UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS - UNICAMP-

INSTITUTO DE GEOCIÈNCIAS

DEPARTAMENTO DE METALOGÊNESE E GEOQUÍMICA

ANALISE DA DEFORMAÇÃO REGIONAL E MINERAL DO COMPLEXO PEDRA BRANCA (CE) E DE SEUS DEPÓSITOS CROMITIFEROS

> Candidato: SILVIO JORGE COELHO SIMÕES $\frac{1}{5}$ Orientador: Prof. Dr. ALFONSO SCHRANK t

> > Dissertação de mestrado apresentada ao IG/Unicamp para obtenção do titulo de Mestre em Geociências

Este exemplar correspondente a redação final da tesplatendida por <u>54000 forge</u> <u>Coello mune</u> e aprovada de Comista Julgodora em <u>19779</u> <u>OUVO</u> QUIVO RIENTAPOR

- CAMPINAS -

Fevereiro / 1993

Si51a 19321/BC

Para Silvio, Leda, Alice, Daniel e Mariana

~

ABSTRACT

This work is an analysis of the deformation and metallogenetic aspects of an area in the central portion of Ceara State. The area is located in the Pedra Branca Complex and it consists of TTG-type sequences containing several metamafic and metaultramafic bodies, some of which contain chromitite with PGE.

The microstructural studies have shown that the deformation of granitic composition rocks observed in minerals such as, quartz, micas and feldspars, do not have any record of preterit deformation. On the other hand, mainly because of their reological properties, metamafic rocks show evidence of prior deformation, as was seen in hornblendes and plagioclases.

Based on the field work and optical microscopic observations, three deformational events have been established: the first (D), is characterized by gneissic banding and mineral 1 lineation (N90), probably of Archean age. The second (D), and 2 more important, is characterized by a tangencial tectonics that produced a low-angle foliation and mineral lineation (N10) during the Proterozoic. The third (D), was pos-metamorphic and produced 3 gentle folds and brittle-ductile structures. A number of chromite occurrences have been recorded in association with the ultramafic rocks of the Pedra Branca Complex. They occur as pods or lenses of variable dimensions. Textural and deformational features show that they were not affeted by the main tectonic events.

The chemical results show that the chromitites of the two districts (Esbarro and Trapia) are generated in same magmatic condition. In the Esbarro district, the ore contains Pt and Pd alloys and Pt-Pd-bearing sulphides. The obtained geochemical data and a comparision with other chromite deposits show that Pedra Branca chromites are of stratiform type.

Neverthless, the pods of chromitites are parallel with the strike of the D mineral lineation, which plays an important 2

role in the structural control of the mineralization.

AGRADECIMENTOS

Ao término deste trabalho gostaria de agradecer as seguintes pessoas e instituições:

O prof. Alfonso Schrank, que se dispôs a ser orientador desta Dissertação, assim como pelas inúmeras discussões travadas.

Aos profs. Asit Choudhouri, Bernardino Figueredo, Job Jesus Batista, Celso dal Rê Carneiro e Roberto Xavier agradeço a ajuda e sugestões nos diversos temas em que estive envolvido.

Ao prof. Michel Henri Arthaud, grande mestre e amigo, incansàvel batalhador no desenvolvimento do conhecimento geològico do Nordeste particularmente o Cearà.

A prof. Jacinta Enzweiller pela orientação e desenvolvimento de parte das anàlises bem como o gentil e paciente auxilio na solução de problemas de Quimica Analitica.

Em especial, aos colegas Henrique, Beto, Ben-ti-Vi, Edilene, Sergião e Édson, pela amizade e proveitosas discussões travadas.

A todos os funcionários do IG em particular Roberta e Tânia pela "torcida"-e o Dailto que prestou enorme ajuda nos momentos finais deste mestrado. As "meninas" da biblioteca Márcia, Dora e Cássia pela paciência e gentileza permitindo-me acompanhar as publicações relativas ao meu tema. A Cia. Vale do Rio Doce através do seu Diretor Darci Lindenmayer e do geol. L.A. Garcia pela orientação e realização de análises de microssonda.

A CBMM na pessoa dos geol. Bruno Riffel e Abrão Issa Filho, pela gentileza em nos proporcionar anàlises sob microscòpio eletrônico.

Agradeço, finalmente, ao CNPq e Unicamp pelas bolsas de mestrado e a Fundação de Apoio a Pesquisa (FAP) da Unicamp, em nome dos profs. Gilberto Amaral e Alfonso Schrank pelo auxilio a pesquisa para a realização deste trabalho.

RESUMO

A área em enfoque situa-se na região central do Ceará inserida no Complexo Pedra Branca que se constitui em uma sequência do tipo TTG com diversos corpos metamáficos/ metaultramáficos, alguns mineralizados em cromita e EGP.

Este trabalho buscou analisar os aspectos deformacionais e metalogenéticos destas rochas relacionando-os entre si e com a tectônica regional.

O estudo da deformação utilizou dados provenientes do campo e do microscópio ótico avaliando nesta escala, os estágios da deformação alcançados pelos minerais quartzo, micas e feldspatos nas rochas graniticas e hornblenda e plagioclásio nas rochas metamáficas.

A análise das fases minerais mostra, que as rochas de composição quartzo-feldspáticas absorveram melhor a deformação, possuindo uma história deformacional mais simples onde foram apagados as evidências estruturais anteriores. Nas rochas metamáficas, ao contrário, as características reológicas dos seus componentes e o contraste composicional com as litologias circundantes permitiu, a identificação de feições pretéritas e texturas que correspondem aos estágios menos evoluidos da deformação.

Com base na integração dos dados estruturais, três deformacionais foram distinguidos: primeiro (D) eventos 0 1 resultou em um bandamento metamórfico e na lineação N90, idade arqueana. (D), possivelmente de 0 segundo 0 mais importante, è marcado por uma foliação de baixo ângulo e а lineação mineral N10, de idade proterozòica. O ultimo D), pòs-3 metamòrfico, desenvolveu dobras suaves e estruturas frágeisdùcteis.

A análise textural e deformacional dos cromititos mostram texturas completamente preservadas dos eventos tectonometamórficos principais, sendo afetadas por estruturas apenas rúpteis onde os silicatos circundantes absorveram por completo a deformação. A forma em "pods" dos corpos mineralizados está relacionado com o evento D, atravês de uma estruturação 2

distensiva segundo a lineação N10.

A anàlise quimica dos EGP mostram maior concentração dos elementos Pt e Pd atravês da formação de ligas e sulfetos (espirrilita). A exemplo dos aspectos texturais e deformacionais, a composição dos EGP indicam também semelhanças com outras sequências estratiformes do mundo mineralizadas em cromita.

INDICE

RESUMO

ABSTRACT

CAPITULO 1 - INTRODUÇÃO

.

1.1. 1.2. 1.3.	PROPOST AREA SE MÉTODOS	A E LEC DE	ESCO IONAL ESTU	DPO I DA PA DDO I	DO I ARA E EÇ	CRAB O E QUIP	ALH STU AME	O DO NT	os	•	• •	• •	• • •	•		• • •	• •	• • •	• • •	• • •	• • •	• • •	01 02 04
CAPIT	CULO 2 -	- co	NTEXT	ro gi	EOLÓ	GIC	0																
2.1.	CONTEXT 2.1.1. 2.1.2	CO G Com	EOLO(entai	JICO tios	RE(Pre	GION elim	AL ina	re	s G		ነሌ	ai		ג	ea	io	na		•	•	•		06
	2.1.2.	a) b)	Intro Evolu	oduç lção	ão do	 Con	hec.	 im	en	to	Ē	y st	ru	tu	ra	1		•	•	•	•	•	09
		c)	Tecto Evolu	ônic 1ção	o . do	 Con	hec	im	en	to	E	st	ra	ti	gr	åf	ic		•	•	•	•	09 14
	2.1.3.	d) Uni	Dados dades	5 Ge 5 Li	ocro toes	onol stra	.ogi tig	.co Ira	s fi	ca	s	Re	gi	on	ai	S	•	•	٠	•	٠	•	17
		a) b)	Comp. Comp:	lexo lexo	Pe Cea	dra ara	Bra	inc •	a ·	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	20 25
2.2.	DESCRI	ÇÃO	DAS	UNID	ADE	S LI	TOI	٥Ô	IC	AS	N	A	ÅR	ΕA									
	2.2.1. 2.2.2.	Con Uni	nentă; idade	rios A	Pro	elin · ·	ina	ire	s ·		•	•	•	•		•	•	•	•	•	•	•	27 28
	2.2.3.	Uni a)	Ldade Sub-1	B Uniđ	ade	В	•	•	•				•	•		•	•	•	٠	•	٠	•	30
			a.1)	Met	amå	ı fica tran	lS Safi		•	٠	٠	•	•	٠		٠	•	•	٠	•	٠	•	31
		b)	Sub-	Unid	ade	B 2	.101.1	•		•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	34
	-2.2.4.	Un:	idade	С	• •	•	•	•	٠		•	•	•	٠	•	•	•	•	•	•	٠	•	36
2.3.	METAMO	RFIS	SMO N	a Ar	EA	ESTU	JDAI	AC				•		•	•		•		•		•		37

CAPITULO 3 - DEFORMAÇÃO

.

3.1.	DEFORMA 3.1.1. 3.1.2. 3 1 3	AÇÃO EM ESCALA DE AFLORAMENTO Introdução
	3.1.4.	a) Aspectos Descritivos
	3.1.5.	Critérios Cinemáticos a) Introdução
<u> </u>	DEEODW	ACTO EM ESCALA MINEDAL
3.2.	3.2.1. 3.2.2.	Bases Medológicas para o Estudo 65 Contraste de Ductilidade entre Diferentes
		Litologias
	3.2.3.	Descrição das Microestruturas 3.2.3.1. Introdução
		3.2.3.2. Rochas Quartzo-Feldspåticas
		a.1) Abordagem Geral 69
		a.2) Descrição Local
		b) Micas b.1) Abordagem Geral
		c) Feldspatos
		c.1) Abordagem Geral
		3.2.3.3. Rochas Metamáficas
		a.1) Abordagem Geral
		b) Plagioclàsios b.1) Abordagem Geral 91
	3.2.4.	D.2) Descrição Local
3.3.	PROPOS	TA DE EVOLUÇÃO DA DEFORMAÇÃO

CAPITULO 4 - METALOGÊNESE

•

· · · 3

4.1.	CLASSIE	ICACÃO DE	E DEPÓSI	TOS CRC	MITI	FERO	S							
	4 2.1.	Introduca	io											101
	4 2.2.	Cromitas	em Comp	lexos F	stra	tifo	rmes	: .	•					102
	4 2 3	Cromitas	em Sequ	ências	Ofio	11+1	cae	•	•	•	•	•	•	104
	A 7 A	Aplicação	hoM ah c	elos de	Den	Acit.		י דרחי		Ifa	· ro	• ~	•	±0 *
	4.2.4.	Pochae Pr	recembri	anac Do	form	adac		vi On	114.	110	10	2		
		a) Intro	lecampii	anas De	i OI m	auas								107
		a) Includ	luçao .	· · · ·	• •	•••	•••	• •	•	•	•	•	•	107
		D) Deposi	itos no	Mundo Deservit	• •	• •	• •	• •	٠	•	•	٠	•	100
		c) Depos:	ltos no	Brasil	•	• •	• •	• •	•	•	•	•	•	109
4 2	DEPOSI	TOS CROMI	TIFEROS	DA REGI	ÃO D	E PE	DRA	BRA	NC	٩.				
~2 * <u>6</u> ~ *	4.2.1.	Historic								•				111
	4 2 2	Descrição	n das Ar	eas Mir	eral	izađ	as .	• •	•••	•	•	•	•	990- yile 990-
	T. L. L.	4 2 2 1	Introdu				ab							112
		4 2 2 2	Acnecto	e Tovti	 vrsie	•••	* *	• •	•••	•	•	•	•	111
		4.2.2.2.	Aspecto	S lexu		· ·	· ·	• •	•		•	•	•	120
		4 7 7 4	Dadac C	S Deroi	aci	Unar	5.	•	•	•	•	·	•	120
		4.2.2.4.		eoquimi	.005									
			a) CION	lita Tatua										101
			a.1.		iuçac) *		•	• •	•	•	•	•	124
			a.2)		lçao	Loca	. <u>L</u>	÷	-					
				a.2.1) Apr	esen	itaçã	ao d	105					4.05
					Res	ulta	dos	•		٠	٠	•	٠	125
				a.2.2) Uti	liza	ção	de	Di	agı	am	as		129
			b) Elen	nentos d	io Gr	upo	dal	21a1	cin.	a				
			b.1) Intro	lução)	• •	•	• •	•	٠	٠	٠	133
			b.2)) Descr:	LÇão	Loca	1.	•		•	•	•	•	135
		4.2.2.5.	Geometi	cia dos	Corr	os M	line:	ral	iza	dos	5	٠	•	139
		CONSTRE	הארמדים ז	TNATO										1 4 2
CAPI	1010 5	- CONSIDE	KAÇUBS I	CINVID	•••	• •	• •	٠		٠	•	•	*	T#3
CAPI	TULO 6	- BIBLIOG	RAFIA					•				•	•	147

INDICE DAS FIGURAS

Figura 1 - Mapa de localização da area 03
Figura 2 - Esboço litoestrutural da região estudada 08
Figura 3 - Mapa geològico simplificado do Ceará
Figura 4a e 4b - Diagramas isocrônicos Rb/Sr para as rochas do
Complexo Pedra Branca
Figura 5 - Mapa geológico da região centro-oeste do Ceara 22
Figura 6 - Esboço litoestrutural da região compreendida entre
Independência e Cruzeta
Figura 7 - Perfil esquemático e interpretativo na região de
Independência
Figura 8 - Estereograma de eixos de lineação mineral 48
Figura 9 - Bloco-diagrama mostrando uma combinação de movimentos
entre transcorrências e empurrões
Figura 10 - Eixos de dobras definindo um plano local de
cisalhamento
Figura 11 - Porfiroclastos assimètricos tipo 64
Figura 12 - "Acamamento" da litosfera segundo suas
características reológicas 67
Figura 13 - Estágios de evolução na deformação do quartzo71
Figura 14 - Estágios de evolução na deformação das micas 76
Figura 15 - Micas cisalhadas indicando localmente o sentido
do transporte

Figura	16		Estágios de evolução na deformação dos feldspatos. 80
Figura	17	-	Estágios de evolução na deformação dos anfibólios. 87
Figura	18		Padrões de fraturas em hornblendas
Figura	19		Relações entre bandas de deformação e direção de
			encurtamento Z
Figura	20		Feições texturais nos cromititos de Bushveld103
Figura	21	-	Feições texturais em cromititos ligados a
			ofiolitos
Figura	22	-	Modelo esquemático da formação de "pods" em depósitos
			cromitiferos ligados aos ofiolitos
Figura	23	-	Diagrama TiO vs. Fe /Mg
Figura	24	-	Diagrama Cr/Cr + Al vs. Mg/Mg + Fe
Figura	25	-	Diagrama Cr - Al - Fe
Figura	26	-	Espectro RX de grão de platina obtido em microscópio
			eletrônico de varredura
Figura	27	-	Perfil esquemático na fazenda Trapiá
Figura	28	-	Relações geomètricas entre as lentes de rochas
			metamáficas / metaultramáficas e a tectônica
			regional

*

INDICE DE FOTOGRAFIAS

Foto 1 - Foliação em gnaisses bandados 43 Sn Foto 2 - Refração da foliação afetando diferentes S n+1 Foto 3 - Anfibolitos boudinados em ortognaisses. 47 Foto 4 - Lineação E-W em gnaisses tonaliticos. 50 Foto 6 - Padrão de interferência tipo "laço" 55 Foto 7 - Dobras dissimétricas indicando sentido de transporte. 62 Foto 8 - Estruturas de recristalização do guartzo 74 Foto 9 - Encurvamento de maclas e bandas de deformação em - Foto 10- Maclas de origem secundària em feldspato 84 Foto 11- Microzonas de cisalhamento com feições dúcteis em hornblendas e quartzo recristalizado. 91 Foto 12 - Falhas extensionais do evento D 100 Foto 17a - Detalhe de um grão de platina (microscópio ótico) .119 Foto 17b - detalhe de um grão de platina (microscópio eletrônico de varredura) . . .

INDICE DE TABELAS

-

Tabela	I – Quadro comparativo de diversas propostas lito-
	estratigráficas da região centro-oeste do Ceará 16
Tabela	II - Sintese da evolução deformacional proposta para a
	região
Tabela	III - Composição quimica dos cromititos da localidade de
	Esbarro (absorção atômica)
Tabela	IV - Análise por microssonda eletrônica dos cromititos
	da localidade de Esbarro
Tabela	V - Analise por microssonda eletrônica dos cromititos
	da localidade de Trapia
Tabela	VI - Anàlise por microssonda eletrônica dos EGP nas
Tabela	VI - Anàlise por microssonda eletrônica dos EGP nas ocorrências cromitiferos do Esbarro
Tabela Tabela	 VI - Anàlise por microssonda eletrônica dos EGP nas ocorrências cromitiferos do Esbarro
Tabela Tabela	VI - Anàlise por microssonda eletrônica dos EGP nas ocorrências cromitiferos do Esbarro

. . .

CAPITULO 1

INTRODUÇÃO

1.1. PROPOSTA E ESCOPO DO TRABALHO

Este trabalho tem dois objetivos primordiais:

a) Procura analisar de maneira interativa o comportamento da deformação mesoscópica e da deformação em escala do microscópio de diferentes litologias do Complexo Pedra Branca, ressaltando as mudanças deformacionais de minerais relevantes das rochas de composição quartzo-feldspática e de composição metamáfica.

b) Busca caracterizar aspectos metalogenéticos dos depósitos cromitiferos associados às rochas metaultramàficas que fazem parte do Complexo Pedra Branca. Faz uso de anàlise textural, deformacional e química do minério, bem como aspectos da geometria dos corpos mineralizados e suas relações com a tectônica regional. Os EGP associados aos óxidos também serão avaliados do ponto de vista químico.

A partir dos resultados alcançados procurou-se enquadrà-los no contexto regional, através de uma proposta de evolução- deformacional e na busca de uma caracterização, ainda que preliminar, da gênese das mineralizações cromitiferas.

I.2. - AREA SELECIONADA PARA O ESTUDO

Este estudo abrange uma àrea aproximada de 320 km estendendo-se a sudoeste da cidade de Pedra Branca, localizada na região centro-oeste do Ceará, conhecida como região dos Inhamuns (fig.1). Está inserida parcialmente em cada uma das folhas cartográficas de Mombaça, Boa Viagem e Independência, publicadas pela SUDENE em escala 1:100.000.

A área dista cerca de 300 km de Fortaleza, com o acesso sendo feito pela BR-020, passando por Canindé e Boa Viagem até a localidade de Cruzeta e depois pela BR-226 (não pavimentada) até a cidade de Pedra Branca. Alternativamente pode-se tomar as rodovias BR-116 e CE 013 até Quixeramobim, indo-se em seguida para Minerolândia e finalmente Pedra Branca. Desta cidade alcança-se por estradas vicinais de qualidade regular a ruim, as localidades de Cedro, Trapiá e Tróia, localizadas no interior da área.





I.3. - METODOS DE ESTUDOS E EQUIPAMENTOS

Para se atingir as metas do trabalho proposto, foi necessário utilizar metodologia adequada que possibilitasse a conjunção das atividades aqui envolvidas. Deste modo, foram executadas as seguintes etapas:

Revisão bibliográfica envolvendo o levantamento dos dados disponíveis acerca da geologia da região centro-oeste do Ceará.
Compilação e o refinamento dos mapas geológico/estruturais existentes na escala 1:50.000, através de três campanhas de campo em periodos distintos (entre janeiro/1990 e setembro/1990).

- Levantamento e estudo das ocorrências cromitiferas contidas na årea.

Trabalhos de laboratório em que foram empregados microscopia
 ótica, absorção atômica (AA), microssonda eletrônica e microscopia
 eletrônica de varredura (MEV).

Os métodos analíticos empregados incluiram a análise de 95 seções delgadas e 17 seções polidas com destaque para as observações microestruturais e microtexturais. Foram utilizados microscópios Carl Zeiss modelos Jenapol e Axiophot, do Instituto de Geociências da UNICAMP.

As anàlises químicas em 8 amostras de cromititos foram executadas no Laboratório de Geoquímica Analítica do IG-UNICAMP, sob a orientação da prof.Dra. Jacinta Enzweiller. Foram determinados os elementos maiores SiO , Al O , Fe O , FeO, MgO, 2 2 3 2 3 CaO, Na O, K O, Ti O, MnO, P O, H O e a perda ao fogo. 2 2 2 2 2 5 2

As análises por microssonda eletrônica foram destinadas exclusivamente à determinação da composição de cromitas, dos minerais de EGP e outras fases de óxidos menores presentes nos cromititos. O trabalho foi realizado nas instalações da Superintendência de Tecnologia da Companhia Vale do Rio Doce (CVRD), sob a orientação do geólogo Luis R. Garcia. O equipamento utilizado foi uma microssonda JEOL Superprobe 733.

Complementando as informações obtidas com a microssonda eletrônica, buscou-se obter em microscópio eletrônico de varredura (MEV), imagens da morfologia dos grãos de cromita e dados qualitativos acerca da composição química elementar dos minerais de EGP associados. As anàlises foram realizadas na Companhia Brasileira de Mineração e Metalurgia, contando com a supervisão do geólogo Bruno Riffel. O aparelho usado foi um Stereoscan 200/Cambridge 30 kv.

CAPITULO II

CONTEXTO GEOLÓGICO

O contexto geológico da região de Pedra Branca será discutido sob três aspectos:

1) Uma revisão dos trabalhos que tratam da região centro-oeste do Ceará, versando acerca dos aspectos tectônicos/estruturais, litoestratigráficos e geocronológicos (item 2.1.2.).

2) Abordagem litoestratigráfica das grandes unidades, valendose de dados bibliográficos (item 2.1.3.).

3) Estudo da geologia local, tratando essencialmente aspectos petrográficos e do metamorfismo da área estudada, baseando-se nas informações de campo e de laboratório obtidas pelo autor no periodo de 1984 a 1987 assim como nas diversas etapas deste trabalho (itens 2.2 e 2.3).

2.1. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1.1. Comentários Preliminares

Tomando-se a divisão do território brasileiro em Provincias, proposta por Almeida et al. (1977), o Nordeste Oriental está inserido na Provincia Borborema, delimitada pelas provincias do São Francisco, Parnaiba e pelas bacias costeiras e margem continental. A porção desta Provincia que mais diretamente interessa para o estudo aqui apresentado, compreende a região centro-oeste do Estado, englobando os Complexos Pedra Branca e Ceará.

Nesta àrea,o destaque metalogenético é dado pelos corpos de origem máfica-ultramáfica de Pedra Branca e outras localidades mais próximas, com suas mineralizações de cromita e potencial para platinóides.

Trata-se de uma região que possui uma complexa evolução geológica, ainda sem uma adequada compreensão, haja visto a insuficiência de dados, sobretudo geocronológicos e geoquímicos.

