



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO NORTE
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA TERRA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEODINÂMICA E GEOFÍSICA**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**LIMITES E EVOLUÇÃO GEODINÂMICA DO SISTEMA
JAGUARIBEANO, PROVÍNCIA BORBOREMA,
NORDESTE DO BRASIL.**

Autor:

JOSÉ CARVALHO CAVALCANTE

Orientador:

**PROF. DR. JAZIEL MARTINS SÁ
DG-UFRN**

Dissertação nº 09/PPGG

Natal-RN, Junho - 1999



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO NORTE
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA TERRA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEODINÂMICA E GEOFÍSICA**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**LIMITES E EVOLUÇÃO GEODINÂMICA DO SISTEMA
JAGUARIBEANO, PROVÍNCIA BORBOREMA,
NORDESTE DO BRASIL.**

Autor:

JOSÉ CARVALHO CAVALCANTE

Dissertação de Mestrado apresentada em 28 de junho de 1999, para obtenção do título de Mestre em Geodinâmica pelo Programa de Pesquisa e Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica da UFRN.

Comissão Examinadora:

PROF. DR. JAZIEL MARTINS SÁ (ORIENTADOR)
DG-UFRN

PROF. DR. WALTER EUGÊNIO DE MEDEIROS
DFTE-UFRN

DR. EDILTON JOSÉ DOS SANTOS
CPRM/SUREG-Recife.

Dissertação n° 09/PPGG

Natal-RN, Junho - 1999

NOTA SOBRE A ERRATA

Este trabalho, em relação ao enviado à UFRN (1999), exhibe algumas correções no posicionamento dos índices das superfícies S (p.ex. S_0 passa à S_0) e das fases deformacionais F (p.ex. $F_1 \rightarrow F_1$), somando-se outras que atendem ao exibido pela ERRATA.

José Carvalho Cavalcante

DEDICATÓRIA

Aos meus pais,
Esperidião Holanda Cavalcante e Maria da Glória Cavalcante,
e à minha tia
Maria José Carvalho Silva
(todos *in memoriam*).

Ao meu irmão e compadre José Fernando e família, e ao meu compadre e “irmão” Hélio Canejo e família.

A minha amiga e companheira de longos anos, Maria Quitéria, e aos nossos filhos Julie Cristina, Fernando Flávio, Joana Carla, Junior e Ana Flávia.

AGRADECIMENTOS

Agradecer a um substantivo simples ou coletivo é sempre uma tarefa fácil, mas quando envolve nomeação dos integrantes do coletivo, por qualquer um de seus atributos, é sempre uma tarefa que gera erros ou omissões. Por isto, em diversos casos elegemos alguns nomes que, sem dúvida, representam muito bem o coletivo de todos aqueles que, de alguma forma, contribuíram para o desenvolvimento deste trabalho. Assim sendo, os nossos agradecimentos ficam com a seguinte configuração:

- Ao orientador, Prof. Dr. Jaziel Martins Sá, que além dos ensinamentos técnico-geológicos fornecidos, sempre demonstrou entusiasmo pelo que estava sendo feito e nos proporcionou a tranquilidade necessária para o desenvolvimento do trabalho. Sem o mesmo, talvez não tivéssemos concluído esta obra.

- Ao Dr. Walter Eugênio de Medeiros (DFTE-UFRN), co-orientador, pela paciência e didática na explicação dos problemas surgidos durante a interpretação geofísica.

- Ao Prof. Dr. Emanuel Ferraz Jardim de Sá (Coordenador do PPGG-CCET-UFRN), pelos ensinamentos nas áreas de Geodinâmica e Geologia do Pré-Cambriano, além do crédito depositado em nosso projeto de pesquisa e pelo “uso e abuso” de seu acervo bibliográfico.

- Ao Prof. Dr. David Lopes de Castro (UFRN, até 02/1998) que, além dos ensinamentos na área de Geofísica (Métodos Potenciais), participou com grande dedicação de todas etapas de campo do levantamento gravimétrico.

- À CPRM-Serviço Geológico do Brasil, meus agradecimentos através da equipe da REFO, tendo no Geól. Thales de Queiroz Sampaio (Coordenador Nacional do Plano de Qualidade Total da CPRM), um incentivador desde os primeiros momentos em que foi apresentada a nossa proposta de trabalho, comportamento seguido pelo Geól. Clodionor Carvalho de Araújo (Chefe da REFO).

- Por intermédio dos geólogos Antonio Maurílio Vasconcelos, Jaime Quintas Colares e Francisco Edson Mendonça Gomes, e do Advogado Francisco de Assis e da Bibliotecária Aurineide Vasconcelos, queremos externar nossa gratidão aos corpos técnico e administrativo dessa REFO, pelo atento e excelente tratamento direcionados aos nossos pleitos.

- Aos professores do Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Dra. Maria Helena de Freitas Macedo (Geocronologia), Dr. Zorano Sérgio de Souza (Métodos de Análise Estrutural), pelo que acrescentou aos nossos conhecimentos e pelo material bibliográfico fornecido.

- A outros professores do DG-UFRN, como o Dr. Fernando César Alves da Silva e o Dr. Francisco Pinheiro Lima Filho, pela cessão de trabalhos técnicos e informações geológicas que auxiliaram no equacionamento de alguns problemas.

- Ao Prof. J. A. M. Moreira (DFTE-UFRN) pelo auxílio prestado no tratamento dos dados gravimétricos.

- Ao Dr. Márcio Pimentel Martins (UnB), pelos ensinamentos de geocronologia radiométrica e pela bibliografia fornecida.

- Aos professores Dr. Michael Arthaud e Dr. Raimundo Mariano Gomes Castelo Branco, ambos da UFC, por rápidas e proveitosas conversas sobre a geologia precambriana do Estado do Ceará e pelo cordial atendimento a nossa solicitação de

instrumental geofísico, respectivamente.

- Aos colegas da CPRM-SUREG/RE, Dr. Edilton José dos Santos e Cristiano A. Amaral, respectivamente, pela bibliografia fornecida e pelo desprendimento ao ceder, quase literalmente, sua estrutura de estudo no CCET -DG, para desenvolvermos as nossas atividades, entre janeiro e junho de 1999.

- Aos colegas de turma, Aderson, Eugênio, Luciano, Maria Helena, Maria Rosilene, Rielva e Silvana, pelo convívio agradável e pelas informações técnicas emitidas, tanto em seminários proferidos como em conversações.

- Aos novos colegas, Ivaldo, pela tranquilidade e dedicação durante a etapa de concentração de minerais pesados, Alex, Marcos e Débora, pela elaboração de algumas figuras e pelo apoio na arrumação final do texto.

- Por intermédio da Técnica Fátima Barbosa, a nossa gratidão aos técnicos dos laboratórios do DG-UFRN.

Finalmente, agradeço a Quitéria e aos nossos filhos, Julie, Fernando Flávio, Joana, Junior e Ana Flávia, pela compreensão e incentivo para levarmos este trabalho até o fim.

ÍNDICE

Dedicatória	i
Agradecimentos	ii
Índice.....	iv
Resumo.....	vii
Abstract	x
 CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO	 1
1.1 Apresentação	1
1.2 Localização da área de estudo e outros elementos de geografia física	1
1.3 O tema e os objetivos	3
1.4 Métodos e técnicas	3
 CAPÍTULO 2 - GEOLOGIA REGIONAL.....	 5
2.1 Considerações iniciais	5
2.2 O Precambriano-Cambriano	8
2.2.1 Domínio Tectônico Meridional (DTM)	10
2.2.2 Domínio Tectônico Central (DTC) ou Zona Transversal	11
2.2.3 Domínio Tectônico Setentrional (DTS)	12
2.2.3.1 Terrenos Noroeste do Ceará (TNC)	12
2.2.3.2 Terrenos Ceará Central (TCC)	14
2.2.3.3 Terrenos Jaguaribeanos (TJ)	17
2.2.3.4 Terrenos Rio Piranhas (TRP)	20
2.2.3.5 Terreno Seridó (TS)	22
2.2.3.6 Terrenos Caldas Brandão (TCB)	23
2.3 O Fanerozóico (Ordoviciano Superior ao Quaternário)	24
 CAPÍTULO 3 - ESTRATIGRAFIA E PETROGRAFIA	 25
3.1 Considerações iniciais e a coluna estratigráfica regional	25
3.2 A Faixa Orós.....	27
3.2.1 A Unidade Metavulcânica (Formação Campo Alegre)	27
3.2.2 A Unidade Metassedimentar (Formação Santarém)	29
3.2.3 A Unidade Metaplutônica Granitóide (Suíte Magmática Serra do Deserto) ..	34
3.3 A Faixa Jaguaribe - o Grupo Orós e metaplutônicas cronocorrelatas	35
3.3.1 A Unidade Metavulcânica (Formação Campo Alegre)	36
3.3.2 A Unidade Metassedimentar (Formação Santarém)	40
3.3.3 A Unidade Metaplutônica Granitóide (Suíte Magmática Serra do Deserto) ..	42
3.4 A Sequência Peixe Gordo (Grupo Orós) e metaplutônicas cronocorrelatas	46
3.4.1 A Unidade Metavulcânica (Formação Campo Alegre)	48
3.4.2 A Unidade Metassedimentar (Formação Santarém)	50
3.4.3 A Unidade Metaplutônica Granitóide (Suíte Magmática Serra do Deserto) ..	51
3.5 A Faixa Extremo Oeste Potiguar - o Grupo Serra de São José e as metaplutônicas cronocorrelatas	58
3.5.1 A Unidade Gnáissica/Inferior (Formação Catolezinho)	58

