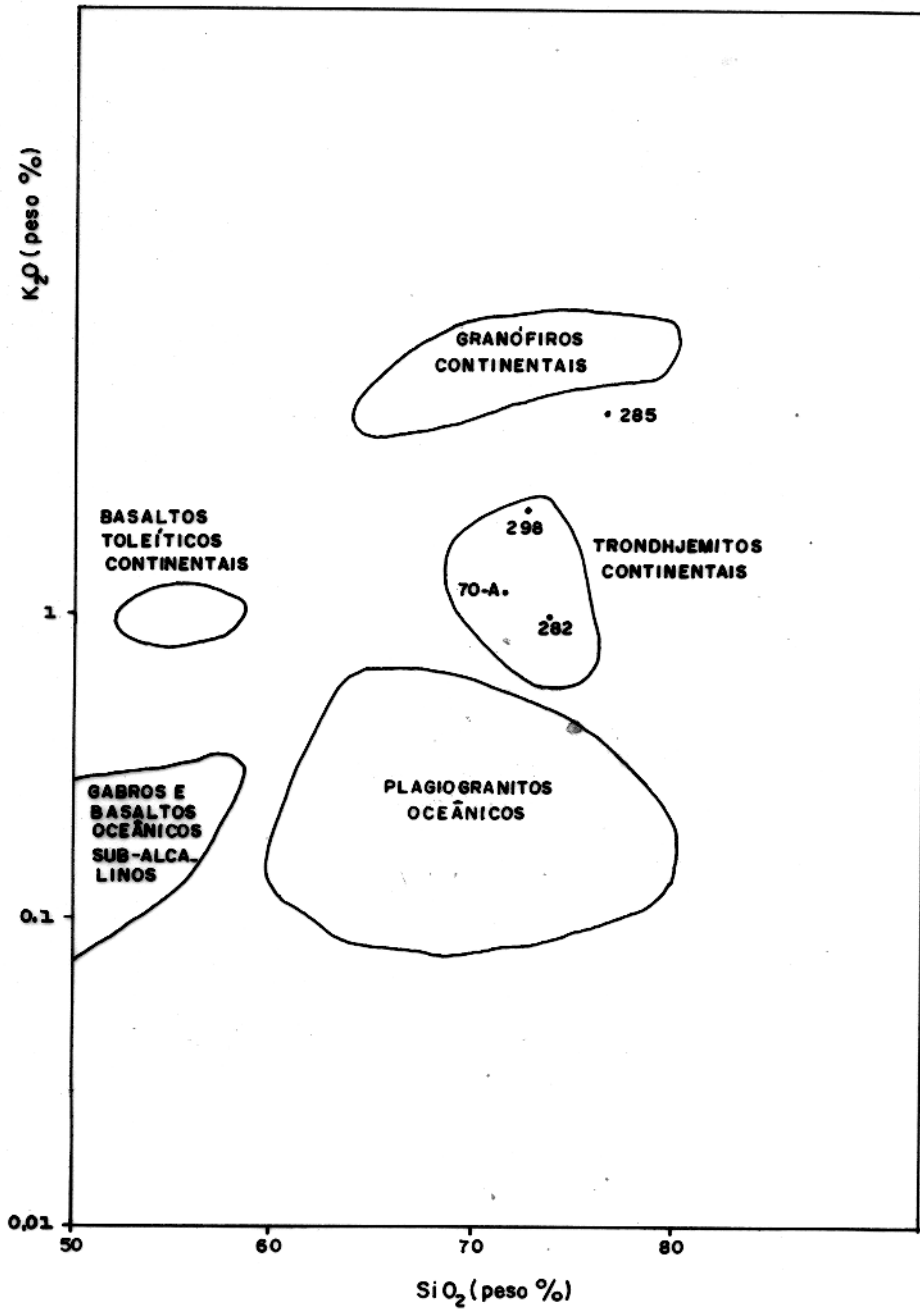


FIG. 26 - Diagrama K₂O / SiO₂ (Malpas, 1979), mostrando, entre outros, o campo composicional dos trondhjemitos continentais, onde se localizam as amostras dos gnaisses do núcleo da estrutura do Lontra:

70-A, 282 e 298 : gnaisses trondhjemíticos.

285 : granito-gnaisse

	79	159	70-A	282	298	289-A	289-C-D	139	73	310	285
Q	-	9,76	24,40	29,70	27,78	27,23	28,37	27,99	4,47	-	29,73
C	-	-	-	1,18	0,22	1,00	1,27	0,91	0,55	0,67	0,57
Or	3,28	2,87	7,21	6,07	13,40	18,82	20,15	20,30	22,64	13,92	27,22
Ab	21,80	2,45	50,24	46,48	44,90	44,72	41,40	41,86	68,45	80,75	36,04
An	17,89	35,39	11,56	12,34	18,56	5,96	6,23	6,69	2,32	2,17	4,64
Ne	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,90	-
En	7,77	17,28	1,04	1,07	1,16	0,52	0,58	0,42	0,03	-	0,12
Fs	4,62	16,43	2,35	2,71	3,49	1,35	1,60	1,44	1,36	-	1,47
Fo	7,50	-	-	-	-	-	-	-	-	0,09	-
Fa	4,92	-	-	-	-	-	-	-	-	1,31	-
Mt	3,90	4,70	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Il	2,24	5,03	0,50	0,34	0,33	0,30	0,29	0,29	0,21	0,17	0,15
Ap	0,18	0,61	0,17	0,12	0,17	0,09	0,12	0,09	0,07	0,02	0,05
Mg-Df	17,05	2,99	0,85	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe-Df	8,85	2,48	1,69	-	-	-	-	-	-	-	-

Tabela 1 - Normas CIPW de rochas da região da braquidobra do Lontra.

79 e 159 : anfibolitos
70-A, 282 e 298 : gnaisses trondhjemiticos
289-A, 298-C e 139 : granitos
73 e 310 : albita-granitos
285 : granito-gnaisses

	70-A	298	282	X	A	B	C
SiO ₂	71,00	72,10	73,00	72,00	71,00	71,00	64,43
TiO ₂	0,26	0,17	0,18	0,20	0,28	0,22	0,62
Al ₂ O ₃	15,20	14,30	15,90	15,10	15,30	15,80	15,48
Fe ₂ O ₃ T	1,99	2,02	1,64	1,90	2,10	1,50	6,54
MnO	...	...	...	...	0,04	0,02	0,05
MgO	0,57	0,46	0,43	0,50	0,80	0,70	3,12
CaO	3,00	1,78	2,56	2,40	2,90	3,00	2,22
Na ₂ O	5,89	5,22	5,51	5,50	4,90	5,30	3,74
K ₂ O	1,21	2,23	1,03	1,50	1,50	1,50	2,44
P ₂ O ₅	0,07	0,07	0,05	0,07	0,09	0,08	...
P.F.	0,42	0,57	0,68	0,60	...	...	...
TOTAL	99,61	98,93	100,98	99,77	98,92	99,12	98,64
Rb	53	69	42	55	69	32	88
Sr	543	343	468	451	380	562	424
Ba	436	921	479	612	232	818	...
Zr	134	154	109	132	120	124	196
K/Rb	189	268	203	226	180	389	230

Tabela 2 - Análises químicas de gnaisses trondhjemiticos e grauvacas pré-cambrianas.

70-A, 298 e 282 : gnaisses do Lontra

X : média dos gnaisses do Lontra

A : gnaisses trondhjemiticos arqueanos de Amitsoq (Groenlândia), média de 16 análises (McGregor, 1979)

B : gnaisses trondhjemiticos arqueanos de Nuk (Groenlândia), média de 8 análises (McGregor, 1979)

C : grauvacas pré-cambrianas do Wyoming (EUA), Condie (1967)

OBS : óxidos em percentagem de peso; elementos-traços em ppm.

e zircão. A orientação das micas é nítida e a textura em mosaico indica que a rocha sofreu deformação. No entanto, nota-se o desenvolvimento de cristais bem formados e abundantes estruturas pertíticas, o que indica condições de cristalização a partir de um magma. Portanto, acredita-se que essas rochas sejam produto de uma intrusão granítica que foi deformada depois de cristalizada.

Uma amostra (nº 285) do granito gnaissé foi analisada quimicamente (Tab. 3), e sua norma CIPW foi calculada (Tab. 1). Lançada no diagrama K-Na-Ca (Fig. 27) essa rocha mostra enriquecimento em K, em relação aos demais gnaisses da área e ao campo das rochas calco-alcalinas. No diagrama K_2O/SiO_2 (Fig. 26) ela se posiciona próximo ao campo dos granófiros continentais, enquanto que no diagrama An-Ab-Or (Fig. 25) se localiza no campo dos granitos. Os resultados da análise modal, lançados no diagrama Q-A-P (Fig. 29), assim como os dados normativos lançados no diagrama Qz-Ab-Or (Fig. 30), mostram claramente que a rocha faz parte da classe dos granitos.

Os granito-gnaisses poderiam ser interpretados como produtos da fusão parcial dos gnaisses trondhjemiticos. O maior teor em Si e K, e o empobrecimento em Ca, Fe, Al e Na em relação ao outro gnaissé do núcleo da braquidobra do Lontra sugeririam tal origem. As observações de campo não mostraram outro material que pudesse estar associado geneticamente ao gnaissé granítico. Entretanto, não pode ser descartada a possibilidade dessa rocha ter uma origem mais profunda.

- Anfibolitos

Os anfibolitos da área em estudo são rochas foliadas compostas essencialmente de hornblenda e plagioclásio de difícil determinação. Em algumas amostras o quartzo está presente, mas em proporções não superiores a 7%. Acessoriamente ocorrem titanita, biotita, epidoto e opacos. A textura é nematoblástica típica.

Uma amostra (nº 79) foi analisada quimicamente e comparada com a composição média de basaltos toleíticos (Tab. 4). Lançada no diagrama da figura 28 (MacDonald e Katsura, in

	285	139	289-C	289-A	310	73	A
SiO ₂	75,59	73,60	73,00	74,00	66,12	66,80	72,08
TiO ₂	0,08	0,15	0,15	0,16	0,09	0,11	0,37
Al ₂ O ₃	14,04	15,20	15,16	15,40	20,00	18,60	13,86
Fe ₂ O ₃ T	0,88	0,92	0,98	0,88	1,00	0,83	2,53
MnO	...	...	0,02	...	...	...	0,06
MgO	0,05	0,17	0,23	0,21	0,05	0,01	0,52
CaO	0,97	1,40	1,31	1,26	0,45	0,50	1,33
Na ₂ O	4,30	4,94	4,85	5,31	9,72	7,98	3,08
K ₂ O	4,65	3,43	3,38	3,20	2,35	3,78	5,46
P ₂ O ₅	0,02	0,04	0,05	0,04	0,01	0,03	0,18
P.F.	0,27	0,43	0,37	0,50	1,02	0,44	0,53
TOTAL	100,85	100,28	99,25	100,96	100,81	99,08	100,60
Rb	254	97	103	96	54	83	
Sr	113	622	647	610	198	246	
Ba	579	850	954	883	759	1483	
Zr	81	114	124	122	91	64	
K/Rb	152	294	272	277	361	378	

Tabela 3 - Análises químicas das rochas félsicas da região do Lontra.

285 : granito-gnaiss na estrutura do Lontra

139, 298-C e 298-A : granitos na estrutura do Ramal do Lontra

310 e 73 : albita-granitos da serra da Ametista

A : média de 72 granitos, segundo Nockolds (in:Wedepohl, 1969)

OBS : óxidos em percentagem de peso; elementos traços em ppm.

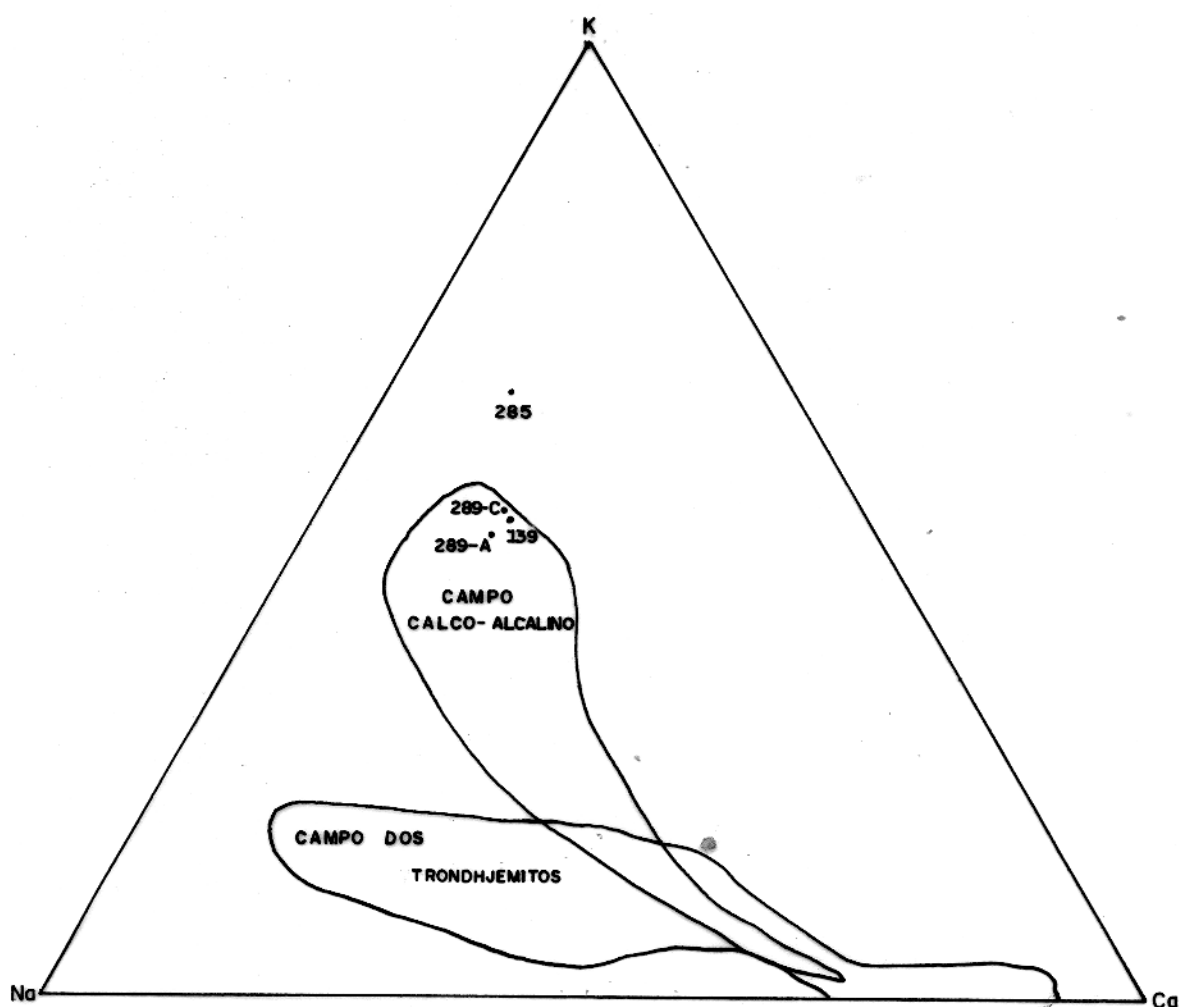


FIG.27 - Diagrama K-Na-Ca, discriminando as suites trondhjemítica e calco- alcalina. Campos segundo Hunter (1979), onde foram lan- çadas as amostras 139, 289-A e 289-C, de granitos da estrutura do Ramal do Lontra.

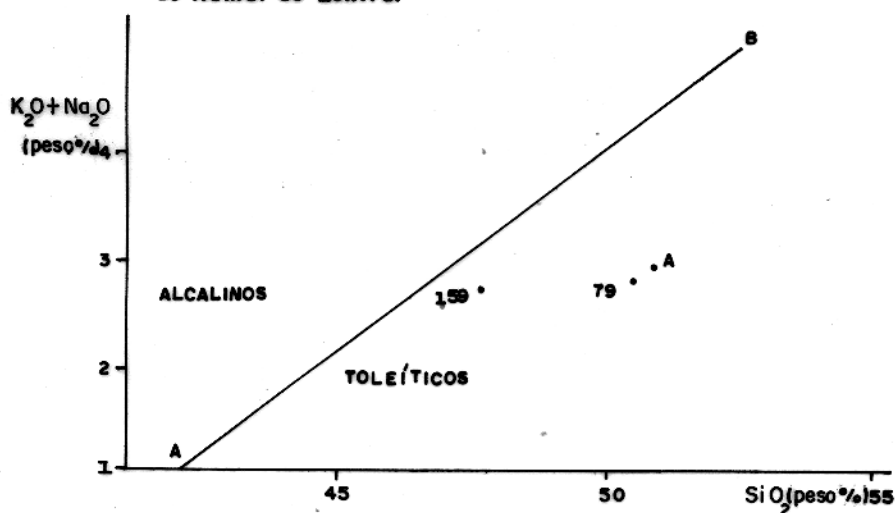


FIG.28 - Diagrama $(K_2O + Na_2O) / SiO_2$ para classificação de basaltos (Mac Donald & Katsura in Carmichael et alii (1974), onde foram lan- çadas amostras da região da braquidobra do Lontra.