Nos ultimos 10 anos entretanto, o conhecimento geológico básico desta área tem evoluido, valendo-se de uma série de trabalhos sistemáticos de mapeamentos entre as cidades de Independência e Pedra Branca, executados por professores e alunos dos Departamentos de Geologia das Universidades de Fortaleza e Federais do Rio Grande do Norte e Pernambuco. O resultado foi а geração de um conjunto de novos mapas, em escala 1:50.000 е 1:25.000, sendo possivel à luz de novos conhecimentos principalmente em geologia estrutural, definir uma nova proposta evolução tectono-estratigráfica para esta área. mapa de Um geològico da região estudada é apresentado na figura 2, compilado a partir de diversas fontes (Pessoa e Archanjo, 1984; Pessoa et al., 1986; Cavalcante et al., no prelo), além de informações coletadas neste trabalho.



ESC 1/100 000

UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

- C ____ Complexo Pedra Branca -"C"- Sheets de composição granodiorítica-granitica sin a tardi-cinemáticos.
- DB2 ____ Complexo Pedra Branca -"B "- Parametamórficas 2 (quartzitos - qt, metacalcários - ca), metamáficas (anfibolitos - anf) e metaultramáficas (um) mineralizadas em cromita (cr).
- bEl ____ Complexo Pedra Branca -"B "- anfibolitos e metagabros (gb) com "bedding" magmático.

court A

bß ____ Complexo Pedra Branca -"A"- gnaisses e migmatitos de composição tonalítica-throndjemitica-granodiorítica CONVENÇÕES GEOLÓGICAS

- Lineação com sentido de transporte tectônico
- 🖌 Atitude de Foliação
- Traço de empurrão

Traço de falha de rejeito direcional

Figura 2 - Mapa litoestrutural da região estudada (compilado de Pessoa e Archanjo, 1984; Pessoa et al., 1986; Cavalcante et al., no prelo, acrescido de informações coletadas no decorrer deste trabalho). 2.1.2. Sintese do Conhecimento Geológico Regional

a) Introdução

A evolução do conhecimento geológico referente à região centro-oeste do Ceará, será discutida sob três grandes temas (evolução estrutural e tectônica, evolução estratigráfica e dados geocronológicos), mediante uma sequência cronológica aproximada.

Como se poderà verificar, o quadro abaixo fundamenta-se basicamente em relações de campo e correlações regionais além de dados geocronológicos pouco precisos, referenciados na literatura disponível.

b) Evolução dos Conhecimentos Estruturais e Tectônicos

O primeiro trabalho que procura estudar as grandes feições estruturais do Nordeste, foi executado por Kegel (1965), o qual observa que os mega-lineamentos, dividem esta região em blocos orogênicos com características geológicas distintas. No Ceará, definiu seis blocos, a saber: Acaraú, Itapagé, Banabuiú, Assaré-Limoeiro e Santa Quitéria.

Em sua tese de doutoramento, Brito Neves (1975) sugeriu para o precambriano nordestino, uma evolução geossinclinal em mosaico, com cratonização no Transamazônico. Desse modo, enquadra a área compreendida entre Pedra Branca e Cruzeta sob as designações de "Maciço de Tróia" e "sub-faixa

dobrada Rio Curu-Independência".

Mapeamentos sistemáticos na folha topográfica de Independência, conduziram ao Relatório Sintese apresentado por e Hartmann (1984) à Companhia Cearense de Mineração Arthaud (CEMINAS), no qual definiram os seguintes traços estruturais regionais: a) uma foliação de baixo ângulo regional, b) espessos pacotes miloníticos sin-foliais e c) a presença de duas sub-ortogonais, lineações de estiramento persistentes com orientações aproximadamente este-oeste e norte-sul e transporte respectivamente para oeste e sul-sudoeste.

No mesmo ano, Pessoa e Archanjo, trabalhando mais especificamente na localidade de Tróia, Município de Pedra Branca, sugeriram uma tectônica com geometria em fatias imbricadas ("tectonic slides"),baseados nos conceitos de Hutton (1979). Neste contexto, o complexo máfico-ultramáfico de Tróia, se movimentaria de maneira alóctone sobre o embasamento gnáissico. Associada a esta tectônica ocorreriam dobras recumbentes e uma lineação de estiramento com forte dispersão na sua orientação.

Modelos de evolução policiclica são sugeridos pelos diversos autores que trabalharam na região para a associação representada por gnaisses bandados, suites intrusivas do tipo diorito - tonalito - granodiorito e corpos metamáficos/ metaultramáficos, além de quantidades menores de rochas de origem supracrustal (Pessoa et al.,1986; Caby e Arthaud,1986; Jardim de Så, 1987, Caby et al., no prelo; Cavalcante et al., no prelo).

As características estruturais das rochas ortoderivadas do Complexo Pedra Branca foram analisadas por Hartamnn et al. (1986), tomando por base os dados mesoscópicos e estudos de transformação mineral em quartzo, feldspatos e micas. Os resultados obtidos sugeriram a influência nesta escala, dos grandes cisalhamentos dúcteis de baixo ângulo, através de uma tectônica com fortes elementos de não-coaxialidade.

Na Zona de Cisalhamento Tauà, em sua porção compreendida entre Independência e Crateus (figura 1), Tagliani e Gomes (1985, 1988) também mostram que o regime de deformação nos ortognaisses é não-coaxial, baseados em diferentes critérios cinemáticos (relações S/C, sombras de pressão assimétricas e formas sigmoidais das micas).

Ao contrário das rochas ortoderivadas, a evolução das sequências supracrustais proterozóicas apresentadas na figura 3 é motivo de fortes controvérsias. Jardim de Så (1984, 1987) considerou as rochas paraderivadas đe características plataformais do centro-oeste do Ceará, como fazendo parte do que chamou de "faixas supracrustais policiclicas", entre as quais a sequência tipica seria a faixa Seridó e o seu prolongamento nos Grupos Salgueiro e Cachoeirinha. A deformação teria se iniciado Transamazônico, sendo caracterizada por uma tectônica no colisional e concluida no Brasiliano com a formação das grandes zonas de cisalhamento de movimentação vertical.

Em contraposição, uma evolução estritamente monociclica foi inicialmente proposta por Brito Neves (1975) e Gomes et al. (1981) baseados nos dados geocronológicos disponíveis e nas relações geométricas/estratigráficas das faixas supracrustais com as rochas gnáissico-migmatíticas circundantes.

A conjunção dos diversos trabalhos realizados nos ultimos anos, possibitou a Caby e Arthaud (1986), delinear não so para a porção centro-oeste, mas para todo o contexto precambriano do Estado do Ceará, um quadro geológico mais simplificado no qual se reconhece um embasamento ortoderivado arqueano e sequências supracrustais proterozóicas, de evolução monociclica afetadas por extensaszonas de cisalhamento de baixo e alto ângulo (figura 03).

Caby et al. (no prelo), propõem que os sedimentos proterozóicos do Ceará foram depositados sobre o embasamento, em torno de 1,7 Ga, relacionados a uma tectônica extensional que culminou com a abertura de um "rift". Para estes autores, todo este conjunto sofreu uma única estruturação (Brasiliana/Pan Africana), gerando um forte espessamento crustal durante uma colisão do tipo continente-continente. A complexa rede de megacisalhamentos transcorrentes que se observam não só nesta área mas em todo o Nordeste Oriental, teria fortes relações geométricas e temporais com algumas das estruturas de cavalgamento, sendo particularmente ativa nos estágios finais da Orogênese Brasiliana.



Figura 3 - Mapa Geológico simplificado do Estado do Ceará (Caby e Arthaud, 1986).

Mesozóico e Terciário
 Paleozóico
 Molassas tardi-Brasilianas
 Principais granitos Brasilianos
 Grupo Ceará (Proterozóico)
 Embasamento arqueano
 Principais zonas de cisalhamento
 Principais zonas de empurrão
 Principais movimentos transcorrentes
 Direção de movimento das "nappes"

c) Evolução dos Conhecimentos Estratigráficos

Neste item são citados apenas os trabalhos mais recentes e que tratam especificamente da região centro-oeste do Ceará. Levantamentos históricos e de caráter mais regional podem ser encontrados em Campos et al. (1976) e Gomes et al. (1981).

Na região, os primeiros mapeamentos em escala de semidetalhe (1:100.000) foram realizados por Barreto (1967, 1971), mais propriamente na Folha Independência, com o interesse primordial no estudo das ocorrências de rutilo. Este autor estabeleceu uma base para a discussão do quadro estratigráfico da região de Independência, separando as litologias em três grupos distintos (base para o topo): Grupos Cruzeta, Independência e Ematuba. Identificou também uma unidade não metamórfica, constituída por diques de riolitos, dacitos e traguitos.

Campos et al.(1979),no Projeto Rio Jaguaribe, propuseram com base em critérios litoestratigráficos, as seguintes unidades para a área: Complexo Caicó, Rochas Plutônicas Granulares, Complexo Tamboril - Santa Quitéria, Complexo Independência, Grupo Ceará e Diques Ácidos a Intermediários. Esta última é considerada de idade Eo-Cambriana e as demais -de idade Precambriana Indiferenciada.

Uma revisão desta proposta estratigráfica resultou do mapeamento desenvolvido pelo Projeto Radambrasil (Gomes et al, 1981), alterando a nomenclatura, limites e propondo preliminarmente uma cronoestratigrafia para a região. Assim, surgiu as designações de complexos Pedra Branca e Nordestino considerados de idade Proterozóico Inferior enquanto o Complexo Itatira e o Grupo Ceará seriam de idade Proterozóico Superior. Na visão destes autores, o Complexo Pedra Branca envolveria partes dos Complexos Caicó e Independência. Uma porção deste último, juntamente com o Complexo Tamboril-Santa Quitéria, são designados como Complexo Nordestino. A faixa de terrenos do Grupo Ceará que ocorre a nordeste de Independência é chamada de Complexo Itatira.

Duas unidades principais são sugeridas por Arthaud e Hartmann (1986) para a região de Independência: O Complexo Pedra Branca com litologias essencialmente ortoderivadas e de idade arqueana e o Complexo Ceará, unidade essencialmente paraderivada e de idade Proterozóico Superior.

O conjunto das propostas apresentadas podem ser melhor visualizados com base no quadro comparativo exposto na tabela 1.

		Campos et al. (1979)	Gomes et al. (1981) .	Cavalcante et al. (1983)	Arthaud e Hartmann (1986)
Paleozóico	Cambriano	Diques Ácidos a Intermediários - Rochas de composição riolítica a dacítica			
	Superior	Granitóidés — Rochas graniticas a daciticas	Suite Magmática Diques ácidos a intermediários pEit- Comp.Itatira- metassedimentares	Suite Magmática - Granitos, grano- dioritos,riolitos	Diques ácidos e intermediários Granitos pós a tardicinemáticos pêce - Comp, Ceará - predomínio de paraderivadas
Proterozóico	Médio		pEn - Comp. Nordestino rochas orto e para- derivadas	PEce - Comp.Ceará - metassedimentares	
	Inferior		pEpb - Comp. Pedra Branca - rochas ortoderivadas	PEI - Comp. Independência - metassedimentos, metabásicas e metaultrabásicas	
Arqueano		e F			pêpb - Comp. Pedra Branca - predomina orto- derivadas (meta- vulcânicas e plutônicas)
Precambriano Indiferenciado	D	Grupo Ceará — metassedimentares Complexo Caicó — gnaisses e migmatitos Rochas Plutônicas Granulares —		PÉtsq — Comp. Taboril/Sta.Quitéria— migmatitos e granitos diversos	

Tabela 1 - Quadro comparativo de diversas propostas litoestratigráficas da região centro-peste do Ceará.

.

a i

Dadn Ang. Bans

d) Dados Geocronológicos

Embora os estudos sobre a evolução tectono-metamórfica desta região tenham avançado nos últimos anos o mesmo não se pode afirmar sobre os estudos geocronológicos. Além das poucas datações existentes os métodos empregados (Rb/Sr e K/Ar) se revelaram de certa forma insuficientes e inadequados na comprensão do contexto evolutivo regional. Apesar destas limitações descreve-se abaixo os principais trabalhos realizados na área.

Brito Neves (1975), apresentou para a região do "Macico" de Tróia, 19 determinações radiométricas pelo método Rb/Sr, muitas delas, como reconhecido pelo autor, sem possibilidade de aproveitamento em função da pobreza em rubidio, especialmente de composição tendendo a gabróica e natureza anfibolítica. Analisando-se o conjunto de dados o autor observa que os melhores resultados estão contidos em duas isócronas de referência: a primeira em rochas gnáissicas, fornecendo uma idade de 2.150 Ga, para uma razão inicial igual a 0.703; a segunda, em rochas gnáissicas, granodioríticas e filões básicos, indicando uma idade de 0.550 Ga, com razão inicial igual a 0.7042.

Brito Neves faz referência no mesmo trabalho, um conjunto de 5 determinações K/Ar, utilizando rocha total, anfibólios e piroxênio em amostras de composição básica a ultrabásica, cujos resultados alcançados mostram uma grande dispersão dos valores (entre 1.9 e 0.7 Ga).

No decorrer do Projeto Radambrasil, Gomes et al.(1981), obtiveram um diagrama isocrônico Rb/Sr das rochas do Complexo Pedra Branca,em que definiram dois conjuntos de idades distintas: a) 2,00 Ga, com base em um alinhamento de três amostras gnàissicas; b) 0,60 Ga, tomando-se um alinhamento de sete pontos constituidos de gnaisses e granodioritos. Em ambos os casos, o valor considerado para a razão inicial (R) é 0,705. Com base o nestes dados, sugerem uma estruturação Transamazônica com forte retrabalhamento durante o Evento Brasiliano.

Mais especificamente para a região de Tróia, Pessoa et al. (1986) obtiveram dados geocronológicos, utilizando também o método Rb/Sr. Na área compreendida entre Cruzeta e Graviola, dataram rochas gnáissicas, fornecendo uma idade de 2.5 Ga e interpretando-as como não-cogenéticas (figura 4a). A leste de Pedra Branca, nas imediações de Cruzeta, obtiveram uma idade Transamazônica, a partir de ortognaisses considerados pelos autores como cogenéticos (figura 4b).



Figura 4a - Isócrona de referência para as rochas do "Maciço" de Tróia na região de Cruzeta - Graviola (Pessoa et al., 1986).



Figura 4b - Diagrama isocrônico em migmatitos próximo a Cruzeta (Pessoa et al.,1986).

Apesar da quantidade de dados, nesta região, ser ainda insuficiente, no seu todo eles sugerem a existência de eventos tectono-termais no final do arqueano (2.5 Ga), no Proterozóico Inferior(1.8 a 2.0 Ga) e no Proterozóico Superior (0.6 a 0.5 Ga), confirmando, em grandes linhas, os resultados alcançados em outras åreas no Nordeste Oriental (Brito Neves, 1975; Mc Reath e Jardim de Så, 1979; Gomes et al., 1981; Jardim de Sà, 1984, 1987; Caby, 1989; Hackspacher et al., 1990).

A importância relativa destes eventos é motivo de fortes controvérsias entre os autores que trabalham não só nesta região mas em toda a Provincia Borborema. Como acentua Hackspacher (1990), para rochas correlatas dos grupos Caicó e São vicente, a utilização de vários métodos integrados seria a alternativa para se realizar uma proposta evolutiva consistente.

2.1.3. Unidades Litoestratigráficas Regionais

a) Complexo Pedra Branca

sua definição original o Complexo Pedra Branca Em foi caracterizado como uma associação do tipo vulcano-sedimentar, com base no interacamadamento de rochas de composição básica a ultrabásica com quartzitos e paragnaisses (Gomes et al.,1981). Estes autores constataram ainda para esta unidade. uma maior participação đe rochas ortoderivadas em contraposição aos trabalhos anteriores que sugeriam uma derivação tipicamente sedimentar (Barreto, 1967; Campos et al., 1979).

No trabalho apresentado por Caby e Arthaud (1986), o Complexo Pedra Branca é colocado juntamente com outras unidades de característica ortoderivada, como formando parte do embasamento arqueano de evolução policiclica (figura 3).

O carăter ortoderivado para o Complexo Pedra Branca é acentuado por Arthaud e Hartmann (1984; 1986), através da caracterização de uma associação formada por gnaisses de composição tonalítica, ortoanfibolitos e metaultrabásicas. As rochas paraderivadas (gnaisses, quartzitos, calciossilicáticas), ocupariam um volume consideravelmente menor quando comparadas com as metaigneas.

No aspecto espacial, o Complexo Pedra Branca teria na visão de Gomes et al.(1981), uma forma elipsoidal vista parcialmente na figura 5,delimitada pelos cisalhamentos Sabonete-Inharé a sudeste e Tauá a oeste. Mapeamentos detalhados na região compreendida entre Cruzeta e Independência, levados a efeito por alunos e professores do Curso de Geologia da UNIFOR, restringiram a extensão do Complexo Pedra Branca na sua porção ocidental, além de definir um contato anormal em que o Complexo Ceará cavalga sobre o Complexo Pedra Branca (figura 6).


ESC. 1 11.000.000

Figura 5 - Mapa geológico da região centro-oeste do Ceará na qual se insere o Complexo Pedra Branca (Gomes et al. 1981).



Figura 6 - Mapa geológico simplificado da região de Independência, a ceste de Pedra Branca. (Arthaud e Hartmann, 1986).

A identificação de anfibolitos magnesianos com "pillows" remanescentes (?), além da presença de quartzitos ferriferos, calciossilicáticas e rochas metapeliticas, levaram Arthaud e Hartmann (1984) e Caby e Arthaud (1986) a considerarem para esta área como constituída por uma associação do tipo granitogreenstone.Cavalcante et al.(no prelo) corroboram esta afirmação, baseados notadamente em dados litogeoquímicos.

No tocante ao metamorfismo, Gomes et al. (1981) com base nas paragênes observadas, englobam-nas no fácies anfibolito com pressão média. Não se ativeram, como também não fizeram Campos et al.(1976), às distinções temporais entre estas paragêneses.

Arthaud e Hartmann (1984) por seu lado, descreveram à norte de Pedra Branca, mais exatamente na entrada da cidade de Boa Viagem, a existência de um episódio metamórfico com inicio de fusão parcial e um outro episódio no fácies anfibolito, indicado pela presença de diques de anfibolitos discordantes, em contato com os gnaisses migmatiticos do primeiro episódio. Para estes autores, a relação de contato entre ambos sugere que quando os diques foram intrudidos, os migmatitos estavam em nivel crustal raso, permitindo uma tectônica distensiva rúptil. A presença dos diques indicaria uma grande separação temporal entreos dois episôdios metamórficos.

24

b) Complexo Ceará

A denominação de Complexo Ceará provém da evolução de estudos geológicos do Nordeste iniciado por Crandal (1910 apud Gomes et al.,1981) e seguido por Oliveira (1923 e Moraes, 1924, apud Gomes et al.,1981), Ebert (1967), Dantas (1974), Campos et al.(1979) entre outros.

Utiliza-se aqui a designação "Complexo" e não "Grupo" adotada por Arthaud et al.(1988) incluindo porções dos Complexos Independência,Caicó,Tamboril-SantaQuitéria,Itatira e Grupo Ceará.

Esta unidade foi bem caracterizada a leste de Cruzeta constituindo-se numa sequência de rochas de origem paraderivada com características plataformais composta de xistos pelíticos a semi-pelíticos, gnaisses diversos, quartzitos, calcários e rochas calciossilicáticas. Em menor volume ocorrem ainda rochas ortoderivadas (gnaisses graníticos, sienitos, anribolitos) em forma de "sills" e lacólitos colocados antes do metamorfismo (Arthaud e Hartmann, 1984,1986).

Como acentuam estes autores (1986), ao contrário do que é observado no Complexo Pedra Branca, não existe nenhum argumento a favor de uma evolução policiclica para o Complexo Ceará. Argumentam que do ponto de vista metamórfico, as associações paragenéticas são estáveis, sem indicações evidentes de retrometamorfismo.

Este aspecto pode ser seguramente constatado mediante uma série de trabalhos realizados nas folhas Independência e

Mombaça, a seguir relatados.

Hartmann e Donato (1984) e Hartmann et al. (1984) baseando-se em estudos petrográficos detalhados, perceberam de zoneamento metamórfico com base no aumento evidências na temperatura de sul para norte, por intermédio da definição de um conjunto de isógradas: estaurolita, cianita, silimanita ate inicio da fusão parcial. Os dados permitiram estimar um 0 intervalo de temperatura variando em torno de 440 C a sul até 680 C a norte, onde próximo a localidade de Ematuba, a isógrada que delimita o inicio da fusão parcial, coincide com uma zona de intensa migmatização.

Na figura 7 é possível notar que as isógradas mostram-se invertidas, encontrando-se aquelas de temperatura menos elevada sob aquelas de maior temperatura. Este padrão geométrico se assemelha aos modelos de metamorfismo inverso no contexto de uma tectônica de cavalgamento a exemplo do que ocorre nos Himalaias (Caby e Arthaud, 1986; Arthaud e Hartmann, 1986).



Figura 7 - Perfil esquemático interpretativo na região de Independência (Arthaud e Hartmann, 1986).

2.2. DESCRIÇÃO DAS UNIDADES LITOLÓGICAS NA ÁREA

2.2.1. Comentários Preliminares

As descrições das unidades abaixo e do seu metamorfismo são fruto de observações feitas pelo autor guando acompanhou os alunos graduandos nas atividades de campo e como participante nas bancas de formaturas destes alunos. Estas informações foram ainda complementadas com os dados obtidos no decorrer deste trabalho.

Distinguem-se,em essência, inseridos regionalmente no Complexo Pedra Branca, quatro conjuntos litológicos,diferenciados como unidades informais, semelhantes ao que já foi proposto por Pessoa e Archanjo (1984) e Hartmann et al. (1986)

Como jå tinha sido observado anteriormente (Pessoa e Archanjo, 1984; Hartmann et al.,1986) as relações temporais e de contato entre as diversas litologias é dificultada sobremaneira pela tectônica de cavalgamento que atuou em diversos periodos (item 3.3), nos quais, diferentes litologias foram colocadas tectonicamente lado a lado ("thrust slicing"), perdendo-se a relação original entre estas.

A legenda do mapa geológico da área (figura 2), fornece uma visão simplificada das unidades descritas abaixo.

.....

2.2.2. UNIDADE A

Possui características de um conjunto predominantemente ortoderivado composto por gnaisses diversos com porções migmatizadas e injeções de composição básica menos frequentes.

Esta unidade é a mais vasta em termos areais e sua relação estratigráfica com as demais unidades não foi suficientemente esclarecida, necessitando de estudos sistemáticos, o que não é objeto do presente trabalho.

O caráter ortoderivado para grande parte das rochas gnáissicas, fundamenta-se em critérios já utilizados anteriormente por Arthaud e Hartmann, (1984): a) presença de xenólitos de anfibolitos, nos ortognaisses; b) gradação para rochas texturalmente homogêneas; c) ausência de minerais indicadores de metamorfismo de pelitos.