3.5.2 A Unidade Quartzítica/Superior (Formação Minhuins)	63
3.5.3 A Unidade Metaplutônica Granitóide (Suíte Magmática Serra do Deserto)	67
3.6 Suítes magmáticas granitóides e básico-intermediárias neoproterozóico-eopaleozoicas	67
3.6.1 O Complexo Granitóide Pereiro	70
3.6.2 Suítes básico-intermediárias	72
CAPÍTULO 4 - ESTRUTURAS E METAMORFISMO	74
4.1 Considerações iniciais	74
4.2 A Faixa Orós	80
4.2.1 A fase F_1	80
4.2.2 A fase F_2	81
4.2.3 A fase F_3	84
4.2.4 As principais zonas de cisalhamento dúctil	87
4.3 A Faixa Jaguaribe	88
4.3.1 A fase F_1	88
4.3.2 A fase F_2	92
4.3.3 A fase F_3	96
4.3.4. As zonas de cisalhamentos	98
4.4 A Seqüência Peixe Gordo e metaplutônicas associadas	102
4.4.1 A fase F_2	102
4.4.2 A fase F_3	103
4.4.3 A Zona de Cisalhamento Peixe Gordo	103
4.5 A Faixa Extremo Oeste Potiguar	104
4.5.1 A fase F_2	104
4.5.2 A fase F_3 e as zonas de cisalhamento	105
4.6 As grandes zonas de cisalhamentos limítrofes da região	112
4.6.1 A Zona de Cisalhamento Portalegre (ZCPa)	112
4.6.2 A Zona de Cisalhamento Senador Pompeu (ZC SP)	114
CAPÍTULO 5 - GEOFÍSICA	120
5.1 Gravimetria	120
5.1.1 Elementos metodológicos	120
5.1.2. Integração e interpretação geológico-gravimétricas	123
5.1.2.1 O mapa <i>Bouguer</i>	123
5.1.2.2 O mapa de campo regional	125
5.1.2.2 O mapa de campo residual	125
5.1.2.3 Modelagem gravimétrica	131
5.2 Magnetometria	139
5.2.1 Interpretação e integração geológico-magnetométricas	139
5.3 Conclusões	142
CAPÍTULO 6 - GEOCRONOLOGIA	146
6.1 Considerações iniciais	146
6.2 As determinações Rb-Sr	146
6.3 As determinações Pb-Pb	148
6.3.1 A separação dos zircões	148

6.3.2 As análises cronorradiométricas	149
6.3.2.1 O metariolito porfirítico da Seqüência Peixe Gordo	149
6.3.2.2 O anfibólio gnaiss granítico da Seqüência Extremo Oeste Potiguar.....	151
6.3.2.3 Biotita ortognaiss protomilonítico do embasamento da Seqüência Peixe Gordo	151
CAPÍTULO 7 - GEODINÂMICA E CONCLUSÕES	154
7.1 Considerações iniciais	154
7.2 A vulcanossedimentação estateriana	155
7.3 O plutonismo granítico de 1,8-1,7 Ga	159
7.4 O magmatismo <i>ca.</i> 1,0 Ga	159
7.5 Fases deformacionais e metamórficas e o magmatismo neoproterozóico (0,5 a 0,8 Ga)	159
7.6 A geofísica e os limites do Sistema (Terrenos) Jaguaribeano (s)	162
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	164
ANEXOS: MAPAS GEOLÓGICOS	
Anexo I - Folha Morada Nova	
Anexo II - Folha Souza	

RESUMO

A área envolvida nesta dissertação de mestrado encontra-se situada, geologicamente, no chamado Domínio Setentrional da Província Borborema (P B), Nordeste do Brasil, tendo como marcador meridional a Zona de Cisalhamento Patos. Envolve, preferencialmente, terrenos do Sistema Jaguaribeano, ladeados pelos terrenos (“maciço”) Rio Piranhas, com posicionamentos no leste e sudeste, e Tróia (Tauá) no nordeste.

Compreende um espaço de crosta continental dominada por terrenos gnáissico-migmatíticos de idades paleoproterozóico-arqueanos (1.9 a 2,6 Ga), onde processos tectonotermiais neoproterozóico-cambrianos são registrados em cada ponto, desde simples *imprint* térmico até como gerador de radicais modificações estrutural-mineralógicas e de leucossomas. Ao nível vestigial de antigas e amplas coberturas vulcanossedimentares, acontecem estreitas faixas supracrustais (*schist belts*), cuja cronologia, com base em determinações Rb-Sr, U-Pb e Pb-Pb nos metavulcanitos ácidos, dominantes na seção inferior das seqüências, e nas metaplutônicas associadas (*augen* gnaisses), se situa entre 1,6 e 1,8 Ga.

Estratigraficamente, essas faixas, paralelizadas num mesmo intervalo cronológico (Estateriano), podem ser sumariadas da seguinte forma:

1. Faixa Orós (FO) - constituída pelo Grupo Orós, subdividido nas formações Santarém (predominantemente quartzitos puros e impuros, micaxistos de granulometria fina a grossa e metacarbonatos) e Campo Alegre (metandesitos, metabasaltos, metariolitos, metariodacitos e intercalações de metatufos e metassedimentos), e pela Suíte Magmática Serra do Deserto (*augen* gnaisses graníticos).

2. Faixa Jaguaribe (FJ) - ostenta caracterização litoestratigráfico-litodêmica similar a de Orós, com maior expressividade superficial dos componentes vulcano-plutônicos (Formação Campo Alegre e Suíte Magmática Serra do Deserto). Também relacionada a essa faixa e descrita separadamente, encontra-se a Seqüência Peixe Gordo, constituída por unidades metassedimentares, metavulcânicas (vulcanoclásticas subordinadas) e metaplutônicas, as primeiras correlacionáveis às formações do Grupo Orós e a última a Suíte Magmática Serra do Deserto.

3. Faixa Extremo Oeste Potiguar (FEOP) - representada predominantemente por rochas do Grupo Serra de São José, subdividido nas formações Catolezinho (domínio de biotita - anfibólio gnaisses, com intercalações de metacalcários, rochas calciossilicáticas, anfibolitos, e camadas quartzíticas no sentido ao topo) e Minhuins (quartzitos diversos, micaxistos, metaconglomerados, rochas calciossilicáticas, metavulcânicas ácidas, intermediárias e básicas, e metatufos). Sua cronologia paleoproterozóica superior (Estateriano) foi estabelecida a partir de uma determinação Pb-Pb em cristais de zircões de ortognaisses granítico da Formação Catolezinho. Por sua vez, os *augen* gnaisses que ocorrem pelo lado oriental dessa FEOP, com relações de intrusão em rochas da formação inferior, foi admitido, preliminarmente, como cronocorrelatos a litotipos similares das outras faixas.

As características petrográficas e de estruturas sedimentares da Formação Santarém (Grupo Orós), permitem inferir sistemas deposicionais deltáicos e parálico-marinho raso,

sendo recoberto por sedimentos de água profunda (turbiditos).

Em termos geodinâmicos, a região pode ser modelada como uma ampla bacia deposicional, com provável extensão para leste da Zona de Cisalhamento Portalegre e oeste da Zona de Cisalhamento Senador Pompeu, provavelmente com registros em parte das rochas inseridas na Formação (Grupo) Jucurutu e no Grupo (Complexo) Ceará. Ainda, pelo lado oeste, a Faixa Arneiróz exibe alguns indicadores estratigráficos e de litoquímica de granitóides que a faz similar a de Orós.

Esse ambiente inicia-se com uma fase extensional mais ativa pelo lado oriental (Faixa Jaguaribe, pró-parte, e Extremo Oeste Potiguar) onde a sedimentação é dominada por psamitos, ruditos, marcando fácies de ambiente fluvial de um sistema rifte que evoluiu para um sistema deltáico progradante a oeste (Grupo Orós). Associados a essa fase extensional, ocorreram episódios de vulcanismo basáltico -andesítico a riolítico. Durante esse desenvolvimento vulcanossedimentar, num cenário intracontinental ocorreu a geração de magmas ácidos que foram cristalizados sob condições hipoabissais e plutônicas. Pelo lado oeste, a sedimentação teve aquelas características ambientais descritas para o Grupo Orós.

Subseqüentemente, transcorrido um longo intervalo de tempo (1,6 - 1,1 Ga, com registros mais próximos no Domínio Tectônico Central da PB), a região foi solicitada por uma fase extensional, possivelmente associada ao desenvolvimento da ambiência vulcanossedimentar do Grupo Cachoeirinha (sul da Zona de Cisalhamento Patos), marcada na região de Orós por corpos básicos de idades em torno de 900 Ma (Sm -Nd).

No intervalo de 800-500 Ma, a região atravessou por importantes fases de deformação, metamorfismo e de incorporação de magmas graníticos (cristalizados em espaços de dimensões variadas, de diques a batolíticas) e básico-intermediários, relacionadas ao chamado Ciclo Geotectônico Brasileiro/Pan -Africano. Atualmente, alguns autores admitem como marcas sedimentares desses tempos, localizadas em tratos da área cartografada e próximos, as formações (Grupo) Seridó, Lavras da Mangabeira e Grupo Ceará (pró-parte).

Nesses tempos foram gerados blocos estruturais diferenciados ao nível da taxa de fusão anatética, percentagem de supracrustais em alto grau e seus respectivos correspondentes migmatíticos e participação de corpos graníticos neoproterozóico -eopaleozóicos. Com esses indicadores, grande parte do Bloco/Terreno Jaguaretama é a que ostenta menor atuação relativa dos processos tectono -metamorfo-magmáticos do mencionado ciclo.

A despeito das faixas mais distantes desse Bloco Jaguaretama (Extremo Oeste Potiguar e Arneiróz), onde tem-se associações minerais com cianita (média pressão), as faixas marginais ao mesmo, são marcadas por uma zoneografia sul -norte, onde passa-se do campo da estaurolita, para o da sillimanita. Internamente, o Grupo Orós tem sua zona da estaurolita desenhada no lado oriental.

Para as deformações das supracrustais estaterianas, as fases mais importantes foram as segunda e terceira, diagnosticadas como desenvolvidas num processo tectônico progressivo. No geral, condições de PT mais vigorosas são relacionadas ao intervalo tardi-Fase 2 – cedo-Fase 3, cujos indicadores cronoradiométricos e de estruturação regional, o coloca no desenvolvimento do Ciclo Brasileiro/Pan -Africano.

No cenário da geodinâmica estateriana do Brasil, essas seqüências vulcanossedimentares são cronocorrelacionadas às que constituem a seção inferior do Supergrupo Espinhaço (p.ex., grupos Rio dos Remédios e Paraguaçu, sistema rifte

paleoproterozóico no Cráton São Francisco), às dos grupos Araí e Serra da Mesa (no norte de Goiás, implantados sobre o Maciço Central de Goiás) e Uatumã (no Cráton Amazônico). O plutonismo granítico (*augen* gnaisses) também têm similares nessas regiões, como por exemplo os A-granitos intrusivos nos grupos Araí e Serra da Mesa, com idades em torno de 1,77 Ga.

Para os limites do Sistema (Terrenos) Jaguaribeano(s), os dados gravimétrico-geológicos favorecem o estabelecimento segundo as zonas de cisalhamentos (ZCs) Senador Pompeu, a oeste, e Portalegre-Farias Brito, a leste e sul. Contudo, os mesmos informes não são conclusivos quanto a existência dessas estruturas como registros de um processo de suturamento transformante (docagem de terrenos). Os principais caracteres dessas ZCs e dos conjuntos litológicos solicitados, apontam para um regime transcorrente-transpressivo intracontinental, inerente aos tempos do Neoproterozóico - Cambriano, marcando importantes charneiras de dispersão direcional de blocos (fase de extrusões laterais da tectônica brasileira).