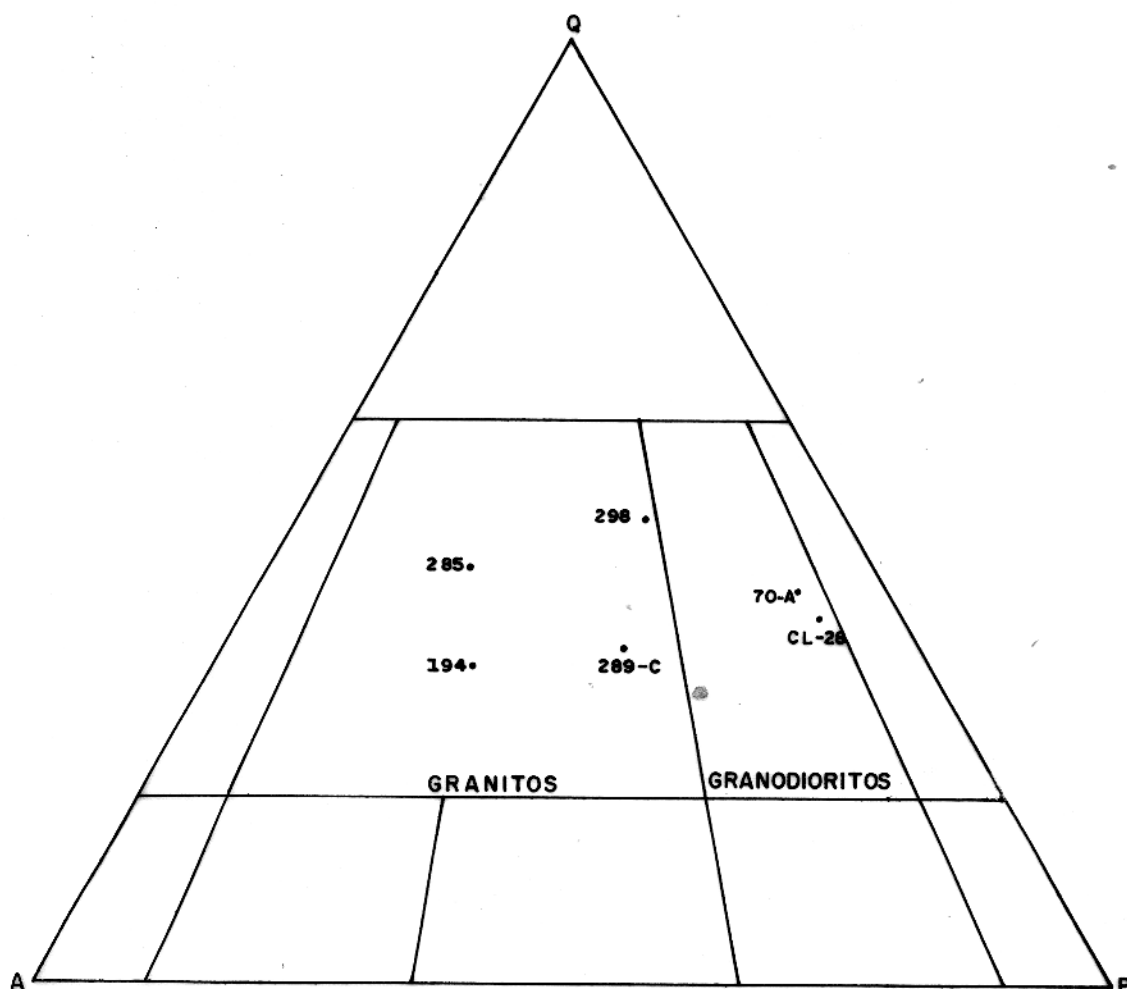


FIG. 29 – Diagrama modal Q-A-P modificado. Campos segundo Streckeisen (in Hyndmann, 1972), assinalando, entre outras, as composições de granitos e granodioritos, onde foram lançadas amostras da região das braquidobras do Lontra e do Ramal do Lontra.

285: granito-gnaíse.

289-C: granito do Ramal do Lontra.

CL- 28: pegmatito.

70-A, 298 e 194: gnaisses do embasamento.

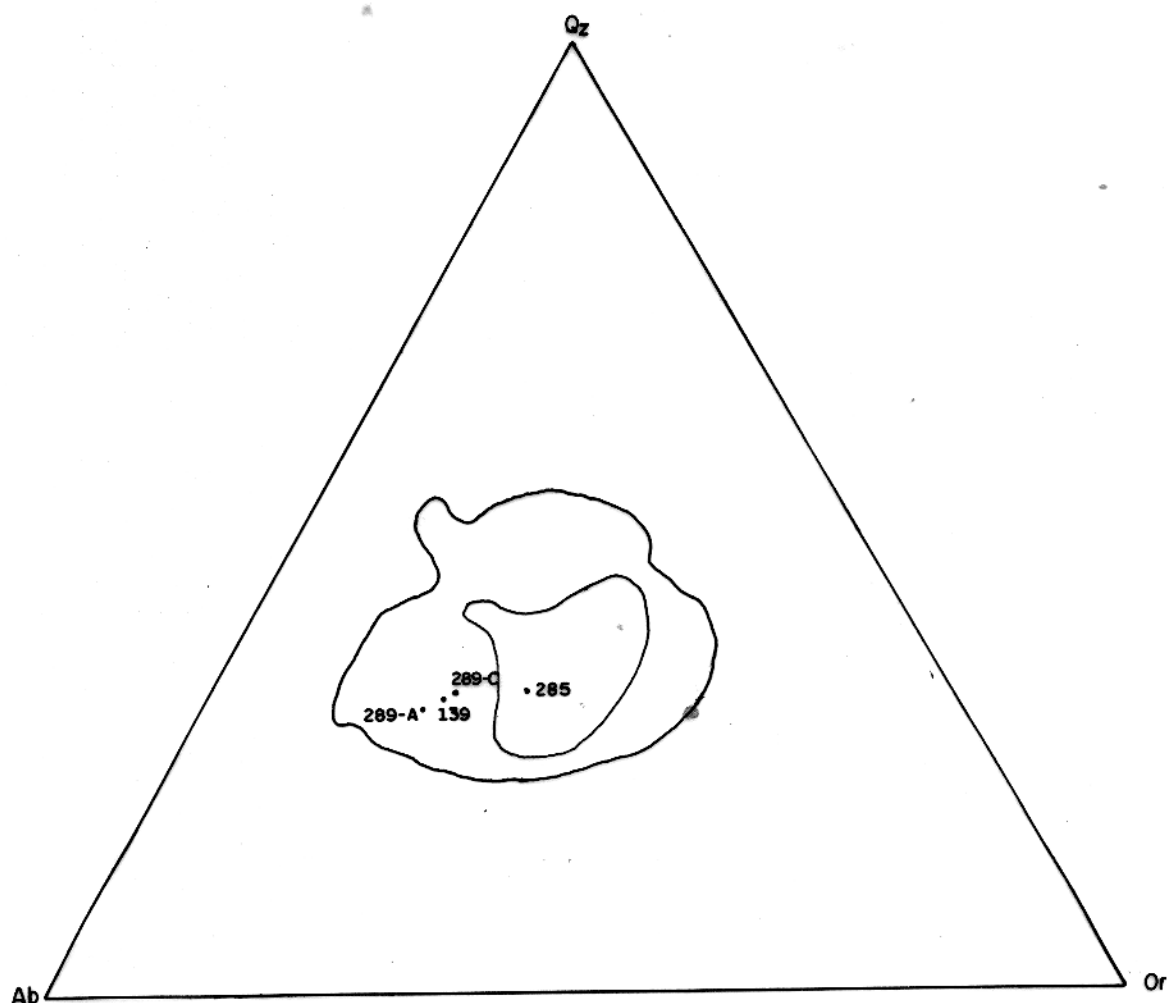


FIG.30 - Diagrama normativo Qz - Ab - Or mostrando, segundo Winkler (1977), o campo externo, que engloba 86% das rochas graníticas, e o campo interno, que abrange 53%. Nesse diagrama foram lançadas as amostras : 139, 289-A e 289-C : granito do Ramal do Lontra. 285 : granito-gnaiss.

	15	27	262	142	159	79	A	B	C
SiO ₂	68,18	69,24	66,20	72,10	47,60	50,47	50,83	58,90	66,70
TiO ₂	0,65	0,68	0,67	0,76	2,56	1,25	2,03	0,78	0,60
Al ₂ O ₃	13,80	13,27	13,17	13,50	13,30	11,97	14,07	16,70	13,50
Fe ₂ O ₃	0,97	1,61	1,46	2,64	3,13	2,81	2,88	2,80	1,60
FeO	3,36	2,87	2,71	3,15	13,05	11,30	9,00	3,70	3,50
MnO	...	0,10	0,13	...	0,40	0,28	0,18	0,09	0,10
MgO	1,86	2,11	1,72	2,33	7,10	8,03	6,34	2,60	2,10
CaO	3,10	2,03	4,39	0,40	8,39	10,53	10,42	2,20	2,50
Na ₂ O	3,76	2,36	3,48	1,80	2,44	2,43	2,23	1,60	2,90
K ₂ O	3,13	3,17	2,91	0,20	0,33	0,45	0,82	3,60	2,00
P ₂ O ₅	0,15	0,17	0,14	0,03	0,25	0,08	0,23	0,16	0,20
P.F.	2,55	2,10	3,67	1,58	0,96	1,02	0,91	5,00	2,40
TOTAL	101,51	99,77	100,65	98,49	99,51	100,62	99,94	98,13	98,10

Tabela 4 - Análises químicas de rochas da Formação Xambioá e de um anfibolito de posição

estratigráfica não determinada.

15,27 e 262 : xistos feldspáticos da Formação Xambioá

142 : quartzo-clorita xisto da Formação Xambioá

159 : anfibolito da Formação Xambioá

79 : anfibolito foliado, ocorrendo no núcleo da estrutura do Lontra

A : média de 137 basaltos toleíticos (Nockolds in: Wedepohl, 1969)

B : média de 277 folhelhos, principalmente de geossinclinal (Wedepohl, 1969)

C : média de 61 grauvascas (Pettijohn in: Wedepohl, 1969)

OBS : óxidos em percentagem de peso.

Carmichael et alii, 1974) localiza-se no campo dos basaltos toleíticos.

Com base nos dados apresentados, conclui-se que o embasamento da Faixa Araguaia na região da estrutura do Lontra é essencialmente representado por rochas ígneas ácidas gnais sificadas e migmatizadas, com rochas máficas metamorfisadas subordinadas.

No Grupo Estrondo foram estudados com certo detalhe alguns tipos litológicos tais como: os biotita-quartzoxisto basais da Formação Morro do Campo, anfibolitos, metaconglomerados e algumas variedades de micaxistos da Formação Xambioá, além de rochas graníticas, gabros e serpentinitos.

- Biotita-quartzoxistos da base da Formação Morro do Campo

Tratam-se de rochas com foliação bem desenvolvida, constituídas essencialmente de quartzo, microclínio e biotita. Acessoriamente figuram muscovita, oligoclásio (An₁₉), epidoto (primário), apatita e opacos. Como minerais secundários ocorrem carbonatos, clorita e sericita. A textura é granolepidoblástica, localmente com cristais em contatos suturados.

Esses xistos são interpretados como um nível metapelítico constituindo a base da Formação Morro do Campo.

- Anfibolitos

Os anfibolitos, que ocorrem intercalados na Formação Xambioá, apresentam como minerais mais abundantes a hornblenda e o oligoclásio. Em menores quantidades aparecem quartzo, epidoto, granada, apatita e opacos. Como minerais secundários ocorrem clorita e carbonato. A textura é tipicamente nematoblástica, com orientação bem nítida dada pelo anfibólio (Fig. 31).

Uma amostra do anfibolito (nº 159) foi analisada quimicamente (Tab. 4). Lançada no diagrama (K₂O + Na₂O)/SiO₂ (Fig. 28), ela se posiciona no campo dos basaltos toleíticos. No diagrama ACF (Fig. 32), localiza-se no campo das rochas basálticas e andesíticas. A análise modal (Tab. 5) revelou alto teor

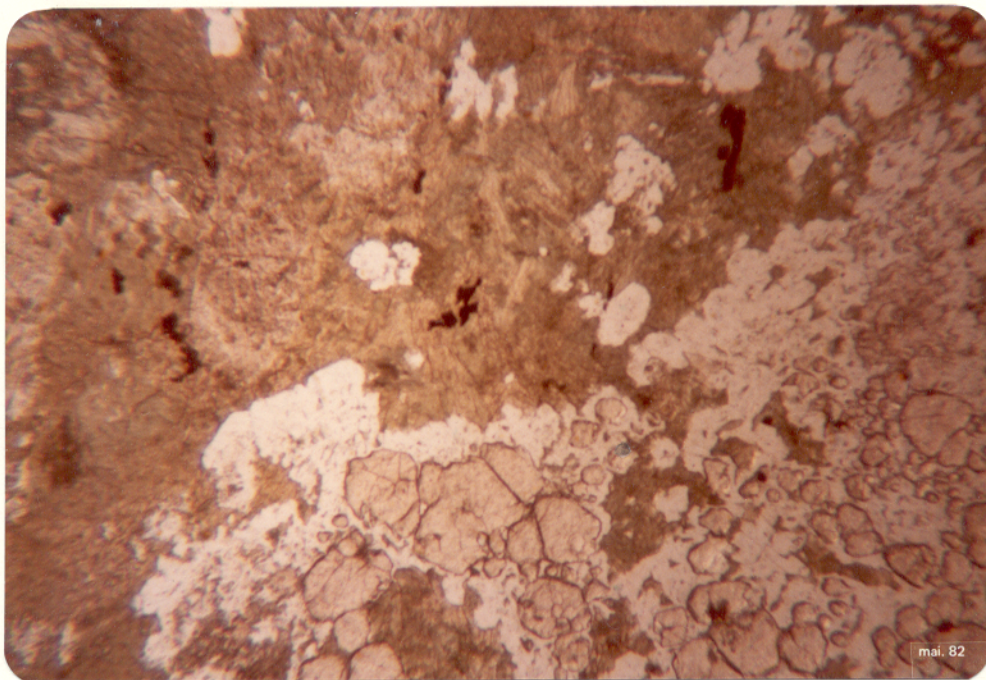


Fig. 31 - Anfibolito com escapolita e granada da Formação Xambioá. N//. 2,5 X.

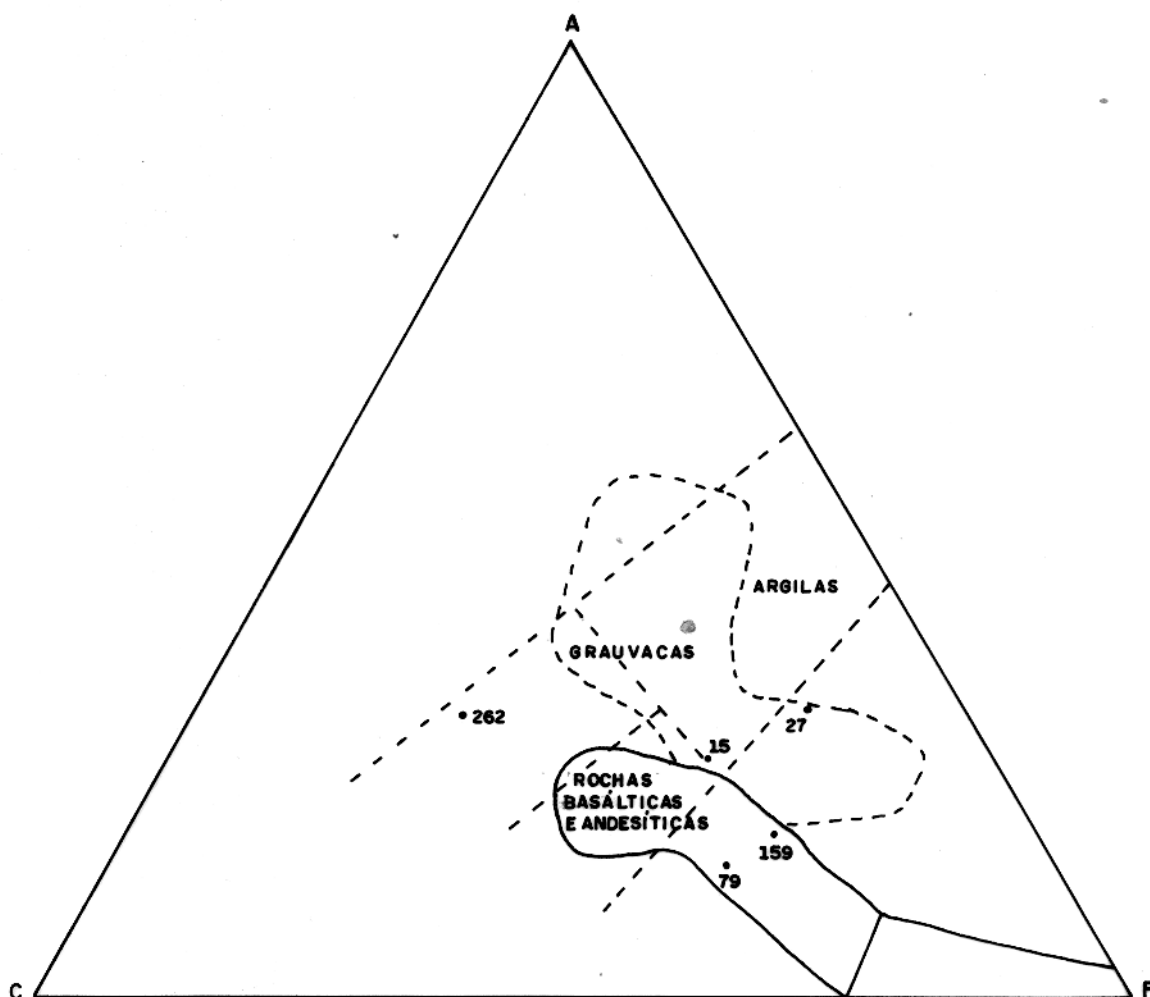


FIG.32 - Diagrama ACF de composição química de várias rochas ígneas e sedimentares. Campos segundo Winkler (1977), mostrando a distribuição de algumas rochas da área de trabalho.

15,27 e 262 : xistos feldspáticos da Formação Xambodé

79: anfibolito do núcleo da estrutura do Lontra

159: anfibolito da Formação Xambodé.

	79	159	CL-4	CL-11-A	CL-17	CL-19-B	95	262	CL-28	285	73	289-C	70-A	194	298
Quartzo	6,6	-	29,8	41,9	47,5	45,6	25,9	25,5	38,1	42,1	12,0	34,1	37,3	32,0	46,4
Microclínio	-	-	-	-	-	-	-	-	6,7	35,7	20,8	26,1	7,6	40,4	17,2
Plagioclásio	17,4	15,5	9,9	24,1	13,7	27,3	19,1	30,0	52,2	17,3	63,4	34,7	44,9	22,8	29,6
Muscovita	-	-	21,4	2,3	25,8	8,9	22,2	17,0	3,1	1,9	2,6	1,3	0,8	4,7	4,7
Biotita	0,4	-	36,7	13,7	8,5	13,4	4,9	15,7	-	2,0	0,4	3,4	7,1	-	1,7
Clorita	-	-	-	-	1,8	0,1	14,0	1,1	-	-	-	-	-	-	-
Anfibólio	71,9	66,8	-	3,4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Titanita	3,4	1,6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Apatita	-	0,4	0,1	0,3	0,3	0,3	-	0,2	-	-	0,1	0,1	-	-	-
Epídoto	0,4	0,3	-	0,9	0,5	2,1	2,3	4,7	-	-	-	-	2,3	-	-
Escapolita	-	13,6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Estaurolita	-	-	-	-	-	-	3,9	-	-	-	-	-	-	-	-
Granada	-	-	1,8	0,2	-	-	2,7	-	-	-	-	-	-	-	-
Cianita	-	-	-	12,7	-	-	0,6	-	-	-	-	-	-	-	-
Carbonato	-	-	-	-	-	-	-	4,6	-	-	-	-	-	-	-
Turmalina	-	-	-	-	0,1	-	-	0,1	-	-	-	-	-	-	-
Opacos	-	1,8	0,2	0,5	1,7	2,1	4,5	1,1	-	-	0,7	0,2	-	-	-

Tabela 5 - Análises modais de rochas da região da braquianticlinal de Lontra.