Próximo ao corpo metaultramáfico principal, na localidade de Esbarro 1, afloram gnaisses de composição tonalítica menos deformados, onde a textura porfiritica encontra-se preservada, com cristais de plagioclásio de 0,4 a 3,0 cm, dispostos de maneira mais ou menos aleatória.

As litologias mais representativas examinadas, são gnaisses bandados de composição tonalítica a granodiorítica, com ou sem hornblenda. Petrograficamente são classificados como hornblenda-gnaisses, biotita-gnaisses e hornblenda-biotita gnaisses.

Os gnaisses de composição tonalitica, possuem coloração cinzenta (leuco a mesocráticos) e via de regra equigranulares.São constituidos por plagioclásio, quartzo, biotita, microclinio e hornblenda; como acessórios foram observados titanita, zircão e opacos.

Variações para gnaisses granodioriticos também foram constatadas,tomando-se por base uma maior presença de microclina. Possuem coloração cinza clara, sendo normalmente pouco foliados e constituidos de plagioclásio, quartzo, microclina, biotita e hornblenda, tendo como acessórios titanita, zircão, apatita e opacos.

Tanto nos gnaisses tonalíticos quanto nos gnaisses granodioríticos, os minerais secundários comumente encontrados são epidoto, muscovita e sericita.

Nos tipos bandados, os niveis leucocráticos variam de 2 a 7 mm, possuindo uma composição mineralógica simples constituida de plagioclásio, quartzo e microclina. As bandas melanocráticas possuem aproximadamente a mesma espessura, sendo constituidas de biotita, hornblenda e quartzo.

Intercalados com os ortognaisses aparecem niveis decimétricos a métricos de leptinitos, de cor rosa-amarelada, intensamente foliados. A origem "orto" ou "paraderivada" destas rochas é comumente duvidosa, não tendo sido percebidas feições texturais preservadas que indicassem sua gênese.

Algumas porções das rochas gnáissicas possuem evidências de fusão parcial com o aparecimento de mobilizados que se colocam foliação. Normalmente, predominam 05 termos paralelos a heterogêneos (metatexistos), destacando-se as estruturas estromáticas, ptigmáticas e flebitica. A ausência, na área, de feições nebuliticas e agmatiticas refletem um pequeno grau de anatexia. Sob este aspecto, a dominância dos mobilizados bandados melhores de indicativos processos de diferenciação são metamórfica (Ashworth, 1985).

2.2.3. UNIDADE B

São distinguidas para este conjunto litológico duas sub-unidades: uma de origem essencialmente plutônica (B) e outra 1 de natureza parametamórfica com intercalações de anfibolitos e metaultramáficas(B).Esta segunda associação tem sido considerada 2 por diversos autores que trabalharam na área como de natureza vulcano-sedimentar (Pessoa e Archanjo, 1984; Hartmann et al., 1986; Cavalcante et al., no prelo).

> a) Sub-Unidade B 1

Incluem as litologias que correspondem a uma suite plutônica de composição originalmente máfica - ultramáfica aparecendo sob a forma de lentes, às vezes "boudinadas", em sua relação de contato com as rochas gnáissicas. Em lâmina delgada as texturas que exibem são metamórficas e a despeito de ocorrerem núcleos mais preservados da deformação, não foram identificadas nesta escala, texturas igneas reliquiares.

a.1) Metamàficas

Os anfibolitos e hornblenda-gnaisses são representados por um grande número de lentes com espessuras de algumas dezenas de metros e que longitudinalmente chegam a alcançar uma dezena de guilômetros.

Exibem coloração cinza escura ligeiramente esverdeada e uma foliação bem marcada, possuindo uma granulação variável (entre 0.5 a 5mm). Estruturalmente distinguem-se os tipos maciços e bandados.

Em seção delgada foram identificados: hornblenda (40-75%), plagioclásio (20-45%) e quartzo (10-20%). Ocorrem também proporções menores de biotita, titanita, apatita, epidoto e opacos. Em uma única amostra foram identificados alguns cristais de granada.

Alguns dos anfibolitos guardam uma textura gabróica semi-preservada, indicando que apesar das fortes condições tectono-metamórficas, receberam pouca influência dos processos deformacionais. Eles são encontrados em especial sob a forma de blocos, apesar de serem evidenciados também como corpos individualizados, salientando-se aqueles nas proximidades de Tróia. São rochas pouco foliadas de aspecto equigranular e com variações de tonalidades verdes. Sua mineralogia inclui

~ ~

hornblenda (60-70 %), plagioclásio (10-20%) e quartzo (10-20%) como elementos maiores. Biotita, titanita e epidoto completam a composição mineralógica.

a.2) Metaultramáficas

As rochas metaultramáficas estudadas neste trabalho foram sub-divididas sob três designações: clorita-tremolita xistos, talco-clorita-antofilita-tremolita xistos e serpentinitos

No caso das duas primeiras associações, trata-se de uma simplificação, pois outras combinações mineralógicas acessórias também ocorrem, sendo extremamente difícil separá-las em escala de afloramento. Os serpentinitos, que também já haviam sido descritos por Gomes et al.(1981) e Angeli (1982), foram evidenciados em somente duas lâminas, mas são aqui destacados por sua importância petrogenética. A variedade faciológica composta de palhetas de clorita coexistindo com cristais de cromita, será abordada no capítulo referente à metalogênese.

Clorita-tremolita xistos representam o tipo volumetricamente mais expressivo, atingindo cerca de 50 a 60% da suite metaultramáfica. Possuem em, escala de afloramento, uma forte foliação, sendo compostos por tremolita e clorita magnesiana, além de quantidades menores de opacos.

Talco-clorita-tremolita-antofilita xistos constituiram em torno de 25% das amostras averiguadas. A antofilita predomina sobre a tremolita/actinolita ocorrendo via de regra em palhetas

plano-paralelas ocupando em lâmina faixas de extensão variada.

Microscopicamente em ambos os tipos litológicos, a clorita apresenta-se sob a forma de palhetas e agregados, desenvolvidos ao longo da foliação ou aleatoriamente. Os cristais de tremolita exibem hábito prismático alongado em duas direções preferenciais de orientação. Localmente, ocorrem actinolitas, caracterizadas pelo pleocroismo azul esverdeado. A antofilita possui extinção reta e mostra seu hábito prismático típico. O pequenas guantidades, sob a talco aparece em forma de orientação, possuindo um caráter palhetas sem tipicamente retromórfico, substituindo a tremolita e a antofilita e crescendo de forma estática na matriz.

Os serpentinitos são volumetricamente subordinados às demais litologias, não tendo sido destacados em escala de afloramento. Apesar de suas texturas serem tipicamente metamórficas, foi constatado em amostra de mão, resquicios de texturas pseudomórficas, na sede da fazenda João Brigido próximo ao corpo mineralizado de Esbarro 1. Usando somente o microscópio ótico, constata-se que os tipos mineralógicos de serpentina encontrados são a antigorita e em menor proporção a crisotila. Esta última é tipicamente fibrosa crescendo em fendas préexistentes enquanto a primeira constitui-se em um tipo lamelar, cujo alinhamento paralelo define planos de foliação. Gomes et al. identificaram antigoritas como o tipo serpentinitico (1981)

presente nesta região. Nas lâminas aqui analisadas, além da serpentina ocorrem ainda talco e minerais opacos.

b) Sub-unidade B

Consiste de um conjunto variado de litologias incluindo anfibolitos, gnaisses muscoviticos, rochas calciossilicáticas, tremolita xistos, quartzitos e metacalcários, além de ocorrências locais de cianita e grafita.

Cavalcante et al. (no prelo) consideraram parte dos anfibolitos como metabasaltos, sugerindo para os mesmos uma origem vulcânica; basearam-se na presença de texturas magmáticas remanescente. Como neste trabalho não se encontrou tais texturas, evitaremos fazer referências à gênese dos anfibolitos.

Entre as rochas paraderivadas,os quartzitos ocorrem em pequenas lentes descontinuas e com espessura de poucos metros, que foram cartografadas neste trabalho com certo exagero. Litologicamente constituem-se de mica-quartzitos, pouco foliados, com granulação fina a média e coloração cinza-avermelhada. A análise petrográfica de três amostras revelou serem formados por quartzo (80-90%), muscovita e sericita, bem como quantidades infimas de biotita e plagioclásio.

Bastante peculiar é a presença de quartzitos ferruginosos encontrados no perfil Limoeiro-Tróia, mostrando uma estrutura bandada com alternância milimétrica de porções silicosas e ferruginosas. Ao microscópio percebe-se bem o bandamento com niveis de quartzo (em torno de 55% da rocha), em formas estiradas e poligonais e de óxidos (35-40%), com formas também alongadas, localmente sigmoidais. Grunerita-cumingtonita aparece mais raramente, formando delgadas palhetas e sendo OS. cristais freqüentemente maclados. Na fazenda Trapià, onde ٥S ferruginosos são também guartzitos encontrados, estão espacialmente próximos às metaultramáficas mineralizadas (em torno de 15 metros).

Os metacalcàrios são restritos a horizontes de pequenas espessuras, cujas maiores exposições foram registradas próximo à vila de Capitão Mor com extensão aflorante aproximada de 200 metros e cerca de 10 metros de largura, em contato com anfibolitos. Macroscopicamente são bem cristalinos, homogêneos e de coloração branca. Sua textura é tipicamente granoblástica, formando um mosaico de grãos que variam de 0,5 a 2,0 mm.

A cerca de 5 km a oeste do povoado de Cruzeta foi verificada uma ocorrência de cianita, disseminada em um pacote de muscovita-granada-cianita xistos, com cerca de três metros de espessura, intercalado em rochas gnáissicas. A cianita chega a alcançar 5 cm de comprimento. Esta ocorrência já tinha sido descrita por Campos et al. (1979).

2.2.4. UNIDADE C

Nesta unidade estão incluidos gnaisses graniticos, pegmatóides e turmalinitos. Estes litotipos possuem a forma de corpos tabulares ("sheets"), sendo diferenciados dois tipos petrográficos, a exemplo do que já tinha sido constatado anteriormente (Pessoa e Archanjo, 1984; Hartmann et al., 1986). a) O primeiro de composição granodiorítica com biotita e pouca hornblenda.

b) O segundo corresponde a leucognaisses de composição granitica
com muscovita, granada e pontuações de magnetita.

Estes corpos foram interpretados por Hartmann (1986) comoinjeções de fluidos anatéticos em diversos pulsos, haja visto que mostram-se tanto foliados, sincinemáticos com a deformação das encaixantes, como derivados de um "emplacement" tardio, no qual é nitida a sua relação de truncamento com as encaixantes e mesmo com os "sheets" sincinemáticos (Hartmann et al., 1986).

Os pegmatóides possuem textura grosseira e composição mineralógica simples, representada por quartzo, feldspato e muscovita, sem indicações, até o presente, de mineralizações.

2.3. METAMORFISMO NA ÁREA ESTUDADA

Neste item serão feitas algumas considerações acerca das paragêneses metamórficas evidenciadas na área estudada, com base em quatro conjuntos litologicamente distintos: os ortognaisses, os metapelitos, as metamáficas e as metaultramáficas.

A reconstituição da história metamórfica destas rochas apresenta uma série de dificuldades como: a) as condições de metamorfismo final no fácies anfibolito que apagou a maioria das evidências anteriores; b) a diversidade composicional, submetendo estas rochas a um grau variável de deformação.

As paragêneses minerais constatadas nos ortognaisses da Unidade A são as mais simples, mostrando a assembléia quartzo + feldspato potássico + plagioclásio + biotita, sem indicações de processos metamórficos anteriores e retrometamorfismo posterior.

Uma fase aluminosa bem marcada está presente nos xistos e gnaisses do perfil Cruzeta-Pedra Branca, caracterizada essencialmente por cianita e granada, o que segundo Winkler (1976) indica condições de média pressão. Regionalmente, no contexto de um zoneamento metamórfico estão presentes no Complexo Pedra Branca, a silimanita e a estaurolita (Hartmann et al., 1984), embora não tenham sido evidenciados na área em estudo.

Nas metamáficas, as hornblendas têm cor verde-escura, sem a presença de actinolitas de cor verde-clara. Este fato, associado com a composição dos plagioclásios (oligoclásioandesina), é utilizado por Winkler (1977), para caracterizar o fácies anfibolito; a presença de granada foi observada em somente uma amostra, indicando que a pressão foi suficientemente alta, para permitir a sua formação.

Observando-se os cristais de hornblenda nota-se que não possuem qualquer zonalidade do ponto de vista ótico, como aquelas descritas por Ruberti e Gomes (1977), que poderiam a princípio, sugerir mudanças químicas do centro para as bordas relacionadas a possíveis variações do seu grau metamórfico.

Ao contrário das demais, as rochas metamáficas exibem evidências de sobreposição de paragêneses metamórficas, interpretadas como resultante de processos tectonometamórficos distintos, desenvolvidos sob mesmas condições metamórficas (fácies anfibolito). Esta questão será ainda abordada no item 3.2.3.

Nas rochas metaultramáficas, a associação típica é tremolita + clorita + antofilita. Pequena quantidade de talco substitue a antofilita e a tremolita; restos de serpentinas são encontrados mais raramente.

A presença de antigorita indica condições de metamorfismo progressivo apontando, para processos de desidratação e menor quantidade de água. Evans e Trommsdorff (1970), apresentam uma série de reações em rochas ultramáficas, mostrando que as antigoritas são estáveis até temperaturas de 0 580 C.

~~

par clorita magnesiana + anfibólio tremolitico 0 frequentemente encontrado, não são indicadores da intensidade do metamorfismo. A clorita magnesiana pode persistir até alto grau (Winkler, 1977), enquanto a tremolita e o anfibólio cálcico até condições elevadas do fácies anfibolito (Evans, 1982). Neste incorreto atribuir tremolitaseria ao par aspecto fácies xisto-verde, clorita, necessariamente ao como foi anteriormente proposto na região (Campos et al., 1979; Gomes et al., 1981).

A análise das paragêneses observadas nos diversos litotipos referidos acima (ortognaisses, metapelitos, metamáficas metaultramáficas) sugere o quanto é difícil seguir variações sistemáticas do grau metamórfico nestas rochas. Elas apontam no geral para condições de temperatura no fácies anfibolito e pressões intermediárias a elevadas, com evidências bastante restritas de retrometamorfismo.

CAPITULO 3

DEFORMAÇÃO

.1. DEFORMAÇÃO EM ESCALA DE AFLORAMENTO

3.1.1. Introdução

Alguns trabalhos mais recentes sobre a porção centroeste do Ceará, buscaram definir, uma proposta de evolução leformacional, apesar dos diversos problemas de ordem interpretativa ainda existentes. Assim, foi possível estabelecer, com base em uma série de critérios, uma tectônica principal de avalgamento, bem como a influência dos grandes cisalhamentos cranscorrentes regionais, que imprimiram seus efeitos nos liversos conjuntos litológicos existentes (Caby e Arthaud, 1986; irthaud e Hartmann, 1986; Hartmann et al.,1986; Arthaud e corquato, 1989).

Esta base de caracterização é fruto de um modelo de inálise deformacional que tem como principio, a elevada importância do significado da linecão de estiramento como indicador da direção de transporte de grandes conjuntos rochosos itravés do mecanismo de cisalhamento simples (Mattauer e Mercier, 1980; Mallavieille et al., 1984; Brunel, 1986).

As feições tectônicas identificadas em escala de ifloramento na área estudada e que serão abaixo discutidas, são a foliação, a lineação de estiramento e os dobramentos. Além destas

foi também analisado um conjunto de pequenas estruturas que possibilitaram a sua utilização como critério cinemático, através do qual se verificou o regime de deformação e o sentido de transporte dos grandes conjuntos rochosos.

3.1.2. Comportamento das Foliações

Nas rochas estudadas foi verificada a presença de dois padrões de foliação distintos, que designaremos de S e S . n n+1

A foliação mais antiga,S, ocorre de forma menos n penetrativa sendo melhor distinguida em ortognaisses com mobilizados e em anfibolitos. Nestas últimas litologias, que mostram-se como núcleos geralmente preservados da deformação principal (evento D ,item3.3.), a orientação é dada por n+1 hornblendas que definem um tectonito SL (plano-linear).

A foliação S possui comumente um aspecto de bandamento n composicional com diferentes graus de mobilização. Neste contexto, definir exatamente os processos que tomaram parte na formação da foliação gnáissica é extremamente difícil. No caso específico dos gnaisses observados na área, nota-se um padrão de bandamento homogêneo quando visto em escala de afloramento, embora localmente mostre porções de rocha com uma foliação mal exprimida.

De uma maneira geral a foliação S possui um forte

contraste composicional dos niveis envolvidos (foto 1), traduzindo uma grande migração da matéria, e por conseguinte, um importante processo de segregação metamórfica na qual, a participação dos mecanismos deformacionais não ficaram suficientemente esclarecidos.

Convêm destacar que não foram observadas estruturas primárias que possibilitassem demonstrar a coincidência ou não do bandamento metámorfico com um possível S .

A foliação S possui características regionais, com n+1 uma orientação em torno de NNE-SSW. Os seus mergulhos são suaves (10 a 30), podendo acentuar-se de maneira abrupta até

verticalizar-se, em pequenas zonas com larguras de até 6 metros.

Se materializa em rochas de origem pelítica a semipelítica por uma intensa anisotropia planar que equivale ao termo "xistosidade de fluxo" (Mattauer, 1973) ou simplesmente "xistosidade", com gradação entre diferentes tipos (Hobbs et al., 1976). As rochas quartzosas possuem uma anisotropia planar mais espaçada (foto 2), correspondendo a uma xistosidade de fratura (Mattauer,1973) ou clivagem disjuntiva Bourradeille et al.(1982).

-



Foto 1 - Foliação S em gnaisses bandados (perfil Cruzeta-Pedra n Branca).



Foto 2 - Refração da foliação Sn+1 afetando diferentes litologias (perfil Cruzeta-Pedra Branca).

Nos ortognaisses a foliação S é dada por biotitas n+1

orientadas e quartzo recristalizado com certo alinhamento, enquanto os feldspatos possuem um comportamento aleatório. Nos anfibolitos assumem caracteristicas de pequenos cisalhamentos vistos em lâmina pela orientação das hornblendas em forte ângulo com relação à S (item 3.2.3.3.). Nas metaultramáficas (cloritan tremolita-antofilita xistos), esta foliação é dada por palhetas plano-paralelas de tremolitas e antofilitas, às vezes formando

ângulos ortogonais entre si, em um arranjo estruturalmente

complexo.

Nas rochas de composição granitica esta foliação tanto se apresenta de forma homogênea como heterogênea, sendo muitas vezes dificil de distinguir da orientação planar S . O primeiro n caso constitui a maior parte dos granitóides deformados com aspecto de ortognaisses maciços;no segundo,a heterogeneidade é materializada através de zonas miloníticas estreitas (espessura centimétrica) que recortam "pods" remanescentes relativamente não deformados ou que possuem um bandamento gnáissico pretérito (S). n

Ao contrário da foliação S cujo processo de formação n não é bem compreendido, a foliação S tem sua origem relacionada n+1 diretamente com a deformação, materializando juntamente com a lineação N10, uma tectônica colisional em condições profundas, que poderia ser interpretada como uma "falha dúctil" com uma

. . . .

- - - -

Caby e Arthaud, 1986). Além destes dois planos de caráter mais penetrativo, ocorre de forma mais localizada uma clivagem de crenulação com uma distribuição muito heterogênea associada aos niveis mais pelíticos e aos microdobramentos assimétricos.

As relações geométricas entre os planos locais de foliação e os dobramentos exibem elevada complexidade, não mostrando padrões sistemáticos de foliação plano-axial. Este aspecto será ainda abordado no item referente aos dobramentos (3.1.4).

3.1.3. O Comportamento das Lineações de Estiramento

a) Aspectos Descritivos

A observação sistemática da lineação de estiramento e sua implicação no quadro evolutivo da região centro-oeste do Ceará, teve início com os trabalhos de Arthaud e Hartmann (1984), os quais distiguiram nas litologias do Complexo Pedra Branca,duas direções distintas: N100 com transporte para oeste e N20 com transporte para sudoeste. A primeira estaria associada preferencialmente a uma lineação mineralógica a silimanita e a segunda por um estiramento preferencial em ortognaisses.

Pessoa e Archanjo (1984) também atestam duas lineações de estiramento na região de Tróia, com uma delas vinculada ao que designaram de evento D e a outra lineação associada a tectônica

4 E

de nappes (evento D_) com forte dispersão na sua orientação.

Neste trabalho procurou-se realizar uma abordagem mais sistemática da lineação de estiramento, tanto no que diz respeito à sua orientação como ao seu aspecto qualitativo, procurando ainda diferenciá-las por litologias.

Assim, a lineação de estiramento foi definida pelos seguintes elementos estruturais:

- Orientação preferencial de cristalização mineral sin-cinemática e sin-metamórfica, principalmente de micas e anfibólios.

- Alongamento dos "ribbons" de quartzo.

 Desenvolvimento de sombras de pressão em torno de porfiroclastos de feldspatos e granadas.

- "Boudinage" associado a lineação.

A maior parte dos ortognaisses estudados mostram uma orientação plano-linear (tectonitos SL), e variações locais às vezes mais planares, às vezes mais lineares. Nestas litologias, o estiramento é revelado em escala mesoscópica, pelo alongamento das micas e porfiroclastos de feldspato e em escala de lâmina, pelas biotitas e "ribbons" de quartzo.

Nos micaxistos e paragnaisses, o que normalmente se evidencia é uma ausência de marcadores, sendo rochas mais adequadas para se estudar as relações entre metamorfismo e deformação. Contudo pode-se observar em amostra de mão, uma orientação incipiente de biotitas, contidas no plano da foliação. Os anfibolitos possuem forte orientação plano-linear, com destaque para a lineação mineralógica dada pelas hornblendas.

A variação litológica encontrada na área, favorece o aparecimento de "boudinage" naqueles niveis mais competentes. Os anfibolitos mostram-se frequentemente "boudinados", onde o contraste reológico com as encaixantes, faz destas rochas "núcleos" mais preservados da deformação (foto 3).



Foto 3 - Anfibolitos "boudinados" em ortognaisses na direção de estiramento N-S (perfil Pedra Branca-Mombaça).

b) Padrões de Orientação

As lineações de estiramento nos diferentes tipos de rochas analisadas evidenciam padrões de orientação distintos, com elevada dispersão nos valores, tanto em escala de afloramento quanto em escala de mapa. O diagrama da figura 8 mostra atitudes de lineações mineralógicas em ortognaisses e anfibolitos.



Figura 8 - Estereograma de eixos de lineação mineral (108 pontos).

Localmente, a dispersão da lineação pode ser explicada em decorrência de fatores como: a) contraste de comportamento reológico do material; b) dobramentos em diversos incrementos progressivos; c) interferência de diferentes cisalhamentos. Estes processos tem sido explicados e discutidos por autores como Mallavieille et al. (1984); Brunel (1986); Marquer et al. (1987); Daly (1988).