Dentro desse Sistema, conforme os dados aeromagnéticos (mapa de campo total), o mais importante limite de terreno é estabelecido na Zona de Cisalhamento Jaguaribe.

O elenco dos dados cronoradiométricos, em nível bastante preliminar, sobre algumas associações tectonoestratigráficas (em parte representadas pelos grupos Ceará e Jucurutu), além da carência de uma zoneografia granítica e de outros desenhos petrotectônicos, dificultam a proposição de diagramas de aglutinação de terrenos na presente região.

ABSTRACT

The studied area is geologically located in the Northern Domain of the Borborema Province (Northeast Brazil), limited to the south by the Patos shear zone. Terranes of the Jaguaribeano system are dominant, flanked by the Piranhas (E and S sides) and Central Ceará (NE side) terranes.

Its basement comprises gneiss-migmatite terrains of Paleoproterozoic to Archean age (2.6 to 1.9 Ga old), overprinted by neoproterozoic to cambrian tectonothermal events. Narrow supracrustal belts (*schist belts*) display a 1.6 to 1.8 Ga age, as shown by whole-rock Rb-Sr and zircon U-Pb and Pb/Pb dates in acid metavolcanics which dominate in the lower section of these sequences, and in coeval metaplutonics (granitic augen gneisses).

From the stratigraphic point of view, three Staterian belts are recognized:

1. Orós Belt - made up by the Orós Group, subdivided in the Santarém (predominantly pure to impure quartzites, micaschists and metacarbonates) and Campo Alegre (metandesites, metabasalts, metarhyolites and metarhyodacites, interlayered with metatuffs and metasediments) formations, and by the Serra do Deserto Magmatic Suite (granitic augen gneisses).

2. Jaguaribe Belt - its lithostratigraphic-lithodemic framework is similar to the one of the Orós Belt, however with a greater expression of the volcano-plutonic components (Campo Alegre Formation and Serra do Deserto Magmatic Suite). The Peixe Gordo Sequence, separately described, is also related to this belt and contains metasedimentary, metavolcanic (with subordinated volcanoclastics) and metaplutonic units. The first one correlated to the Orós Group and the latter the Serra do Deserto Magmatic Suite.

3. Western Potiguar Belt - represented by the Serra de São José Group, subdivided in the Catolezinho (biotite-amphibole gneisses with intercalations of metacarbonates, calcsilicate rocks, amphibolites and quartzite beds to the top) and Minhuins (quartzites, micaschists, metaconglomerates, calcsilicate rocks, acid to the basic metavolcanics and metatuffs) formations. Its late Paleoproterozoic (Staterian) age was established by a Pb/Pb date on zircons from a granitic orthogneiss of the Catolezinho Formation.

The petrographic characteristics and sedimentary structures of the Santarém Formation of the Orós Group point to deltaic to shallow marine depositional systems, overlain by deep water deposits (turbidites).

The geodynamic setting of this region encompassed a large depositional basin, probably extending to the east of the Portalegre shear zone and west of the Senador Pompeu shear zone, with possible equivalents in the Jucurutu Formation of the Seridó Belt and in the Ceará Group of central Ceará. The Arneiróz Belt, west Ceará, displays some stratigraphic features and granitoids geochemically akin to the ones of the Orós Belt.

The evolutionary setting started with an extensional phase which was more active in the eastern part of this domain (Western Potiguar and part of the Jaguaribe belts), where

the rudite and psamite sedimentation relates to a fluvialite rift environment which evolved to a prograding deltaic system to the west (Orós Group). The basaltic -andesitic and rhyolitic volcanics were associated to this extensional phase. During this magmatic event, acid magmas also crystallized at plutonic depths. The Orós Group illustrates the environmental conditions in the western part of this domain.

Later on, after a large time gap (1.6 to 1.1 Ga), the region was subjected to an extensional deformational episode marked by 900 Ma old (Sm-Nd data) basic rocks, possibly in connection with the deposition of the Cachoeirinha Group south of the Patos shear zone.

In the 800 to 500 Ma age interval, the region was affected by important deformational and metamorphic events coupled with intrusion of granitic rocks of variable size (dykes to batholiths), related to the Brasiliano/Pan -African geotectonic cycle. These events produced structural blocks which differentiate, one from the other, according to the importance of anatexis mobilization, proportion of high-grade supracrustals and the amount of neoproterozoic -Cambrian granitoid intrusions. On this basis, a large portion of the Jaguaratama Block/Terrane is relatively well preserved from this late overprint.

The border belts of the Jaguaratama Block (Western Potiguar and Arneiroz) display kyanite-bearing (medium pressure) mineral associations, while in the inner part of the block there is a north-south metamorphic zoning marked by staurolite or sillimanite peak metamorphic conditions.

Regarding the deformations of the Staterian supracrustal rocks, second and third phases were the most important, diagnosed as having developed in a progressive tectonic process. In the general, more vigorous conditions of PT are related to the interval tardi-phase 2 – early-phase 3, whose radiometric ages and regional structuring indicators places it in the Brasiliano/Pan-African Cycle.

In the Staterian geodynamic setting of Brazilian Platform, these sequences are correlated to the lower Espinhaço Supergroup (p.ex., Rio dos Remédios and Paraguaçu groups, a paleoproterozoic rift system in the São Francisco Craton), the Araí and Serra da Mesa groups (north of Goiás, in the so-called Goiás Central Massif), and the Uatumã Group (in the Amazonian Craton). Granitic (augen gneisses) plutonics are also known from these areas, as for example the A-type granites intrusive in the Araí and Serra da Mesa groups, dated at 1.77 Ga.

Gravimetric and geological data place the limits of the Jaguaribeano System (terrane) along the Senador Pompeu Shear Zone (western border) and the Portalegre-Farias Brito shear zone (eastern and southern). However, the same data are not conclusive as regards the interpretation of those structures as suture of the terrane docking process. The main features of those shear zones and of involved lithological associations, appear to favour an intracontinental transpressional-transcurrent regime, during Neoproterozoic-Cambrian times, marking discontinuities along which different crustal blocks were laterally dispersed.

Inside of this orogenic system and according to the magnetic data (total field map), the most important terrane boundary appears to be the Jaguaribe shear zone.

The geochronological data, on some tectonostratigraphic associations (partly represented by the Ceará and Jucurutu groups), still at a preliminary level, besides the lack of granitic zonation and other petroctectonic criteria, do not allow to propose tectonic terrane assembly diagrams for the studied area.

CAPÍTULO 1 INTRODUÇÃO

1.1 - Apresentação

O presente estudo traduz os resultados dos levantamentos geológico e gravimétrico, incluindo fases de campo e laboratoriais, em nível de reconhecimento, desenvolvidos em áreas precambriana-eopaleozóicas dos estados do Ceará, Rio Grande do Norte e Paraíba, que increrem terrenos que têm sido cartografados como do Sistema (Faixa) de Dobramentos Jaguaribeano, ou ainda Orós-Jaguaribe, em sua maior parcela.

1.2 - Localização da área de estudo e outros elementos de geografia física.

A área objeto da pesquisa geológico-geofísica abarca importantes tratos da porção setentrional do Nordeste do Brasil, compreendidos entre os paralelos 5° 00' e 7° 00' S e os meridianos 37° 30' - 39° 45' W, onde os segmentos alvos de revisão geológica de campo posicionam-se a leste do meridiano 39° 00' (Figs. 1.1 e 1.2). Pertence, preferencialmente, aos domínios dos estados do Ceará (leste) e Rio Grande do Norte (oeste), estando pequena fração no Estado da Paraíba.

As principais vias de acesso são estradas de pavimentos fixos, de capeamento asfáltico. Dentre essas, destacam-se a BR-116, que liga a cidade de Fortaleza ao sul do Brasil, a CE-250 (Morada Nova-Jagaretama), a CE-046 (Quixadá-Morada Nova-Br-116), CE-021 (Quixadá-Quixeramobim-Iguatu), BR-405 (ligando a BR-304, Natal-Fortaleza, ao sul da área, pelo lado do Estado do Rio Grande do Norte) e a malha RN - 223 - RN-078 - RN-117 - RN-079. Pela parte sul, realçam-se as ligações asfálticas entre a BR-116 e as cidades de Cajazeiras, Souza e Pombal, no Estado da Paraíba.

As formas de relevo oscilam de montanhosa a suavemente ondulada. A primeira num sistema de planaltos cristalinos residuais, parcialmente emoldurado por cristas estruturais, como no conjunto de serras entre as cidades de Jaguaribe (CE) e Pau dos Ferros (RN), conhecido como Serra do Pereiro, recebendo diversos nomes locais. Também, com essa fisionomia são as serras dos Martins e de Portalegre, em parte esculpidas em camadas sedimentares terciárias.

No geral, a maior fração das áreas cristalinas encontra-se em domínios morfológicos que incluem superfícies dissecadas em cristas estruturais e vales alongados e relevos residuais, além das formas características das chamadas superfícies pediplanadas cortadas por cristas e *inselbergs*. Por sua vez, os tratos mais planos encontram-se nos tabuleiros costeiros, nos planaltos sedimentares (p.ex., platôs com superfície conservada da Bacia Sedimentar Potiguar) e nas planícies aluviais (destaque para a planície do baixo Rio Jaguaribe).

Os principais cursos d'água pertencem, em primeiro plano, à Bacia do Rio Jaguaribe, e, secundariamente, às dos rios Piranhas ou Açu, Apodi e do Carmo.

Quanto ao clima, a região encontra-se incluída no chamado Polígono das Secas, que, como o nome indica, é marcado pelo rigor dos freqüentes e longos períodos de estiagem.