79: anfibolito (núcleo da estrutura do Lontra)

159: anfibolito (Formação Xambioá)

CL-4, CL-11-A, CL-17, CL-19-B, 95 e 262: micaxistos (Formação Xambioá)

CL-28: pegmatito

285: granito-gnaiss do embasamento

73: albita-granito

289-C: granito do Ramal do Lontra

70-A, 194 e 298: gnaisses do embasamento

de hornblenda e cerca de 13% de escapolita.

- Metaconglomerados da Formação Xambioá

Essas rochas foram encontradas em duas localidades da área, na região de afloramentos da Formação Xambioá. Uma amostra do contato entre matriz e um seixo foi analisada e verificou-se que tanto a matriz quanto o seixo são constituídos de xisto feldspático. A única diferença notável entre o seixo e a matriz reside na maior quantidade de biotita na última. A orientação de minerais micáceos é a mesma nas duas porções e observa-se uma faixa de contato com enriquecimento de biotita, paralela a esse contato (Fig. 33).

- Micaxistos da Formação Xambioá

Na base dessa unidade predominam muscovita-quartzo xistos. Nessas rochas a textura é lepidoblástica e os minerais mais abundantes são o quartzo, muscovita e plagioclásio (não determinado). Em variadas proporções, podendo até estar ausentes, aparecem biotita, carbonatos, epidoto, turmalina, granada, cianita, estauroлита, hornblenda, titanita, apatita e escapolita (Fig. 34, 35 e 36).

O teor de plagioclásio vai crescendo erraticamente em direção ao topo da unidade, cuja parte superior é constituída de xistos feldspáticos, os quais apresentam textura granoblástica, às vezes lepidoblástica. São compostos de quartzo, biotita e oligoclásio (An_{19}), em maior abundância e, de microclínio, muscovita, epidoto, opacos, apatita, turmalina, carbonatos, zircão em menor proporção. Algumas amostras contêm ainda, granada, cianita e hornblenda. Quartzo e feldspato aparecem como porfiroblastos. A orientação dada pelas micas é facilmente observável assim como estruturas mirmequíticas (Fig. 37).

Três amostras do xisto feldspático (15, 27 e 262) foram analisadas quimicamente (Tab. 4). Comparando os resultados com os dados da literatura, conclui-se que grauvas e sedimentos pelíticos com um máximo de 35% de carbonatos po-

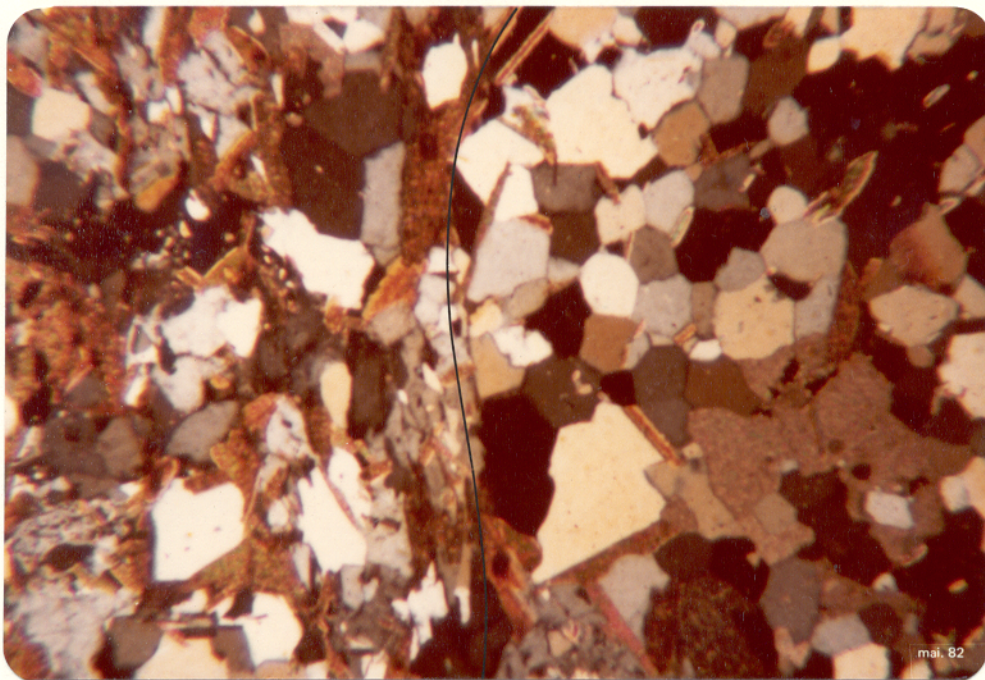


Fig. 33 - Contato de seixo (à direita) com matriz em metaconglomerado da Formação Xambioá. NX.2,5X.

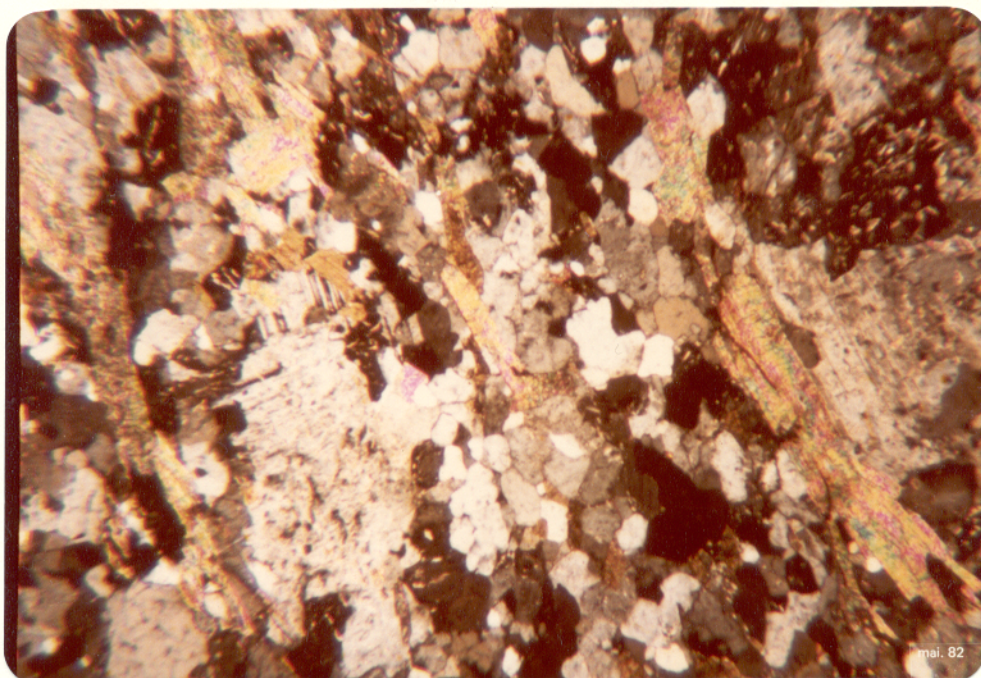


Fig. 34 - Aspecto geral de micaxisto da Formação Xambioá. NX. 2,5 X.

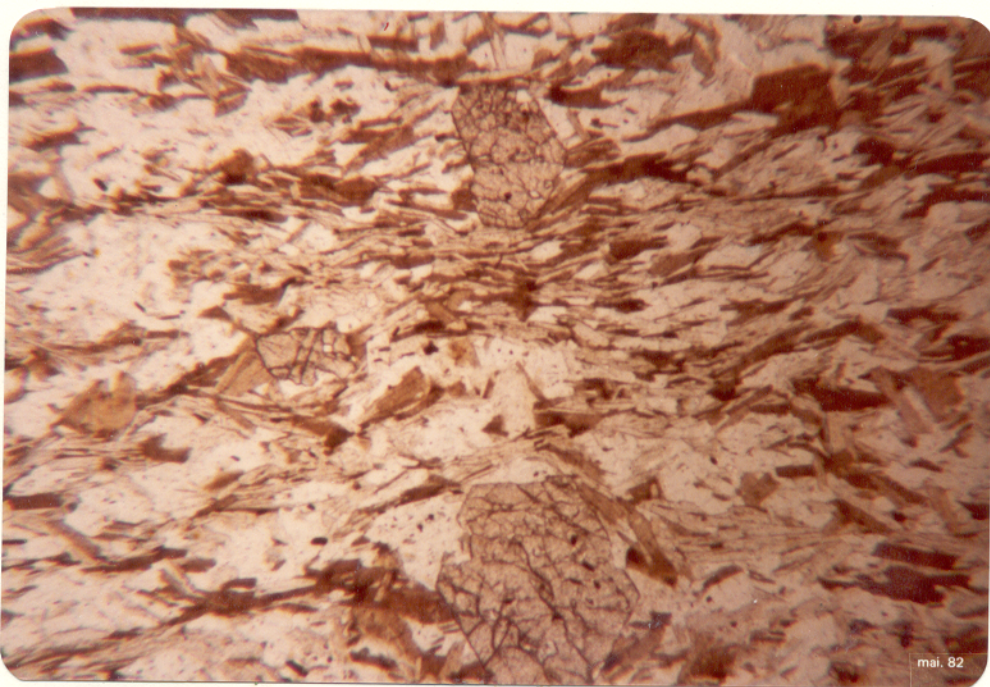


Fig. 35 - Micaxisto da Formação Xambioá com granada
euédrica. N//. 2,5 X.

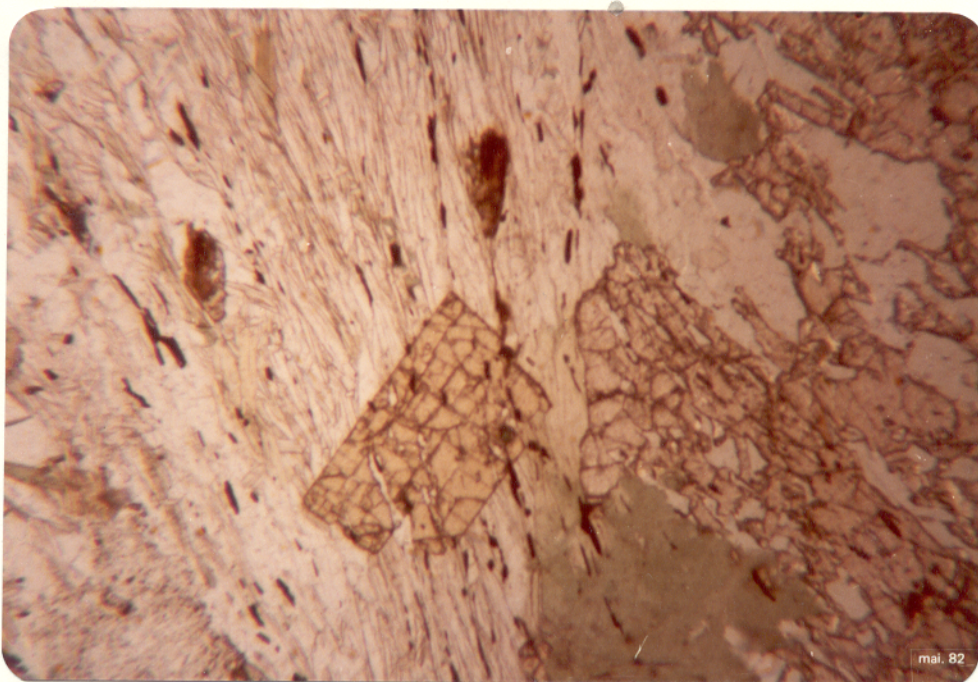


Fig. 36 - Micaxisto da Formação Xambioá com muscovi
ta, estaurolita euedral, granada eclo-
rita. N//. 2,5 X.

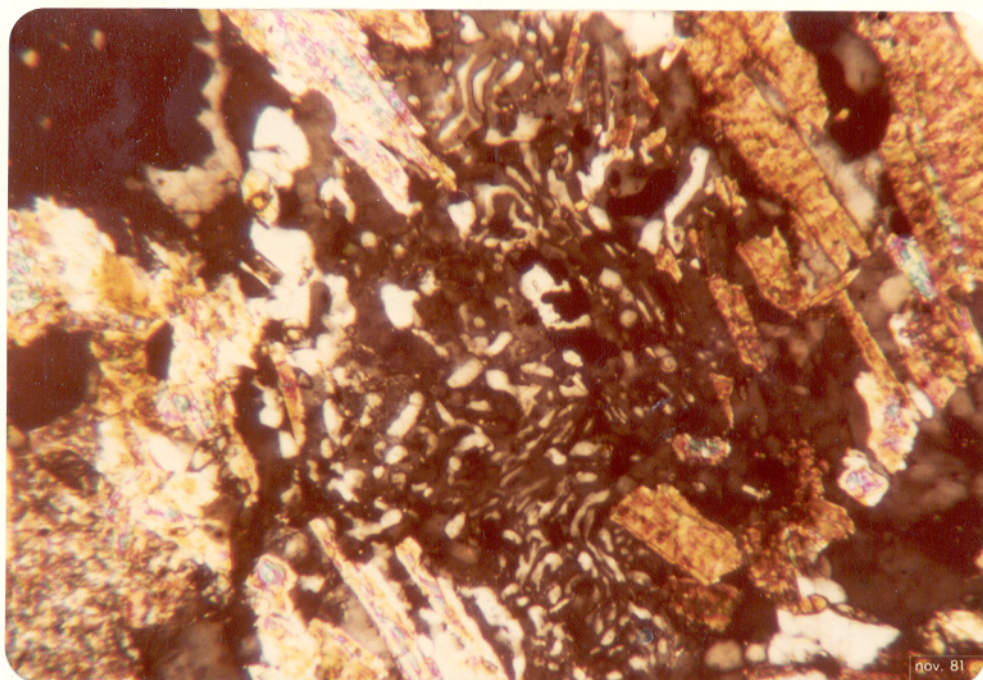


Fig. 37 - Xisto feldspático da Formação Xambioá,
com estruturas mirmequíticas. NX.10 X.

deriam ter sido os materiais originais dessas rochas, pois projetadas no diagrama ACF as amostras localizam-se nesses domínios (Fig.32). Portanto, acredita-se que essas rochas sejam produtos de metamorfismo de sedimentos de composição variada, provavelmente grauvacas ou arcósios com componente pelítico alto. A amostra 262 encontra-se deslocada em relação as demais, na direção do vértice C, devido ao seu maior conteúdo em Ca.

Com base nas observações realizadas pode-se ter alguns comentários sobre as litologias do Grupo Estrondo.

A Formação Morro do Campo é representada como uma seqüência basal de biotita-quartzo xistos, seguida de um pacote quartzítico e, no topo, de muscovita-quartzo xistos, enquanto que a Formação Xambioá mostra uma variedade de micaxis-tos. Ambas essas unidades apresentam anfibólitos intercalados. Parece, assim, que esse conjunto representa uma deposição sedimentar com rochas máficas intercaladas. Se as rochas máficas constituíram sills ou diques ou derrames submarinos, não se pode assegurar com os dados disponíveis. A seqüência sedimentar começou com um nível pelítico, sobre o qual depositou-se uma camada psamítica. Em seguida houve um regime durante o qual depositou-se um material de natureza pelítica, mas com variações (lentes) psamíticas e localmente psefitos. Pela natureza do contato entre as Formações Morro do Campo e Xambioá, deduz-se que a mudança no regime deposicional foi oscilante, produzindo aquele contato gradacional.

- Rochas Ígneas Metamorfisadas ou Não

Os serpentinitos, os gabros e as rochas graníticas também foram estudadas com certo detalhe, petrológica e quimicamente.

- Serpentinitos

Conforme já foi assinalado, os serpentinitos são corpos zonados com um núcleo rico em serpentina, passando a talco maciço e clorita nas bordas. Ao microscópio, observa-se que a serpentina apresenta estrutura em malha, raramente cortada

por finos veios do mesmo mineral com textura fibrosa. O talco maciço é do tipo esteatito, de coloração amarela clara apresentando uma disseminação de cristais de magnetita que, por alteração para limonita, dão à rocha um aspecto manchado. Os minerais acessórios são a siderita e rara titanita. O cloritito da borda dos corpos, apresenta uma coloração verde-garrafa, é nitidamente orientado, e compõe-se essencialmente de clorita e acessoriamente de talco e opacos. As figuras 38 e 39 mostram respectivamente aspectos de serpentinito com talco disseminado e talco fibroso com serpentina.

Os serpentinitos são interpretados como rochas ultramáficas intrusivas ao menos no embasamento. Não foi possível, nesse trabalho, precisar melhor a sua posição na evolução geológica, que deve ser entre a formação das rochas do embasamento e o metamorfismo regional.

- Gabros

Diversos corpos foram estudados, mostrando rochas que, de um modo geral, têm granulação grossa e textura gabróica. O piroxênio é augita com alguns cristais apresentando a borda alterada para anfibólio. O plagioclásio é a andesina (An₄₀₋₄₅) com maclamento do tipo albita. Acessoriamente aparecem granada, apatita, quartzo e opacos. Como minerais secundários ocorrem biotita e escapolita (Fig. 40).

Acredita-se que alguns corpos gabróicos tenham sofrido alteração hidrotermal, em função de dois aspectos. O primeiro é a presença de escapolita, mineral que tem Cl, CO₃ e SO₄ na sua composição. O segundo é a presença de alguns cristais em que observa-se um núcleo de tremolita envolvido por uma borda de hornblenda. Interpreta-se esse arranjo da seguinte maneira: durante a fase magmática, esse corpo primeiramente cristalizou piroxênio e tardiamente, sob menor temperatura, a hornblenda desenvolveu-se sobre o núcleo de piroxênio. A rocha solidificou-se e soluções hidrotermais posteriores afetaram o piroxênio, alterando-o para tremolita. A borda de hornblenda permaneceu estável por se tratar de um mineral já hidratado, resultando a feição zonada que se observa.