Malgrado estas pertubações que podem atingir localmente o variações de até 90, a organização dos padrões de lineação quando vistos em escala regional são coerentes, sobretudo quando se observa àquelas litologias mais homogêneas, menos suscetiveis de sofrerem modificações. Nestas, como é o caso dos gnaisses tonalíticos do perfil Limoeiro-Tróia (foto 4), o padrão de orientação E-W se mantêm de forma inalterada em diversos afloramentos.

- -



Foto 4 - Lineação E-W em gnaisses tonaliticos (Localidade de Malhada Grande)

Estudo sistemáticos dirigidos para uma melhor compreensão da lineação de estiramento, tem levado a alguns questionamentos acerca do fato de se ter nas litologias do Complexo Pedra Branca, duas lineações aproximadamente ortogonais com orientação N-S e E-W (Arthaud e Hartmann, 1984; 1986).

De inicio è possivel sugerir algumas possibilidades:

a) Os dois movimentos são indicativos de uma mesma deformação, com uma grande rotação na direção de transporte.

 b) São componentes de uma mesma deformação de caráter transpressivo (figura 9). c) Os dois ocorreram sequencialmente, onde a complexidade da orientação da lineação, seria o resultado de dois eventos tectônicos distintos.



Figura 9 - Bloco-diagrama mostrando uma combinação de movimentos entre transcorrências e empurrões. (a) empurrão com lineação transversal. (b) transcorrência com lineação longitudinal. (c) ativação de novas transcorrências. (Mattauer,1986).

A possibilidade de processos rotacionais (caso a) é dificil de se aceitar pela posição perfeitamente ortogonal das duas lineações, verificados claramente no perfil Cruzeta-Independência.

O aparecimento de duas lineações ortogonais relacionadas a um modelo de transpressão (transcorrência e empurrão, caso b) foi bem elucidado por Mattauer (1986) para os Himalaias e outras åreas conforme ilustra a figura 14. Modelo semelhante é também sugerido por Arthaud et al. (1988), para as rochas afetadas pela Zona de Cisalhamento de Quixeramobim a leste da área.

Esta proposição (caso b) não se adequa ao quadro tectônico da porção estudada de vez que em escala regional a estruturação é formada unicamente por empurrões, não tendo indicações de transcorrências significativas. Deste modo, os dois padrões de orientação (N-S e E-W) são encontrados no âmbito do Complexo Pedra Branca, sistematicamente associados a uma foliação de baixo ângulo.

Diante disto, se propõe, que as duas lineações de estiramento presentes na årea, são respostas de contextos deformacionais temporalmente distintos (caso c), baseado nos fatos retratados a seguir.

Nas rochas paraderivadas do Complexo Ceará a leste da àrea, a lineação presente tem direção unicamente em torno de N10, possuindo notável regularidade de orientação não só nesta região mas em diversas àreas no Estado do Ceará, tendo um caráter extremamente penetrativo (Arthaud, comunicação verbal). Segundo este autor, a lineação N10 associa-se intimamente às mega-zonas de cisalhamento dúctil transcorrente e aos empurrões de mesma fase que funcionaram em um sistema de rampas laterais.

A lineação N10 da região centro-oeste, modifica gradativamente sua orientação na região sul do estado, quando

E 7

passa a refletir a deformação da Zona de Cisalhamento Patos (figura 3); não tem portanto nenhuma relação com a lineação E-W observada de forma reliquiar na região de Pedra Branca.

Na àrea estudada observa-se que a lineação N-S està muitas vezes contida em pequenas "shears" com forte foliação, recortando pacotes de biotita gnaisses e leuco-gnaisses, os quais contêm a lineação E-W. Esta última é visivelmente pretérita, colocando-se de forma reliquiar nestas litologias.

Pelos dados levantados propõe-se que a lineação E-W ou L, represente os indicios de uma tectônica anterior à 1 estruturação do Complexo Ceará, enquanto a lineação N-S ou L, 2 represente um dos principais elementos geométricos relacionados a tectônica de cavalgamento regional posterior. A idade destas estruturas será discutida no item 3.3.

3.1.4. Dobramentos

A anàlise acurada dos padrões de orientação e geometria das dobras na região do Complexo Pedra Branca evidenciam uma enorme diversificação, predominando as dobras acilindricas de escala centimétrica a decimétrica. A complexidade destas estruturas não permite a aplicação de uma anàlise baseada em critérios de superposição de dobramentos sobretudo em virtude do aspecto curvo de seus eixos (foto 5).

- -



Foto 5 - Dobras complexas com eixos curvos (perfil Cruzeta-Pedra Branca).

Desta forma, utilizar dobramentos como marcador de superposição de estruturas conduz a uma interpretação meramente pontual, sem implicações regionais.

Localmente as dobras registram padrões de interferência como aquelas observadas no perfil Cruzeta-Pedra Branca (foto 6), denotando um padrão em laço (tipo 3, Ramsay, 1967).Esta estrutura se situa num afloramento com grande quantidade de dobras acilindricas com a formação localizada de dobras em bainha. No contexto deste afloramento assim como nos demais, é extremamente dificil definir fases superpostas de maneira lógica.



Foto 6 - Padrão de interferência tipo "laço" (perfil Cruzeta-Pedra Branca).

Outra característica das dobras estudadas é serem frequentemente assimétricas, permitindo, com base na relação flanco longo-flanco curto, determinar estatisticamente o sentido do deslocamento (item 3.1.5.), embora, na maioria dos casos, de forma aparente, pela posição espacial aleatória dos cortes.

Quando se analisam as rochas de composição pelítica, nas quais se desenvolve uma xistosidade caracteristicamente fina, a mesma se dispõe, eventualmente, em posição plano-axial às dobras isoclinais assimétricas com flancos estirados. Em alguns niveis as dobras tem padrão "en chevron" assimétrico, com ápices

angulosos e comprimentos de onda decimétricos. Seus eixos são o sub-horizontais, formando ângulos entre si de 60 e planos axiais verticais.

Com base na constatação de que o mecanismo de deformação atuante na área foi o cisalhamento simples (Hartmann et al.,1986; item 3.1.5. deste trabalho), é de se esperar que as dobras possuam uma geometria particular, com seus eixos se colocando paralelos à direção de encurtamento regional para uma determinada fase, geradas nesta posição no decorrer de um mecanismo que envolve cisalhamento simples (Cobbold e Quinquis, 1980).

Num caso específico, o levantamento de um conjunto de eixos de dobras no perfil Cruzeta-Independência em um único afloramento, ressalta que a variação de atitude do plano axial de diversas dobra é devida ao seu comportamento acilindrico е não à fases de deformação distintas. Os eixos de dobras estereograma (figura 10) indicaram plotados em pontos em um só meridiano, que pode-se considerar como um contidos plano de cisalhamento em escala local, a exemplo do que foi referido por Hudleston (1986).

6 /



Figura 10 - Eixos de dobras contidos numa guirlanda, interpretada como um plano local de cisalhamento, com orientação N08E.

De uma maneira geral na área, as dobras exibem forte dispersão de orientação, tanto graças ao contexto de evolução policiclica, como devido à complexidade na sua formação, mediante sucessivos incrementos deformacionais em pequena escala.

Neste aspecto, a deformação progressiva possibilita a coexistência de dobras com diferentes estilos, formadas em
diferentes estágios, nas quais os padrões de deformação resultantes não podem ser considerados como fases de dobramentos ou fases de cisalhamento com implicações regionais.

Um conjunto de dobras que podem ser distinguidas das demais no aspecto cronológico, são as dobras de niveis crustais mais rasos, desenvolvidas fora dos limites do metamorfismo. Geometricamente são dobras isópacas que exibem planos axiais verticais e eixos subhorizontais sendo responsáveis pelas ondulações frequentes nos terrenos.

3.1.5. Critérios Cinemáticos

a) Introdução

Em uma área qualquer, na qual a deformação se comporta de maneira não coaxial, diversos critérios são utilizados para se estabelecer o sentido do movimento de grandes massas rochosas (Simpson e Schmidt, 1983; Simpson, 1986; Paschier e Simpson, 1986).

Simpson e Schmidt (1983) ressaltam que, o aparecimento das estruturas que apontam o sentido de movimento, não necessariamente significam um mecanismo de cisalhamento simples progressivo, podendo em alguns casos representar deformações polifâsicas não continuas.

Observações detalhadas, particularmente em ortognaisses na região de Pedra Branca, revelaram estruturas de caráter não coaxial, com transporte para oeste e sudeste (Hartmann et

- -

al.,1986), corroborando os dados obtidos por Arthaud e Hartmann (1984) para a região de Independência.

O fato de se ter duas direções de transporte distintas no âmbito do Complexo Pedra Branca, implica numa análise mais cautelosa, que busque separar os dois conjuntos de dados.

Abaixo, procura-se descrever aqueles critérios que foram utilizados neste trabalho.

b) Planos S-C

As superficies S e C são melhor visualizadas em ortognaisses que possuem "shear bands" de espessura centimétrica.

Observadas melhor ao microscópio, nas zonas menos deformadas, as superficies C estão associadas a porções descontinuas, com ângulos em torno de 40 em relação à foliação principal (planos S). Quando intensifica-se a deformação, a relação angular entre os dois planos, diminui para valores em torno de 20 com os planos C mostrando maior densidade, coincidindo nestas superficies com uma maior redução no tamanho dos grãos de quartzo.

Os planos S são dados pelo alongamento de biotitas (planos 001), agregados de feldspatos e "ribbons" de quartzo. Os planos C formam superficies espaçadas, nas quais se alinham grãos o o e subgrãos de quartzo alongados, formando ângulos entre 20 e 30 com a superficie S.

E A

O fato de não se individualizarem planos C' é justificavel, pois estas estruturas tendem a ocorrer quando a deformação é intensa manifestada pela proximidade angular entre os planos S e C (Choukroune, 1987), fato não observado em campo e amostras de mão.

As melhores exposições, para definir o sentido do transporte valendo-se de superficies S/C, aconteceram próximo à localidade de Graviola, em planos de orientação N10, aproximadamente paralelos à direção da lineação de alongamento, definindo um transporte para SSW.

c) Porfiroclastos Assimétricos

No conjunto das litologias estudadas percebe-se, em rochas de composição gnàissica, uma foliação bem desenvolvida, a qual circunda porfiroclastos que se destacam numa matriz fina. Estes "augens" são, na sua maioria, constituídos de feldspatos frequentemente assimétricos, com geometria tipo **O**.

As bordas dissimétricas e sigmoidais dos porfiroclastos, refletem a deformação dos feldspatos (item 3.2.), com evidências de recristalização dos grãos de quartzo.

Pròximo a localidade de Malhada Grande, a anàlise de 62 medidas em porfiroclastos assimètricos tomados estatisticamente na direção N10, revelou os seguintes resultados:

a) 52% de grãos assimétricos com orientação para SSW.

b) 13% de grãos assimétricos com orientação para NNE.

c) 35% de grãos simétricos, não deformados ou com formas irregulares.

Em muitos casos foi possivel fazer uma comparação direta entre o sentido do movimento deduzido dos porfiroclastos com o sentido do movimento determinado pelas relações S/C.

Os dados obtidos corroboram, no plano geral, com os dois sentidos de transporte reconhecidas anteriormente por Arthaud e Hartmann (1984; 1986) e Hartmann et al.(1986) para a årea.

d) Dobramentos Assimétricos

No decorrer do cisalhamento, heterogeneidades locais geram dobras assimètricas que podem ser utilizadas como critério de cisalhamento.

Na área enfocada,as dobras assimétricas são uma presença constante, em especial naqueles pacotes rochosos constituidos por litologias com grande contraste reológico. As melhores exposições estão ao longo da BR-226, exibindo dobras tipo "S" e tipo "Z" (dependendo da posição espacial do corte), com vergência bem definida para oeste (foto 8).

Apesar das restrições quanto à utilização deste critério (Simpson, 1986), o levantamento sistemático destas estruturas na

årea estudada mostram um sentido de transporte estatisticamente coerente, quando tomado em conjunto com os demais critérios discutidos acima.



Foto 7 - Dobras dissimétricas indicando sentido de transporte para SSW (perfil Cruzeta - Pedra Branca).

e) Conclusões Parciais

A anàlise cinemàtica destas estruturas revelou que foram geradas em um regime de deformação dùctil, por um mecanismo de cisalhamento simples. A presença de planos S/C e de feldspatos deformados obliquos à foliação, constituem evidência da ausência de coaxialidade dos processos deformacionais nesta escala.

Os padrões estruturais observados permitem considerar que a deformação não atingiu condições extremas, tanto pela o relação angular em torno de 20 a 30 dos planos S/C, como pela ausência de "tails" bem formados nos porfiroclastos.

As condições quase que exclusivamente de metamorfismo progressivo que acompanharam a deformação na área (item 2.3), tenderam a homogeneizar o "strain", não criando situações favoráveis para o aparecimento em larga escala de milonitos "stricto sensu", os quais como destaca Beach (1980), se desenvolveriam mais apropriadamente a partir de processos retromórficos.

Outra questão a se considerar é que na medida em que as temperaturas permanecem altas e os esforços diminuem, muito das microestruturas que poderiam indicar sentido de transporte não se conservam, principalmente em rochas de composição mais quartzosa. De fato, o predominio de estruturas assimétricas tipo \mathcal{O} sobre as estruturas tipo \mathcal{J} na área, indicam baseados em Paschier e Simpson (1986,figura abaixo), elevadas taxas de recristalização e baixas taxas de deformação.

--



Figura 11 - a) Porfiroblastos com geometria tipos \mathcal{J} e \mathcal{S} . (Passchier e Simpson, 1986).

- - . *

3.2. DEFORMAÇÃO NA ESCALA MINERAL

3.2.1. Bases Metodológicas para o Estudo

Quando pretende-se compreender os processos que tomam lugar no decorrer da deformação, muitas vezes os dados provenientes de uma análise mesoscópica não são suficientes.

A observação das estruturas ao microscópio no sentido da análise que se fazia na década de 70, não costumava levar em conta as peculiaridades deformacionais de cada fase mineral nem as particularidades reológicas dos diferentes niveis crustais.

O método de estudo da deformação em escala mineral, aliado a estudos teóricos e experimentais estão abrindo cada vez mais, perspectiva no entendimento dos mecanismos de deformação atuantes e a partir dal, entender o seu contexto evolutivo.

Em alguns casos, a definição dos mecanismos de deformação bem como o registro de certas estruturas (por exemplo dislocações e sub-grãos não visiveis oticamente) só podem ser reconhecidas ao microscópio eletrônico de transmissão.

A abordagem sistemàtica da microscopia eletrônica com esta finalidade, deve ser encarada como uma etapa posterior aos levantamentos detalhados das estruturas em escala de afloramento e do microscópio ótico.

2 R

3.2.2. Contraste de Ductilidade entre Diferentes

Litologias

Uma questão na qual se sustenta o estudo aqui apresentado, refere-se às diversas respostas da deformação apoiada na variação de competência entre os diferentes litotipos. Trata-se de um assunto ainda pouco abordado na literatura de nosso país.

Um dos fundamentos teóricos desta análise baseia-se no principio da "estratificação reológica", que considera a litosfera como um "sanduiche" feito de muitos tipos de rochas com propriedades distintas e com diferentes minerais marcadores da deformação (White e Bretan, 1985; Ranalli e Murphy, 1987; Ord e Hobbs,1989).

Como tem sido posto em evidência por Ord e Hobbs (1989), o que se procura por meio desta metodologia é determinar as condições de deformação, empregando determinados minerais que pelo seu comportamento reológico, representem um determinado nivel crustal. Como exemplo, Ord e Hobbs (1989) apontam o quartzo nos granitos, os feldspatos nos anortositos e rochas ricas em albita, os piroxênios e os anfibólios nas rochas máficas e a olivina nos peridotitos.

No caso de se tratar de rochas poliminerálicas que é o caso mais frequente, obviamente cada fase mineral em determinada

C C

litologia, reagirå de maneira diferente à deformação segundo suas próprias características. Neste aspecto é necessário definir o mineral (ou minerais) guia (s) cujo comportamento represente a litologia em questão. Neste aspecto, Vauchez (1987) ressalta duas exigências: a) proporção suficientemente grande na rocha; b) o mineral deve possuir mecanismos de deformação mais eficazes que aqueles dos minerais presentes em proporções equivalentes.

A figura 12 mostra de forma simplificada um "acamamento" de diferentes tipos de rochas, cuja reologia é controlada pelas fases minerais referidas acima.



Figura 12 - "Acamamento" da litosfera segundo o comportamento mecânico (Ord e Hobbs, 1989).

Por outro lado também, diferentes litologias em um mesmo nivel crustal, podem ter respostas distintas quando submetidas a um determinado metamorfismo. Ramsay (1983) apresenta uma relação de vários tipos de rochas metamorfisadas no fácies anfibolito, cuja gradação de competência é a seguinte: - Rochas metabásicas

- Granitos grosseiros e gnaisses graniticos
- Granitos finos e gnaisses graniticos

aumento na competência

- Gnaisses micáceos
- Quartzitos
- Marmores
- Micaxistos

A diversidade na competência deformacional reflete além da composição mineralógica de cada rocha, as transformações minerais que se sucederam no decorrer do metamorfismo. Como ressalta Ramsay (1983), a posição que as rochas ocupam na ordem acima pode ser invertida devido por exemplo, à presença de fluidos que agem no sentido de diminuir a resistência da rocha à deformação tornando-as mais incompetentes.

3.2.3. Descrição das Microestruturas

3.2.3.1. Introdução

Neste trabalho, buscar-se-å, com base na diversidade de competência das rochas, se ater ao comportamento diferenciado de dois conjuntos litológicos:a) rochas de composição quartzofeldspática (gnaisses diversos e micaxistos) com a abordagem do quartzo, feldspato e mica e, b) rochas metabásicas (anfibolitos), nas quais são considerados os plagioclásios e a hornblenda.

As litologias metaultramàficas não são incluidas pela dificuldade de se obter na literatura, dados disponíveis acerca da deformação de tremolitas, cloritas e antofilitas que pudessem ser utilizados para uma anàlise comparativa.

Inicialmente se faz uma rápida abordagem acerca dos aspectos deformacionais das fases minerais mais importantes, citando e descrevendo aquelas publicações que dão ênfase aos condicionantes que podem ser observadas no microscópio ótico. Neste contexto tomou-se como principal referência o trabalho executado por Laurent (1974) que analisa descritivamente o comportamento de diferentes fases minerais.

Em seguida, são observados os diversos estágios da deformação dos minerais referidos acima utilizando-se somente o microscópio ótico. Cabe salientar, que esta análise tem caráter preliminar de vez que para um estudo completo de microestrutura, necessitaria fazer uso de técnicas mais refinadas envolvendo platina universal e microscopia eletrônica de transmissão.

3.2.3.2. Rochas Quartzo-Feldspàticas

a) Quartzo

a.1) Abordagem Geral

Do ponto de vista da deformação, o quartzo vem sendo estudado natural e experimentalmente desde os trabalhos de

Christie et al.(1964) e Carter et al. (1964). Posteriormente, uma gama imensa de publicações permitiu ter um bom conhecimento dos mecanismos que atuam neste mineral, entre os quais podemos citar Hobbs (1968), Tullis et al., (1973); Blacic, (1975); Bell e Etheridge (1976); White, (1976, 1977); Tullis, (1977).

Graças a estes e outros trabalhos foi possivel termos de deslizamento interpretar em cristalino e recristalização, as microestruturas do guartzo, verificadas sobretudo em rochas de composição quartzitica ou gnáissica, utilizando na maioria dos casos estudos petrofábricos е microscopia eletrônica de transmissão.

Em um aspecto mais descritivo, Laurent (1974), mostrou que hà uma evolução progressiva das microestruturas deste mineral, com o aumento da taxa de deformação e da temperatura. Utilizando unicamente o microscópio ótico, sugere cinco estágios principais para a evolução do quartzo (figura 13) os quais são descritos a seguir:

1. Extinção ondulante sem deformação na forma do grão.

2. Extinção ondulante mais homogeneamente distribuida nos grãos e mudança na forma do grão.

 Formação de bandas de deformação perpendiculares à xistosidade.

-

4. Quartzo com formas alongadas e bandas de deformação obliguas à foliação, evoluindo ao paralelismo com o aumento progressivo da deformação.

5. Recristalização formando grãos suturados, podendo atingir formas poligonais.



Figura 13 - Estágios de evolução do quartzo. Ver texto para explicação (Laurent,1974).

Deste modo, o quartzo se constitui em um excelente marcador da deformação principalmente a baixas temperaturas, devido a sua capacidade de se recristalizar com valores em torno de 300 C conforme observa Voll (1976). Esta facilidade de recristalização do quartzo pode em condições de alta deformação,

favorecer uma redução no tamanho dos grãos, sendo responsável pelo desenvolvimento de milonitos (White,1977).

a.2) Descrição Local

As seções delgadas aqui analisadas foram coletadas de gnaisses diversos próximos aos corpos metamáficos / metaultramáficos das localidades de Esbarro e Trapiá.

De inicio, procurou-se estabelecer não só para o quartzo como os demais minerais estudados, dominios espacialmente diferenciados. Contudo, a heterogeneidade deformacional existente na escala mineral, não permitiu uma avaliação desta natureza.

Foi possível caracterizar em relação ao quartzo, dois conjuntos de natureza distinta: amostras menos deformadas e amostras mais deformadas.

Nas amostras menos deformadas,os grãos possuem uma razão eixo maior/eixo menor variando de 2,0 a 3,0, sendo suavemente alongados. As estruturas mais comuns ao microscópio são: uma extinção ondulante irregular, bandas de deformação incipiente e formação de sub-grãos e novos grãos ao longo dos limites e acompanhando as bandas de deformação. Os subgrãos possuem formas sub-poligonais, são ligeiramente alongados e possuem uma grande variedade de tamanho (100 a 300 μ m). As bandas de deformação dos clastos

(estágio 3, figura 13). Os processos de recuperação e recristalização são relativamente incipientes, com o desenvolvimento de limites de grãos tortuosos, atingindo em torno de 20 a 30% do volume total das amostras analisadas. O conjunto das microestruturas encontradas nestas rochas corresponde aos estágios 2,3 e 4 e em menor quantidade ao estágio 5 expostos na figura 13.

amostras mais deformadas, os grãos tornam-se Nas progressivamente mais orientados e a porcentagem dos grãos recristalizados é maior, atingindo normalmente cerca de 50 a 60% da rocha (foto 8). Em duas amostras a recristalização chega a atingir 80%. A razão comprimento/largura dos clastos é variavel em uma proporção que pode atingir 12:1. Os grãos exibem formas serrilhadas a sub-poligonais, com tamanho variando de 50 a 100 ym. porções recristalizadas o quartzo se mostra sob a forma de Nas novos grãos suturados no meio de cristais com formas alongadas. O desenvolvimento dos "ribbons" (estágio 4, Laurent, 1974) é mais nos quais se inserem agregados policristalinos com frequente, grãos de dimensão e aspecto um pouco alongados. Localmente 0S agregados mais estirados coalescem para formar "ribbons" đe dimensão maior.



200µm

Foto 8 - Niveis de pequenos grãos de quartzo mais ou menos paralelos a foliação. Os grãos maiores possuem limites serrilhados, extinção ondulante e pouca mudança na forma dos grãos.