Figura 1.1 - Localização da área estudada A no Nordeste do Brasil. DF - Distrito Federal

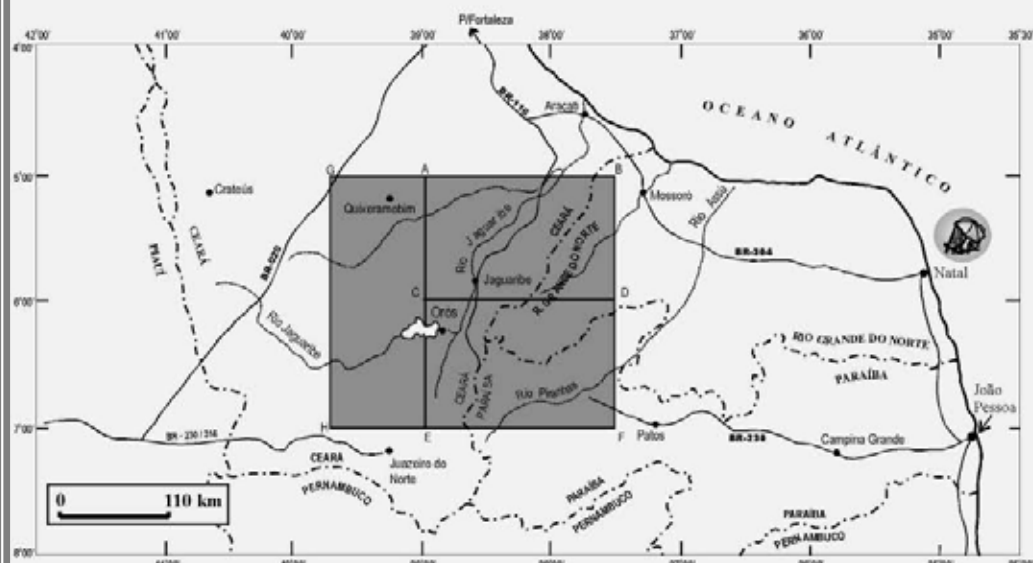


Figura 1.2 - Posicionamento da área do estudo em relação aos domínios territoriais dos estados do Ceará, Rio Grande do Norte e Paraíba. Polígonos ABCD - Folha Morada Nova (Anexo I), CDEF - Folha Souza (Anexo II), objetos de revisão geológica e levantamento gravimétrico parciais; GAHE - área agregada para efeito dos trabalhos geofísicos. Base planimétrica compilada, com simplificações, da obra de Brasil (1981).

1.3 - O tema e os objetivos

A seleção do tema “Limites e Evolução Geotectônica do Sistema Jaguaribeano” foi promovida pelo marcante interesse científico, tanto relacionado a comunidade geológica dos estados do Ceará e Rio Grande do Norte, como a pesquisadores nacionais e internacionais, no que diz respeito a distribuição lateral das rochas do Grupo Orós e metaplutônicas cronocorrelatas. Essa atenção tem sido emprestada, por vezes com certa ênfase, tendo-se em vista a sua posição estratégica na montagem de um modelo evolutivo que incorpore e satisfaça as novas propostas de redesenho cronotectônico dos grupos Seridó, a leste, Ceará, a oeste, e Cachoeirinha, a sul.

Os objetivos foram conceituados segundo uma vertente multitemática, incluindo:

- a) Cartografia geológica, na escala de 1:250.000, utilizando trabalhos pré-existentes e informações coligidas a partir de seções de reconhecimento geológico e de detalhe ou semi-detalle (áreas com informes controvertidos ou com dúvidas a serem esclarecidas); legendamento multidisciplinar, incluindo elementos crono-litoestratigráficos, petrográfico-petroológicos e estruturais;
- b) execução de mapas e perfis gravimétricos, fazendo uso dos dados disponíveis na UFRN acrescidos daqueles adquiridos em novo levantamento;
- c) geocronologia Rb-Sr, Pb-Pb (evaporação) e U-Pb de unidades metavulcânicas e metaplutônicas das faixas Extremo Oeste Potiguar e Peixe Gordo; e
- d) tratamento litoquímico de espécimes rochosos trabalhados em (c).

Destes itens, em decorrência de restrições orçamentárias, não foi possível o atendimento ao último (d), sendo parcial em relação ao terceiro (c).

1.4 - Métodos e técnicas

Algumas questões básicas dos métodos e técnicas utilizados, são referenciadas na introdução ou considerações gerais sobre cada tema, em capítulos subseqüentes.

Em resumo, a metodologia utilizada foi a convencional para este tipo de pesquisa, envolvendo:

- Levantamento e análise bibliográficos - desenvolvimento segundo as técnicas comuns, extraindo-se, durante a análise, os tópicos que interessavam a demanda de atendimento aos objetivos propostos ou aos procedimentos técnicos adequados para o andamento de cada disciplina;
- levantamento de campo - obtenção de dados geológicos gerais (p.ex., de estratigrafia, mesopetrografia e geologia estrutural) e geofísicos, incluindo amostragem de rochas para análises laboratoriais;
- interpretação litoestrutural sobre imagens de sensoriamento remoto - atividade desenvolvida segundo o chamado “Método Americano de Fotointerpretação”, fazendo -se uso de fotografias convencionais (preto e branco), na escala de 1:70.000 e Landsat 5 - TM, banda 4, na escala de 1:250.000 (obs.: esse trabalho não atendeu ao total das áreas inerentes as folhas Morada Nova e Souza – Anexos I e II, respectivamente);
- análises laboratoriais - com aplicação de técnicas específicas para cada solicitação, foram executadas análises petrográficas de diversos litotipos, predominantemente ligados as seqüências metavulcanossedimentares e metaplutônicas cronocorrelatas, tidas como estaterianas (envolvendo caracterização microtectônica e evolução metamórfica), e

cronorradiométricas (laboratórios dos Institutos de Geociências das Universidades de São Paulo-USP e do Pará-UFPA);

- integração e interpretação de dados - os informes temáticos foram devidamente integrados e interpretados, envolvendo consolidação de cartas geológicas e geofísicas, e a feitura de gráficos, tabelas e figuras, além da organização e seleção de fotografias, predominantemente com motivos de campo e micropetrográficos; e

- documento final - os dados consolidados (elementos que procuram justificar os objetivos) na etapa anterior foram sistematicamente indexados, organizados e textualizados na forma aqui exibida.

CAPÍTULO 2 GEOLOGIA REGIONAL

“Identifying Precambrian terranes, especially the older Early Proterozoic and Archean terranes, is something like asking an ornithologist to spot his favorite birds without their plumagem.”

(D. G. Howell, 1995).

2.1 - Considerações iniciais

A região trabalhada envolve um importante trato do Domínio Tectônico Setentrional (DTS) da Província Borborema (Almeida *et al.* 1977) (Figs. 2.1 e 2.2), que perfaz uma superfície de aproximadamente 380.000 km² do Nordeste do Brasil, encontrando-se posicionada entre as unidades cratônicas São Francisco -Congo e São Luís-Oeste África. Para essa província, os elementos mais importantes em termos de arranjos estruturais, metamorfismo e magmatismo granitóide, registrados nos mais expressivos *schist belts*, têm sido relacionados, com maior frequência, a eventos geotectônicos do Neoproterozóico, mormente relacionados ao Ciclo Brasileiro/Pan -Africano.

Historicamente, os mais destacados compartimentos litoestruturais dessa Província Borborema (PB), têm sido reconhecidos como Blocos Orogenéticos (Kegel 1965), Sistemas (Faixas) de Dobramentos e Maciços (Brito Neves 1975; Santos e Brito Neves 1984), além de outras denominações sem penetração no meio científico.

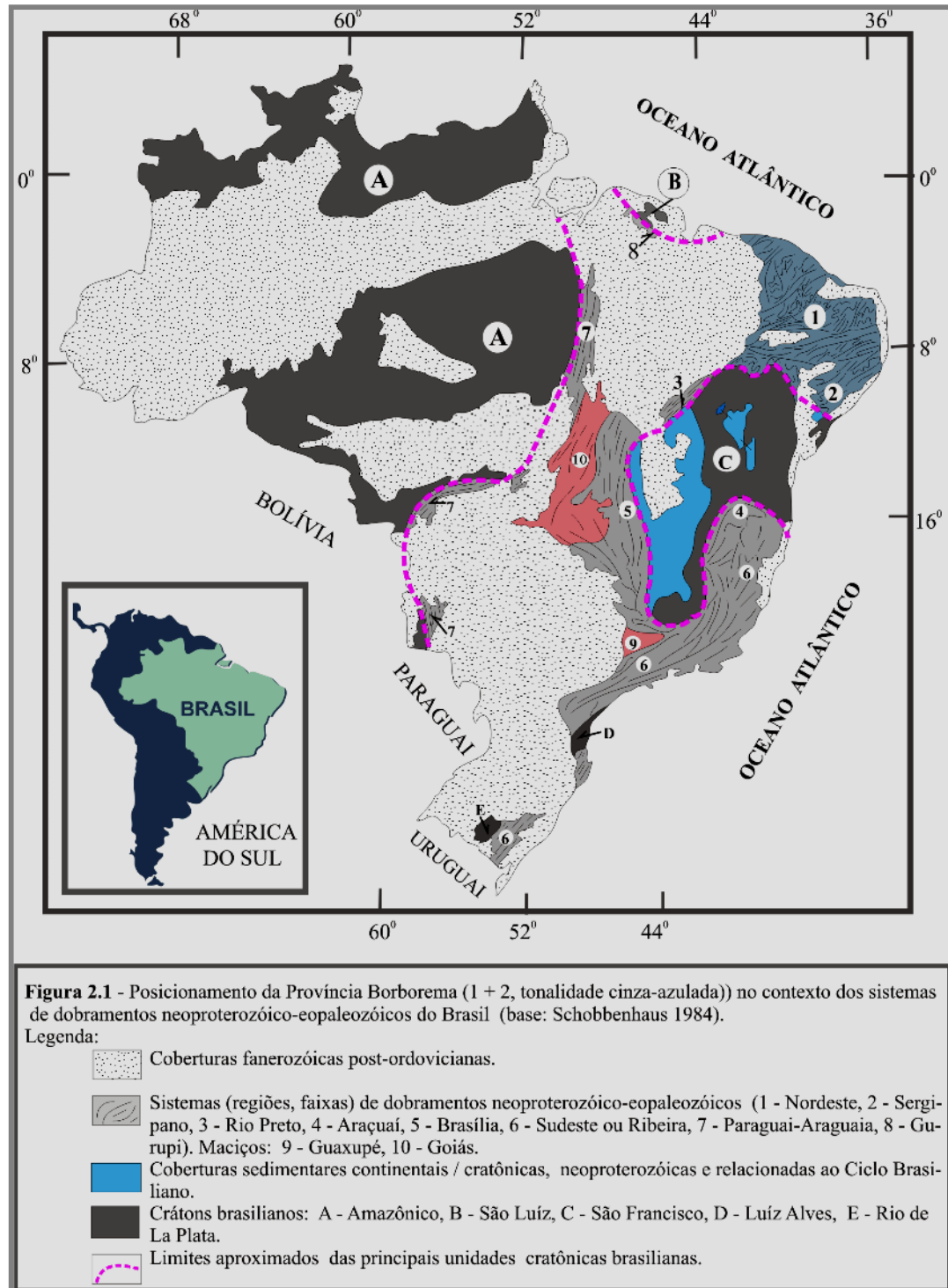
Uma configuração particular é mostrada por Silva Filho (1995), onde a área trabalhada fica inserida, quase literalmente, numa unidade geotectônica nomeada de Paraplataforma do Jaguaribe.