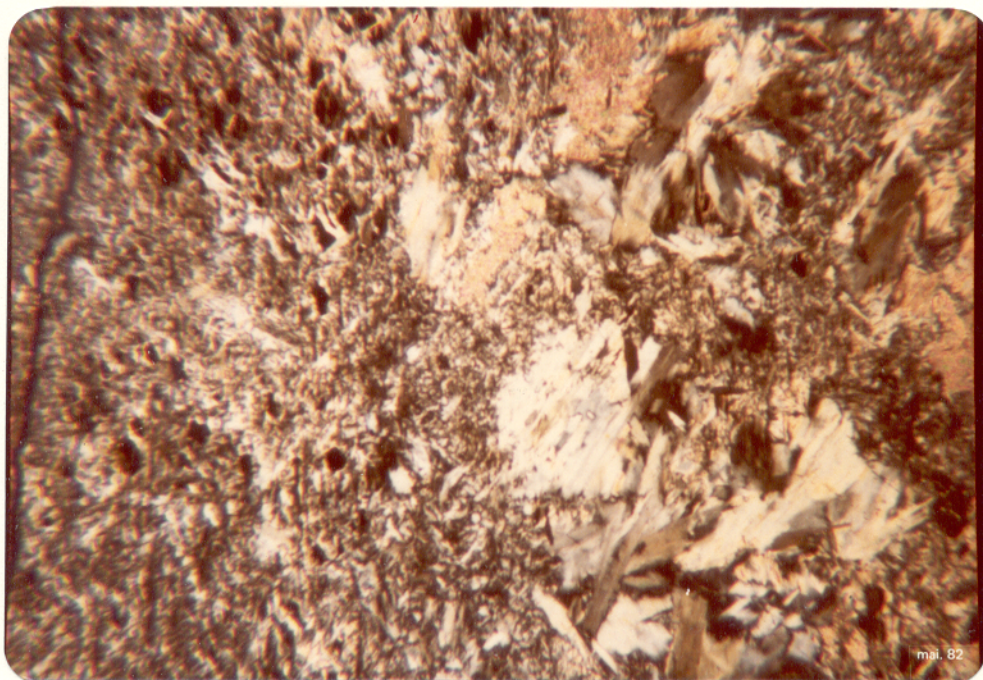


Fig. 38 - Serpentinito com talco, do núcleo da estrutura do Lontra. NX. 2,5 X.

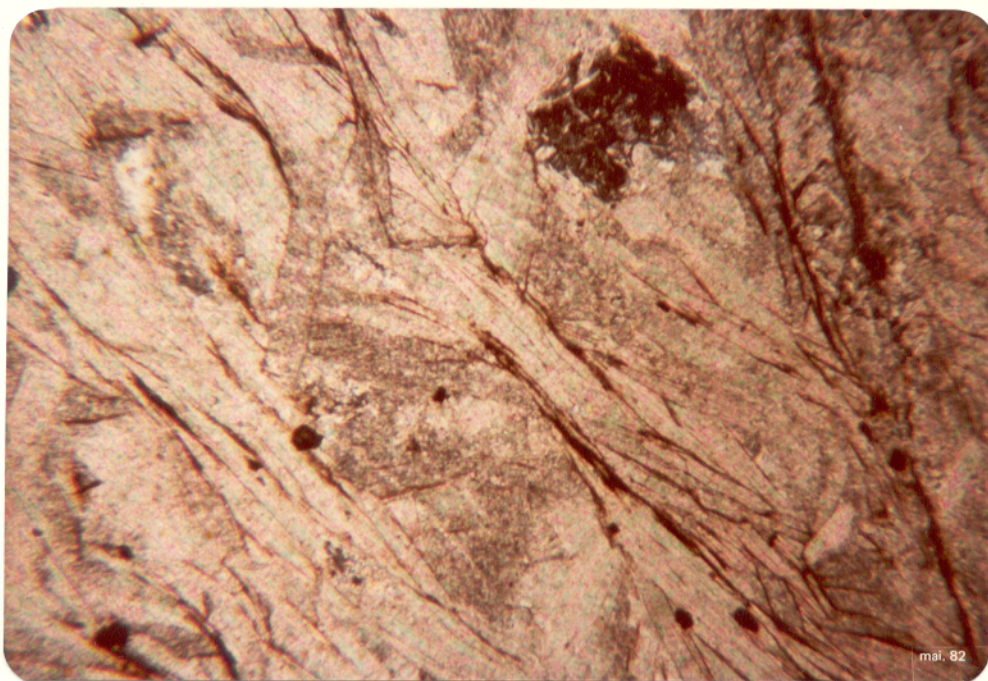


Fig. 39 - Talco fibroso com serpentina, ocorrendo na borda de um corpo de serpentinito, no núcleo da estrutura do Lontra. NX.2,5 X.

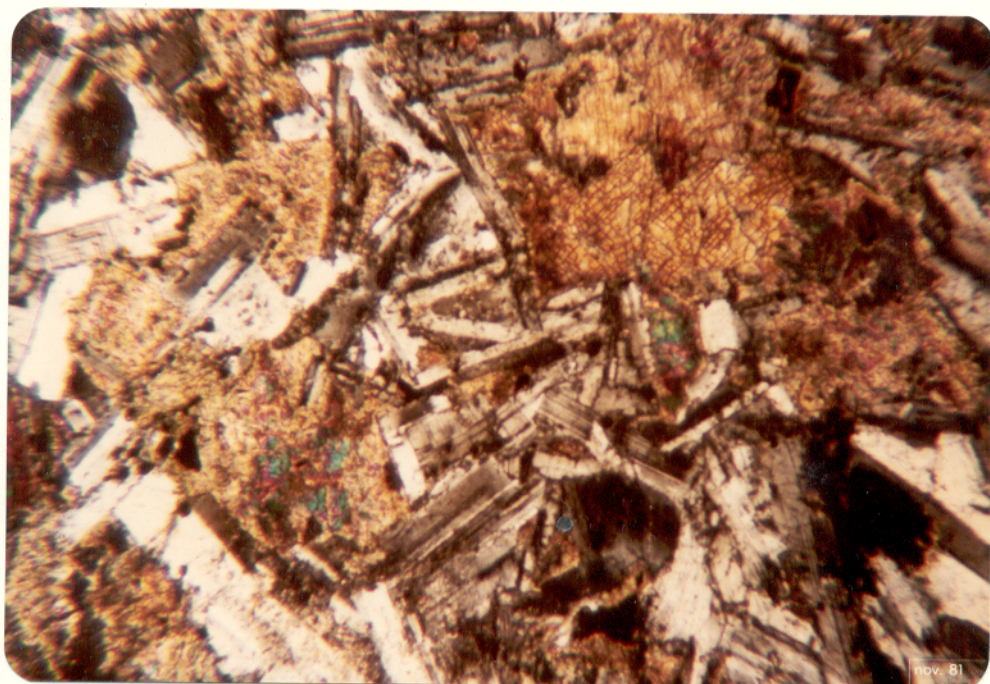


Fig. 40 - Aspecto geral de gabro intrusivo na Formação Xambioá, ocorrendo a NE da estrutura do Lontra. NX. 2,5 X.

- Granitos e Rochas Associadas

As rochas graníticas que foram estudadas são um albita-granito, um granito e veios pegmatíticos.

- Albita-granito

Essa rocha mostra textura granular heterogênea, tendo como minerais essenciais microclínio, albita, quartzo e pouca muscovita. Acessoriamente ocorrem biotita, apatita e magnetita. Os minerais secundários são sericita e argilo-minerais (Fig. 41).

A albita(An₉) aparece em cristais subédricos, de 0,20 a 1,60 mm de comprimento, maclados segundo a lei da albita ou sem maclamentos. Ela apresenta inclusões de quartzo e muscovita e, às vezes, encontra-se sericitizada. Raramente apresenta textura mirmequítica e os cristais zonados são pouco frequentes.

Em relação a albita, o microclínio é menos abundante e ocorre em cristais menores, apresentando o maior comprimento entre 0,20 e 1,10 mm. É subédrica, maclada segundo a lei da albita-periclina e contém inclusões de quartzo e muscovita.

O quartzo aparece em cristais anédricos de 0,20 a 0,40 mm de comprimento, com forte extinção ondulante. Ele ocupa espaços entre os feldspatos e ocorre como inclusões nesses minerais.

A muscovita apresenta-se em palhetas bem desenvolvidas, em pequena quantidade. Acessoriamente aparecem palhetas de biotita, cristais euédricos de magnetita de até 2 mm e raros cristais de apatita.

A leve orientação observada próximo a borda superior do corpo, o contato brusco com o anfibolito encaixante, seu aspecto aplítico, assim como a presença de feições bandadas na sua extremidade meridional (que poderiam ser estruturas de fluxo), levam a pensar num alojamento forçado para essa lente de albita-granito. Por outro lado, a ausência de feições me

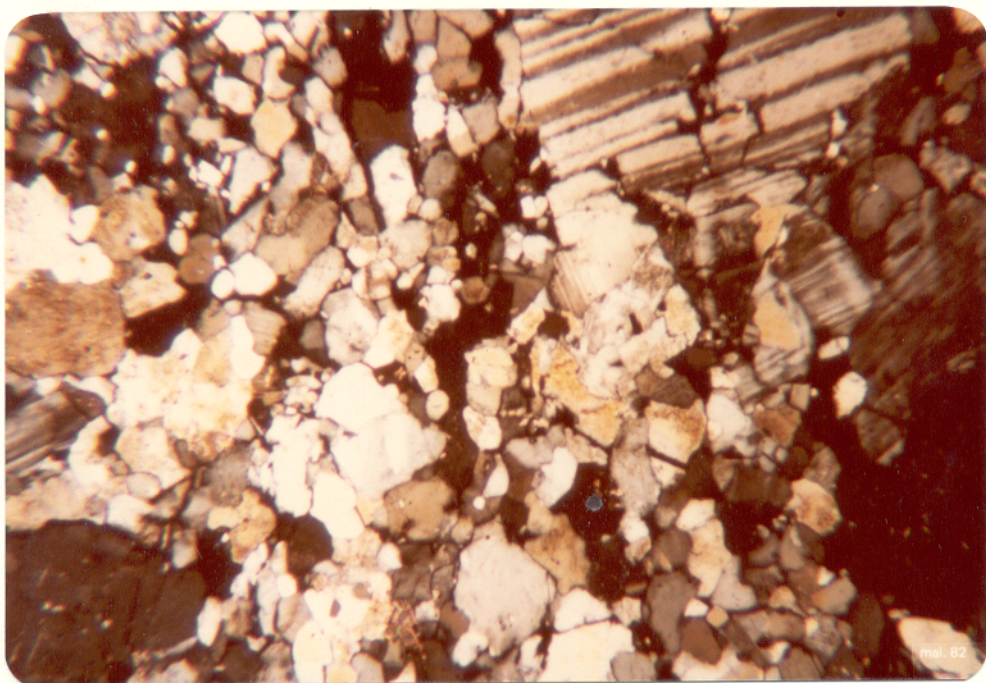


Fig. 41 - Albite-granito da serra da Ametista.NX.
2,5 X.

amórficas e a sua natureza, aparentemente intrusiva, levam a considerar esse corpo como tardi-tectônico.

Duas amostras (73 e 310) foram analisadas quimicamente (Tab. 3) e tiveram as normas CIPW calculadas (Tab. 1). No diagrama normativo Q-Ab-Or (Fig. 30) essas rochas localizaram-se em um campo onde não há dados experimentais em número suficiente para se estabelecer as condições de cristalização. Devido ao seu teor de albita de aproximadamente 63% (Tab. 5), essa rocha foi classificada como albita-granito.

- Granito

Trata-se do granito que compõe o núcleo da estrutura do Ramal do Lontra.

Esse granito está arqueando os micaxistos e quartzitos da Formação Morro do Campo. Ao exame microscópico, mostra textura granular hipidiomórfica e é constituído essencialmente de microclínio, quartzo, oligoclásio, biotita e muscovita (Fig. 42). Acessoriamente ocorrem apatita, zircão e opacos. Os minerais secundários são a sericita e argilo-minerais.

O microclínio, anédrico a subédrico, maclado segundo a lei da albita-periclina, é o mineral mais abundante na rocha. Ocorre em cristais de 0,25 a 2,5 mm de comprimento, predominando aqueles situados entre 1 e 2 mm. Nesse mineral observam-se inclusões de quartzo, assim como de albita, essa última normalmente sericitizada e zonada, e apresentando borda de reação produzindo intercrescimento mirmequítico. As vezes, o microclínio encontra-se sericitizado. As pertitas são raras e de dimensões reduzidas.

O quartzo é observado em cristais anédricos com dimensões variando de 0,1 até 1,9 mm e exibe forte extinção ondulante. Ocorre sob três formas: em cristais granulares, como texturas mirmequíticas e como inclusões nos feldspatos.

O plagioclásio é subédrico, variando o maior comprimento de 0,20 até 1,40 mm. Tem composição An₁₉ e apresenta maclas levemente recurvadas dos tipos albita e albita-Carlsbad. Mostra incipiente argilização e sericitização.

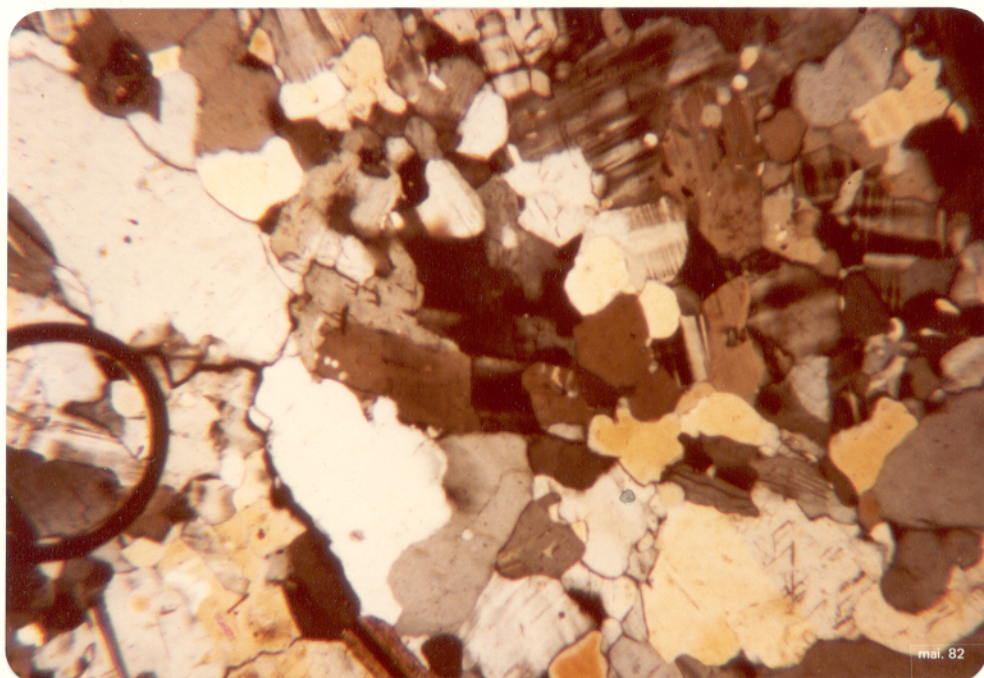


Fig. 42 - Granito aflorando no núcleo da braquidobra do Ramal do Lontra. NX.2,5 X.

A biotita é mais abundante que a muscovita. Ambas ocorrem em palhetas bem desenvolvidas de 0,5 a 1,5 mm de comprimento, sublinhando geralmente a orientação da rocha. Ocasionalmente elas podem não mostrar orientação específica. A muscovita freqüentemente apresenta inclusões de apatita.

A orientação exibida pelas micas e o recurvamento das maclas do oligoclásio evidenciam que a rocha foi submetida a deformação. Não foram observadas, contudo, feições metamórficas, indicando que o granito foi formado posteriormente ao metamorfismo regional de fácies xisto verde a anfibolito, que afetou a área, o que é corroborado por dados geocronológicos (capítulo 6).

Três amostras foram analisadas quimicamente (Tab. 3) e as normas CIPW, lançadas em diagrama Q-Ab-Or. (Fig. 30), situaram-nas um pouco fora do campo médio dos granitos, como era de se esperar tendo em vista as razões um pouco altas de $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$. As modas (Tab. 5), lançadas no diagrama Q-A-P de Streckeisen (in Hyndman, 1972), indicam pontos no campo do granito. As condições de cristalização não puderam ser determinadas por não haver trabalhos experimentais correspondendo àquela região do diagrama.

Com base nas informações disponíveis o granito do Ramal do Lontra foi interpretado como tardi-tectônico, não sendo praticamente afetado pelos eventos metamórficos que atingiram a área.

- Veios Pegmatíticos

Os pegmatitos foram observados ao microscópio e verificou-se que estão pouco deformados e não metamorfisados. Os feldspatos observados são o microclínio (mais abundante) e o oligoclásio (An_{18}), esse com as maclas do tipo albita e albita-Carlsbad geralmente recurvadas. Nas porções norte e noroeste da área foram localizados veios com feições pegmatíticas, cujo feldspato é essencialmente oligoclásio. Os cristais são bem desenvolvidos e as maclas são do tipo albita (Fig. 43 e 44).



Fig. 43 - Aspecto de um corpo de pegmatito que ocorre no núcleo da estrutura do Lontra. NX. 2,5 X.

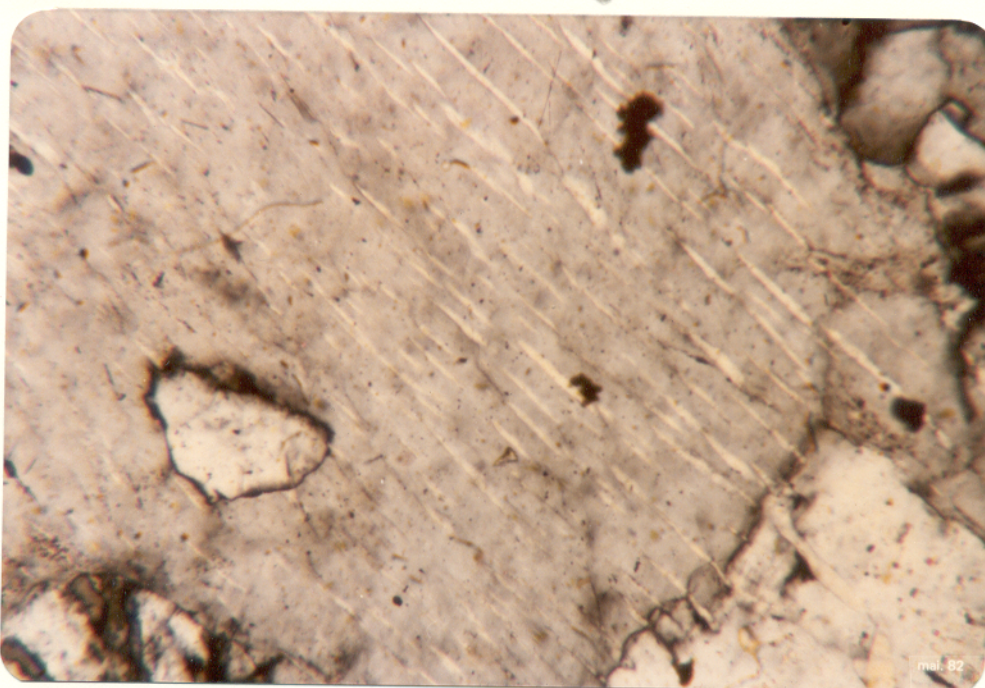


Fig. 44 - Pertita em pegmatito. Detalhe da foto anterior. NX. 10 X.