Um aspecto bastante comum na maioria das amostras verificadas é a presença de uma deformação tardia (extinção ondulante e bandas de deformação) nos grãos recristalizados, mas não conduzindo a uma mudança de forma. Isto pode ser teoricamente explicado no contexto de uma deformação progressiva, quando a recristalização dinâmica intervêm muito cedo e permite o prosseguimento da deformação intracristalina (Boussière e Vauchez, 1978). A observação das diversas texturas do quartzo mostra para este mineral, padrões de deformação com variações relativamente pequenas. A recristalização raramente conduziu a formação de milonitos "stricto sensu" e sim a processos de crescimento de grãos. Como sugere teoricamente White (1977), isto é possível em condições de deformação regional sem um pronunciado processo de "strain softening".

b) Micas

b.1) Abordagem Geral

As micas são bastante suscetiveis à deformação e mesmo em rochas aparentemente pouco deformadas, mostram feições estruturais relevantes. Entre os trabalhos que descrevem as feições deformacionais deste mineral pode-se citar: Etheridge e Hobbs (1974); Voll (1976); Berhmann (1984); Simpson (1985); Vauchez (1987).

Laurent (1974), identificou para as micas três estágios de evolução deformacional (figura 14).

1- Extinção ondulante acompanhada de pequena mudança na forma do mineral.

2- Dobramento e aparecimento de "kinks", podendo vir acompanhado de ruptura.

3- Micas com formas "amigdaloidais" com deslizamento proeminente nos planos (001).

-



Figura 14 - Estágios de evolução na deformação das micas. Ver texto para explicação (Laurent, 1974).

No que se refere aos "kinks", em temperaturas mais o baixas (300-500 C), são mais abundantes e fazem altos ângulos com a direção de encurtamento; em temperaturas mais elevadas (600-700 C) são mais largos, menos numerosos e com ângulos menores em relação à direção de encurtamento (Vernon, 1977). No tocante a recristalização, Laurent (1974), a despeito de tratar com milonitos no fácies anfibolito, não conseguiu comprovar evidências deste processo em micas. Contudo, Etheridge e Hobbs (1974) verificaram em estudos experimentais nucleação restritas as zonas de alto "strain" e Voll (1976), mencionou micas que se recristalizam a apenas, 300°C em rochas de composição granitica.

esforço e/ou maior transporte dos elementos quimicos. Mineralogicamente durante a deformação, a biotita pode ser substituida pela muscovita ou dar uma nova geração de biotitas mais ricas em ferro (Boussière e Vauchez, 1978).

b.2) Descrição Local

Analisando-se um conjunto de xistos variados, paragnaisses e quartzitos, observa-se que a foliação é definida pela orientação preferencial da forma das micas e por "ribbons" de quartzo com evolução variável. Foram identificados três estágios distintos na deformação das micas na área, os quais são descritos a seguir.

~ ~

No primeiro, há o aparecimento de extinção ondulante e encurvamento de clivagens mas sem mudanças na forma dos grãos. Nos augengnaisses, "sombras de pressão" são desenvolvidas em torno de porfiroclastos relacionando-se a um encurvamento de "cordões" de micas.

No segundo estágio, manifesta-se mais constantemente, deslocamentos ao longo dos planos de clivagem acompanhados de fraturamento. Neste estágio, os "kinks" são mais desenvolvidos e podem ocorrer conjugados.

No terceiro estágio as micas exibem um aspecto sigmoidal favorecendo a sua utilização como critério cinemático. Devido a presença pouco significativa de micas em "S" nas lâminas estudadas, optou-se por não utilizà-las como indicadoras de transporte. Localmente atingem uma forma sigmoidal mais nitida com um aspecto "boudinado" (figura 15).

Não foram observadas evidências de recristalização dinâmica nas micas. Isto pode ser explicado pelo próprio processo de evolução da deformação na área, que se dá em condições de metamorfismo progressivo, com ausência de zonas mais ricas em fluidos que poderiam ativar os mecanismos responsáveis pela recristalização.

_ _



Figura 15 - Micas cisalhadas em biotita-gnaisses, mostrando localmente o sentido do deslocamento.

c) Feldspatos

c.1.) Abordagem Geral

Apesar de se constituírem nos minerais mais abundantes da crosta, o estudos deformacional em feldspatos não tem recebido a mesma atenção que o quartzo e a olivina. Entretanto pode-se destacar os trabalhos de White (1975); Debat et al. (1978), Vidal et al. (1980); Tulis (1983); Vauchez (1987); Oleson (1987); Vernon e Flood (1988).

Seguindo o mesmo procedimento feito para o quartzo e para as micas, dar-se-à ênfase ao trabalho de Laurent (1974), o qual salienta diversos estágios na evolução dos feldspatos, expostos na figura 16 e descritos a seguir.

O autor observa que a deformação dos feldspatos iniciase com os processos rupturais, na qual desenvolvem-se fraturas, falhas e veios extensionais, comumente preenchidos por quartzo e

calcita.Em seguida, apareceria extinção ondulante e depois bandas de deformação, associadas aos dobramentos e "kinks". O aparecimento da pertitização ocorreria em um estágio de deformação mais onde os grãos de feldspatos teriam uma forma avancado, amigdaloidal. A relação entre pertitização e deformação seria assegurada pelo fato de não se desenvolver pertitas naqueles grãos com pouca ou nenhuma deformação. As maclas tipo periclina, apresentariam no exemplo mostrado pelo autor, um comportamento mecânico, sendo encontradas naquelas rochas mais afetadas pela deformação.



Figura 16 - Estágios de evolução dos feldspatos (Laurent,1974). Ver texto para explicação.

Em feldspatos, um processo que envolve reações quimicas e que pode estar diretamente relacionada com a deformação são as mirmeguitas. Simpson (1985) verificou em rochas quartzofeldspáticas, o aparecimento de intercrescimento mirmeguítico de quartzo/oligoclásio concentrando-se nas porções dos fenoclastos mais diretamente relacionados a direção de encurtamento Z.

No Brasil, Hackspacher e Legrand (1989) descreveram mimerquitização em grãos de feldspatos potássicos, também ocorrendo em um estágio anterior à sua recristalização.

A presença de recristalização em feldspatos potássicos foi discutida por Voll (1976), acentuando que o limite minimo de recristalização induzida por "strain" em feldspatos potássicos, é no fácies anfibolito. Corroborando com estes dados, White (1975) e Vidal et al. (1980), observaram condições de recristalização a temperaturas na ordem de 500 a 600 C.

É comum acontecerem mudanças quimicas nas bordas dos grãos e em fraturas substituindo feldspato potássico por quartzo, mica e/ou albita (Tullis,1983). Este autor sugeriu que a ausência destas reações, dificultaria a atuação dos mecanismos de recristalização durante a deformação.

Outro fator que parece controlar o grau de recristalização dinâmica é a porcentagem de megacristais na rocha. Vidal et al. (1980), registram o fato de que a maior concentração de megacristais dificultaria processos rotacionais, fazendo com que resultasse em recristalização nas extremidades destes grãos.

Tullis (1983) sugere que a presença de fluidos é um fator determinante para ativar mecanismos de deslizamento e recristalização dinâmica, nos diferentes tipos de feldspatos, em processo semelhante a "fraqueza hidrolítica" que é bem conhecida para o quartzo (Griggs, 1967) e para a olivina (Blacic, 1972).

E interessante ressaltar que os feldspatos podem sob certas condições, serem menor resistentes que o quartzo. Neste caso, processos de fraturamento em meio hidratado, podem facilitar reações químicas, transformando feldspatos em filossilicatos (Janecke & Evans, 1988; Souza Filho, et al.,1990).

c.2) Descrição Local

Para uma análise mais sistemática, os feldspatos foram divididos em grãos menos e mais deformados, baseados em um conjunto combinado de critérios.

Assim, naqueles grãos menos deformados os feldspatos possuem formas subeudrais, nos quais, as estruturas típicas são maclas primárias deformadas,maclas secundárias (origem mecânica), "kinks" localizados e um processo mais intenso de fraturamento. Neste estágio, maclas primárias podem localmente apresentar formas curvas, registrando os efeitos da deformação (foto 9). Outras maclas possuem formas acunhaladas ou semelhante a "chamas" (foto 10), tornando-se mais finas ou desaparecendo na direção do centro dos grãos. Estas feições são indicativas de maclas de origem secundária formadas durante a deformação, a exemplo do proposto por Spry (1969).

È interessante evidenciar que localmente foi observado exemplos de geminações que terminam em microfalhas, o que fortalece a idéia de uma origem mecânica além de mostrar uma relação de contemporaneidade das rupturas com as estruturas dúcteis.

As descontinuidades ocorrem com alguma variação na sua orientação, mas o padrão que se destaca faz um ângulo reto com o plano de xistosidade. Correspondem muitas vezes a fendas extensionais em um contexto anisotrópico, preenchidas por quartzo e biotita.



<u>200 µm</u>

Foto 9 - Feldspatos com maclas de origem primària afetadas por "kinks" ao lado de grãos que possuem bandas de deformação em alto ângulo com resquicios da geminação.



200 µm

Foto 10 - Maclas "em chama" de origem secundària em feldspato.

Os grãos mais deformados possuem formas amigdaloidais, algumas vezes desenvolvendo sombras de pressão sigmoidais, com a cristalização de grãos de quartzo nas suas extremidades.

Muito localmente, os porfiroclastos maiores (> 1mm) exibem em suas bordas processos incipientes de recristalização. A heterogeneidade deformacional nesta escala faz com que zonas preferenciais (principalmente nos limites de grãos), acumulem uma alta concentração (relativa) de deformação, tornando-se mais propicio o desenvolvimento de recristalização dinâmica.

Outra caracteristica dos feldspatos em zonas mais deformadas é um aumento crescente da quantidade de filossilicatos em substituição àquele mineral. Isto fica bem evidente na amostra PB-27 próximo a localidade de Cedro, nos quais, restos de feldspatos estão em contato com grãos de quartzo quase completamente convertidos em pequenos agregados (em torno de 0.02mm), tratando-se de milonitos típicos.

Concluindo, os processos deformacionais em feldspatos foram predominantemente mecânicos, não tendo sido observado pertitização e mimerquitização. Trata-se entretanto de uma consideração preliminar de vez que a real dimensão das mudanças químicas durante a deformação so podem realmente ser avaliadas com auxilio de microssonda.

3.2.3.3. Rochas Metamáficas

a) Hornblenda

a.1) Abordagem Geral

Estudos de microestruturas em anfibólios são poucos e reportam-se à deformação da hornblenda (Rooney e Riecker, 1970; Dollinger e Blacic, 1975; Gapais e Brun,1981; Brodie e Rutter, 1985) e em quantidade ainda menor,ao comportamento de tremolitas e actinolitas (Dollinger e Blacic, 1975; Miller, 1988).

Experimentos triaxiais em condições de T e P elevadas evidenciam que a hornblenda é um dos silicatos mais resistentes à ductilidade tendo um comportamento ruptil quando na presença de quartzo, feldspatos e silicatos lamelares (Nicolas e Poirier, 1976).

Em rochas metamàficas, onde a quantidade relativa de hornblenda é maior, e por isto mesmo permite um melhor controle do comportamento deformacional deste mineral, podem funcionar mais apropriadamente como marcadores dos estágios da deformação, não obstante o comportamento mais dúctil dos plagioclásios (Brodie e Rutter, 1985).

Laurent (1974), define um conjunto de critérios deformacionais para os anfibólios cujos estágios, do menos para o mais deformado são citados e ilustrados a seguir.

- -



Figura 17 - Estágios de evolução na deformação de hornblenda (Laurent, 1974). Ver texto para explicação.

Dollinger e Blacic (1975) calculam, com base nos estudos deformacionais de hornblenda e actinolita, temperaturas na faixa de 600 a 800 ^O C para ativação dos planos de deslizamento e por conseguinte para o desenvolvimento de feições dúcteis, correspondentes aos estágios 3 e 4 descritos por Laurent (1974). Processos de geminação mecânica não parecem ser comuns em anfibólios (Dollinger e Blacic,1975). A presença de maclas nos resultados experimentais feitos por Rooney e Riecker (1970) em condições de T que variam de 400 a 600 C, são justificadas por estes autores em razão das elevadas condições de esforço a que foram submetidas as amostras.

Quando ocorre redução de grãos é frequentemente dificil diferenciar processos por cataclase daqueles os por recristalização dinâmica. Os rosários de anfibólios que são observados em uma matriz de plagioclásios são produzidos por intermédio de uma redução por cataclase e não por recristalização dinâmica (Brodie e Rutter, 1985).

Estes processos de redução correspondem ao que Laurent (1974) e Bard (1985) designaram de "desagregação", que segundo eles é indicativo de condições mais intensas da deformação, onde os grãos ocorrem paralelos à foliação e acompanhados de uma deformação importante das hornblendas.

a.2) Descrição Local

A observação da deformação dos anfibolitos na região de Troia, em lâmina delgada, mostra hornblendas orientadas segundo a foliação S (item 3.3), mas sem processos deformacionais n importantes, visiveis na escala do grão.

1.55

~ ~

Os mecanismos rúpteis são largamente predominantes, com as fraturas se colocando em alto ângulo em relação ao alongamento dos prismas de hornblendas (figura 18). O desenvolvimento do fraturamento se faz na presença de uma anisotropia anterior, dada pela clivagem mineral bem evoluida.



Figura 18 - O padrão de fraturas mais proeminente se coloca subperpendicular à clivagem, nas seções prismáticas de hornblenda (plano 010).

As bandas de deformação ocorrem localizadamente naqueles minerais mais deformados, fazendo ângulos elevados em relação à foliação e pequenos ângulos com a direção de encurtamento Z, a qual é definida nesta escala, como perpendicular à orientação mineral contida no plano XZ (figura 19).



Figura 19 - Relação entre bandas de deformação e a direção de encurtamento Z em um grão de hornblenda (plano 010).

Quando da aproximação das micro-zonas de cisalhamento, que recortam a foliação principal em alto ângulo, o comportamento das hornblendas passa a exibir feições relativamente mais dúcteis, como "kinks" bem desenvolvidos e encurvamento das clivagens.Nota-se ainda, dois padrões de orientação bem distintos na orientação das hornblendas: um correspondendo a foliação S n (mais penetrativo) e outro correspondendo a foliação S (mais n+1

localizado) (foto 11).

O contraste reológico entre estes minerais e a porção quartzo-feldspática, favoreceu dentro das microzonas cisalhadas, a formação de boudinage acompanhada de "necks" preenchidos de guartzo recristalizado.

~ ~



Foto 11 - Pequenas zonas de cisalhamento mostrando hornblendas encurvadas e quartzo mais recristalizado.

Os processos rupturais parecem acompanhar toda a evolução da deformação mesmo quando há evidências mais fortes de ductilidade. Desta forma é constatado no interior das microzonas de cisalhamento, estruturas dúcteis e rúpteis sem que seja possível determinar um intervalo de tempo definido entre elas.

b) Plagioclásios

b.1) Abordagem Geral

A anàlise deformacional dos plagioclásios se reveste de grande importância, pelo fato dele ser encontrado em grandes

~ 4

quantidades em diferentes rochas de composição metabásica. Nestas litologias os plagioclásios são mais facilmente deformáveis que os piroxênios e anfibólios (Brodie e Rutter, 1985).

Quando se confronta por outro lado, a deformação entre plagioclásios e feldspatos potássicos, se constata que os primeiros possuem um comportamento mais rúptil que os segundos quando submetidos às mesmas condições tectonometamórficas (Debat et al., 1978).

Vernon e Flood (1988) comparando granitos tipo S e granitos tipo I, mostraram que os plagioclásios possuem um comportamento essencialmente rúptil onde os feldspatos potássicos possuem planos de deslizamentos bem desenvolvidos ou mesmo evidências de recristalização.

Conforme acentua Tullis (1983) em sua revisão acerca dos diversos mecanismos que envolvem a deformação de feldspatos, em o temperaturas abaixo de 550 C os plagioclásios podem se deformar por mecanismos dúcteis de baixa temperatura, como deslizamentos cristalinos, embora predomine os fraturamentos e as microguebras.

Em condições de elevadas temperaturas (fácies anfibolito alto e granulito) os processos de recristalização dinâmica tornam-se mais importantes (Vernon, 1975; Ji e Mainprice, 1990) sendo que o limite minimo de temperatura para ocorrer recuperação

~ ~

e recristalização em grandes proporções é acima de 550 C como foi apontado por Marshall e McLaren (1977).

b.2) Descrição Local

A análise deformacional dos plagioclásios em anfibolitos evidenciou grãos com formas sub-euédricas afetados por extinção ondulante com larguras em torno de 120 mm, "kinks", e numerosas geminações acunhaladas possivelmente de origem mecânica.

O contraste reológico com as hornblendas fez dos plagioclásios, minerais com comportamento relativamente dúctil sobretudo naquelas amostras com elevada proporção de plagioclásios.

Quando se observa as amostras mais deformadas os grãos deste mineral são sub-poligonais $(50-60 \ \text{mm})$ com limites curvos e serrilhados coexistindo com fragmentos dos grãos hospedeiros remanescentes.

O processo de recristalização desenvolveu-se mais apropriadamente nos limites dos grãos e no contato do plagioclásio com a outra fase mineral (hornblenda). Este segundo caso pode ser explicado por uma maior concentração de "strain" devido a um contraste reológico local.

A ausência nos neoblastos de extinção ondulante, formas alongadas e geminações acunhaladas sugerem a inexistência de deformação plástica após a recristalização.
3.2.4. Conclusões Parciais

A análise das várias fases minerais discutidas acima nos permite fazer algumas comparações acerca dos processos deformacionais que se sucederam nestas rochas.

As litologias quartzo-feldspåticas revelaram basicamente a atividade tectônica final de caráter dúctil, sendo o quartzo o mineral que melhor acomodou a deformação, gerando estruturas tipo "ribbon" e recristalização dinâmica com volume variado (20 -80%).

Os feldspatos nestas rochas, tiveram um comportamento bem mais resistente, reagindo passivamente à deformação. Exibem quase que invariavelmente, feições rúpteis acompanhadas de mecanismos dúcteis pouco evoluidos (extinção ondulante, "kinks", geminação mecânica) e mais raramente, mudanças destacadas na forma dos grãos e processos de recristalização dinâmica. A ausência de uma maior proporção de recristalização neste mineral indica, segundo critérios apontados por Bell e Etheridge (1973), um estágio que não atingiu uma milonitização tipica.

As rochas metamáficas mostram-se, no campo, mais preservadas da deformação; isto reflete, em lâmina, hornblendas com orientação destacada, mas sem evidências proeminentes de mudança na forma destes minerais, a não ser em pequenas "shears" localizadas.

No que se refere aos plagioclásios, o seu comportamento nos anfibolitos é mais "soft" que as hornblendas, sobretudo quando o seu volume é proporcionalmente maior, a exemplo do que tem destacado Brodie e Rutter (1985) em sua revisão acerca deste assunto.

Através da análise diferenciada entre os dois conjuntos rochosos, foi evidenciado certas particularidades na resposta de ambos à deformação e consequentemente, possibilitou tecer comparações com a estruturação observada em escala de afloramento.

Deste modo, apenas nas rochas metamàficas foi bem identificada em microscópio, as duas estruturações planares referidas nos itens 3.1.2.2. e 3.3.: a) S que contém a lineação n N90 e b) S manifestada por uma foliação mais local e de n+1 caracteristica heterogênea.

0 fato đe se evidenciar um maior volume de recristalização dinâmica e por conseguinte maior ductilidade nos plagioclásios das rochas metamáficas quando comparados aos feldspatos das rochas quartzo-feldspåtica, se deve as diferenças de competência e as relativas proporções entre os minerais envolvidos nestas litologias, nas quais quartzo e plagioclásio absorveram melhor a deformação em cada conjunto.

her and have

III.3. PROPOSTA DE EVOLUÇÃO DA DEFORMAÇÃO

Com base nas evidências jà mencionadas em outras partes deste trabalho, o Complexo Pedra Branca teve sua evolução interpretada como policiclica, apesar das limitações de ordem geocronológica ainda existentes.

Quando se examina a deformação de forma pormenorizada se constata uma estruturação composta de geometria complexa, com grande diversidade morfológica e elevado grau de variação das atitudes dos elementos plano-lineares.

No que concerne aos dobramentos sinfoliais procurou-se não utilizà-los como marcadores da deformação em virtude de seu aspecto acilindrico (forte encurvamento dos eixos) não permitindo via de regra, correlacionà-los com os eventos aqui propostos. Algumas tentativas de monitorar as mudanças de orientação dos seus elementos geométricos como aquele mostrado na figura 10, demonstram que as dobras são muitas vezes produto de um processo de deformação continua, não se estabelecendo uma nitida distinção temporal entre elas.

O fato de se considerar, na análise deformacional proposta, o contraste litológico entre as rochas quartzofeldspàticas e as rochas metamàficas possibilitou reconhecèret diferenciadamente os efeitos da tectônica regional sobre estes conjuntos.

A evolução deformacional se insere no conceito de "evento tectônico", implicando no reconhecimento de um arranjo geométrico definido que embora complexo, possa ser diferenciado temporalmente e associado a outros argumentos de natureza litoestratigráfica e/ou geocronológica.

Neste contexto foram aqui definidos três eventos deformacionais distintos dentro de uma evolução policiclica, respaldados pela análise pormenorizada das diversas estruturas e que serão discutidas a seguir.

O evento D é caracterizado pelo bandamento gnáissico 1 com mobilizados concordantes, onde se insere uma lineação de estiramento E-W, com forte dispersão dos seus valores,manifestada preferencialmente nos ortognaisses e anfibolitos. A análise da deformação em diferentes litologias revela que os anfibolitos comportaram-se como núcleos mais ou menos preservados da deformação seguinte (evento D), exibindo mais claramente as 2

feições plano-lineares do evento D . Tanto o bandamento gnáissico 1

como a lineação E-W ocorrem associados sobretudo às rochas de composição tonalítica-granodiorítica-trondjemítica não sendo reconhecidos nas supracrustais proterozóicas dos complexos Ceará e Itatira.

Baseado nestes fatos sugere-se que o evento D 1 represente a estruturação de uma tectônica mais antiga, cujos dados geocronológicos mais confiàveis (Brito Neves, 1975; Pessoa et al.,1986) apontam para uma idade em torno de 2.5. G.a.

O evento D é caracterizado por uma foliação de baixo 2

ângulo, extremamente penetrativa em escala mesoscópica, acompanhada da lineação N10 e transporte para sudoeste. A foliação típica é uma xistosidade "stricto sensu" no conceito de Mattauer (1973), embora localmente se manifeste através de pequenas zonas de cisalhamento com forte heterogeneidade deformacional.

O efeito D sobre as rochas metamáficas propiciou ao 2 microscópio o aparecimento de pequenas zonas de cisalhamento com feições dúcteis mais proeminentes, como o encurvamento das hornblendas (foto 11). Em escalas menores, ao contrário, os processos dúcteis diminuem de importância quando comparados com as rochas de composição quartzo-feldspáticas.