Ultimamente, diversos trabalhos que versam sobre essa ou parte dessa PB ostentam propostas de mapeamento geotectônico em termos de terrenos tectonoestratigráficos, implícita ou explicitamente inserindo atributos de terrenos acrescionários. Sobre isto, estudos como os de Davison (1987), Davison & Santos (1989), Jardim de Sá *et al.* (1992), Jardim de Sá (1994) e Santos (1995) marcam a trajetória que leva ao desenho preliminar da compartimentação da PB ao feitiço delineado por Santos (1996).

Correlações geológicas entre essa PB e a Província Nigeriana (NW da África) têm sido, corriqueiramente, externadas (p.ex., Caby 1988, Jardim de Sá 1994). Por sua vez, Trompette *et al.* (1993) agregam essas duas províncias, com extensividade ocidental sob a Bacia do Parnaíba e com limite na Faixa Araguaia (Fig. 2.1), sob a denominação “Província NE do Brasil – Centro-Oeste Africano”, marcando um vasto domínio interno que representa uma colagem de mini-crátons e mini-faixas de idades do Brasileiro-Pan Africano, acordando com o mosaico proposto por Brito Neves (1983).

A PB tem sua macroestruturação expressa por um arranjo de diversos blocos balizados por importantes zonas de cisalhamento dúctil, de cinemáticas transcorrentes ou transcorrente-transpressivas e contracionais, em parte interpretadas como rampas laterais e frontais. As mais importantes, predominantemente de rejeitos direcionais, têm sido reconhecidas como de escala litosférica (Caby & Arthaud 1986, Caby 1988, Caby *et al.* 1991, Castaing *et al.* 1993, Vauchez *et al.* 1995, Jardim de Sá 1994). Mesmo assim,

algumas indicações restritivas à utilização de algumas dessas estruturas, como elementos de compartimentação tectonoestrutural, têm sido descritas. Por exemplo, para a



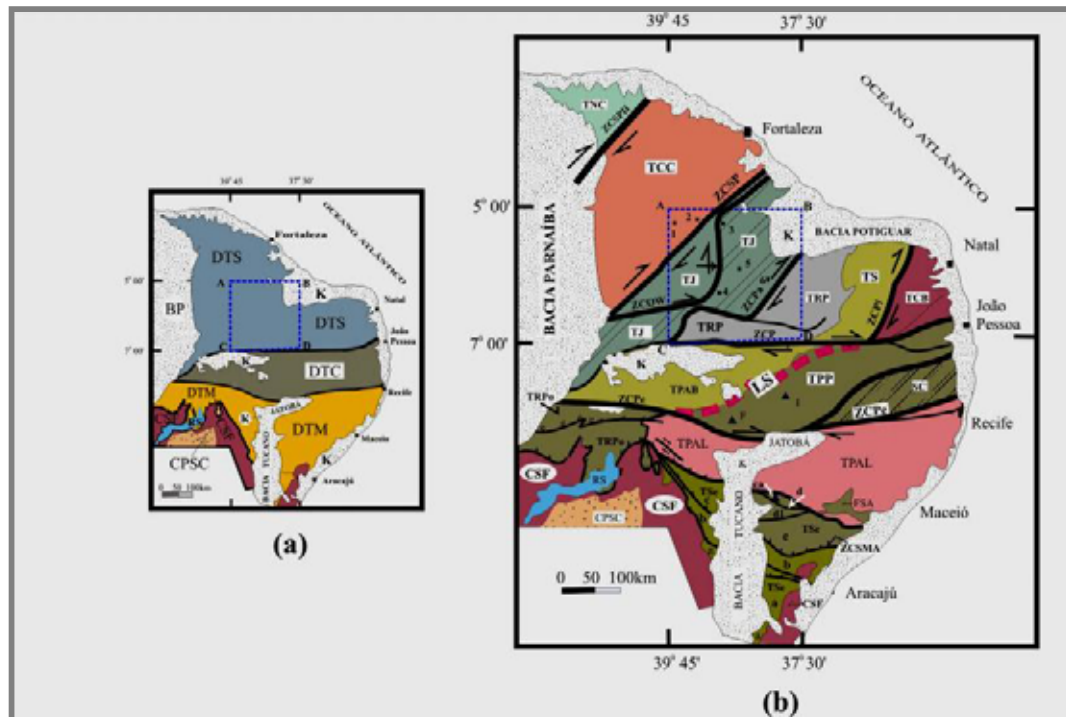


Figura 2.2 - Província Borborema: **(a)** Domínios tectônicos maiores: DTS - Domínio Tectônico Setentrional; DTC - Domínio Tectônico Central; DTM - Domínio Tectônico Meridional. **(b)** Associações de Terrenos Tectonoestratigráficos (Sistemas de dobramentos e/ou maciços granito-gnáissico-migmatíticos): TSe - Terrenos Sergipanos (a - cobertura pericratônica neoproterozóica - Grupo Estância; b - grupos Miabas e Vasa Barris - ca. 1,0 Ga; c - Grupo Macururé; d - Terreno Canindé do São Francisco); TRPo - Terrenos Riacho do Pontal (e - sítio das unidades Monte Orebe e Brejo Sêco); FSA - Faixa Sul-Alagoana; TPAL - Terrenos Pernambuco-Alagoas; TPP - Terrenos Pajeú-Paraíba (sc - sequências metassedimentares ou metavulcanossedimentares tipo Surubim, etc, incluindo ortognaisses mesoproterozóicas - 1,6 a 1,5 Ga - "Terreno Rio Capibaribe"); TPAB - Terrenos Piancó-Alto Brigida - unidades (complexos) Olho D'Água, Cachoeirinha, Salgueiro, Riacho Gravatá e Poço dos Cachorros; TCB - Terrenos Caldas Brandão; TS - Terreno Seridó; TRP - Terreno Rio Piranhas; TJ - Terrenos Jaguaribeans (hachúria na parte que inclui segmentos com cronologia radiométrica e tateriana); TCC - Terrenos Ceará Central (Sistema de Dobramentos Rio Curú-Independência+ maciços Santa Quitéria e Tróia (Tauá); TNC - Terrenos Noroeste do Ceará (Sistema de Dobramentos Médio Coreau (na Fig. 2.3, informações adicionais sobre as unidades do DTS).

Outras chaves: complexos magmáticos de idades entre 750-800 Ma: ca - Canindé; F - granito próximo a Floresta; I - Irajaí; BP - Bacia do Parnaíba (Fanerozóico, post-Ordoviciano); SL - Linha (*trend*) Sienitóide; K - Coberturas/bacias pericontinentais e interiores, meso-cenozóicas; CSF - Cráton São Francisco; CPSC - Coberturas proterozóicas do Cráton São Francisco (principalmente relacionadas ao Grupo Chapada Diamantina); Zonas de cisalhamentos (ZC): ZCSPH - Sobral-Pedro II (= Lineamento Transbrasiliense); ZCSP - Senador Pompeu; ZCOW - Orós Oeste; ZCPa - Portalegre; ZCP - Patos; ZCPi - Picuí; ZCPe - Pernambuco; ZCSMA - São Miguel do Aleixo. RS - Reservatório da barragem de Sobradinho. ABCD - Pontos de cantos da área estudada (Geologia + Geofísica). Cidades: 1 - Pedra Branca; 2 - Quixeramobim; 3 - Banabuiú; 4 - Orós; 5 - Jaguaribe; 6 - Pau dos Ferros. (Base: Brito Neves *et al.* 1995, Van Schmus *et al.* 1995 e 1997, Jardim de Sá 1994 e Santos 1995 e 1996).

Zona de Cisalhamento Pernambuco, Neves & Mariano (1997 e 1998) apontam evidências que a coloca numa posição de pouco destaque na evolução tectônica da Província Borborema.

O discurso hodierno para a evolução geodinâmica dessa província, como elemento da Cadeia Brasileiro/Pan-Africana, é marcado pela adoção de dois ciclos orogenéticos para edificação das principais faixas xistosas (associações dos tipos QPC e/ou VBAC) e plutonismo cronocorrelato, o Cariris Velho/Kibarano -Grenville (1,1-0,95 Ga) e Brasileiro/Pan-Africano (0,75-0,56 Ga) (Brito Neves *et al.* 1995, Santos 1995 e Santos *et al.* 1997). Contudo, acontecem pensamentos como o de Trompette *et al.* (1993) que admitem dois ciclos orogênicos pan-africano/brasileiros distintos, na escala do Gondwana Ocidental. Um ciclo longo e antigo, de maior manifestação e abrangência, iniciado por fases *rifting* (de cronologia ainda não bem precisada, entre 1,0 - 0,9 Ga) e com fechamento em uma orogênese em torno de 0,6 Ga; e um segundo ciclo, de curta duração, que iniciou ao redor desta última idade e terminou no Cambriano Médio, 0,54 - 0,53 Ga.

Para Van Schmus *et al.* (1997), os maiores eventos tectônicos dessa PB, com registros no intervalo de 1,8 a 0,56 Ga, incluem:

- a - Evento Brasileiro (Pan-Africano, Cadomiano): plutonismo pós-tectônico, entre 0,56 e 0,6 Ga; deformações e metamorfismo de alto grau, no intervalo de 0,6 - 0,65 Ga;
- b - Pré-Brasileiro: magmatismo intraplaca e sedimentação (0,9 - 0,65 Ga);
- c - Orogenia Cariris Velhos, 0,95-1,1 Ga (Sunsas, Kibarano tardio, Grenvilliano): sedimentação *flysch*, vulcanismo e plutonismo (*rifting*; desenvolvimento de arcos?);
- d - Sequência Jaguaribeana, 1,7-1,8 Ga: Sedimentação intracratônica, vulcanismo félsico e plutonismo (correlação: Espinhaço Inferior, Gorotire-Beneficiente, Svecofenniano, Mazatzal-Yavapai).

Mesmo assim, ainda residem importantes interrogações crono e litoestratigráficas inerentes as sequências quartzito-pelito-carbonáticas, geralmente em alto grau metamórfico, ocupando importantes tratos dos Terrenos Ceará Central (geralmente incluídas no Grupo/ Complexo Ceará) e dos Terrenos Noroeste do Ceará (Grupo São Joaquim) (Figs. 2.2 e 2.3).