3.4 Principais Feições Estruturais

O bandamento é a principal estrutura observada nos gnaisses do embasamento e está representada pela alternância de faixas claras e escuras (mais ricas em biotita). Encontra-se suavemente dobrado com eixos de direção variando de aproximadamente N-S a N60°W, com flancos mergulhando cerca de 20° para NE e SW.

Nos quartzitos da Formação Morro do Campo, observa-se que o acamamento, em torno das braquidobras do Lontra e do Ramal do Lontra, acompanha a forma dessas estruturas. A braquianticlinal do Lontra tem seu eixo maior, de direção geral N25°W, com duplo caimento, mergulhando de 10° a 15° para NW e para SE. Na borda oeste, os quartzitos mergulham cerca de 40° e na borda leste, cerca de 20°. Com base nessas medidas, observa-se que se trata de uma dobra cujo plano axial mergulha para leste. A pequena braquidobra do Ramal do Lontra tem sua parte leste encoberta pelas rochas da Bacia do Maranhão, parecendo ser uma estrutura circular.

A xistosidade pode ser observada nas partes mais micáceas dos quartzitos da Formação Morro do Campo. Nota-se que ela acompanha a forma das estruturas, com valores de mergulhos variáveis.

Nas rochas da Formação Xambioá, a feição estrutural mais notável é a xistosidade. Ela tende a contornar as braquidobras do Lontra e do Ramal do Lontra, porém, à medida que se afasta dessas estruturas, retoma o padrão regional da Faixa Araguaia, de dobramentos com direção geral N-S. Observa-se algumas dobras sinclinais e anticlinais, ressaltadas pela xistosidade, a exemplo da sinforma do Xambica, de direção NW-SE, localizada entre as estruturas de Xambioá e Lontra, da antiforma do Rebojo, a leste do rio Araguaia, que tem duas sinformas associadas, todas de direção aproximadamente N-S. Localmente a xistosidade encontra-se intensamente crenulada, chegando a formar uma superfície de transposição.

Relacionando as estruturas observadas na área com as fases de deformação descritas por Abreu (1978) para a Faixa Araguaia, conclui-se que: a formação da xistosidade esta-

ria associada a F₁; dobras desenhadas pela xistosidade, representadas por suaves ondulações, teriam se desenvolvido em F₂, mas na área de trabalho encontram-se complicadas pelas estruturas dômicas; a crenulação estaria relacionada à fase F₃; a formação das grandes dobras braquianticlinais, da sinforma do Xambioá e da antiforma do Rebojo estaria associada à fase F₄ e por fim, dobras cruzadas teriam sido geradas em F₅, não estando representadas na área de trabalho.

Os eixos das sinformas e antiformas da área variam de N-S até NW-SE chegando a quase E-W na estrutura de Xambioá, ao norte. Abreu (1978) e Santos (1983) interpretaram essa feição como resultado da rotação do bloco que contém a estrutura de Xambioá, por influência dos esforços induzidos pelo Lineamento Iriri-Martírios.

Um grande conjunto de falhas de direção NE-SW corta a estrutura do Lontra, provocando dobras de arrasto e deslocamentos no pacote quartzítico, observáveis em fotografias aéreas e imagens de radar. Outro conjunto de falhas, provavelmente associado ao Lineamento Iriri-Martírios, tem direção NW-SE, notadamente na parte NE da área. Falhas e fraturas com direções radiais estão menos representadas (Fig. 45).

Uma feição que se destaca na parte oeste da área, como resultado dos falhamentos, é o Graben de Araguaã. Tem cerca de 9 km de extensão N-S e está preenchido pelos sedimentos da Formação Pedra de Fogo.

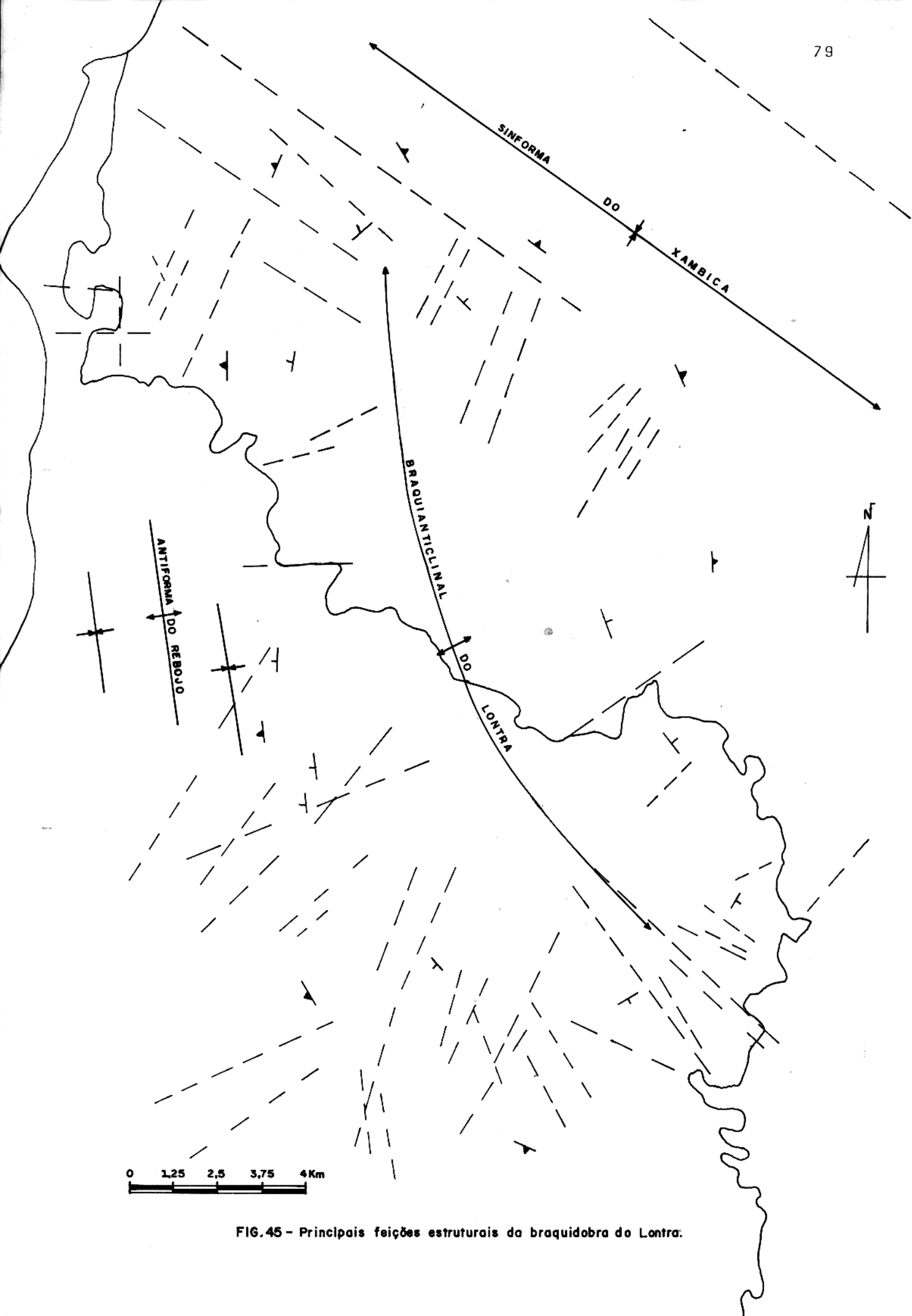
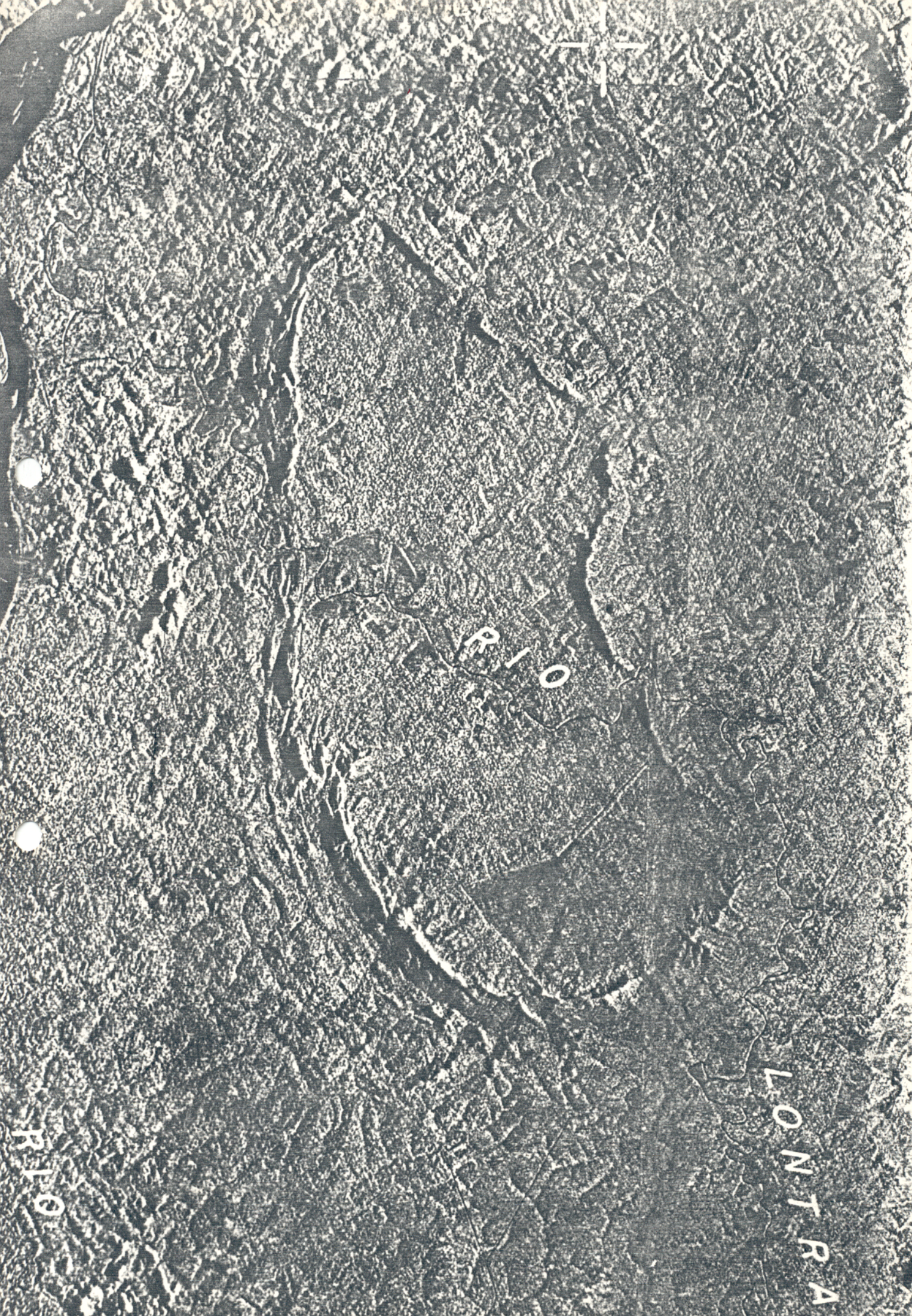


FIG.45 - Principais feições estruturais da braquidobra do Lontra.



RIO

LONTRA

RIO

4 METAMORFISMO

Minerais índices de metamorfismo estão ausentes nos gnaisses trondhjemiticos do embasamento, do núcleo da braquidobra do Lontra. Portanto, a determinação do grau metamórfico nessas rochas deve ser feita de outro modo. A presença de oligoclásio de composição An₁₉ e a existência de anfibolitos associados aos gnaisses evidenciam fácies anfibolito baixa a média. A persistência de muscovita evidencia, por outro lado, que as condições de anfibolito alto não foram atingidas, pois então essa mica seria transformada em ortoclásio.

Outra evidência de que o metamorfismo regional não atingiu temperaturas elevadas, no nível aflorante dos gnaisses trondhjemiticos, é dada pelos serpentinitos que ocorrem no núcleo da estrutura do Lontra. Neles observa-se a paragénese serpentina-talco em equilíbrio, a qual, segundo Turner (1968), não seria estável acima de 500° C, transformando-se em forsterita-talco.

Conclui-se assim, que o metamorfismo atingiu, nas rochas aflorantes no núcleo da braquidobra do Lontra, fácies anfibolito baixa a média, com temperaturas não superiores a 500° C.

A presença de migmatitos na área é indicativa de condições de fusão parcial. No entanto, essas condições não são normalmente atingidas no grau anfibolito médio. Portanto, a menos que na presença de elevada pressão de vapor d'água, é bem mais provável que a fusão tenha ocorrido a maiores profundidades, com o material fundido ascendendo e injetando-se nos gnaisses e dando origem aos migmatitos. Essa hipótese é apoiada no fato de Santos (1983), demonstrar quimica e petrologicamente que os neossomas foram produzidos a partir da fusão dos gnaisses de Xambioá, que são bastante semelhantes aos do Lontra. Outra evidência é a presença do pequeno corpo de granito-gnaiss em Lontra, descrito no capítulo anterior, e interpretado como produto de fusão parcial.

O metamorfismo que afetou as rochas do Grupo Estrondo foi estudado por Silva e Hasui (1978), Silva (1980) e Abreu et alii (1980). Nesses trabalhos o metamorfismo foi ca-

racterizado como regional, de facies anfibolito, da série barro viana (em facies metamórficas zonadas), do tipo pressão média a alta. As análises realizadas em rochas do Grupo Estrondo neste trabalho confirmaram as assembléias mineralógicas descritas por Silva (1980), corroborando a classificação do evento metamórfico. A isógrada da granada foi também confirmada, sendo o seu traçado melhor controlado. Foi observado que essa isógrada não se fecha em torno das estruturas de Lontra e Xambioá, mas as envolve juntamente com a estrutura do Ramal do Lontra e com a extremidade sul da serra dos Martírios (Anexo 1).

As isógradas da cianita e da estauroлита são melhor controladas, devido ao maior número de perfis realizados e amostras coletadas. Devido a proximidade entre elas, estão representadas como uma única linha (Anexo 1), praticamente contornando a braquidobra do Lontra. Na estrutura do Ramal do Lontra, não foi possível estabelecer a distribuição dessas outras isógradas, que supomos ser semelhante à da estrutura do Lontra.

A sillimanita, descrita por Silva (1980) em duas localidades, foi encontrada em mais três, uma delas já descrita por Puty et alii (1972). Esses cinco pontos compõem uma isógrada que se estende aproximadamente por 5 km, na aba NW da estrutura do Lontra, dentro da zona da cianita-estauroлита. Não foi possível traçar o restante dessa isógrada, embora o seu padrão pareça acompanhar o das demais.

Silva e Hasui (1978), Silva (1980), Abreu et alii (1980) e Hasui et alii (1981) assinalaram ligeiro retrometamorfismo no Grupo Estrondo, evidenciado por cristalização de clorita, biotita e muscovita desorientadas em relação à estrutura geral da rocha. Da mesma forma, assinalaram a sericitização do plagioclásio e a cloritização da biotita.

A assembléia clorita-biotita-muscovita é compatível com o grau anfibolito médio a baixo, e a clorita persiste nesse facies graças à razão relativamente alta de MgO/FeO presente nos xistos do Grupo Estrondo.

O crescimento de clorita, biotita e muscovita em cristais que não seguem a orientação da xistosidade nem da crenulação pode ser interpretado como crescimento estático, durante o declínio das condições metamórficas, já sem esforços de-

formacionais que orientassem o desenvolvimento desses cristais (Spry, 1969).

Gorayeb (1981), estudando as rochas da Formação Pequizeiro, verificou que clorita, biotita e muscovita iniciaram seu crescimento durante a fase F₃ (crenulação), prolongando-se além da atenuação dessa fase.

Segundo Silva (1980) e Hasui et alii (1981), o metamorfismo se iniciou em F₁ e atingiu o pico térmico em F₂. Em F₃ houve o desenvolvimento de crenulação com o crescimento de clorita, biotita e muscovita ao longo dos planos de crenulação e, segundo Gorayeb (1981), fora dessa orientação. Como não conhecemos a duração de cada evento deformacional e como as assembléias são compatíveis com um único grau metamórfico, deve-se considerar a possibilidade de o metamorfismo ter-se prolongado até quando já haviam cessado as deformações. Isso teria propiciado o crescimento tardio de micas não seguindo uma orientação dada por esforços deformacionais. Outra evidência para essa hipótese é o fato de se observar figuras de "recuperação" de quartzo e recristalização de micas em "kink bands", que indicam condições de desenvolvimento de cristais sem interferência de esforços mecânicos.

5 OCORRÊNCIAS MINERAIS

As principais ocorrências minerais da área foram assinaladas por Puty et alii (1972) e Silva et alii (1974), embora Barbosa et alii (1966) já tivessem feito comentários a respeito da provável origem do ouro e do cristal-de-rocha na região.

A seqüência dos eventos geológicos, que culminou com a edificação da Faixa Araguaia, permitiu o estabelecimento de diversos ambientes propícios à formação de mineralizações.

Na área de trabalho, podem ser considerados os corpos ultramáficos serpentinizados, situados principalmente no núcleo da estrutura do Lontra, como possíveis rochas hospedeiras de ocorrências minerais. Da mesma forma, são favoráveis os diferentes produtos da fusão parcial das rochas do embasamento, isto é, os veios pegmatíticos e hidrotermais de filiação magmática, bem como a seqüência do Grupo Estrondo, sobretudo as suas porções de natureza vulcano-sedimentar. Além disso, os aluviões da área são sítios de possíveis acumulações minerais de origem detrítica.

- Ocorrências em Rochas Máficas e Ultramáficas

As rochas ultramáficas da área foram metamorfisadas e afetadas por soluções hidrotermais, produzindo ocorrências de serpentina e talco. A primeira, de cor verde, maciça ou folheada, apresenta disseminações de talco, magnetita e siderita. O talco, normalmente associado aos afloramentos de serpentinitos, é do tipo maciço (esteatito) ou folheado (talco xisto), de cor amarelada a avermelhada e apresenta disseminações de serpentina, actinolita e clorita. Ambas devem ter as suas qualidades industriais melhor estudadas e, se for o caso, estimada a sua potencialidade.