No contexto regional o evento D corresponde a 2 deformação principal da tectônica de cavalgamento no fácies anfibolito, definida por Arthaud e Hartmann (1984). Posteriormente, Caby e Arthaud, 1986 e Arthaud et al. 1988 entre outros, tem mostrado as relações geométricas e temporais desta estruturação com os mega-cisalhamentos sub-verticais expressos a leste e a oeste da área estudada

ESTRUTURAS METAMORFISMO EVENTO IDADE Bandamento 1D 1 1 gnàissico, F. Anfibolito Arqueano Lineação E-W ! (L1) ;D Foliação ! Transama-2 regional de | F. Anfibolito | zônico baixo ângulo, | ou Lineação N-S | Brasiliano (L2);D | Dobras isopacas, 3 Empurrões Sin a pós frågeis-dúcteis | Pós-Metamórfico| а Brasiliano e falhas extensionais

Tabela II - Sintese da evolução deformacional proposta

A idade desta tectônica, e por conseguinte do evento D, 2 è motivo de controvèrsias, sendo considerada de idade Brasiliana (Caby e Arthaud, 1986) e de idade Transamazônica (Jardim de Så, 1987). Como a obtenção de novos dados geocronológicos não se constitui objetivo deste trabalho, não foi possível dar qualquer contribuição para a sua idade.

O evento D, pôs-metamórfico, é responsável pela 3 arquitetura final da área tendo originado um conjunto de estruturas variadas, inseridas em um dominio crustal com características frágil-dúctil até frágil.

As estruturas precocemente formadas são as dobras

~ ^

isópacas com planos axiais verticais e sub-verticais. Sincrônicos ou tardios a estas dobras desenvolvem-se diversos falhamentos observados em escala de afloramento, com uma geometria tipica de empurrões afetando a foliação D ; salientam feições descontinuas 2

acompanhadas de alguma ductilidade, sugerindo que a tectônica de empurrões prosseguiu em um intervalo de tempo consideravel.

Fechando este quadro aparecem, no perfil Minerolândia-Pedra Branca, um conjunto de falhas extensionais frågeis-dùcteis (foto 12) que podem representar movimentos extensionais locais dentro do contexto da tectônica de empurrão maior ou colapsos gravitacionais durante a ascenção da cadeia.



Foto 12 - Falhas extensionais rupteis (D) recortando a foliação 3 sub-horizontal (D).

CAPITULO 4

METALOGÈNESE

4.1. Classificação dos Depósitos Cromitiferos

4.1.1. Introdução

Tomando-se por base o modelo de Routhier (1980), as "associações peridotíticas" e as "associações gabro-noriticas" seriam críticas para o aparecimento de ocorrências e depósitos de cromita, atuando como metalotectos primordiais, respectivamente nas zonas orogênicas ativas e nas zonas cratônicas estabilizadas.

Remontando-se aos estudos iniciais para a classificação de depósitos cromitiferos, Thayer (1960), foi o primeiro a classificar estas mineralizações cromitiferas em "estratiformes" e "podiformes", levando-se em conta uma série de parâmetros como características petrológicas e geoquímicas, sua geometria e ambiente tectônico.

Abaixo serão descritos estes dois tipos de depósitos, seguindo-se uma discussão acerca de sua aplicação em terrenos precambrianos deformados. Ao invês da designação tradicional de "cromita podiforme" optou-se neste trabalho pela designação "cromitas em sequências ofiolíticas" (Bouladon, 1986; Leblanc e Nicolas,1992) por razões que serão posteriormente discutidas.

4.1.2. Cromitas em Complexos Estratiformes

Ocorrem em ambiente anorogênico (intraplacas continentais) em consequência de injeções magmáticas que se sucederam concomitantemente com a deposição de sequências supracrustais. Este processo favoreceu grandes concentrações de minério, como é o caso dos Complexos de Hartley no Great Dyke e Bushveld ambos no sul da África (Wyllie, 1969).

As atividades ignea e tectônica dos complexos estratiformes se estendem desde o Proterozóico Inferior até o Holoceno (Thayer, 1960), apesar de que estão particularmente concentradas no periodo compreendido entre 2.7 e 1.5 Ga, como bem mostra Meyer (1985).Por este aspecto e pelo imenso volume de suas mineralizações, os depósitos cromitiferos em complexos estratiformes representam uma particularidade na história geológica da Terra.

A persistente repetição dos niveis de cromitito é uma das feições estruturais mais comuns destes complexos. Os bandamentos são de uma notável regularidade vertical e de grande extensão lateral, nos quais, como constatado tanto em Bushveld como em Stillwater, os niveis individuais podem alcançar menos de 1 cm a mais de 1 m de espessura e sua extensão lateral pode atingir dezenas de quilômetros (Duke, 1983; Stowe, 1987). No caso de Stillwater, estes niveis podem ser agrupados em até 15 unidades "ciclicas" (Jackson, 1979).

Diversas estruturas primàrias costumam ser encontradas em depósitos estratiformes. Na figura 20 são expostas diversas feições texturais mostradas por Earles (1987) e que são tipicas da chamada "Zona Critica" do Complexo de Bushveld.





Figura 20 - Feições texturais da Zona Critica Superior. (a) cromita disseminada gradando para cromitas maciças; (b) fino nivel de grãos de cromita (centro) paralelo ao segundo nivel de cromititos do horizonte UG2; (c) Limite brusco entre o primeiro nivel de cromitito do horizonte UG2 e encaixante а (piroxenito); (d) cromitas inclusas em um grão de piroxênio ; (e) aneis de cromitas reliquiares preservados no interior de ortopiroxênio recristalizado; (f) grãos de cromita com formas lobadas. (Eales,1987).

Quanto ao aspecto geoquímico, resumidamente, os depósitos cromitiferos em sequências estratiformes se caracterizam por apresentar teores elevados em FeO, baixa razão Cr/Fe (1,5 a 1,0), baixos valores de Mg e Al e teores elevados de TiO (Duke, 1983; Stowe, 1987a). Como era de se esperar, em virtude das caracteristicas composicionais de cada corpo magmático, este geoquímico exibe variações padrão quando se analisa individualmente cada um deles. Assim, nos depósitos de Selukwe no Zimbabwe, considerados como estratiformes (Stowe, 1987b), o teor de aluminio é alto (Coterril, 1969), assim como é elevado o teor de magnésio em certas amostras analisadas no Complexo de Stillwater (Jackson, 1969), para ficarmos apenas em dois exemplos.

No que concerne à sua origem, os depósitos estratiformes devem ser vistos como um caso particular de uma questão maior que envolve os processos genéticos de rochas igneas acamadadas, fora das regiões orogênicas (para uma revisão ver Wyllie, 1969; Naldrett e Cabri, 1976).

4.1.3. Cromitas em Sequências Ofiolíticas

Foram inicialmente designados de podiformes (Thayer, 1960), pelo seu aspecto alongado sob a forma de lentes ou bolsões; o fato de muito destes depósitos estarem relacionados à tectônica dos Alpes, levou-os a serem designados ainda de depósitos "alpinos". Podem entretanto, também estar associadas a cadeias mais antigas, como os depósitos de cromita que aparecem

nos ofiolitos apalachianos (Laurent e Kacira, 1987).

Ao contrário dos depósitos estratiformes, são de pequena dimensão e encontram-se espalhados em grande quantidade nos atuais limites compressivos de placas.

Os depósitos ligados a ofiolitos são do ponto de vista geoquímico, mais ricos em Mg,possuindo elevados teores em Cr e Al e baixos teores de TiO (Dickey,1975). Ao contrário dos depósitos 2 vinculados aos complexos estratiformes, possuem razões Fe /Mg constantes.

Texturalmente exibem uma série de feições características como os tipos nodular, orbicular e "pull-apart" além de outras que se assemelham aos depósitos estratiformes como texturas bandadas (Figura 21).









Figura 21 - Padrões texturais mais característicos dos depósitos ofiolíticos.(a) nodular;(b) orbicular (c) maciço com "pull-apart";(d) disseminado bandado.(Nicolas,1990). No aspecto deformacional, as cromitas ofiolíticas são caracterizadas por uma estruturação plano-linear, podendo evoluir para uma forte lineação (tectonitos L), como é o caso dos depósitos de Oman na Penísula Arábica (Mitchell e Garson,1981). Nos depósitos de Luzon nas Filipinas, as lineações nos cromititos são dadas pelo alongamento de agregados de cromita em minérios tipo "pele de onça" (Hock e Friedrich,1985).

Quanto ao seu processo genético, sintetizando as idéias anteriores aos modelos mais recentes, Thayer (1969) considerou as cromitas podiformes como formadas em grandes complexos peridotítico-gabróico acompanhados de cumulatos, cristalizados inicialmente na crosta oceânica. Durante o "emplacement" estas rochas seriam rompidas como "boudins" em uma matriz silicática mais dúctil.

Em uma concepção mais moderna, surgiu o modelo "diapirico de distensão astenosférico" (Nicolas e Violette,1982; Nicolas,1989), no qual peridotitos parcialmente fundidos, aproveitam estreitos canais verticais e preenchem os vazios deixados pelos mecanismos extensionais.

Ainda nesta linha apareceram os modelos de Cassard et al. (1981) e Lago et al. (1982), que explicam a formação das cromitas como geradas dentro destes canais, no interior de peridotitos, no decorrer da ascensão do magma. Isto levaria a formação de "pods" de cromita em condutos que se alargariam,

provocando a coalescência dos cristais de cromita em forma de aglomerados e nódulos (figura 22). A deformação progressiva conduziria a um tectonismo acentuado dos depósitos podiformes e a posição gradativamente concordante com as encaixantes.



- Figura 22 Modelo esquemático da formação de "pods" de cromita no interior de um dique dunitico, circundado por harzburgitos (Lago et al.,1982).
 - 4.1.4. Aplicação de Modelos de Depósitos Cromitiferos
 - em Rochas Precambrianas Deformadas
 - a) Introdução

Neste item pretende-se tecer alguns comentários acerca da utilização dos modelos de depósitos cromitiferos em um contexto geológico de idade precambriana, onde tenham ocorrido processos tectono-metamórficos expressivos.

Depósitos cromitiferos descritos nestas condições, dificilmente se adequam aos tipos "estratiforme" e "ofiolítico" referidos anteriormente, apresentando frequentemente feições de ambos os depósitos.

Este aspecto já tinha sido abordado por Thayer em 1971, chamando de "poligênico" aqueles complexos com características "autigênicas" (tipo Bushveld) e "alogênicas" (tipo Alpino). Esta classificação não é usualmente utilizada.

b) Depósitos no Mundo

Um caso de mineralização com caracteristicas de ambos os modelos são os depósitos arqueanos do Zimbabwe, associados aos xistos Selukwe, em "greenstone belt" do mesmo nome. Apesar de mostrarem texturas cumuláticas, seu contexto deformacional aliado à sua geometria, fez com que fossem inicialmente considerados como do tipo podiforme (Thayer,1960). Mais recentemente, foram classificados como estratiformes (Coterril, 1977; Stowe, 1987b), decorrendo do fato que suas atuais feições são devido a processos orogênicos posteriores.

Outros depósitos precambrianos (Bird River Sill, Canadà; Complexo Kemi,Finlândia; Fiskenaesset, Groelândia; Orissa, India) são genericamente considerados como estratiformes, deformados no

decorrer de uma orogênese posterior (Davis,1958;Chakraborty,1965; Stowe,1987a; 1987b;Alapieti et al., 1989). Contudo em uns mais do que em outros, ha dificuldade de se caracterizar com precisão, o seu contexto original.

c) Depósitos no Brasil

Em nosso pais pelo seu contexto geológico, todos os depósitos cromitiferos, sofreram em maior ou menor escala, os efeitos dos processos tectono-metamórficos.

Nesta linha de discussão, os mais importantes depósitos brasileiros situados na região de Campo Formoso, foram considerados como do tipo estratiforme, cuja continuidade foi rompida por diversos falhamentos (Barbosa de Deus et al., 1982). Ainda na Bahia, depósitos menores tem, no entanto, sido por possuirem afinidades com os depósitos "alpinos" apontados baseados na sua geometria (Mc Taggert, 1971) e dados geoquímicos (Mestrinho e Novikoff, 1980).

O Estado de Minas Gerais possui a segunda maior reserva de minério de cromo do país (Queiróz,1986), com áreas de maior interesse nas regiões centro-norte e sul. Entre os jazimentos de cromita da região centro-norte destacam-se aqueles do municipio de Alvorada de Minas e Serro. Uhlein et al. (1983) descrevem as cromitas de Serro como corpos individualmente alongados, situados em niveis estratigráficos bem definidos e uma série de feições

que permitiram considerå-los como um complexo estratiforme diferenciado. Na região sul, destaca-se o depósito de Pium-hi, associado a um pacote de rochas ultrabásicas bastante xistificadas e relacionado espacialmente com uma sequência do tipo "greenstone" (Queiróz, 1986).

Os depósitos de Goiás reconhecidos como do tipo podiforme (Thayer, 1970, apud Figueredo, 1975) são descritos em sua geometria como bolsões, lentes e massas irregulares, numa distribuição aleatória e sem controle litoestratigráfico definido (Figueredo, 1975).

4.2. DEPOSITOS CROMITIFEROS DE PEDRA BRANCA

4.2.1. Histórico

As ocorrências de cromita do Estado do Ceará se situam nos municípios de Pedra Branca e Mombaça, sendo conhecidas desde a decada de 50, como relatam Marinho e Limaverde,(1969).De inicio trabalhos pioneiros resumiam-se a alguns poços e trincheiras os escavadas por mineradores que logo abandonavam a área, o que era de se esperar pela técnica rudimentar empregada. Os trabalhos de pesquisa visando quantificar e qualificar os depósitos foram realizados a partir de 1967 pelo DNPM e orgãos estaduais, determinando segundo Campos et al. (1979), uma reserva total aproximada de 44.000 toneladas de minério e com um teor médio de 22,3% de Cr O . Mais recentemente Queiróz (1986) estimou para o 2 3 minério, uma reserva acima de 100.000 toneladas, com bases nos dados disponiveis na época.

Os estudos das mineralizações realizados nos últimos anos estiveram a cargo da UNAGEN na área de Trapiá e da RTZ nas ocorrências próximas à Tróia, os quais detectaram a presença de EGP associados à cromita. Atualmente os trabalhos de pesquisa foram concluidos, havendo por parte destas empresas, segundo informações extra-oficiais, um interesse menor nestas áreas.

No que concerne aos dados publicados a respeito, são bastante escassos, resumindo-se a relatórios de circulação

restrita (Marinho e Limaverde,1969; Pessoa et al.,1982 apud Pessoa e Archanjo,1984) ou a breves referências em trabalhos de cunho mais abrangente (Campos et al., 1976; Gomes et al., 1981; Nilson, 1984; Schobbenhaus et al., 1984; Queiróz, 1986).

Estes depósitos são referidos na literatura como do tipo "estratiforme" (Nilson,1984;Queiróz,1986) fundamentados sobretudo nas feições texturais, embora muito pouco se pudesse adiantar quanto a sua gênese, em virtude da ausência de estudos detalhados que envolvam interativamente diversos campos de conhecimento.

4.2.2. Descrição das Areas Mineralizadas

a) Introdução

A partir deste item, se busca apresentar diversos aspectos das mineralizações cromitiferas da região de Pedra Branca segundo suas características texturais, deformacionais, químicas e geométricas, buscando possíveis implicações que a estruturação do minério e rochas encaixantes possam ter na definição do ambiente de formação das rochas metamáficas/ metaultramáficas da área.

Para melhor compreensão das caracteristicas acima mencionadas, os depósitos foram sub-divididos, pela importância relativa de suas mineralizações, em duas áreas distintas (figura 2), as quais serão descritas a seguir.

a) área 1 - compreende os depósitos e ocorrências do distrito de Troia, Municipio de Pedra Branca. Inclui as localidades de Mendes, Esbarro 1 e 2 e Curiu. Tratam-se dos corpos cromitiferos mais bem expostos, com espessura lateral aflorante de aproximadamente 20 metros e com variações entre cromititos maciços (predominantes) e porções de minério disseminado. 0 minério aparece preferencialmente em lentes associadas a litologias como talco-tremolita xistos, clorita xistos e antofilita-tremolita xistos. As litologias circundantes são gnaisses diversos, anfibolitos e corpos gnáissicos pegmatóides.

b) área 2 - compreende a ocorrência de cromita localizada na fazenda Trapiå e adjacências, fazendo parte do município de Mombaça. O minério aparece também em lentes com espessura de poucos metros, associado a variações mineralógicas de xistos metaultramáficos semelhantes às referidas na área 1.As litologias circundantes são leucognaisses, anfibolitos,granitos pegmatóides, guartzitos ferruginos e calciossilicáticas.

4.2.2.2) Aspectos Texturais

Apesar desta região ter sido afetada por intenso tectonismo aliado as evidências ja discutidas de dois eventos metamorficos no facies anfibolito, os niveis maciços dos cromititos exibem cromitas com um conjunto de estruturas primárias bem preservadas, relacionadas a processos magmáticos contrastando feicões intrusivos, com as dos silicatos circundantes que perderam por completo sua identidade original, convertidos agora em clorita e talco.

Observações feitas nas trincheiras abertas tanto nas localidades de Esbarro (área 1) como em Trapiá (área 2), indicam que o minério é basicamente maciço, onde a cromita ocupa mais de 70% do volume, podendo chegar a quase 100%.

Como estrutura primária mais relevante foi caracterizado um bandamento ritmico formado por cromitas octaédricas, bem visiveis em amostra de mão (foto 13).

Quando vistos em lâmina delgada e seção polida os grãos possuem formas subeudrais e eudrais com os vértices ligeiramente arredondados (foto 14).O grau de coalescência entre os cristais é normalmente baixo, sendo mais acentuado no depósito de Esbarro, onde a ganga tende a envolver em menor extensão os grãos do minério.



Foto 13 - Bandamento ritmico em cromititos na localidade de Esbarro 1.



Foto 14 - Formas subeudrais e euedrais em grãos de cromita.

A diversidade da morfologia é também acompanhada de uma grande variação no tamanho dos grãos de cromita, possuindo algumas vezes um caráter bimodal. Esta diversidade de tamanho das cromitas define nas ocorrências próximas à localidade de Trapia, uma textura tipicamente cumulática (foto 15) com pouco material silicático intercumulus.

Outra feição indicativa dos processos magmáticos é verificada em ambas as áreas estudadas, nas quais pequenos grãos de cromita formam anéis em torno de grãos maiores (foto 16). Textura semelhante é descrita também em Bushveld (Von Gruenewaldt e Worst, 1986).



2 m m

Foto 15 - Textura cumulática monominerálica (grãos de cromita).



<u>1mm</u>

Foto 16 - Arranjo em anéis dos grãos de cromita .

As vezes, constata-se,ao microscópio, cristais de cromita com inclusões ovaladas ou circulares preenchidas por material silicático. Com base nas observações em seção polida, dois tipos de cromita foram identificados:

- Um tipo com texturas poiquiliticas (inclusões de silicatos).

- Um tipo maciço, sem inclusões.

As texturas poiquiliticas foram somente evidenciadas na àrea 1, concentrando-se na porção central dos grãos (foto 12), e indicando, que os processos de cristalização se deram em mais de uma fase. Valendo-se das anàlises em seção polida, não foram identificadas variações de refletividade que indicassem um zoneamento do centro para a periferia dos grãos. Mesmo margeando as fraturas, não foram constatadas nesta escala, fases oxidadas de maior refletividade.

Além das inclusões de silicatos, as cromitas portam em seu interior uma série de outras inclusões. Uma diversidade de fases de Óxidos de dificil identificação (mesmo com o auxilio da microssonda eletrônica), dispõem-se de forma aleatória nos grãos de cromita. Uma avaliação ótica grosseira desses minerais indica tratar-se provavelmente de ilmenita, hematita e rutilo, que ora apresentam-se isolados ora apresentam-se intercrescidos (diâmetro médio de 5 a 10 micras).

Uma outra assembléia de microcristais identificada oticamente, corresponde a minerais de elementos do grupo da platina (foto 17). Tais minerais, com formas subeudrais a anedrais, dispõem-se tanto no interior das cromitas quanto dispersos na matriz silicática.



5 µ



Foto 17 - Detalhe de um grão de platina inserido na ganga. (A) Microscópio ótico(100 x);(B) Microscópio Eletrônico Eletrônico de Varredura.

4.2.2.3. Aspectos Deformacionais

a) Abordagem Geral

Por suas caracteristicas reológicas, as cromitas são muito resistentes à deformação dúctil. Ao contrário de outros minerais de minério, como os sulfetos, que exibem em condições crescentes de temperatura, estruturas dúcteis, as rochas contendo cromita quando submetidas a deformação em condições crustais mesmo profundas, tendem a levar o minério à ruptura (Siemens e Hennig-Michaeli, 1985).

Em microescala são comumente verificados processos de brechação e arredondamento dos grãos de cromita. Estes efeitos foram descritos por Mitra (1974), a partir de dois estágios distintos: a) no decorrer da cristalização; b) durante processos orogênicos posteriores à sua formação. Segundo este autor, no primeiro caso, os efeitos são mais frequentemente reconhecidos amostras de cromititos associados a ultramáficas com em assembléias minerais originais. No segundo caso, está relacionado ao aparecimento de micro-cisalhamentos rupteis, dando faixas de arredondadas de pequeno tamanho, contrastando com cromitas os grãos bem formados circundantes.

O reconhecimento de estruturas dúcteis em grãos de cromita são mencionados apenas em trabalhos que abordam ocorrências e/ou depósitos associados a ofiolitos (Leblanc, 1980; Leblanc et al.,1981; Christiansen,1985;1986; Nicolas,1989),

dentro do intervalo de temperatura compreendido entre 1000 o C (Nicolas & Prinzhofer, 1983; Doukhan et al., 1984). Em consequência, os grãos de cromita mostram-se eventualmente estirados (tectonitos L), contrastando com a forma planar (bandamento primário) dos depósitos estratiformes clássicos. A presença de estruturas dúcteis é bem evidenciada com o auxilio da microscopia eletrônica (Doukhan et al., 1984) ou pela análise da petrofábrica dos grãos (Christiansen, 1985), nos quais ficaram caracterizados mecanismos de plasticidade cristalina, através do reconhecimento de arranjos de dislocações estruturais.

a.2) Descrição Local

No caso de Tróia, as estruturas primárias e a total ausência de feições de ductilidade nos grãos de cromita, indicam que a deformação dúctil foi acomodada pelas fases silicáticas das rochas encaixantes, tendo os grãos de cromita sofrido unicamente processos rupturais.

Os efeitos cataclásticos são reconhecidos preferencialmente onde a concentração de cromita acontece em maior volume. Isto pode ser explicado pelas diferenças reológicas entre estas e os silicatos circundantes. Quando a quantidade de silicatos aumenta, a anisotropia destes últimos controla o "strain" e o seu comportamento produz estruturas dúcteis na matriz silicática; com maior quantidade de cromita (material

isotrópico), o "strain" é acumulado nestes grãos favorecendo processos rupturais. Esta situação pode ser melhor avaliada no depósito de Trapiå, com fraturas e falhas sucedendo-se com mais frequência, nas porções da rocha nos quais os grãos de cromita compõem mais de 80 % da rocha.