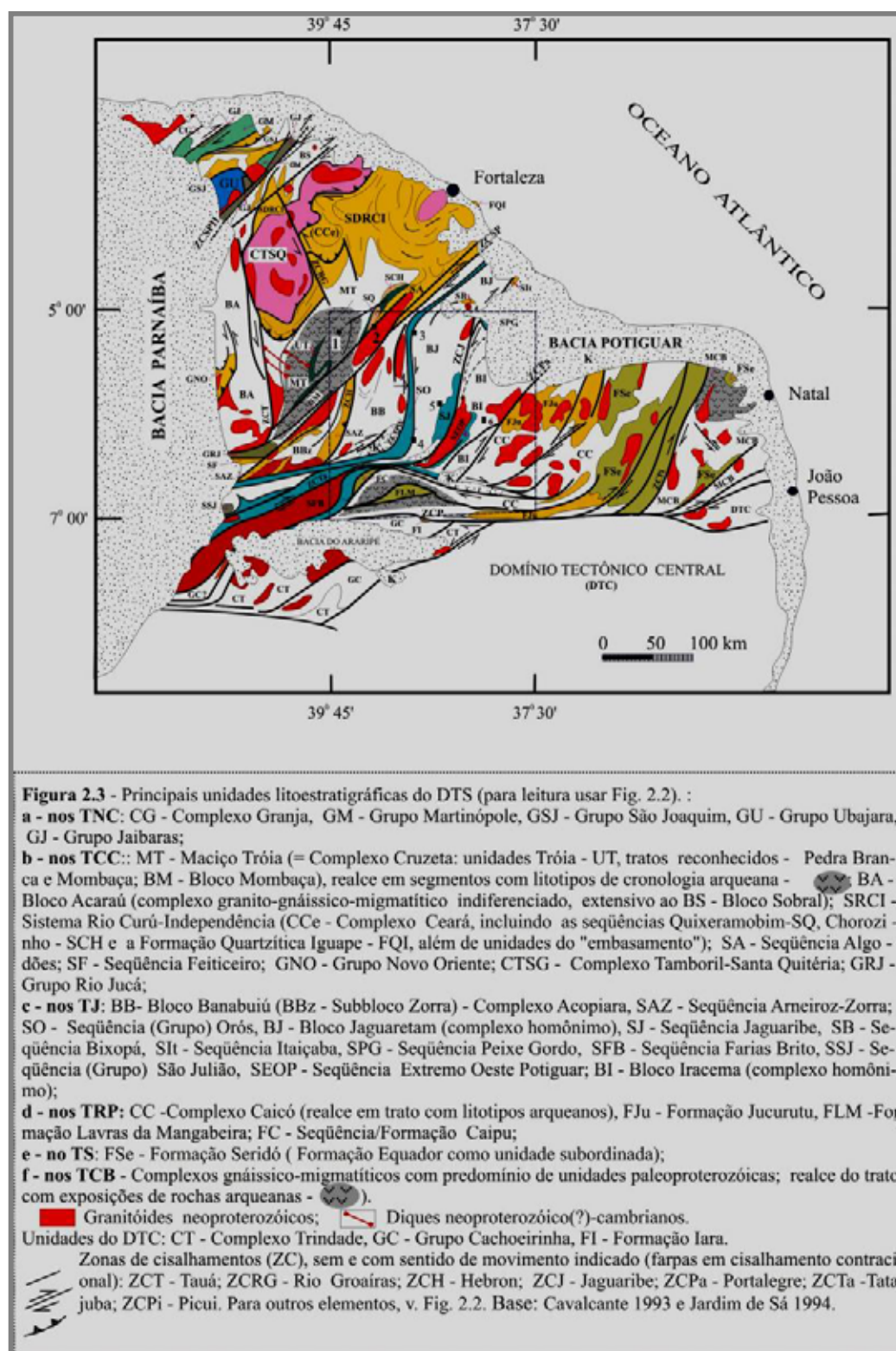
Um completo estado da arte do Precambriano dessa PB, até a primeira metade da década de 90, em termos multitemáticos (p.ex., Litogeoquímica, Geologia Estrutural e Geotectônica), acrescido de um vasto elenco de dados pessoais e uma ampla discussão, é exibido por Jardim de Sá (1994).

2.2 - O Precambriano-Cambriano

A seguir, procura-se expor alguns traços geológicos da PB, com ênfase na porção que interessa mais de perto ao presente estudo, utilizando -se uma compartimentação que procura conciliar, pela norma da prioridade, o exposto nas obras de Brito Neves (1975), Cavalcante *et al.* (1983), Santos e Brito Neves (1984), Brito Neves (1986), Brito Neves (1995), Jardim de Sá *et al.* (1992), Jardim de Sá (1994), Van Schmus *et al.* (1995a,b; 1997 e 1998), Santos (1995 e 1996).

O termo “terreno”, como utilizado a seguir, não abriga nenhuma conotação de tectônica de placas, especialmente no que tange ao adjetivo acrescionário, mesmo que

diversos blocos litoestruturais dessa PB (v. item a seguir) venham sendo tratados com esta qualidade. O estabelecido tem equivalência aos passos iniciais das investigações dos



“terrenos”, como propostos por Coney *et al.* (1980), somado ao externado por Dover (1990) para os problemas dessa terminologia.

2.2.1 - Domínio Tectônico Meridional (DTM)

Esse DTM, com posicionamento marginal ao Cráton São Francisco e com distribuição até o Lineamento (zona de cisalhamento dúctil) Pernambuco, encontra-se representado pelas associações de Terrenos (faixas de dobramentos) Sergipanos (TSe; v. síntese evolutiva em D’El-Rey Silva 1995, e estruturas em Jardim de Sá *et al.* 1981a e 1986a, e Silva *et al.* 1995) e Riacho do Pontal (TRPo; Fig. 2.2), e pelos Terrenos (Maciço) Pernambuco-Alagoas (TPAL).

Os TSe, como unidade de evolução meso-neoproterozóica, encontram-se constituídos, em seus segmentos marginais, por sedimentos miogeoclinais/plataformais em graus distintos de deformação, até coberturas cratônicas não-deformadas, e com indicadores metamórficos de baixo grau, relacionados aos grupos Vaza Barris e Estância (0,8 a 0,7 Ga, seg. Van Schmus *et al.* 1997). Este primeiro grupo, junto com os metassedimentos do Grupo Miaba, foram tratados por Jardim de Sá (1994), como constituintes de um prisma sedimentar de margem continental passiva.

Uma unidade metavulcanossedimentar mais interna, de médio a alto grau metamórfico, é conhecida como Grupo Macururé ($\cong$ 1,0 Ga), sendo formada de micaxistos feldspáticos ou aluminosos, subordinando intercalações de dimensões variadas de quartzitos, mármore, rochas calciossilicáticas e metavulcânicas.

No geral, ostentam um mosaico tectonoestratigráfico que foi reconhecido por Davison (1987) como resultante de um cenário de acreção de terrenos, segundo eventos colisionais oblíquos.

Por seu turno, os Terrenos (Sistema de Dobramentos) Riacho do Pontal (metassedimentos, metaplutonovulcânicas e metavulcanoclásticas) foi alvo, do final da década de 70 até o início de 90, de trabalhos com enfoques geocronológicos distintos, transitando desde idades paleoproterozóicas (Ciclo Transamazônico - p.ex., Souza *et al.* 1979; Jardim de Sá & Hackspacher 1980; Jardim de Sá 1984a,b, 1987a,b, e 1988; Jardim de Sá & Souza 1989; Gomes & Sampaio 1989 e Gomes 1990) até neoproterozóicas (p. ex., Santos & Caldas 1978; Caby 1988) passando por situações intermediárias do tipo Paleo-Mesoproterozóico (p.ex., Cavalcante 1982). Também, da década de 80, encontram-se colocações cronológicas do tipo Proterozóico sem subdivisões (Santos *et al.* 1984, Santos & Brito Neves 1984).

Entretanto, com os trabalhos de Jardim de Sá (1994), Jardim de Sá *et al.* (1992 e 1995), Van Schmus *et al.* (1993, 1994 e 1995a,b), Brito Neves *et al.* (1995) e Santos (1995), aportando novos dados cronoradiométricos, passou-se a ter um desenho mais preciso para a evolução desses TRPo, entre o Mesoproterozóico (Sieniano) e o Neoproterozóico, com sinalização, em seu segmento setentrional (região norte de Afrânio-PI), de um evento tectonomagmático em torno de 1,0 Ga (Orogênese Cariris Velhos - Campos Neto *et al.* 1994).

Ainda, nos tratos norte dos TRPo, as associações do tipo arco de ilha *versus* assoalho oceânico (?) - seqüências Brejo Seco (Marimom 1990) e Monte Orebe (Angelim 1988), passaram a ser descrita como registro de uma provável sutura meso (?) -

neoproterozóica (antes presumida como paleoproterozóica - Gomes 1989), com razoável assinatura geofísica (Oliveira 1997 e 1998).

Por último, Angelim *et al.* (1998) admitem, sem acréscimos litoestruturais e geocronológicos aos já conhecidos, uma compartimentação desses TRPo, de norte para sul (sentido ao Cráton São Francisco), nos terrenos Paulistana-Santa Filomena (Mesoproterozóico), Monte Orebe e Brejo Seco (de provável idade mesoproterozóica – v. sugestão de Brito Neves *et al.* 1995) e Casa Nova (marginal ao cráton e de idade neoproterozóica).

Por sua vez, os Terrenos (Maciço) Pernambuco-Alagoas (TPAL), que ocupam destacada fração desse DTM, encontram-se constituídos de litotipos gnáissico-migmatíticos (mormente do Complexo Belém do São Francisco) e restos de seqüências clástica e vulcanoclástica (Complexo Cabrobó), com minerais índices da fácies anfibólito alto (Santos *et al.* 1997, Oliveira *et al.* 1998). Nesses terrenos, marca-se uma intensa e extensiva participação de complexos granitóides neoproterozóicos, em jazimentos de dimensões variadas, que chegam a ultrapassar os limites que têm sido propostos para o TPAL.

Para esse contexto, os informes geocronológicos recentes (U-Pb e Sm-Nd, entre 0,9 e 1,55 Ga - Van Schmus *et al.* 1995 e 1997, Santos 1995) sinalizam a existência de uma crosta mesoproterozóica para o TPAL, encerrando núcleos ou fragmentos crustais mais antigos (paleoproterozóicos e arqueanos – Brito Neves *et al.* 1995).