Os produtos do magmatismo máfico, representados pelos anfibolitos e gabros, poderiam caracterizar um ambiente propício a ocorrência de sulfetos. Realmente, foram obser-

vados bolsões de pirita e possivelmente calco-pirita, porém sem expressão econômica.

Entretanto, o tamanho reduzido dos corpos intrusivos e a falta de diferenciação neles, descarta a possibilidade de serem promissores.

- Mineralizações Associadas ao Magmatismo Félsico

Ocorrem principalmente em veios hidrotermais e pegmatíticos. Uma vez que os veios hidrotermais de origem metamórfica são geralmente estéreis, serão focalizados apenas aqueles de origem magmática. Eles estão representados principalmente por veios de quartzo que têm forma tabular, com áreas aflorantes variando de 2 a 6 m de largura por 10 a 15 m de comprimento. São normalmente portadores de hematita, rutilo, cristal-de-rocha, ametista, turmalina, pirita e lazulita.

A hematita ocorre como filões e massas disformes, às vezes com alguma magnetita associada.

O rutilo ocorre em pequenos cristais prismáticos, vermelhos, de faces estriadas, em agregados de muscovita.

O cristal-de-rocha ocorre predominantemente nos veios que cortam a cobertura e, em menor escala, naqueles do núcleo da estrutura. São prismas piramidais decimétricos muito bem formados, localizados em bolsões nas partes internas desses corpos filonianos.

A ametista ocorre principalmente nos veios localizados no núcleo da estrutura do Lontra. As feições mais freqüentes são prismas piramidais bem desenvolvidos, de cor violeta. Muitas amostras exibem essa cor apenas no vértice da pirâmide, tornando-se esmaecida, em outras, do centro para as bordas do cristal.

A turmalina é negra, aparecendo em cristais prismáticos de faces estriadas e formando agregados associados a muscovita, localizados principalmente nos quartzitos. Os cristais são pequenos (cerca de 10 cm de comprimento), às vezes recurvados e fraturados.

A pirita ocorre em pequenos cubos e em forma de rosetas, inclusas nos veios de quartzo hialino.

Enfim, a lazulita ocorre exclusivamente sob forma maciça, em veios de quartzo cortando os quartzitos da Formação Morro do Campo.

Os veios pegmatíticos são geralmente portadores de prismas de quartzo e ametista. Suas ocorrências estão mais concentradas no núcleo da estrutura do Lontra do que nas rochas do Grupo Estrondo. Essas ocorrências foram objeto de intensa atividade de garimpeiros nas décadas de 50 e 60, encontrando-se atualmente desativadas. Ocasionalmente o rutilo está presente em alguns veios, como prismas centimétricos associados a agregados de muscovita.

Nos veios pegmatíticos e hidrotermais, apenas o cristal-de-rocha e a ametista poderiam ter algum interesse para lavra. A serra da Ametista, por exemplo, poderia produzir cristais de boa qualidade, restando avaliar a reserva das ocorrências de ametista ali localizadas. O cristal-de-rocha poderia ser explorado, pois existem várias localidades apresentando quantidades consideráveis do mineral. No entanto, são necessários estudos de viabilidade para essas ocorrências, principalmente em função do preço do mercado.

Localmente os metaassedimentos apresentam variedades de composição, desde formações silicosas, hematita xistos e metabasitos até níveis grafitosos, indicando um ambiente vulcano-sedimentar que seria propício a ocorrência de ouro associado. A grafita tem, aparentemente, teor (Abreu et alii, 1978) e tonelagem propícios, para exploração.

Depósitos aluvionares da região forneceram, no passado, ouro e diamante. Atualmente acham-se abandonados, mas são ocorrências que merecem estudo mais detalhado, principalmente quanto a sua proveniência.

Em resumo, pode ser observado que a área estudada é pobre em mineralizações que justifiquem grandes empreendimentos. Algumas das ocorrências descritas somente poderiam ser exploradas por processos de baixo custo. No entanto, ficam caracterizados diversos ambientes, propícios a acumulações mine

rais e que deveriam ser melhor estudados em escala local. Em particular mereceriam ser melhor investigadas as ocorrências de talco, ametista, cristal-de-rocha e grafita.

6 GEOCRONOLOGIA

As primeiras datações geocronológicas para a Faixa Araguaia foram obtidas pelo método K/Ar e indicaram uma idade brasileira para o Grupo Estrondo (Silva et alii, 1974; Hasui et alii, 1975). Amaral (1974), através de correlações entre o Grupo Tocantins e o Grupo Gurupi, a nordeste do Pará, indicou uma idade transamazônica para o primeiro. Segundo Hasui et alii (1980) e Hasui et alii (1981) o metamorfismo do Grupo Estrondo é de idade uruaquana e a constituição das braquidobras se deu no Ciclo Brasileiro. Essa afirmativa é baseada tanto na idade de 1.050 Ma. fornecida por uma isócrona de dois pontos para o Grupo Estrondo, como na tentativa de associar a edificação desse grupo com o Ciclo Uruaquano. Afirmaram, que a idade de 2.700 Ma. obtida em diagrama isocrônico para as rochas do Complexo Colméia (na região de Colméia), refere-se ao metamorfismo de grau anfibolito que afetou aquelas rochas. E que a idade de 1.800 Ma., deduzida do mesmo diagrama, refere-se a um rejuvenescimento no Ciclo Transamazônico.

Sá et alii (1980) dataram as rochas do núcleo das estruturas de Colméia e Grota Rica, conseguindo uma idade isocrônica de 2.600 Ma. As rochas de Xambioá forneceram valores mais baixos. Esses autores posicionaram o metamorfismo do Grupo Estrondo no Ciclo Brasileiro, com base em datações Rb/Sr.

Neste capítulo serão enfocadas as informações obtidas para a região do Lontra relacionadas ao Grupo Estrondo e ao embasamento representado pelos gnaisses trondhjemiticos do núcleo da estrutura do Lontra.

Para o embasamento foram feitas duas datações em gnaisses pelo método K/Ar, utilizando-se biotita e muscovita, as quais forneceram idade de 535 e 531 Ma. respectivamente (Tab. 6).

Os mesmos gnaisses, datados pelo método Rb/Sr (Tab. 7), forneceram uma isócrona de quatro pontos com idade de 1.972 ± 46 Ma. e com razão inicial $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ de 0,7082 (Fig. 46). O MSWD = 0,95 indica que essa isócrona pode ser considerada como verdadeira.

Nº DE CAMPO	SPK	MINERAL	ROCHA	UNIDADE	%K	Ar40x10 ⁻⁶ rad	ATM	IDADE(Ma.)
CL-1	4273	biotita	xisto	Estrondo	6,8482	16,48	5,06	553±16
CL-2	4274	anfíbólio	anfíbólito	Estrondo	0,0612	1,555	28,55	558±32
CL-10	4275	anfíbólio	anfíbólito	Estrondo	0,4845	12,48	9,89	565±20
CL-17	4276	biotita	xisto	Estrondo	5,8814	137,2	3,41	518±12
CL-17	4277	muscovita	xisto	Estrondo	6,8576	165,1	1,73	533±16
CL-21	4278	biotita	gnaisse	Embasamento	7,4343	179,9	1,49	535±17
CL-22	4280	muscovita	gnaisse	Embasamento	7,9909	191,7	3,94	531±13

Tabela 6 - Dados analíticos K/Ar da região do Lontra. Constantes utilizadas segundo

Steiger e Jägger (1977):

$$\lambda\beta = 4,962 \cdot 10^{-10} \text{ a}^{-1}$$

$$\lambda\kappa = 0,581 \cdot 10^{-10} \text{ a}^{-1}$$

$$K^{40}(\%)/K_{\text{total}} = 0,01167$$

Nº DE CAMPO	Rb(ppm)	Sr(ppm)	Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Rb ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	SPK	ROCHA	UNIDADE	LOCAL
CL-15	52,0	24,0	0,7661	6,368	4234	xisto	Estrondo	Rio Lontra
CL-17	123,4	226,6	0,7251	1,58	4317	xisto	Estrondo	Fz.Marinheiro
CL-19-B	91,0	293,0	0,7194	0,90	4319	xisto	Estrondo	Fz.Marinheiro
CL-22	23,8	393,3	0,7139	0,18	4318	gnaisse	Embasamento	Núcleo de Lontra
CL-29-A	76,4	255,6	0,7325	0,87	4321	gnaisse	Embasamento	Núcleo de Lontra
CL-37	149,0	24,0	0,8539	16,732	4326	xisto	Estrondo	Rio Lontra
CL-42	48,0	19,0	0,7706	7,092	4325	xisto	Estrondo	Rio Lontra
CL-60	127,0	249,0	0,7490	1,48	4320	gnaisse	Embasamento	Núcleo de Lontra
CL-65	161,0	146,0	0,8010	3,26	4323	gnaisse	Embasamento	Núcleo de Lontra
289-B	82,0	600,0	0,70815	0,396	5776	granito		Ramal do Lontra
289-D	78,9	620,4	0,70792	0,368	5777	granito		Ramal do Lontra
MB-1	76,1	625,4	0,70784	0,352	5778	granito		Ramal do Lontra

Tabela 7 - Dados analíticos Rb/Sr da região de Lontra. Análises em rocha total.

Obs: $\lambda_{Rb} = 1,42 \times 10^{-11}$ anos⁻¹

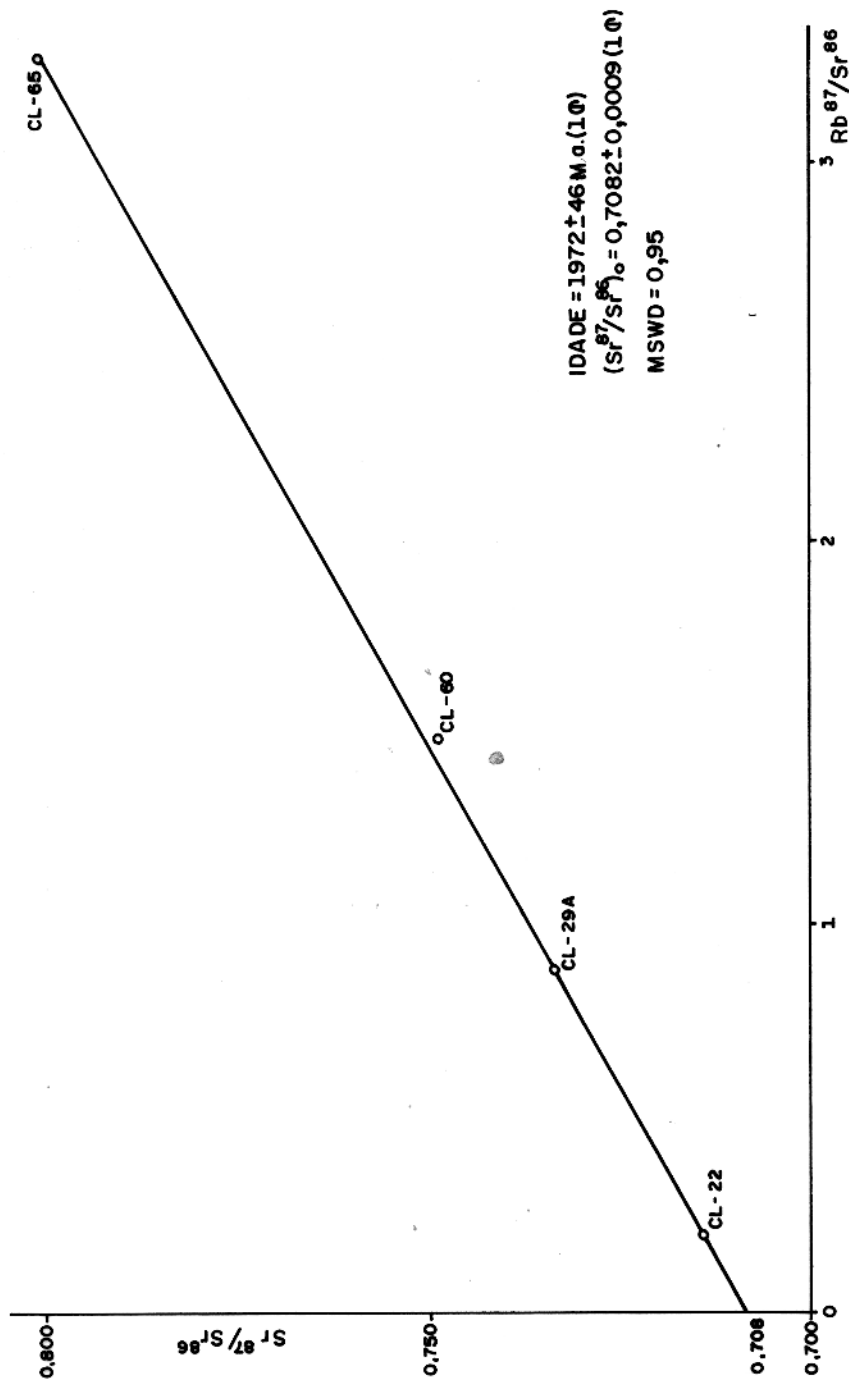


FIG. 46 - Diagrama isocrônico Rb/Sr de referência - Embasamento da Estrutura do Lontro, Go.

Para o Grupo Estrondo foram feitas datações pelo método K/Ar em xistos e anfibolitos, utilizando-se biotita e muscovita e anfibólios. As idades obtidas variaram de 518 a 565 Ma. (Tab. 6). Datações Rb/Sr (Tab. 7), nessas mesmas rochas determinaram uma isócrona de cinco pontos, com razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} de 0,8117 e dando uma idade de $593,0 \pm 5,0$ Ma. (Fig. 47). Com MSWD = 0,14, essa isócrona é altamente significativa.

Utilizando-se alguns dados de Hasui et alii (1980), Sá et alii (1980) e os resultados deste trabalho (Tab. 8), foi construída uma isócrona para todo o Grupo Estrondo, com quinze pontos, a qual forneceu uma idade de 590 ± 19 Ma., com uma razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} de 0,7117 e, MSWD = 2,76 (Fig. 48).

Da mesma forma, juntando-se os dados obtidos neste trabalho para os gnaisses com aqueles disponíveis na literatura, para os núcleos das estruturas braquianticlinais da Faixa Araguaia, foi construída uma "isócrona" de vinte e dois pontos, a qual forneceu uma idade de 2.010 ± 96 Ma. com razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} de 0,7114 (Fig. 49). No entanto, o MSWD = 9,64 impede que se possa falar de isócrona verdadeira ou idade isocrônica, sendo essa apenas uma isócrona de referência. Devem estar presentes no diagrama amostras não cogenéticas (Tab. 9).

Com base nos dados geocronológicos até agora obtidos para a Faixa Araguaia, temos algumas considerações a fazer, visando uma interpretação desses dados, com a finalidade de contribuir para a discussão do assunto.

- Idade do Embasamento

A "isócrona" de 2.010 Ma. construída, demonstra que os núcleos das braquianticlinais da Faixa ou têm idades realmente diferentes ou foram diferentemente afetados pelos processos posteriores, resultando em diferentes idades de rejuvenescimento. Considerando-se que cada estrutura individualmente fornece boas isócronas, mas o conjunto produz um espalhamento muito grande dos pontos, a idade de aproximadamente 2.700 Ma. (Hasui et alii, 1980 e Sá et alii, 1980) deve ser a idade real

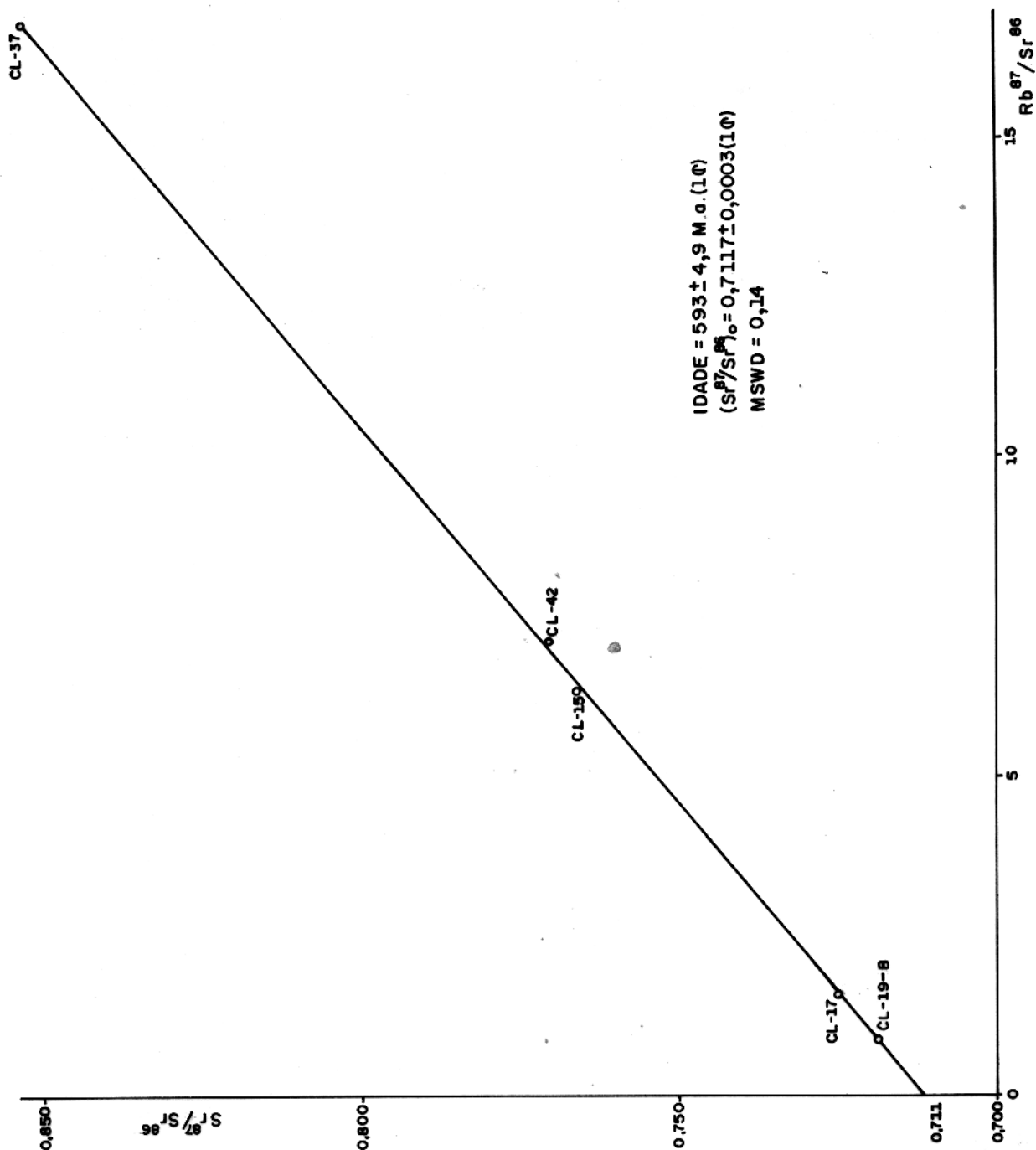


FIG. 47 - Diagrama isocrônico Rb/Sr de referência - Grupo Estrondo.