A parte do minério com mais alta concentração de fraturas está às vezes também afetada por microfalhas,ocupadas em seu interior por pedaços de cromitas alongadas, em zonas estreitas, circundadas por cromitas bem formadas e pela matriz clorítica. Os fragmentos maiores mostram-se mais angulosos, enquanto os pequenos mais arredondados, tendem a coalescer. Estas zonas assemelham-se a cordões finos que possuem uma aparência de "brecha de falha" (foto 18).

Em escala do microscópio ótico, raramente se verifica fraturamento no interior dos cristais. Contudo ao microscópio eletrônico de varredura, nota-se que este caráter rúptil se estende internamente, através de uma série de planos de fraturas aproximadamente paralelos (foto 19).



Foto 18 - Detalhe de uma zona de falha nos cromititos



Foto 19 - Planos de fraturas paralelas no interior de um grão (microscopia eletrônica de varredura).

4.2.2.4. Dados Geoguimicos

a) Cromitas

a.1) Introducão

A anàlise dos dados litogeoquímicos é uma das maneiras usuais de diferenciar geneticamente os depósitos estratiformes (ambiente anorogênico) dos depósitos ligados aos ofiolitos (ambiente orogênico).

Contudo, a situação é mais complexa guando se trata de depósitos precambrianos, como é o caso das ocorrências brasileiras, afetados por processos tectonometamórficos no fácies anfibolito ou mesmo granulito. Nestas condições, a mobilidade geoquimica é potencialmente induzida e torna dificil comparar os porventura existentes com mineralizações depósitos as cromitiferas classicas "estratiforme" ou "podiforme" que se padrões estabelecidos literatura. constituem nos na

Isto è bastante vàlido para o contexto regional da àrea estudada no qual as encaixantes do minério apresentam-se completamente alterada e a cromita modificada para fases ricas em ferro como se verà a seguir.

a.2) Descrição Local

a.2.1) Apresentação dos Resultados

A abordagem geoquimica neste trabalho pode ser considerada como preliminar em face da ausência de uma sistematização maior do tema, haja visto que o autor privilegiou as considerações de ordem textural e deformacional do minério.

De qualquer forma foram executadas anàlises quimicas por absorção atômica e microssonda contribuindo mesmo que que parcialmente na caracterização geoquimica destas mineralizações sobretudo em face da ausência quase que total de dados disponíveis.

Uma das rara exceções acerca de dados geoquimicos nesta årea foi publicado por Queiróz (1986) em uma revisão dos depósitos cromitiferos brasileiros, onde aponta valores de baixo a moderado de cromo (entre 10 a 37% de Cr O) sem destacar as 2 3

localidades onde foram coletadas as amostras.

Pelas anàlises aqui obtidas constata-se que os dados não são muito diferentes para o teor de Cr O , com valores médios 2 3 inferiores a 35% (Tabela III). O conteúdo de ferro é elevado (média de 22%) e relação Cr/Fe varia em torno de 1,2.

8	Cr203	A1203	FeO	MgO	TiO2
AMOSTRA					
PB-74	32.8	13.1	23.8	14.4	0.60
PB-75	30.8	13.5	22.5	14.3	0.50
PB-80	24.8	10.7	18.7	22.1	0.28
PB-81	26.8	13.3	20.4	19.8	0.34
PB-82	25.4	11.1	18.8	20.1	0.33
PB-83	32.7	9.5	28.6	13.0	1.19
PB-84	35.6	12.2	23.9	14.2	0.41

Tabela III - Composição química dos cromititos do Esbarro (Pedra Branca) através do método de Absorção Atômica.

Com relação aos dados de microssonda, as tabela IV e V mostram análises realizadas em uma amostra na localidade de Trapia e outra na localidade de Esbarro respectivamente.

Na tabela IV os pontos de 1 a 8 correspondem a um tomado em um único grão, com leituras espaçadas indo perfil do (ponto 1) à borda (ponto 8). Verifica-se uma centro zonação composicional na qual a porção mais periférica do grão ė depletada em Mg, Al e Cr quando comparada ao núcleo e com um enriquecimento em ferro, embora não cheguem a se constituir ferricromitas s.s. a exemplo daquelas referidas por Engin e Aucott (1971) e Blès e MacLean (1974).

- - -

Na tabela V são evidenciados a composição de 10 grãos de cromita, nos quais foram feitas leituras no núcleo e na borda de cada grão. O comportamento padrão em todos os casos analisados é um enriquecimento em Cr e uma depleção em Al e Mg na direção da periferia do grão. As análises mostram ainda valores idênticos de FeO no centro e na borda, com exceção de um único grão.

Ressalta-se que esta zonação não é visivel em seção polida (diferença de refletividade), tendo os limites entre a zona interna e a zona periférica ocorrido de maneira relativamente continua através da depleção ou enriquecimento dos elementos e não por uma passagem brusca.

COMPOSIÇÃO DAS CROMITA							
	FEO	TIO 2	AL O 2 3	MGO	CR 0 2 3	SIO 2	
<u>(Esb</u>	<u>arro - P</u>	<u></u> <u>B/01)</u>		~ ~ ~ ~ ~ ~			
1.	25.050	0.367	18.869 18.728	8.423 8.391	42.898 43.759	0.000	98.315 98.698
2. 3. ∡	25.175	0.404	18.602 18.751	8.520	43.895	0.000 0.040	99.064 98.204
5.	27.603	0.372	17.790	8.104 7.004	42.225 45.890	0.053 0.000	96.919 96.690
7.	25.023 24.523	0.507	14.440 10.463	7.075 5.546	46.472 48.539	0.022 0.172	96.953 95.044

Tabela IV - Análise por microssonda das cromitas da região de Esbarro. Os dados correspondem a um perfil do núcleo (ponto 1) a periferia (ponto 8) de um grão

				~ ~ ~ ~ ~ ~			
			COMPOSI	ÇÃO DA	S CROMI	та	
	FEO	TIO 2	AL O 2 3	MGO	CR 0 2 3	SIO 2	
<u>(Trapiā - PB/074)</u>							
1. 2. 3. 4. 5. 6. 7. 8. 9. 10. 11. 12. 13.	24.320 23.754 24.208 24.324 24.623 27.422 26.625 26.584 26.035 24.914 26.552 24.058 26.684 24.490	0.471 0.537 0.472 0.346 0.366 0.501 0.487 0.431 0.484 0.518 0.420 0.406 0.276 0.413	18.723 16.057 16.136 13.269 18.465 15.079 18.903 12.934 14.454 13.166 18.740 12.967 18.848 13.760	6.950 5.435 5.625 4.978 6.695 5.335 6.798 4.913 5.328 4.902 6.384 4.923 6.610 4.934	41.357 44.547 44.139 49.293 41.803 46.562 40.624 48.815 45.035 45.945 43.021 47.622 39.991 48.128	0.000 0.061 0.039 0.082 0.009 0.082 0.004 0.022 0.048 0.000 0.000 0.000 0.104 0.396 0.052	98.464 98.295 99.460 97.734 99.158 99.388 97.879 98.008 98.166 97.186 100.570 98.618 97.527 98.292
15. 16. 17. 18. 19. 20.	26.684 26.575 26.753 27.457 26.308 27.189	0.328 0.448 0.487 0.532 0.384 0.428	18.750 14.634 18.426 14.929 18.704 14.238	6.810 5.111 6.352 5.109 6.665 4.994	41.411 47.320 39.945 44.865 41.255 46.997	0.044 0.074 0.048 0.043 0.044 0.126	98.671 98.669 97.406 97.582 98.949 98.571

.

.

Tabela V - Análise por microssonda das cromitas da região de Trapiá.Os dados referem-se a medidas realizadas em 10 grãos no núcleo (pontos impares) e na borda (pontos pares).

. ... -

a.2.2.) Utilização de Diagramas Triangulares

Com o objetivo de contribuir na caracterização genética das ocorrências de Esbarro e Trapiå, os dados obtidos foram plotados em três diagramas distintos: +2

a) Relações Fe⁻/Mg - % TiO ;

b) Relações entre atomos de Cr, Al e Mg
c) Relações entre Cr/Cr+Al - Mg/Mg+Fe .

Como jå foi referido, a interpretação de diagramas deve ser feita com precaução sobretudo como é o caso das rochas estudadas onde as encaixantes do minério estão completamente modificadas e a cromita alterada para fases ricas em ferro.

No primeiro diagrama (figura 23), observa-se que os dados encontrados não possuem uma variação significativa da porcentagem de óxido de titânio com valores situando-se entre 0.3% e 0.5%. O "trend" coincide com aquele encontrado para os podiformes (Dickey, 1975). Os elevados depósitos valores +2relativos da razão Fe /Mg dos pontos referentes a localidade de Trapia pode ser creditada ao maior enriquecimento de ferro secundário nestas ocorrências.

As composições das cromitas de Esbarro e Trapia são ainda comparadas com os depósitos estratiformes e "alpinos" na figura 24. Os dados obtidos mostram que a maioria dos pontos situa-se no campo estratiforme embora não mostrem um "trend" bem

. . .
+2 definido segundo o eixo Mg/Mg+Fe . Os dados de Trapiå atingem 2 valores menores de Cr/Al+Cr e Mg/Mg+Fe mas mantendo-se no mesmo campo da amostra de Esbarro.



+2 Figura 23 - Diagrama TiO vs. Fe /Mg das cromitas de 2 Esbarro (circulos abertos) e Trapiá (circulos fechados). Os campos estratiforme e podiforme são baseados em Dickey (1975).

-----2



Figura 24 - Diagrama Cr/Cr+Al vs. Mg/Mg+Fe das cromitas de Esbarro (circulos abertos) e Trapia (circulos fechados). Os campos estratiforme e podiforme são baseados em Duke (1983).

+3 Ao plotar as cromitas no diagrama Cr-Al-Fe⁺³ (figura 25) observa-se pouca variação na composição do Al e valores intermediários em Cr. Baseado nos campos estabelecidos por Dickey (1975) a maior parte dos pontos situou-se no campo estratiforme.



+3 Figura 25 - Diagrama Cr, Al, Fe mostrando a variação química das cromitas de Esbarro (circulos abertos) e Trapiå (circulos fechados). Os campos estratiforme e podiforme são baseados segundo Dickey (1975).

Os dados obtidos nos diagramas apontaram maiores evidências no sentido de uma origem estratiforme embora tenha havido resultados contraditórios. Em vista deste fato, fica claro que os critérios utilizados revelaram-se insuficientes para definir corretamente a gênese das ocorrências. Por outro lado pode-se afirmar, que as cromitas das localidades de Esbarro e Trapià foram formadas em condições magmàticas semelhantes.

b) Elementos do Grupo da Platina (EGP)

b.1) Introdução

Os depósitos estratiformes de grande dimensão como Bushveld (Tranvaal) e Stillwater (Montana,EUA) são reconhecidos pela elevada concentração econômica em EGP.

Já os complexos ofiolíticos não tinham até recentemente sido reconhecidos pelo seu potencial platinifero. Este quadro passou a mudar a partir da década de 80 com os trabalhos de Page et al. (1982; 1986),Page e Talkington (1984), Augé (1986, 1988), Legendre e Augé (1987), Gauthier et al.(1990) entre outros,

Os padrões diferenciados dos EGP vem se constituindo cada vez mais em importantes marcadores na caracterização genética dos depósitos cromitiferos. São utilizados, à semelhança das terras raras, diagramas normalizados em condritos onde se representa os elementos crescentemente refratários e decrescentemente solúveis na ordem: Os, Ir, Ru, Rh, Pt e Pd (Leblanc e Nicolas, 1992).

Legendre e Augé (1987) em uma revisão acerca das inclusões de EGP em dez complexos ofiolíticos de diferentes idades, mostram um enriquecimento de Os,Ir e Ru quando comparados com Pt, Pd e Rh.

O enriquecimento relativo em Ru-Os-Ir pode ser particularmente constatado no Complexo Ofiolítico de Shetland (Tarkian e Prichard, 1987). No Complexo Ofiolítico de Oman, Augé (1986) constata unicamente a presença de laurita (RuS2) enquanto em Nova Caledônia,Page et al. (1982) mostram o enorme predominio de Ir e Ru sobre Pt, Pd e Rd.

Da mesma maneira, Cabri (1982), baseado em dados procedentes de diversos lugares, destaca que os cromititos ligados aos ofiolitos são enriquecidos em Os-Ir-Ru (tanto através de ligas quanto de sulfetos) quando comparados com Pt-Pd-Rd, formando ligas como ruthemiridosminio, iridosminio e osmiumiridio.

Contudo, mais recentemente, foram evidenciados depósitos ligados a ofiolitos enriquecidos em Pt-Pd-Rh (Oshin e Crocket, 1982; Page et al., 1986, Gauthier e Trotier 1987). Nos Apalaches ao sul do Québec, Gauthier et al. (1990), referem-se a cromititos igualmente ricos em platina, paládio e ródio. Segundo estes autores a morfologia dos depósitos não difere daquelas encontradas no depósitos estratiformes.

Uma melhor visualização acerca destes dados será mostrada no próximo item, através da Tabela III, quando serão incluidas as ocorrências brasileiras de Tróia e Nova Resende a titulo de comparação.

4 7 4

b.2) Descrição Local

Neste trabalho, elementos do grupo da platina foram identificados ao microscópio ótico apenas em uma seção polida (PB-2) mostrando que os EGP se inserem na ganga silicática e, secundariamente, inclusos nos grãos de cromita.

Através da microssonda só foi possível obter dados químicos de EGP dos cristais presentes na ganga. As fotos 15A e 15B exibem detalhes dos grãos respectivamente no microscópio ótico e eletrônico.

Pela Tabela VI constatou-se que os pontos 3,4 e 5 proporcionaram um bom resultado analítico enquanto os demais pontos apresentaram um "fechamento" que os faz serem interpretados como valores semi-quantitativos.

ANALISE DE EGP

	S	FE	AS	PD	RH	PT	TOTAL
1.	11.567	0.229	33.042	4.429	9.608	21.116	79.991
2.	11.773	0.155	32.702	4.611	9.833	20.925	79.998
З.	0.246	O.440	45.258	0.008	0.056	55.679	101.687
4.	0.004	0.461	45.809	0.101	0.089	55.792	102.257
5.	0.175	0.470	45.474	0.000	0.159	55.842	102.121
6.	0.039	0.757	6.341	11.179	0.158	69.769	88.243
7.	0.054	0.903	2.183	7.422	0.064	65.546	76.172

Tabela VI - Composição dos EGP nos cromititos da localidade de Esbarro.

Os resultados indicam em todas as anàlises uma forte concentração no elemento platina em detrimento dos demais, à exceção do palàdio (pontos 6 e 7).

A figura 26 põe em evidência um gráfico obtido através de microscópio eletrônico de varredura (MEV), no qual estão destacados os picos de Pt,As e Ir e em uma faixa menor o Rh e Ru.

Do ponto de vista composicional, o que diferencia os resultados alcançados nos dois métodos utilizados, microssonda e MEV, é a presença com um certo destaque do iridio fornecida por este último. A ausência deste elemento nos resultados analíticos da microssonda pode ser interpretado pela indisponibilidade, no laboratório utilizado, de padrões adequados para este elemento. Isto pode inclusive justificar o "fechamento" abaixo do esperado especialmente nos pontos 2,6 e 7. A alta concentração de iridio em Pedra Branca foi constatado recentemente por Angeli (1992) que atribui o fato ao metamorfismo.

Estes dados apontam, que os EGP associados aos òxidos em Pedra Branca podem ser reagrupados segundo seus ânions (sulforetos, arsenietos e ligas). Os pontos 1, 3, 4, e 5 assim como os dados qualitativos da figura 26, indicam tratar-se de surfoarsenietos de EGP e espirrilita, enquanto os dados dos pontos 6,7 e 8 sugerem uma mineralogia correspondendo a ligas de Pt e Pd.

- - -



Figura 26 - Gráfico mostrando enriquecimento em Pt e Ir com base em dados qualitativos provenientes de MEV.

Os dados obtidos mostram que as ocorrências de Pedra Branca possuem um forte enriquecimento em Pt e Pd, sendo a presenca de iridio uma questão a ser melhor avaliada. As altas concentrações dos dois primeiros elementos assemelha estas ocorrências com as mineralizações existentes nos grandes depósitos acamadados continentais (Tabela VII).

Pt-Pd-Rh			0s-Ir-Ru							
			;i	1 Su	;: Sulfetos					
	Ligas	Sulfetos	(Os,Ir,Ru)	(Os,Ir)	(Ir,0s)	RuS2	Outros			

Associação Mineral

	Vourinos,Grécia ¹						×	3	ĸ	x	x	x
	Troodos,Chipre ¹	- Taller sins sins som a	Con on. 370- 190- 200- 200- 200-				X	*******	****	x	x	1 786 Mai ya Mai 198 799 799 799
	Tiebaghi, Nova Caledonia ¹		Air 68a una 1999 mer 2011 augu una	*							×	×
	Guleman, Turquía ¹						x)	<			
fiolitos	Theken, Albania ¹										×	a maa aayaag <u>a yaa</u> kiika nijio nga
	Massif du Sud,Nova Caledônia ¹						x			x	x	
	Oman						x				x	
	Shetland,Escócia ³			-tie die op 407-10					n, și cale de an a		*** *** ** * *** *** **	
	Estrie - Beauce, Apalaches ⁴	X		X	• • • • • • • • • • • • • • • • • • •		×					
	Ivrea - Verbano,Itália ⁵	ж		 X		<u></u>			<u> </u>	، سور همه است استار التاريخ	90 mil 120 We din 1991 ag	
ntrusões	Horizonte Merenski, Bushveld ^{6,7}	x		x					11 - 11 - 11 - 11 - 11 - 11 - 11 - 11		<u></u>	
camadadas	Camada Inferior, Complexo Stillwater ⁷	x		X							X	
epósitos	Tróia	х х										
rasileiros	Nova Resende ⁸					×						

Tabela **VI** - Principais MGP encontrados em diferentes associacoes máficas / ultramáficas mineralizadas em cromita. (1) Legendre e Augé (1987); (2) Augé (1986); (3) Tarkian e Prichard (1987); (4) Gauthier et. al (1990); (5) Ferrario et al. (1982); (6) Bouladon (1986); (7) Cabri, (198); (8) Roig (1993).

•

4.2.2.5.) Geometria dos Corpos Mineralizados

As litologias metamàficas/metaultramàficas aparecem como lentes inseridas nas rochas gnàissico-migmatiticas concordantes com a foliação mostrando localmente um aspecto anastomosado.

Geometricamente, os corpos contendo o minério se sucedem em faixas bastante restritas, mostrando-se intensamente lenticularizados e descontinuos, sem controle litoestratigráfico definido. Neste aspecto guardam muita semelhança com os depósitos de Goiás referidos tradicionalmente como "podiformes".

A faixa mineralizada como um todo encontra-se bastante espalhada, numa área estimada por Gomes et al. (1981) em 110 km de extensão e 50 km de largura. As lentes ou "pods" do minério ocorrem entretanto, dentro de uma zona de algumas centenas de metros, ficando os cromititos restritos a pequenas áreas com uma espessura de poucos metros.

Em Esbarro 1 (fazenda João Brigido), as finas lentes do minério acompanham a foliação com mergulhos sub-horizontais, bem observados no interior das trincheiras.

Na fazenda Trapiá, também trincheiras, em foi identificado dois corpos mineralizados com forma tabular e espessura média em torno de um metro. A rocha encaixante é um tremolita-actinolita xisto bastante alterado. A figura 27 mostra esquematicamente o perfil no qual se observam as associações litológicas que se relacionam espacialmente com os niveis mineralizados.

. ...





"sheets" graniticos

mårmores



metaultramàficas com niveis cromitiferos



Figura 27 - Perfil esquemático na Fazenda Trapiá.

Ao analisar o conjunto das lentes de metaultramáficas, mineralizadas ou não, constata-se que estas possuem interação geométrica com a tectônica regional, mais especificamente com o evento S . Quando vista mais regionalmente, a orientação das n+1

lentes se coloca em consonância com a direção de estiramento

NNE-SSW,a qual representa o elemento fundamental das megaestruturas de cisalhamento transcorrente e de empurrão (figura 28).

4 4 4

.



0 6 KM



Sequência supracrustal



Embasamento (rochas ortoderivadas principalmente) , com "pods" de metamáficas/metaultramáficas .



Zonas de cisalhamento



Principais cavalgamentos



Transporte tectônico

Relação geométrica das lentes de rochas metamáficas e metaultramáficas com a tectônica regional . Figura 28 -

CAPITULO V

CONSIDERAÇÕES FINAIS

1.4

Sobre o Contexto Geológico Regional

As litologias do Complexo Pedra Branca correspondem a um conjunto de rochas arqueanas afetadas por processos orogenéticos posteriores.Diversos trabalhos de campo indicam que a maioria dos litotipos possuem uma derivação ignea (granitos, dioritos, trondjemitos), tendo, em menor quantidade, intrusões igneas diferenciadas (metamáficas / metaultramáficas) e rochas paraderivadas.

Apesar de todas estas litologias serem formalmente enquadradas numa única unidade estratigráfica, em verdade faltam dados para suportar essa interpretação.

Sobre a Deformação

Os dados de campo e de laboratório permitiram caracterizar as estruturas, descrever a deformação em escala mineral e esboçar a evolução deformacional da área no contexto regional.

Em mesoescala, a lineação de estiramento se constitui no elemento estrutural mais sistemático regionalmente, evidenciando dois padrões de orientação ortogonal resultantes de eventos tectônicos distintos.

A análise da deformação levando em conta a distinção litológica (no caso, rochas quartzo-feldspáticas e rochas metamáficas) mostrou que este tipo de abordagem se constitui em numa metodologia bastante interessante para fornecer mais elementos acerca de um contexto tectônico no qual se evidenciam eventos superpostos.

Em lâmina, as rochas quartzo-feldspáticas não apresentaram indicações de uma deformação pretérita; contudo a observação microtextural do quartzo colocou em destaque feições de recristalização com processos de crescimento de grãos, sugerindo uma evolução que regionalmente não privilegiou a ativação de mecanismos que conduzissem a redução de grãos e por conseguinte a formação de milonitos, embora algumas rochas graniticas apresentaram localmente estas estruturas.

Por outro lado, o estudo das hornblendas e plagioclásios das rochas metamáficas revelou que estas litologias ficaram mais preservadas da última deformação, evidenciando duas foliações temporalmente distintas. As suas paragêneses apontam condições do fácies anfibolito, não mostrando pelo menos na escala do microscópio ótico, sinais evidentes de retrometamorfismo.

Foi possivel distinguir três eventos deformacionais, sendo o primeiro (D) menos penetrativo regionalmente, 1 caracterizado por um bandamento gnàissico e uma lineação de estiramento reliquiar de orientação E-W (L). Um segundo (D), de 1 2

caracteristicas mais regionais, marcado principalmente por uma xistosidade bem desenvolvida e acompanhado de uma lineação N-S (L). Finalmente um terceiro evento (D) reune em um conjunto 2 3 temporalmente distinto, todas as estruturas pôs-metamòrficas.