2.2.2 - Domínio Tectônico Central (DTC) ou Zona Transversal

Encontra-se delimitado pelas zonas de cisalhamentos Patos, ao norte, e Pernambuco, ao sul, interligadas por um denso sistema de zonas de cisalhamento, preferencialmente sinistrais, num arranjo que levou Jardim de Sá *et al.* (1995a) a sugerir uma evolução segundo uma megaestruturação em dominó. Encontra-se constituído por faixas xistosas dos Sistemas de Dobramentos (Terrenos) Piancó-Alto Brígida (TPAB), e Pajeú-Paraíba (TPP) (Fig. 2.2), traduzidas por associações petrotectônicas do tipo vulcânicas bimodais - arcóseo-conglomerado (VBAC) ou com estas predominando sobre ou subordinando-se as do tipo quartzito-pelito-carbonato (QPC).

Ultimamente, Brito Neves *et al.* (1995) e Gomes (1997) adotam uma litoestratigrafia para os TPAB, onde as seqüências metavulcanossedimentares são inseridas nas unidades (complexos) Riacho Gravatá (incluindo vulcanossedimentação marinha e magmatismo de provável ambiência intraplaca) e Poço dos Cachorros (com vulcanitos de assinatura geoquímica similar às exibidas por aqueles de bacias extensionais submarinas *versus* arcos vulcânicos), e as metassedimentares nas unidades Olho d'Água (metaturbiditos), Cachoeirinha e Salgueiro. Sua cronologia radiométrica, Rb-Sr, a partir de exemplares de gnaisses, xistos e metavulcânicas félsicas, situa-se em torno de 1,0 Ga (Brito Neves *et al.* 1995).

Enquanto isto, os Terrenos (Sistema de Dobramentos) Pajeú-Paraíba, em seu segmento nomeado de Terreno Alto Pajeú, é representado preferencialmente pelo Complexo São Caetano, de idade mesoproterozóica superior e constituído de “metassedimentos arenosos intercalados de metavulcânicas e metavulcanoclásticas” (Santos *et al.* 1997).

Depósitos molássicos desses terrenos encontram-se constituídos por seqüências vulcanossedimentares anquimetamórficas, tal como na Formação Iara (siltitos, arenitos, conglomerados, brechas e vulcânicas básica e ácidas - Melo 1977, Campos *et al.* 1979, Cavalcante 1980 e Parente *et al.* 1990).

Ao feitiço de unidades intra e intersistemas, encontram-se blocos granito-gnáissico-migmáticos, geralmente com limites tectônicos (zonas de cisalhamentos transcorrente - transpressivas e contracionais). Os mesmos encerram indicad ores petrogenéticos - rochas eclogíticas - em arranjos espaciais que favorecem o delineamento de prováveis zonas de suturas (Jardim de Sá 1994; Silva Filho 1995).

A cronologia U-Pb e Rb-Sr (RT) dessas seqüências, utilizando exemplares de metavulcanitos (assinatura geoquímica de magmatitos de arco) e granitóides (incluindo *augen* ortognaisse = granito colisional ?), distribui-se entre 0,9 Ga e 1,1 Ga (Brito Neves *et al.* 1990 e 1993, Van Schmus *et al.* 1995a, Jardim de Sá 1994, Jardim de Sá *et al.* 1995b, Santos 1993 e 1995).

Idades Rb-Sr neoproterozóicas, menores do que 0,9 Ga, encontradas em metavulcânicas (assinaturas similares às de granitos de arcos) associadas a metassedimentos da região de Catingueiras (extremo norte do TPAB), são dadas como registros dos processos de abertura parcial do sistema Rb-Sr (Sá *et al.* 1998).

Para o presente trabalho, a área desse TPAB que interessa ao capítulo de geofísica (Figs. 2.2 e 2.3), representa um pequeno trato do extremo nordeste, ocupado por rochas do Grupo Cachoeirinha (Barbosa 1970). O mesmo, em afloramentos ao sul de Aurora, encontra-se constituído de metassedimentos de fácies xisto verde (filitos e biotita xistos - dominantes, metassiltitos, metarenitos, metagrauvas e metarcóseos) a anfibolito (granada + estauroлита, zoneografia em domos termais - Cavalcante 1980, até paragênese com sillimanita - Parente & Arthaud 1997) associados com litotipos metavulcano-vulcanoclásticos (Barbosa 1979, Costa 1980, Araujo 1980, Cavalcante 1980, CPRM 1981, Gomes 1984, Parente *et al.* 1990).

2.2.3 - Domínio Tectônico Setentrional (DTS)

Em termos de cartografia geológica multitemática e de detalhe, a ampla porção oeste deste domínio é uma das menos estudadas da Província Borborema, sendo marcada por importantes vazios de ordem cronológica, o que tem propiciado a prática de cronolítico correlações baseadas em “sentimentos” consolidados em experiências vividas noutros sítios dessa PB e alhures. De oeste para leste, são reconhecidas as seguintes unidades geotectônicas:

2.2.3.1 - Terrenos Noroeste do Ceará - TNC (Bloco Orogenético Coreaú - Kegel 1965; Faixa/ Sistema de Dobramentos Médio Coreaú + Maciço Granja - Brito Neves 1975 e Santos & Brito Neves 1984; Domínio Noroeste do Ceará - Jardim de Sá 1994; Terreno/ Superterreno Médio Coreaú - Santos 1996 e Santos *et al.* 1997).

Encontram-se marcados por um denso sistema de zonas de cisalhamento (ZCs) transcorrente-transpressiva direcionadas de SW para NE e desenvolvidas em tempos neoproterozóico-cambrianos e com marcantes recorrências de cronologias subsequentes.

Desenha-se como um cenário de estreitas fatias crustais delimitadas por ZCs, que vem sendo tratado, por diversos geólogos da UFPa, como “Cinturão de Cisalhamento Noroeste do Ceará” (Abreu *et al.* 1988).

A principal estrutura é a Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II (Lineamento Transbrasiliano), que tem sido utilizada como marcador auxiliar na correlação Brasil - África, no arranjo terminal do ciclo Brasileiro/Pan -Africano; admitindo-se sua continuidade na faixa milonítica de Kandi, nor oeste da África (Caby 1988, 1989 e Caby *et al.* 1991). Igualmente, é usada como limite entre estes TNC e aqueles do Ceará Central (Fig. 2.2).

São portadores de seqüências vulcanossedimentares e sedimentares ditas marginais ao Cráton São Luiz/Oeste África (unidade geotectônica de consolidação paleoproterozóica - marco superior em torno de 2.0 Ga, no plutonovulcanismo do Complexo Tromai).

Em seu domínio as rochas tidas como do “embasamento” (Complexo Granja) são caracterizadas como gnaisses de derivação sedimentar e ígnea, em parte migmatíticos, de fácies anfibolito e granulito, com cronorradiometria paleoproterozóica (2,0 Ga a 2,35 Ga, na apreciação de Moura *et al.* 1996, Fetter *et al.* 1997).

No Bloco (Terreno) Granja, a unidade litodêmica homônima inclui granulitos das suites khondalítica (paraderivada) e charnockito -enderbítica (ortoderivada) (Nogueira Neto *et al.* 1997). Por sua vez, determinações U-Pb e Pb-Pb usando-se zircões dos gnaisses e granulitos desse bloco têm, frequentemente, caído no Paleoproterozóico (2,0 Ga, Pb evaporação, Gaudette *et al.* 1993; 2.28 Ga, U-Pb exemplares de kondalitos, Fetter *et al.* 1995 e 1996). Já as idades vinculadas aos eventos termotectônicos neoproterozóicos mostram-se distribuídas entre 575 e 554 Ma (determinações ^{40}Ar - ^{39}Ar – Caby *et al.* 1995; U-Pb, parâmetros de cristais de titanita cruzando-se próximo ao intercepto inferior – Nogueira Neto *et al.* 1997; Sm/Nd, isócrona envolvendo rocha total, granada e plagioclásio em kondalito - Nogueira Neto *et al.* 1997).

Para esses últimos autores a faixa de Granja “representa uma seqüência de crosta inferior submetida a condições metamórficas do fácies granulito de pressão intermediária a elevada, cujas trajetórias metamórficas são compatíveis com mecanismos de alçamento e exumação tectônicas em zonas colisionais (colagem tectônicas), a exemplo dos modelos convergentes, com duplicação crustal”.

Santos *et al.* (1998), referindo-se aos domínios granulíticos-leptiniticos-TTG, localmente milonitizados e migmatizados, indicam idades U-Pb e modelo (T_{DM} , com E_{Nd} positivo) em torno de 2,37 Ga e entre 2,38 - 2,49 Ga, respectivamente, atestando a inexistência de rochas arqueanas, mas de unidades de uma crosta juvenil dos tempos siderianos (2.3 - 2.5 Ga).

Nesses Terrenos Noroeste do Ceará, a seqüência metassupracrustal inferior (Grupo São Joaquim, na concepção de Torquato *et al.* 1987, *apud* Torquato 1995 - quartzitos dominantes, com rochas calciossilicáticas, xistos, mármore, anfibolitos e paragneisses, encerrando indicadores metamórficos da fácies anfibolito de média pressão) ainda é objeto de controvérsias, quanto a sua cronologia absoluta, sendo sugeridas idades do Paleo ao Mesoproterozóico (Cavalcante *et al.* 1983, Cavalcante 1993) ou, simplesmente, do Mesoproterozóico (Jardim de Sá 1994 e Torquato 1995) e ora Neoproterozóica (quando incorporada ao Grupo Martinópolis - Santos *et al.* 1998).

Enquanto isto, a seqüência metavulcanossedimentar superior, representada pelo Grupo Martinópolis, encontra-se constituída por um conjunto carbonato-psamítico-pelítico metamorfoizado em baixo grau e com intercalações de metariolitos, metadacitos e metavulcanoclásticas. Sua cronologia, baseada nas determinações U-Pb e Sm-Nd de metariolitos e xistos (Fetter *et al.* 1995 e 1997, Santos *et al.* 1998), é neoproterozóica, com derrames de magmas ácidos entre 750-810 Ma. Contudo, Brito Neves (1975) e Prado *et al.* (1981) se reportam a idades Rb-Sr (convencionais) em torno 1,1 Ga, para exemplares de xistos prateados da região de Pedra Verde.

Unidades tidas como mais novas do que o Grupo Martinópolis, representadas pelo Grupo São José (Prado *et al.* 1979) e Metassedimentos Casinha (Oliveira 1992), foram tratadas por Torquato (1995), como um membro da Formação Santa Teresinha desse mesmo grupo.