Nº DE CAMPO	Rb(ppm)	Sr(ppm)	Sr^{87}/Sr^{86}	Rb^{87}/Sr^{86}	SPK	ROCHA	REFERÊNCIA	LOCAL
HS-Fx-14	158,1	184,2	0,7306	2,48	4113	xisto	Sá	estrada GO-386
HS-Fx-13	122,1	188,5	0,7266	1,89	4114	xisto	Sá	estrada GO-386
HS-Fx-15	150,7	164,7	0,7332	2,65	4116	xisto	Sá	estrada GO-70
HS-Fx-20	141,6	232,2	0,7260	1,77	4117	xisto	Sá	estrada para
HS-Fx-23	127,3	193,2	0,7298	1,91	4118	xisto	Sá	Itaporã de
HS-Fx-24-B	88,6	219,3	0,7220	1,17	4119	xisto	Sá	Goiás
GO-530	168,8	145,9	0,746	3,36	1268	gnaisse	Hasui	sul de
CO-67-B	78,4	231,2	0,709	0,98	3781	xisto	Hasui	Paraíso do
CO-67-A	363,7	180,5	0,757	5,86	3601	xisto	Hasui	Norte
CO-68-B	186,8	162,8	0,738	3,83	3622	xisto	Hasui	SW P.do Norte
CL-17	123,4	226,6	0,7251	1,58	4317	xisto	Macambira	estrada da Fz.
CL-19-B	91,0	293,0	0,7194	0,90	4319	xisto	Macambira	Marinheiro
CL-42	48,0	19,0	0,7706	7,092	4325	xisto	Macambira	rio Lontra - W
CL-37	149,0	24,0	0,8539	16,732	4326	xisto	Macambira	rio Lontra - W
CL-15	52,0	24,0	0,7661	6,368	4324	xisto	Macambira	rio Lontra - NW

Tabela 8 - Dados analíticos Rb/Sr do Grupo Estrondo na Faixa Araguaia.

Obs: $\lambda_{Rb} = 1,42 \times 10^{-11}$ anos⁻¹. Análises de rocha total.

Sá: Sá et alii (1980); Hasui: Hasui et alii (1980); Macambira: dados deste trabalho.

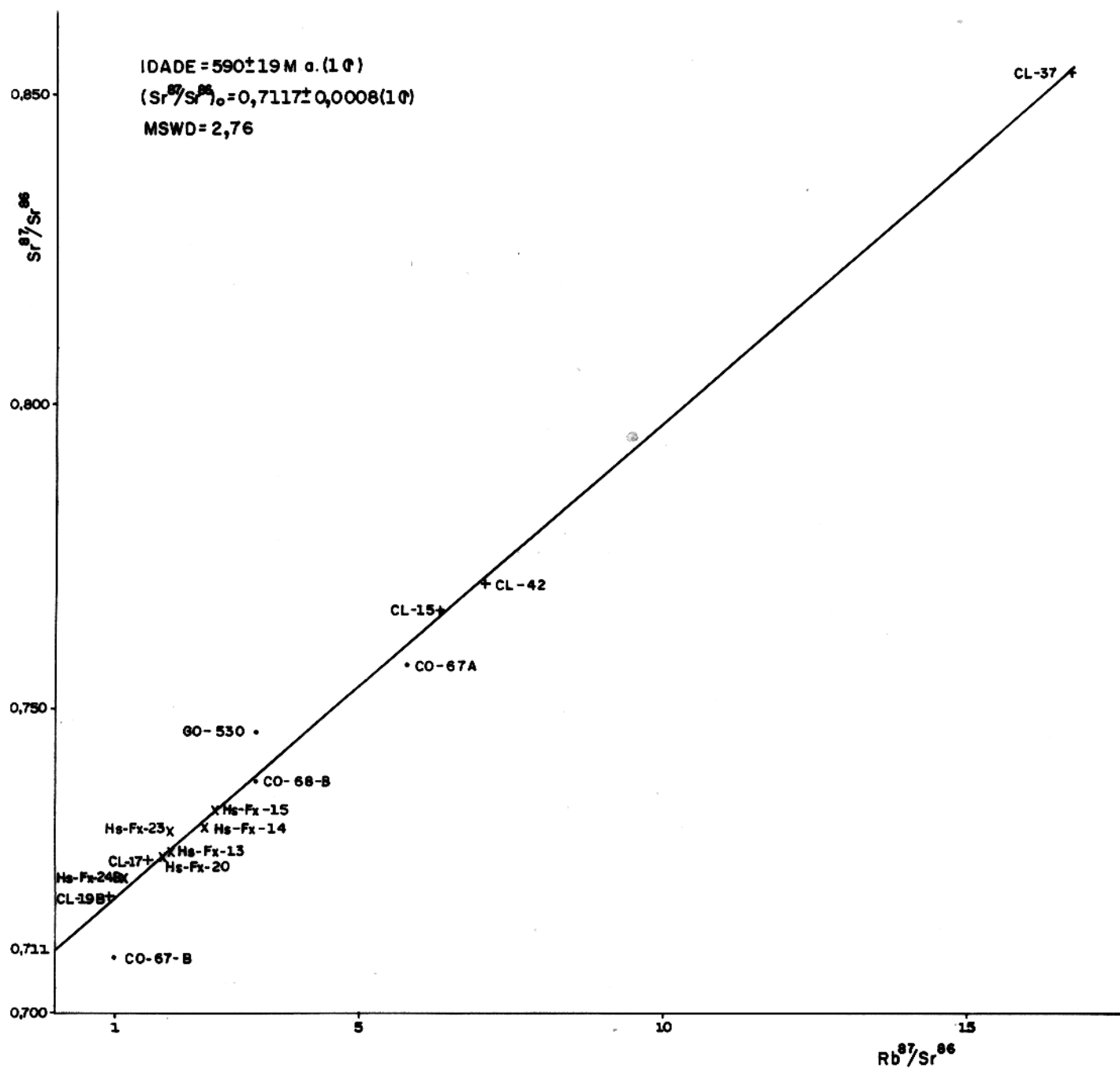
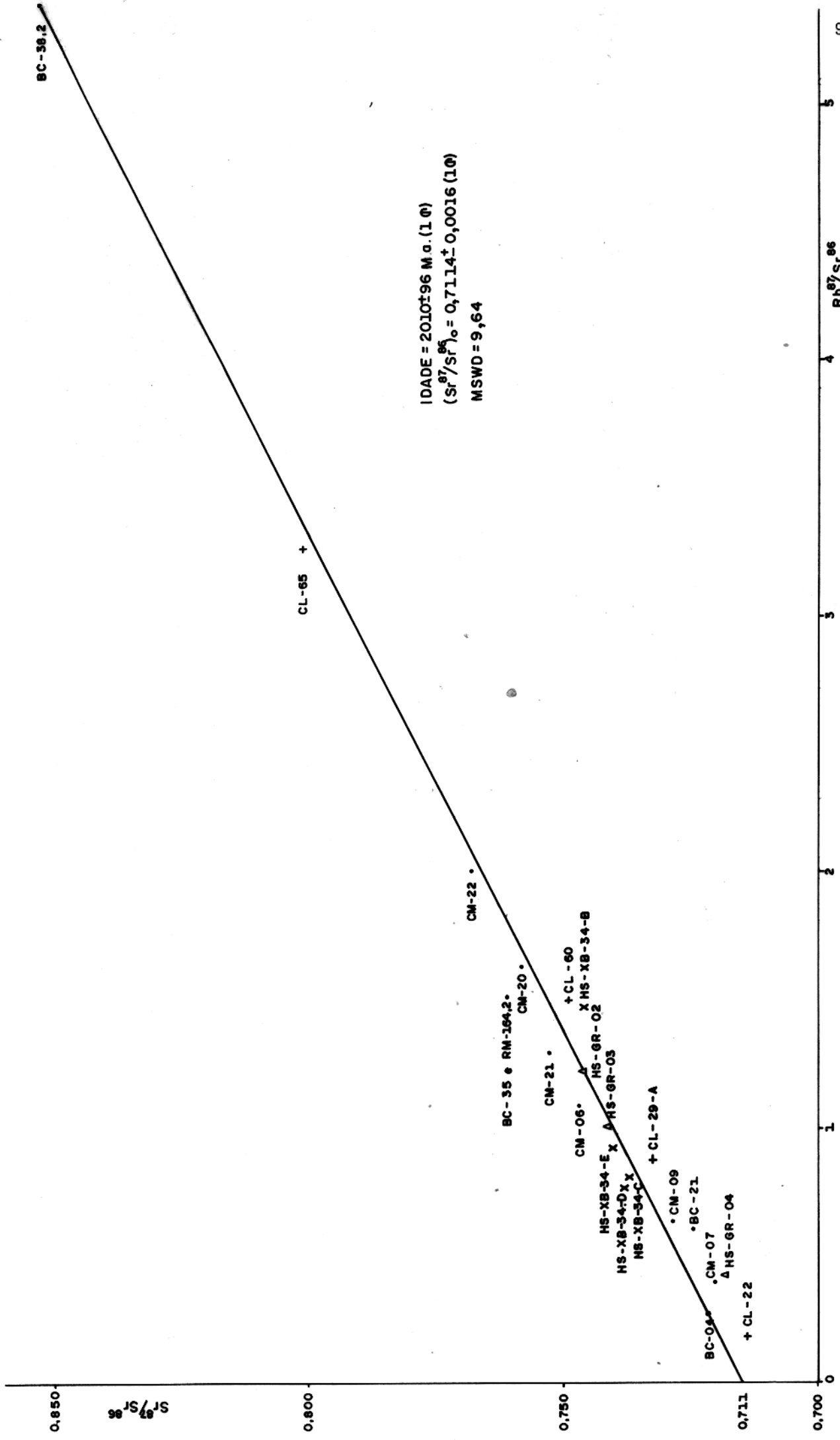


FIG. 48 - Diagrama isocrônico Rb/Sr de referência. Rochas do Grupo Estrondo. Dados: Ver Tab. 8.
 + Macambira (neste trabalho) • Hasui et alii (1980)
 x Sá et alii (1980)

BC-36.2



IDADE = 2010 ± 96 M.a. (1 σ)
($\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$)_o = 0,7114 ± 0,0016 (1σ)
MSWD = 9,64

Rb⁸⁷/Sr⁸⁶

FIG. 49 - Diagrama isocrônico Rb/Sr de referência. Rochas do Embasamento da Faixa Araguaia.

• Colméia ; + Lontra ; x Xambodá ; Δ Grota Rica
Dados: Ver tab.9

Nº DE CAMPO	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Rb ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	SPK	ROCHA	REFERÊNCIA	LOCAL
XB-34-B	127,4	253,6	0,7460	1,46	4120	gnaisse	Sá	Xambioá
XB-34-C	79,2	292,2	0,7376	0,79	4121	gnaisse	Sá	Xambioá
XB-34-D	82,9	316,1	0,7378	0,76	4122	gnaisse	Sá	Xambioá
XB-34-E	84,5	270,6	0,7403	0,91	4123	gnaisse	Sá	Xambioá
GR-02	131,5	316,5	0,7466	1,21	4127	migmatito	Sá	Grota Rica
GR-03	114,6	335,3	0,7423	0,99	4128	migmatito	Sá	Grota Rica
GR-04	61,8	421,8	0,7190	0,42	4129	migmatito	Sá	Grota Rica
CM-20	217,9	394,6	0,7587	1,61	4124	migmatito	Sá	Colméia
CM-21	154,6	351,0	0,7532	1,28	4125	migmatito	Sá	Colméia
CM-22	201,7	302,0	0,7684	1,94	4126	migmatito	Sá	Colméia
CM-06	134,8	367,9	0,7469	1,06	3139	migmatito	Sá	Colméia
CM-07	66,7	501,3	0,7204	0,39	3140	migmatito	Sá	Colméia
CM-09	80,6	379,6	0,7285	0,62	3141	migmatito	Sá	Colméia
RM-164,2	163,6	316,9	0,7609	1,50	3824	granito	Hasui	Colméia
BC-38,2	197,8	107,7	0,8533	5,39	4476	migmatito	Hasui	Colméia
BC-35	186,2	362,3	0,7608	1,50	4478	migmatito	Hasui	Colméia
BC-21	99,1	477,7	0,7248	0,60	4480	migmatito	Hasui	Colméia
BC-04	55,1	583,3	0,7216	0,27	4477	migmatito	Hasui	Colméia
CL-22	23,8	393,3	0,7139	0,18	4318	gnaisse	Macambira	Lontra
CL-29-A	76,4	255,6	0,7325	0,87	4321	gnaisse	Macambira	Lontra
CL-60	127,0	249,0	0,7490	1,48	4320	gnaisse	Macambira	Lontra
CL-65	161,0	146,0	0,8010	3,26	4323	gnaisse	Macambira	Lontra

Tabela 9 - Dados analíticos Rb/Sr do núcleo das braquidobras da Faixa Araguaia.

Obs: $\lambda_{Rb} = 1,42 \times 10^{-11}$ anos⁻¹

Análises de rocha total:

Sá: Sá et alii (1980);

Hasui: Hasui et alii (1980);

Macambira: dados deste trabalho.

do embasamento, ou próxima da idade real, para a região de Colméia. Contudo, o embasamento na região do Lontra é diferente daquele de Colméia, o que transparece nitidamente quando se comparam os litotipos predominantes nas duas áreas. Em Colméia (segundo Costa, 1980) são granitos e migmatitos com quartzitos e xistos, enquanto que em Lontra são gnaisses trondhjemiticos com anfibolitos subordinados. Portanto, essa correlação não será assumida até que novos dados sejam adicionados para confirmar ou refutar essa hipótese.

- Idade do Grupo Estrondo

Acredita-se, com base na isócrona da figura 47 e na de Sá et alii (1980), que a idade de aproximadamente 600 Ma. possa ser considerada como a idade do metamorfismo do Grupo Estrondo. A primeira isócrona refere-se a amostras das cercanias da estrutura do Lontra. Já as amostras de Sá et alii (1980) foram coletadas longe de estruturas braquianticlinais, na estrada Araguaína-Pé do Morro, na estrada para Itaporã de Goiás e na estrada entre Guaraí e Colméia. Mesmo considerando-se as amostras de Hasui et alii (1980), coletadas a SW de Paraíso do Norte de Goiás, ainda se obtém uma datação que reedita a idade brasileira para o Grupo Estrondo. A isócrona da figura 48 deve representar, assim, a idade do evento que metamorfoisou o Grupo Estrondo.

A idade uruaçuana para a Faixa Araguaia é defendida por Hasui et alii (1980) com base na isócrona de 1.050 Ma., no hipotético sincronismo com o Grupo Araxá da Faixa Urucu, na idade de 850 Ma. para o falhamento de empurrão de Tucuruí e na idade de 780 Ma. (K/Ar) obtida em diques de gabros próximos de Conceição do Araguaia, que cortam o Grupo Tocantins. Esses pontos, entretanto, são questionáveis. Em primeiro lugar, o Maciço Mediano de Goiás interpõe-se entre essas duas faixas e ainda não foram apresentadas evidências concretas para advogar a edificação sincrônica das mesmas. Em segundo lugar, a idade de 1.050 Ma. carece de confiabilidade, uma vez que foi extrapolada com base em apenas dois pontos. Em terceiro lugar,

não é conhecido o comportamento do sistema Rb/Sr nas rochas submetidas ao falhamento de empurrão de Tucuruí. Em quarto lugar, não são ainda definitivas as datações do gabro de Conceição do Araguaia, uma vez que a mesma rocha também forneceu idades de 480 e 565 Ma. (Hasui et alii, 1980). Finalmente, se o evento Brasiliano não foi suficientemente forte para rejuvenescer o embasamento, não o seria também para rejuvenescer o Grupo Estrondo. Não é provável que um aquecimento tenha provocado exatamente a mudança das idades Jequié (por exemplo) para o Transamazônico (caso do embasamento) e, ao mesmo tempo, do Uruaçuano, para o Brasiliano (caso do Grupo Estrondo). Cabe ressaltar ainda, que o Ciclo Brasiliano não deve ter sido apenas um reaquecimento com baixas temperaturas, visto que produziu granitos amplamente distribuídos pela Faixa Araguaia, a exemplo do granito do Ramal do Lontra e metamorfismo regional. Esse corpo de granito, cujas amostras foram selecionadas para datação (Tab.6), apresentou grande homogeneidade nos conteúdos de Sr e Rb. Isso fez com que os pontos do diagrama isocrônico ficassem mais ou menos agrupados, ou seja, não se obteve um ponto próximo do eixo das ordenadas para melhor determinar a razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} . Mesmo assim, foi construída uma isócrona de três pontos, com razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} de $0,7053 \pm 0,0002$ e MSWD = 0,0339, a qual forneceu uma idade de $496,7 \pm 46,4$ Ma. (Fig.50), ou seja, uma idade brasileira. Mesmo considerando-se a possibilidade de erro em virtude da falta de pontos próximos do eixo das ordenadas, é bastante evidente que o evento brasileiro continua sendo o mais indicado como período de formação desse granito.

Como conclusão, acredita-se que o metamorfismo da Faixa Araguaia tenha ocorrido no Ciclo Brasiliano, com o final assinalado pela granitogênese e pelas deformações que produziram as megadobras.