Sobre a Metalogênese

Os estudos texturais e deformacionais de diversas amostras referentes aos depòsitos de Esbarro e Trapiå sugerem que foram pouco afetados pela tectônica 0.5 mesmos regional. mostrando diversas estruturas primàrias preservadas. As feições texturais encontradas assemelham-se mais apropriadamente áquelas depòsitos do tipo estratiforme do sul da Africa, ainda que de algumas destas texturas tenham sido descritas em certos depósitos relacionados a ofiolitos. A ausência de feições de ductilidade nos grãos de cromita è decorrência de suas caracteristicas reològicas pois se constitui em um dos minerais de minèrio mais resistentes á deformação, sendo esta absorvida, com intensidade variàvel, pelos minerais silicàticos circundantes.

O estudo diferenciado das ocorrências de Esbarro e Trapià indicam com base nos dados químicos, mineralizações formadas nas mesmas condições magmàticas mas afetadas pelo metamorfismo regional.

As inclusões de minerais de EGP associados a cromita da localidade de Esbarro apontam preliminarmente para um

1 / 5

enriquecimento em Pt e Pd, que é uma tendência observada em complexos estratiformes mundialmente conhecidos.

Neste aspecto, a existência de EGP aumenta a potencialidade econômica das ocorrências de Pedra Branca, embora ressalte-se a distância a que estas se encontram dos pólos de beneficiamento e a ausência de infraestrutura da região.

Relações Deformação/Metalogênese

A relação entre a geometria do minério e o quadro deformacional mostra a influência das estruturas regionais sobre o modo de jazimento dos depósitos cromitiferos.

Deste modo, a tectônica compressiva do evento D 2 propiciou o controle das mineralizações, onde a forma em "pods" das metaultramáficas tem sua origem ligada a fatores estruturais em decorrência da diversidade de competência entre as rochas quartzo-feldspáticas e as rochas constituídas por minerais máficos, "boudinando" os corpos inicialmente estratiformes na direção do estiramento máximo. O conjunto de dobras do evento D 3 modificou localmente a geometria destes corpos gerando padrões anastomosados.

CAPITULO 6

BIBLIOGRAFIA

- ALAPIETI, T.T.; KUJANPA, J.; LAHTINEN, J.J.; PAPUNEN, H. -1989-The Kemi Stratiform chromite deposit, Northern Finland. Econ. Geol., 84: 1057-1077.
- ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B. de; FUCK, R.A. -1977-Provincias estruturais brasileiras. In: SIMP. GEOL. NORD., 8, Campina Grande, 1977. Atas... Campina Grande, SBG-NE, 363-391.
- ANGELI, N. -1982- Geologia da porção sul do Maciço de Tróia-Ceará. In: CONG. BRAS. GEOL., 32, Salvador, 1982. Anais ... Salvador, SBG, v. 1, p.294-307.
- ANGELI, N. -1992- Elementos do Grupo da Platina associados a cromitas - Exemplos brasileiros. São Paulo, IG/USP, Workshop em Metalogênese. Boletim de Resumos, p.10.
- ARTHAUD, M.H. e HARTMANN, M.B. -1984- Texto explicativo para o Mapa Geológico da Folha Independência (CE). SB 24-V-D-I. Relatório Inédito. Fortaleza, Convênio CEMINAS/UNIFOR, 29 p.
- ARTHAUD, M.H. e HARTMANN, M.B. -1986- A geologia da região de Independência (CE): Um exemplo da tectônica de nappe no Ceará In: CONG. BRAS. GEOL., 32, Goiânia, 1986. Anais... Goiânia, SBG, v.3, p.294-307.
- ARTHAUD, M.H. e TORQUATO, J.R. -1989- A tectônica transcorrente do Estado do Ceará. In: SIMP. NAC. EST. TECT., 2, Fortaleza, 1989. Atas... Fortaleza, SBG, p.277-278.

- ARTHAUD, M. H.; HARTMANN, M.B.; TAGLIANI, T.R.M. -1986- Metamorfismo inverso na porção centro-leste da Folha Independência - CE. Suas implicações estruturais e estratigráficas. Rev. Geol. UFC, 1 (1): 41-44.
- ARTHAUD, M.H.; NOGUEIRA NETO, J.A.; TORQUATO, J.R. -1988- A Zona de Cisalhamento Dúctil de Quixeramobim (CE). In: CONG. BRAS. GEOL., 35, Belém, 1988. Anais...Belém, SBG, v.5., p.2248-2256.
- ASHWORTH, J.R. -1985- Textures .In: Migmatites. Ashworth (ed.). Glascow, Blackie. 301p.
- AUGE,T. -1986- Platinum-group-mineral inclusions in chromitites from the Oman Ophiolite. Bull. Mineral. 109. p. 301-304.
- BARBOSA de DEUS, P.; VIANA, J.S.; DUARTE, P.M.; QUEIRÓZ, W.J.A.
 1982 Distrito cromitifero de Campo Formoso. In: CONG.BRAS.
 GEOL., 32, Salvador, 1984. Anais...Salvador, SBG, Bol. 3, p. 52-68.
- BARD, J. P. -1985- Microtexturas de rocas magmáticas y metamòrficas. Barcelona, Masson. 181 p.
- BARRETO, A. -1967- Sumàrio geològico da região rutilifera de Independência - CE. SUDENE - Div.Geol., Recife (2). p. 45-56.
 BARRETO, A. -1971- Mapa Geològico do Município de Independência

- CE. Recife, Sudene - Divisão de Geologia.

- BEACH, A.-1980- Retrogressive metamorphic processes in shear zones with special reference to the Lewisian Complex. J. Struct. Geol., 1/2: 257-264.

- BEHRMANN, J.H. -1984- A study of white mica microstructure and microchemistry in a low grade mylonite. J. Struct. Geol., 6: 283-292.
- BELL, T.H. e ETHERIDGE, M.A. -1973 Microstructures of mylonites and their descriptive terminology. Lithos, 6:337-348.
- BIERMANN, C. -1981- (100) Deformation twins in naturally deformed amphiboles. Nature, 292: 821-823.
- BLACIC, J.D. -1972- Effect of water on the experimental deformation of olivines. Geophys. Monograph., 16:109-115.
- BLACIC, J.D. -1975- Plastic deformation mechanisms in quartz: the effect of water. Tectonophysics, 27:271-294.
- BLISS, N.W. e MacLEAN, W.H. -1975- The paragenesis of zoned chromite from Central Manitoba. Geoch. Cosmoch. Acta, 39: 973-990.
- BOSSIERE, G. e VAUCHEZ, A. 1978 Déformation naturelle par cisaillement ductile d'un granite de Grande Kabylie Occidentale (Algerie). Tectonophysics, 51: 57-81.
- BOULADON, J. -1986- La chromite: un mineral toujours recherché. Chron. Rech. Min., 485: 53-63.
- BOURRADEILE, G.J.; BAYLY, M.B.; POWELL,C.Mc.A. -1982- Atlas of deformational and metamorphic rocks fabrics. Berlim, Springer-Verlag. 551 p.
- BOYER, S.E. e ELLIOTT, D. -1982- Thrust systems. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 66 (9): 1196-1230.

- BRITO NEVES, B.B. de -1975- Regionalização geotectônica do Pré-Cambriano Nordestino. Inst. Geoc., USP. 198 p. (Tese de Doutoramento).

ويواد بالورمين بالاستجازيمة فبالها الغا

- BRITO NEVES, B.B.; KAWASHITA, K.; PESSOA, R.R. -1975- A posição estratigráfica do Complexo Caicó. In: SIMP. GEOL. NORD., 7, Fortaleza,1975. Atas...Fortaleza, SBG-NE, p.289-297.
- BRODIE, K.H. e RUTTER, E.H. -1985- On the relationship between deformation and metamorphism, with special reference to the behavior of basic rocks. In: A.B. Thompson e D. Rubie (eds.) Advanced in Physical Geochesmitry 4. New York, Springer.
 p. 138-179.
- BRUNEL, M. -1986- Ductile thrusting in the Himalayas: Shear sense criteria and stretching lineations. Tectonics , 5 (2): 247-265.
- CABRI,L.J. -1982- Relationship of mineralogy to the recovery of Platinum Group Elements from ore.In:Cabri,L.J.(ed.) Platinum Group Element: Mineralogy, Geology, Recovery. Capitulo 11.
 p. 243-245.
- CABY, R.. -1989- Precambrian terranes of Benin-Nigeria and northeast Brazil and the Late Proterozoic South Atlantic fit. Geol. Soc. Amer. Special Paper, 230: 145-148.
- CABY,R. e ARTHAUD,M.H. -1986- Major precambrian nappes of the Brazilian Belt,Ceara, Northeast Brazil. Geology,14: 871-874.

- CHRISTIANSEN, F. G. - 1986 - Deformation of chromite: SEM investigation. Tectonophysics, 121: 1175-196.

- CHRISTIE, J.M.; GRIGGS, D.T.; CARTER, N.L. -1964- Experimental evidence for basal slip in guartz. J. Geol., 72:734-756.

- COBBOLD, P.R. e QUINQUIS, H. -1980- Development of sheath folds in shear regimes. J. Struct. Geol., 2(1/2):119-126.
- COTERRIL, P. -1977- The Selukwe Schist Belt and its chromitites deposits. Spec. Publ. Geol. Soc. S. Africa, 5: 229-240.
- DALY, M.C.-1988-Crustal shear zone in Central Africa: A kinematic approach proterozoic tectonics. Episodes, 11 (1):5-11.
- DANTAS, J.R.A. -1974- Texto explicativo.In:Brasil Departamento
 Nacional de Produção Mineral. Carta Geológica do Brasil ao
 Milionésimo.Folha Jaguaribe (SB-24)/Folha Fortaleza (SA-24).
 Brasilia. 95 p.
- DAVIES, J. F. -1958- Chromite deposits of southwest Manitoba. Can. Mineral., 79: 112-114.
- DEBAT, P.; SOULA, J.C.; KUBIN, L.; VIDAL, J.L. -1978- Optical studies of natural deformation microstructures in feldspars (gneiss and pegmatites from Occitania, southern France). Lithos, 11: 133-145.
- DOLLINGER, G. e BLACIC, J.D. -1975- Deformation mechanisms in experimentally and naturally deformed amphiboles. Earth Plan. Sci. Lett., 26: 409-416.

- EVANS, B.E. -1982- Amphiboles in metamorphosed ultramafic rocks.
 In: Veblen e Ribbe (eds) Amphiboles Reviews in Mineralogy.
 Mineral. Soc. America, 913: 98-113.
- FERRARIO, A.; GARUTI, G.; SIGHINOLFI, G.P. -1982- Platinum and palladium in the Ivrea-Verbano Basic Complex, Western Alps, Italy. Econ. Geol., 77:1548-1555.
- FIGUEREDO, A.N. -1975- Dépositos de cromita de Goiás e Campo Formoso (Ba) - Diagnose e anàlise comparativa. Rev. Bras. Geoc., 7:73-83.
- FONSECA, M.R.B. e CRUZ, R.D. -1986- Mapeamento da região à noroeste de Mombaça-CE. Uma contribuição à geologia das Folhas de Mombaça (SB 24-V-D-V) e Várzea do Boi (SB 24-V-Relatório de Graduação, Universidade de Fortaleza, Convênio DNPM/UNIFOR. 95p.
- FONSECA, M.R.C.B. -1969- Geologia e tectônica da área de Tróia-Ceará. Relatório de Graduação, I.G., Univ. Fed. de Pernambuco. 78 p.
- GAPAIS, D. & BRUN, J.-P. -1981- A comparison of mineral grain fabrics and finite strain in amphibolites from eastern Finland. Can. J. Earth Sci., 18: 995-1003.
- GAUTHIER, M. e TROTTIER, J.-1987-Platinoides dans les chromitites de l'Estrie-Beauce, Québec. Document de Promotion, no.14. 8p.

L

- HARTMANN,M.B.; SIMÕES,S.J.C.; MENEZES,J.; SILVEIRA, E.; MENDES,R.;
 LIMA,F.I.C.-1986- O Complexo Pedra Branca (CE) Aspectos
 descritivos da evolução crustal profunda. In:CONG.BRAS.GEOL.
 34, Goiânia, 1986. Anais...Goiânia, SBG, v.2, p.784-787.
- HOBBS, B.E. -1968-Recrystallization of single crystals of quartz Tectonophysics, 6:353-401.
- HOBBS, B.E.; MEANS, W.D.; WILLIAMS, P.F. -1986- An outline of structural geology. New York, John Willey. 571 p.
- HOCK, M. e FRIENDRICH, G. 1985 Structural features of ophiolitic chromitites in the Zambales Range Luzon, Phillipines. Mineral. Deposita, 20: 290-301.
- HUDLESTON, P.J. -1986- Extracting information from folds in rocks. J. Geol. Educ., 34: 237-245.
- HUTTON, D.H.W. -1979- Tectonic slides: A review and reappraisal. Earth Sci. Review, 15 (2): 151-172.
- JACKSON, E.D. -1969- Chemical variation in coexisting chromite
 zones of the Stillwater Complex. Econ. Geol., Monograph, 4:
 41-71.
- JANECKE, S.V. e EVANS, J.P. -1988- Feldspar influenced rocks rheologies. Geology., 16: 1064-1067.
- JARDIM DE SA,E.F. -1984- A evolução proterozóica da Provincia Borborema . In: SIMP. GEOL. NORD., 11, 1984. Atas... SBG-NE p. 297-315.

- LAURENT, T.R. e KACIRA, N. -1987- Chromite deposits in the appalachian ophiolites. In: Stowe, A. (ed.) Evolution of chromium ore fields. New York, Van Nostrand Reinhold, p.169-193.
- LEBLANC, M. -1980- Chromite growth dissolution and deformation from a morphological view point: SEM investigation. Mineral. Deposita, 15: 201-210.
- LEBLANC, M. e NICOLAS, A. -1992- Les chromitites ophiolitiques. Chron. Rech. Min., 507: 01-25.
- LEBLANC, M.; CASSARD, D.; JUTEAU, T. -1981- Cristallisation et
 et deformation des orbicules de chromite. Mineral.Deposita,
 16: 269 -282.
- LEGENDRE, O. e AUGE, T. -1987- Mineralogy of platinum group mineral inclusion in chromitites from different ophiolitic complexe. In: M.J. Gallagher; R.A. Ixer; C.R. Neary e H.M. Prichard (eds.). Metallogeny of basic and ultrabasic rocks.
 p. 361-375.
- MALAVIEILLE, J.; LACASSIN, R.; MATTAUER, M. -1984- Signification tectonique des linéations d'allongement dans les Alpes occidentales. Bull. Soc. géol. France, 7, t. XXVI,5:895-906.
- MARINHO,J.M.L. e LIMAVERDE, J.A. -1969- Avaliação da reserva de cromita de Pedra Branca (CE). SUMOV/SUDEC, Fortaleza. 60p.

- MESTRINHO,S.S.P. e NOVIKOFF, A. -1980- Comparaison géochimique des chromites d'Andorinha et de Campo Formoso, Bahia, Brésil. Cah. ORSTROM, sér. Geol., v. XI (1): 75-94.

- MEYER, C. -1985- Ore metals through geologic history. Science, 227 (4693): 1421-1428.

- MILLER, R.B. -1988- Fluid flow, metassomatism and amphibole deformation in an imbricated ophiolite, North Cascades, Washington. J. Struct. Geol., 10 (3): 283-296.
- MITCHEL, A.H.G. e GARSON, M.S. 1981 Mineral deposits and global tectonic setting. London, Academic Press. 405 p.
- MITRA, S. -1974- Post-magmatic deformations of chromites in Sukinda, Oressa, India. N.Jb. Miner.Abh.m 120, 2: 168-177.
- MODDY, J.B. -1976- Serpentinization: a review. Lithos, 9:125-138.
- NALDRETT, A.J. e CABRI, L.J. -1976- Ultramafic and related rocks: Their classification and genesis with special reference to the concentration of nickel sulfides and platinum-group elements. Econ. Geol., 71: 1131-1158.
- NICOLAS, A. -1989- Structures of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere. Dordrecht, Kluwer Academic Publisher. 367 p.
- NICOLAS, A. e POIRIER, J.P. -1976- Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks. New York, John Willey & Sons. 444 p.

- PAGE, N.J.; SINGER, D.A.; MORING, B.C.; CARLSON, C.A.; McDADE, J.; WILSON, S.A. -1986- Platinum - group element resources in podform chromites from Califormnia and Oregon . Econ.Geol., 81: 1261-1271.
- PASSCHIER, C.W. e SIMPSON, C. -1986- Porphiroclast systems as kinematic indicators. J. Struct. Geol., 8: 831-843.
- PESSOA, R.R. e ARCHANJO, C.J. -1984- Tectônica de empurrões na região de Tróia (CE). In: CONG. BRAS. GEOL., 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais...Rio de Janeiro, SBG, v.4, p.1721-1728.
- PESSOA, R.; BRITO NEVES, B.B.; KAWASHITA, K.; PESSOA, D.; FUCK,
 R. -1986- Contribuição ao estudo da evolução geocronológica
 do Maciço de Tróia. In: SIMP. GEOL. NORD., 12, João Pessoa ,
 1986. Atas... João Pessoa, SEG-NE, p. 4166-4203.
- QUEIRÓZ, E.T. -1986- Geologia do cromo. In: DNPM Principais depósitos minerais do Brasil. Vol. II, MME-DNPM, 501 p.
- RAMSAY, J. G. -1967- Folding and fracturing of rocks. New York, McGraw-Hill. 590p.
- RAMSAY, J.G. -1983- Rock ductility and its influence on the development of tectonic structures in mountain belts. In: Hsu,K. (ed) Mountain Building Processes. London, Academic Press. p. 111-127.
- RANALLI, G. e MURPHY, D.C. -1987- Rheological stratification of the litosphere. Tectonophysics, 132: 281-295.

- - -

- SIMPSON, C. e SCHMIDT, S.M. -1983- An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. J. Struct. Geol., 94 :1281-1288.
- SOUZA FILHO, C.R.; SIMÕES,S.J.C.; SCHRANK,A. -1990- Anàlise da deformação mineral nos xistos Nova Lima da região de Caeté, Quadrilàtero Ferrifero, MG. In: CONG. BRAS. GEOL.,36, Natal. Boletim de Resumos...Natal, SBG, p. 277.
- SPRY, H.H. -1969- Metamorphic textures. Oxford, Pergamon Press. 350 p.
- STATON, R.L. -1972- Ore petrology.New York, McGraw-Hill.713p.
- STOWE, C.W. ~1987a- The mineral chromite . In: Stowe, A. ed. Evolution of chromium ore fields. New York, Van Nostrand Reinhold. 340 p.
- STOWE, C.W. -1987b- Chromite deposits of the Shurugwi Greenstone Belt, Zimbabwe.In: Stowe, A. (ed.) Evolution of chromium ore fields. New York, Van Nostrand Reinhold, p. 71-88.
- TAGLIANI, T. R. M. e GOMES, J. R. C. -1985- Estudos das rochas ortoderivadas de Crateús - CE. Relatório CNPq. 27p.
- TAGLIANI, T.R.M. e GOMES, J.R.C. -1988- A deformação dos ortognaisses de Crateús-CE. Rev. Geol. UFC , 1(1)
- TARKIAN, M. e PRICHARD, H.M. -1987- Irarsite hollingworthite olid-solution serie and other asociated Ru-Os-Ir, and Rhbearing PGM's from the Shetland ophiolite complex. Mineral. Deposita 22: 178-184.

- THAYER, T.P. -1964- Principal features and origin of podiform chromite deposits and some observations on the Guleman Soridig District, Turkey. Econ. Geol., 59 (8): 1497-1524.
- THAYER, T.P. 1969 Gravity differentiation and magmatic re-emplacement of podform chromite deposits. Econ. Geol., Monograph 4. p.132-146.
- TULLIS, J. -1983- Deformation of feldspar. In: Ribbe, P.H. (ed) Feldspar Mineralogy. Miner. Soc. Am. Reviews., 2, p.247-323.
- TULLIS, J.A.; CHRISTIE, J.M.; GRIGGS, D.T. -1973- Microstructures and preferred orientations of experimentally deformed quartzites. Bull. Geol. Soc. Am., 84: 297-314.
- UHLEIN,A.; ASSIS, A.C.; DARDENNE,M.A. -1983- As mineralizações de ouro e cromita da sequência vulcano-sedimentar de Serro -MG. In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS, 2, Belo Horizonte, 1983. Atas...Belo Horizonte, p. 306-320.
- VAUCHEZ, A. -1987- Mecanismes de déformation et cinematique des zones de mouvement ductiles. These Docteur Sciences Géologie.
 Faculté Sciences Techniques St. Jerome, Marseille. 315 p.
- VERNON, R.H. -1977- Microfabric of mica aggregates, in partly recrystallized biotite.Contrib. Mineral. Petrol.,61:175-185.
 VERNON, R.H. e FLOOD, R.H. -1988- Contrasting deformation of S- and I-type granitoids in the Lachlon Fold Belt, eastern Finland. Can. J. Earth Sci., 18: 995-1003.

- VIDAL, J.-L.; KUBIN, L.; DEBAT, P.; SOULA, J.-C. -1980- Deformation and dynamic recrystallization of K feldspar augen in orthogneiss from Montagne Noire, Occitania, Southern France Lithos, 13: 247-255.
- VOLL,G.-1976- Recrystallization of quartz, biotite and feldspar from Erstfeld to the Levuntina Nappe, Swiss Alps and its geological significance.Schweiz. Mineral. Petrol. Mitt., 56: 641-647.
- VON GRUENEWALDT, G. & WORST, B.G. -1986- Chromite deposits at Zwartkop Chrome Mine, Western Bushveld Complex. Southern Africa. Vol.II Geol. Soc. S. Af., Johannesburg, p.1217-1227.
- WHITE, S. -1975- Tectonic deformation and recrystallization of oligoclase . Contrib. Mineral. Petrol., 50: 287-305.
- WHITE, S. -1976- The effects of strain on the microstructure fabrics and deformation mechanisms in quartz. Phil. Trans. Roy. Soc. London. Serie A. 283: 69-86.
- WHITE, S. -1977- Geological significance of recovery and recristallization processes in quartz. Tectonophysics, 39: 503-511.
- WHITE, S.H. e KNIPE, R.J. -1978- Transformation and reactionductility in rocks. J. Geol. Soc. Lond., 135: 513-516.

- WHITE, S.H. e BRETAN, P.G. -1985- Rheological controls on the geometry of deep faults and the tectonic delamination of the continental crust. Tectonics, 4: 303-309.

- WHITE, S.H.; BURROWS, S.E.; CARRERAS, J.; SHAW, N.D.; HUMPHEYS, C.J. -1980- On mylonites in ductile shear zones. J. Struct. Geol., 2:175-188.
- WINKLER, H. -1976- Petrogenesis of metamorphic rocks.New York, Springer-Verlag. 346 p.
- WYLLIE, P.J. -1969- Ultramafic and related rocks. Nova York, Wiley. 464 p.