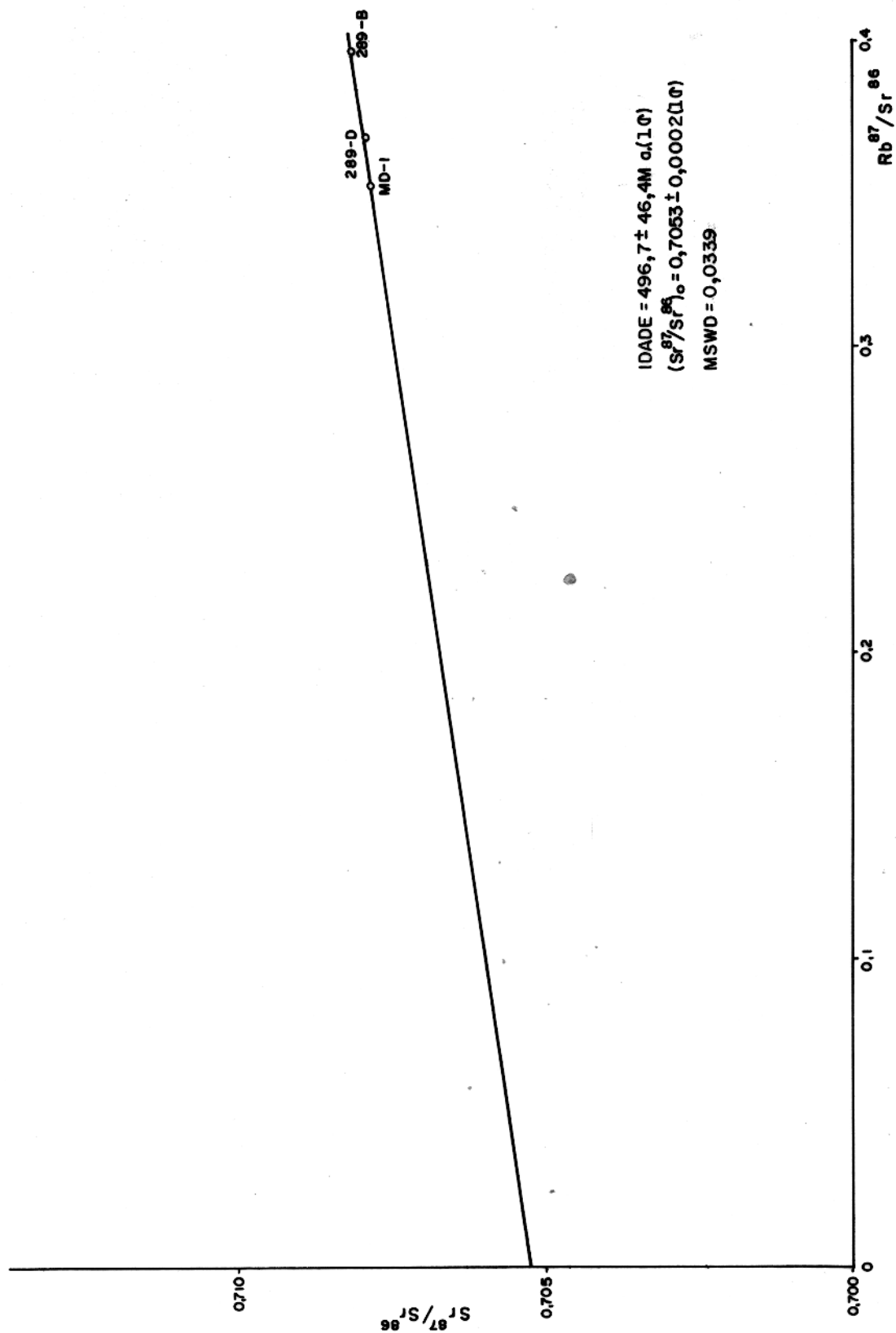


FIG.50- Diagrama isocrônico Rb/Sr de referência - Granito do Raimal do Lontra.

7 DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

A estratigrafia definida neste trabalho, obtida por levantamentos de campo detalhados, petrografia de numerosas amostras e datações dos principais litotipos é próxima, em suas linhas gerais do esquema proposto por Abreu et alii (1980). Entretanto, foi possível aprofundar e precisar alguns aspectos importantes, o que levou a introduzir correções substanciais na seqüência anteriormente sugerida.

Para a estrutura do Lontra está caracterizado um embasamento de rochas gnáissicas, aflorantes no seu núcleo. No entanto, a sugestão de Hasui et alii (1981) de correlacioná-lo ao Complexo Colméia deve ser vista com reservas, pois apesar da semelhança das estruturas, uma distância de mais de 200 km as separa. A descrição das rochas do núcleo da estrutura de Colméia não corresponde muito bem à litologia da parte central da braquidobra do Lontra, principalmente quanto aos quartzitos e granitóides, que aqui são ausentes, sem falar em suas proporções relativas. Além disso, para o embasamento da estrutura de Colméia datações apontam idades de 2.700 Ma. e 1.800 Ma., enquanto que em Lontra o embasamento apresenta cerca de 2.000 Ma.

De acordo com Silva et alii (1974), é possível correlacionar o núcleo da estrutura do Lontra ao Complexo Xingu, o qual está aflorando a 120 km a oeste da área e contém gnaisses trondhjemiticos como na braquidobra do Lontra. No entanto, preferimos não adotar qualquer correlação até que mais dados sejam levantados.

A Formação Canto da Vazante (Costa, 1980), descrita como constituída pelos xistos feldspáticos que ocorrem em torno da estrutura de Colméia, não foi identificada na região do Lontra. Aqui, nota-se um enriquecimento gradual em feldspato nos xistos superiores da Formação Xambioá, não existindo diferença no grau metamórfico ou no comportamento estrutural. Portanto, não nos parece aplicável a sugestão de Costa (1980) de denominar os xistos feldspáticos da Formação Xambioá de Formação Canto da Vazante, em particular na região do Lontra, em vista dos dados disponíveis até o momento.

O metamorfismo do Grupo Estrondo é do tipo

regional, da série barroviana e de facies xisto verde a anfíbrito. No entanto, não foram encontrados indícios característicos de retrometamorfismo assinalados por Silva (1980).

Dentre as ocorrências minerais, apenas o cristal-de-rocha, a ametista, o talco e a grafita apresentam volumes suficientes para justificar exploração, mesmo assim, somente de pequeno porte, havendo necessidade de estudos mais detalhados a respeito da qualidade industrial desses minerais e de sua distribuição. O diamante e o ouro do rio Lontra também mereceriam estudos mais detalhados.

Os dados geocronológicos permitem admitir que o embasamento antigo foi constituído no mínimo a 2.000 Ma. Sobre ele depositaram-se sedimentos numa calha geossinclinal que foram metamorfisados há 600 Ma. , na facies xisto verde a anfíbrito, dando origem ao Grupo Estrondo.

O granito do Ramal do Lontra, pelo seu aspecto pouco foliado e sem estruturas metamórficas e com base nas datações apresentadas é, sem dúvida, tardi-tectônico e brasilino.

Algumas características da Faixa Araguaia têm levado a se pensar num modelo geossinclinal para a evolução daquela unidade geotectônica. São elas: o decréscimo progressivo, em direção ao Craton Amazônico, do grau metamórfico e da complexidade das estruturas, a forma de bacia estreita e alongada e a incidência de granitos na parte que corresponderia ao eugeossinclinal. No entanto, a ocorrência de corpos ultramáficos na região próxima ao Craton Amazônico, constitui uma diferença fundamental em relação ao modelo clássico. Dessa forma, a Faixa Araguaia poderia ser enquadrada como um geossinclíneo atpico (parageossinclinal ?)(Stille, in Aubouin, 1965).

Sugerimos com base nos dados aqui apresentados, a seguinte sequência evolutiva para a região:

Um embasamento composto por granitos e gnais-trondhjêmíticos, estabilizados há 2.000 Ma. sofreu subsidência, individualizando progressivamente uma calha. Ao mesmo tempo, iniciou-se a deposição de sedimentos provenientes do craton e de eventuais zonas emersas remanescentes, correspondendo a possíveis altos estruturais. Nas proximidades do craton depo

sitaram-se principalmente sedimentos finos com intercalações restritas de material arenoso. Nas porções mais afastadas em direção leste, provavelmente devido a um aumento na taxa de subsidência da bacia, os sedimentos tornaram-se mais grosseiros, do tipo grauvacas, na região atualmente ocupada pelos xistos feldspáticos. Os quartzitos hoje observados contornando as braquidobras, não tendo sido verificados em outros locais, possivelmente representariam sedimentos terrígenos grosseiros associados a uma menor taxa de subsidência da bacia, provenientes das zonas emersas supracitadas e depositados a curta distância. Durante a sedimentação, episódios vulcânico-subvulcânicos básicos restritos e intrusões ultramáficas tiveram lugar.

Após o preenchimento da calha, iniciou-se a fase metamórfica e deformacional, resultando em dobramentos apertados com vergência para oeste e transformação dos sedimentos em rochas metamórficas de grau xisto verde a anfibolito. No clímax do metamorfismo, porções do embasamento sofreram fusão parcial gerando pequenos corpos graníticos e veios pegmatíticos, com subsequente atividade hidrotermal. Nessa ocasião, porções do embasamento foram migmatizadas e os gnaisses, devido a fusão parcial, adquiriram certa mobilidade. Num processo diapírico, eles sofreram deformações e ascenderam, tendo sido esse movimento possivelmente auxiliado por falhamentos em blocos. Esse diapirismo gnáissico foi o responsável pelo arqueamento da cobertura metasedimentar em forma de domos.

Fraturas e falhas afetaram tardiamente a Faixa Araguaia, causando distorções na forma elíptica da braquidobra do Lontra, rotação da estrutura de Xambioá e lineamentos estruturais ao longo de toda a Faixa Araguaia.

No Paleozóico, acompanhando a subsidência de toda a região situada a leste do Craton Amazônico, depositaram-se os sedimentos da Bacia do Maranhão sobre as rochas da Faixa Araguaia.

Falhamentos de gravidade, durante o soerguimento das bordas da Bacia do Maranhão, levaram a formação de diversos grabens na área da Faixa Araguaia, preservando rochas sedimentares daquela Bacia.

A intrusão de gabros e diabásios nas rochas

do Supergrupo Baixo Araguaia representa o último evento magmático que atuou na região, não sendo possível, contudo, no momento, estabelecer a idade dessas rochas.

A erosão dos domos expõe as partes mais basais da sequência metassedimentar e em alguns casos, o topo do embasamento (Colméia, Grota Rica, Lontra, Xambioá, etc).

8 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABREU, F.A.M. - 1978 - Estratigrafia e Evolução do Segmento Setentrional da Faixa de Dobramentos Paraguai-Araguaia. Tese de Mestrado. Belém. NCGG/UFPa. 75 p.
- ABREU, F.A.M.; SILVA, J.M.R.; FARIA JR., L.E.C. - 1978 - Projeto Xambioá-Vanderlândia. Belém. Convênio UFPa/DNPM. 83p. Inédito.
- ABREU, F.A.M.; SILVA, J.M.R.; HASUI, Y. - 1980 - Evolução do Grupo Estrondo na região de Xambioá-GO. In: Anais do XXXI Congr. Bras. Geol. Camboriú-SC. V.5. p.2542-2550.
- AMARAL, G. - 1974 - Geologia pré-Cambriana da Região Amazônica. São Paulo, USP. Tese de Livre Docência. Inst. Geoc. 212 p.
- AUBOUIN, J. - 1965 - Geosynclines. Amsterdam. Elsevier. 335p. (Developments in Geotectonics 1).
- BARBOSA, O.; ANDRADE RAMOS, J.R.; GOMES, F.A.; HEMBOLD, R. - 1966 - Geologia estratigráfica, estrutural e econômica da área do Projeto Araguaia. Rio de Janeiro, DNPM. Div. Geol. Miner. 95p. (Monografia 19).
- BARKER, F. - 1979 - Trondhjemite: definition, environment and hypotheses of origin. In: Barker, F. - Trondhjemites, dacites and related rocks. Amsterdam. Elsevier. p.1-12. (Developments in Petrology 6).
- CARMICHAEL, I.S.E.; TURNER, F.J.; VERHOOGEN, J. - 1974 - Igneous Petrology. New York. McGraw-Hill. 739 p.
- CARVER, R.E. - 1971 - Procedures in sedimentary petrology. New York. Wiley-Interscience, 653 p.
- CONDIE, K.C. - 1967 - Geochemistry of early Precambrian graywackes from Wyoming. Geoch. Cosmoch. Acta 31:2135-2149.
- COSTA, J.B.S. - 1980 - Evolução Geológica da Região de Colméia-Goiás. Tese de Mestrado. Belém. NCGG/UFPa. 71 p.
- GORAYEB, P.S.S. - 1981 - Evolução Geológica da Região de Araguaema-Pequizeiro-Goiás-Brasil. Tese de Mestrado. Belém. NCGG/UFPa. 100 p.
- GUERREIRO, M.G.S.; SILVA, J.M.R. - 1976 - Projeto Guaraí-Conceição. Belém. Convênio UFPa/DNPM. 50 p.
- HASUI, Y.; ABREU, F.A.M.; COSTA, J.B.S.; SILVA, J.M.R. - 1981 -

- A Faixa de Dobramentos Araguaia - estado de conhecimento. In: Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, Goiânia. Ata. p.177-194.
- HASUI, Y.; ABREU, P.A.M.; SILVA, J.M.R. - 1977 - Estratigrafia da Faixa de Dobramentos Paraguai-Araguaia no Centro-Norte do Brasil. Bol. Inst. Geoc. USP. 8:107-118.
- HASUI, Y.; HENNIES, W.T.; IWANUCH, W. - 1975 - Idades potássio - argônio do Pré-Cambriano da região Centro-Norte do Brasil. Bol. Inst. Geoc. USP. 6:77-83.
- HASUI, Y.; TASSINARI, D.C.G.; SIGA JR., O.; TEIXEIRA, W.; ALMEIDA, F.F.M.; KAWASHITA, K. - 1980 - Datações Rb-Sr e K-Ar do Centro-Norte do Brasil e seu significado geológico-geotectônico. In: Anais do XXXI Congr. Bras. Geol. Camboriú-SC.V.5. p. 2659-2676.
- HUNTER, D.R. - 1979 - The role of tonalitic and trondhjemitic rocks in the crustal development of Swaziland and the eastern Transvaal. South Africa. In: Barker, F. - Trondhjemites, dacites and related rocks. Amsterdam. Elsevier. p.301-322. (Developments in Petrology 6).
- HYNDMAN, D.W. - 1972 - Petrology of igneous and metamorphic rocks. New York. McGraw-Hill. 533 p.
- KAWASHITA, K. - 1972 - O método Rb/Sr em rochas sedimentares. Aplicação para as bacias do Paraná e do Amazonas. Tese de Doutorado. São Paulo. Inst. Geoc. USP. 112 p.
- MALPAS, J. - 1979 - Two contrasting trondhjemite associations from transported ophiolites in western Newfoundland: initial report. In: Barker, F. - Trondhjemites, dacites and related rocks. Amsterdam. Elsevier. p.465-487. (Developments in Petrology 6).
- McGREGOR, V.R. - 1979 - Archean grey gneisses and the origin of the continental crust: evidence the Godthaab region, west Greenland. In: Barker, F. - Trondhjemites, dacites and related rocks. Amsterdam. Elsevier. p.169-204. (Developments in Petrology 6).
- MIYASHIRO, A. - 1973 - Metamorphism and metamorphic belts. London, George Allen & Unwin Ltd. 492 p.
- MONTALVÃO, R.M.G. - 1978 - Litoestratigrafia do Grupo Araxá (Gru

- po Estrondo] e Grupo Tocantins, In: Anais XXX Congr. Bras. Geol. Recife-PE, V.2, p. 649-657.
- MORAES REGO, L.F. - 1933 - Notas geográficas e geológicas sobre o rio Tocantins. Belém. Bol. Mus. Paraense Emílio Goeldi nº 9 (Geologia). p. 271-288.
- PUTY, C.O.F.; MARTINS, R.C.; MONTALVÃO, R.M.G.; JOÃO, X.S.J.; CARREIRA, J.M.; SILVA, G.H.; NEVES, A.P.; GIFFONI, L.E.; LOURENÇO, R.S.; FRIZZO, S.J. - 1972 - Projeto Marabá. Belém, DNPM /CPRM. v.III, VI e VIII.
- SÁ, J.H.S.; CORDANI, U.; KAWASHITA, K. - 1980 - Datações geocronológicas do norte da Faixa de Dobramentos Paraguai-Araguaia. In: Anais XXXI Congr. Bras. Geol. Bol. 2. Resumos. Camboriú-SC. p. 401.
- SANTOS, M.D. - 1983 - Geologia e Ocorrências Minerais da Braqui anticlinal de Xambioá-GO. Tese de Mestrado. Belém. NCGG/UFPa. Em preparação.
- SILVA, G.G.; LIMA, M.I.C.; ANDRADE, A.R.F.; ISSLER, R.S.; GUIMARÃES, G. - 1974 - Geologia da Folha SB.22 Araguaia e parte da SC.22 Tocantins. In: Projeto RADAM, Rio de Janeiro, DNPM.V.4. p. 1-143.
- SILVA, J.M.R. - 1980 - Metamorfismo das rochas pelíticas do segmento setentrional da Faixa Paraguai-Araguaia. Tese de Mestrado. Belém. NCGG/UFPa. 48 p.
- SILVA, J.M.R.; HASUI, Y. - 1978 - Evolução metamórfica do Super Grupo Baixo Araguaia. In: Anais XXX Congr. Bras. Geol. Recife-PE. V.1. p. 435-449.
- SPRY, A. - 1969 - Metamorphic Textures. Londres. Pergamon Press. 350 p.
- STEIGER, R.H.; JAGGER, E. - 1977 - Subcomission on geochronology. Convention on the use of decay constants in geocosmochronology. Earth and Plan. Sci. Letters, 36:359-362.
- TROUW, R.A.J.; VAZ, L.F.; SLONGO, T.T.; NAKASATO, N. - 1976 - Geologia da Região de Tucuruí, Baixo Tocantins, Pará. Anais XXIX Congr. Bras. Geol. Ouro Preto-MG. V.2. p.137-148.
- TURNER, F.J. - 1968 - Metamorphic Petrology. New York. McGraw - Hill. 403 p.

- UYTENBOGAARDT, W. - 1971 - *Tablea for microscopic identification of ore minerals*. Amsterdam. Elsevier. 430 p.
- WEDEPOHL, K.H. - 1969 - *Handbook of Geochemistry*. Berlin. Springer-Verlag. V.1. 442 p.
- WILLIAMS, H.; TURNER, F.J.; GILBERT, C.M. - 1954 - *Petrography*. San Francisco. W.H. Freeman and Company. 406 p.
- WINKLER, H.G.F. - 1977 - *Petrogênese das rochas metamórficas*. Carlos Burger Júnior. Trad. Porto Alegre, UFRGS/Ed. Blücher. 254p.
- YORK, D. - 1966 - Least square fitting of a straight line. *Can. Journal Phys*, 64:1079-1086.

ANEXOS