Para leste-sudeste, no sentido a Zona de Cisalhamento Sobral- Pedro II, além das unidades lirocorrelatas aos grupos São Joaquim e Martinópolis, encontram-se seqüências sedimentares flúvio-marinhas (marcadas por uma importante litofácies carbonática) pertencentes ao Grupo Ubajara (ardósias, metassiltitos, meta-arenitos, metacalcários, metagrauvacas), do Neoproterozóico (metamorfismo em torno de 610 Ma – Novais *et al.* 1979, Hackspacher *et al.* 1988) e, provavelmente, cronocorrelato a unidades estratigráficas superiores da região de Martinópolis (Cavalcante 1993a), mas incluído, por Cabby & Arthaud (1986) no contexto das molassas brasileiras. Estas, por seu turno, afloram em diversos blocos dos TMC, mormente ligadas às faixas xistosas (Sistema de Dobramentos Médio Coreau), tendo sua maior expressão no chamado *graben* de Jaibaras, onde encontram-se representadas, preferencialmente, por depósitos continentais psamítico-psefitos, associados a vulcanitos ácidos e básicos, portando mineralogia indicativa de condições regionais de anquimetamorfismo.

Plutões e *stocks* granitóides constituem importantes componentes desse segmento crustal, materializando pulsos magmáticos de cronologia neoproterozóica-cambriana (granitóides de Chaval : $\cong$ 550 Ma; Mucambo: U-Pb e Rb-Sr de 520 a 540 Ma, TDM = 1,96 Ga; Meruoca $\cong$ 500 Ma; Tucunduba: U-Pb $\cong$ 574 Ma; Nascimento *et al.* 1981, Sial 1989, Fetter & Dantas 1996, Fetter *et al.* 1997 e Santos 1998).

2.2.3.2 - Terrenos Ceará Central - TCC (Sistema de Dobramentos Rio Curú-Independência + maciços Santa Quitéria e Tauá - Santos & Brito Neves 1984; Domínio Ceará Central - Jardim de Sá 1994; Terreno Cearense - Santos 1996).

Na configuração proposta por Santos e Brito Neves (1984), os TCC exibem limites entre as zonas de cisalhamentos Senador Pompeu e Sobral-Pedro II (Fig. 2.2).

Litoestratigraficamente, encerra uma associação quartzito-pelito-carbonato (QPC) que ocorre emoldurando e, espacialmente, sobrepondo-se a aos segmentos de cronologia arqueano-paleoproterozóica ($\geq$ 2,0 Ga - p.ex., o Terreno Cruzeta/Maciço Tróia), chegando a exibir seções com metamorfitos básico-ultrabásicos (como, p.ex., no Grupo Novo Oriente) (Fig. 2.4). Trata-se de um conjunto rochoso que mesmo sendo bem servido em propostas litoestratigráfico-litodêmicas (grupos/complexos Ceará, Independência, Itaitia, Itatira, Novo Oriente, Aracoiaba - Barreto 1967, Campos *et al.* 1979, Braga *et al.* 1977, Gomes *et al.* 1981, Mendonça *et al.* 1982, Schobbenhaus *et al.* 1982, Santos *et al.* 1984, Santos & Brito Neves 1984), é notória a deficiência em dados cronoradiométricos.

Nos últimos anos, alguns autores chegam a inserir, indistintamente, a maioria dos segmentos QPC dos TCC, mormente de fácies anfibolito a granulito, com importantes zonas migmatíticas, no Grupo/Complexo Ceará.

No geral, independente da idade da sedimentação e magmatismo correlato, é frequente admitir-se, para a associação QPC superior, a pré-existência de um amplo ambiente deposicional iniciado no Paleoproterozóico (Cavalcante *et al.* 1983, Caby & Arthaud 1986), de assoalho continental, preenchido por seqüências transgressivas e regressivas, com provável episódio de sedimentação evaporítica, equiparando-se ao reconhecido no Grupo Orós (Caby *et al.* 1995).

Mesmo assim, tal como acontece com o Grupo São Joaquim, nos Terrenos Noroeste do Ceará, o posicionamento cronoestratigráfico ainda é muito controvertido, transitando entre o Paleo e o Neoproterozóico, com vertente do tipo Proterozóico sem subdivisões (para abarcar “unidades proterozóicas geradas ou retrabalhadas no Ciclo Brasileiro” - Schobbenhaus *et al.* 1982).

Fetter & Van Schmus (1996) se reportam a idades Sm/Nd (três xistos diferentes do Grupo Ceará) com valores T_{DM} entre 1,27 Ga e 2,1 Ga. Enquanto isto, rochas do noroeste dos Terrenos Ceará Central, entre Rerituba-Forquilha-Amontoada, onde a seqüência metassedimentar (QPC), em alto grau, associa-se a rochas granulíticas (mormente da série chanockítica - Gorayeb & Abreu 1989 e 1998), tem-se cronoradiometria paleoproterozóica para os ortognaisses ($> 1,9$ Ga) (Abreu & Gorayeb 1996).

A falta de um quadro lito e cronoestratigráfico, razoavelmente definido, reflete também na cronologia das principais fases de metamorfismo e deformação, que ora são pensadas como exclusivamente neoproterozóicas e ora como paleo ou mesoproterozóicas. Um evento termotectônico em torno de 1,3 Ga foi admitido por Cavalcante *et al.* (1983). Atualmente, verifica-se uma certa euforia na adoção dos eventos tectonotermiais neoproterozóico-cambrianos como os mais influentes na configuração atual dessa associação QPC.

Dos maciços gnáissico-migmatíticos, o mais importante é o de Tauá (Tróia), que encontra-se constituído por uma associação com características do tipo *greenvaca-greenstone* (fácies anfibolito a eclogito?) e outra *grey gneisses-TTG* (associação metaplutônica de Caby *et al.* 1995), de cronologia radiométrica arqueano-paleoproterozóico (Pessoa *et al.* 1986, Fetter *et al.* 1997).

Estratigraficamente, segundo Oliveira & Cavalcante (1993), encontra-se constituído pelo Complexo Cruzeta (Unidade Tróia: seqüência metaplutono-vulcanossedimentar; Unidade Pedra Branca: ortognaisses cinzentos TTG) e Unidade Mombaça (gnaisses diversos e migmatitos, com lentes de metacalcários, anfibolitos, rochas calcissilicáticas e metaultramáficas), além de abundantes corpos de jazimentos estratiformes de metaleucogranitóides (Unidade Cedro). A geoquímica de exemplares máfico-ultramáficos, dessa primeira unidade, sinalizam para magmatitos de arco de ilhas (basaltos calcialcalinos e toleitos de baixo K) e basaltos de fundo oceânico (Souza 1993; Danni 1984, *pers. com.*, sugere a presença de unidades ofiolíticas). Para os gnaisses cinzentos, geralmente ortognaisses granodiorito-tonalíticos, tem-se, preferencialmente, assinaturas geoquímicas de arco vulcânico, com caracteres de uma evolução desde termos bem primitivos, posicionados no campo da fusão mantélica, até uma progressão ao campo dos granitos pré-colisionais, com conteúdos de terras raras mostrando similaridades com aqueles dos tonalitos antigos do Cráton de Kapvaal (Souza 1993).

Para alguns tratos onde rochas do Maciço Tróia se sotopõem à associações QPC do Sistema de Dobramentos Rio Curu-Independência (SDRCI), como na região de Quixeramobim, verifica-se a existência de seções de litotipos metamáficos (*cumulatus* locais) e metassedimentares (Seqüência Algodões de Arthaud & Landim 1995; observar que Campos *et al.* 1979 incluem essa área como pertencente ao seu Complexo Independência = Grupo Independência + Grupo Cruzeta, de Barreto 1967), onde os anfibolitos exibem quimismo de N-MORB a arco de ilha, e os granitóides e diques máficos e intermediários distribuem-se segundo um *trend* calcioalcalino relacionado a arco (Martins *et al.* 1998). Nesse local, a cronoradiometria de zircões, (U-Pb e Pb evaporação), extraídos de plutônicas granitóides, em parte relacionadas a seqüência, ortognaisses tonalito-graníticos e diques intermediários, acusou valores entre 2.0 - 2.2 Ga, enquanto as Sm-Nd (idades modelos) definiram um intervalo de 2,2 - 2,45 Ga (Martins *et al.* 1998).

A evolução tectonometamórfica desse maciço guarda pontos de divergências similares ao das supracrustais proterozóicas, tendo-se desde pensamentos que supõem uma importante tectonização tangencial paleoproterozóica (Oliveira & Cavalcante 1993) até aqueles que advogam o desenvolvimento da principal foliação em tempos neoproterozóicos (Caby & Arthaud 1986; Caby *et al.* 1991). Uma estruturação de imbrincamentos dobrados, com indicadores de transporte de massas para SW e NW, é facilmente delineada em sua porção central e oriental (Pessoa & Archanjó 1984, Hartmann *et al.* 1986; Cavalcante 1993b).

As condições metamórficas atingiram o campo da anatexia (lentes de rochas eclogíticas são citadas por Caby 1991 - *pers. comm.*). Talvez estando dentro de um mesmo contexto, os eclogitos e os prováveis glaucofanaxistos descritos por Almeida *et al.* (1996), Almeida & Nogueira Neto (1997).

Pelo noroeste, o Sistema de Dobramentos Rio Curu-Independência, limita-se com o Maciço (Terreno) Santa Quitéria (TSQ), caracterizado por uma associação plutônica de granitos e migmatitos meso-neoproterozóicos (Cavalcante *et al.* 1983), além de granitos cambrianos (Gorayeb *et al.* 1993), com restos ou encraves de ortognaisses granodiorito-tonalíticos, em parte granitizados, anfibolitos, rochas calciossilicáticas (abundantes), paragnaisses quartzosos, parcialmente ferríferos e granadíferos, com indicadores das fácies metamórficas anfibolito e granulito (prováveis lentes eclogíticas anfibolitizadas, ricas em grandes cristais de granada). Exibe seções que admitem a existência de um amplo domínio de produtos de fusão parcial de crosta siálica numa ambiência de arco magmático continental.

Os dados cronológicos existentes (Brito Neves 1975, Gomes *et al.* 1981, Nascimento *et al.* 1981 e Fetter *et al.* 1995) sinalizam para existência de materiais mesoproterozóicos, algo similar com o que acontece no Maciço Pernambuco-Alagoas no Domínio Tectônico Meridional da Província Borborema. As idades Rb-Sr (RT) e K-Ar (RT e mineral), registrando processos termo-tectono-magmáticos do Neoproterozóico-Eopaleozóico, distribuem-se entre 480 e 650 Ma. Diques ácidos a básicos que cortam esse TSQ, na região de Acaraú, apresentam cronologia Rb-Sr em torno de 697 Ma e K-Ar entre 478 e 591 Ma (Torquato *et al.* 1986).

Por outro lado, às proximidades da Grande Fortaleza, uma região cartografada com o de afloramentos de rochas similares a desse maciço (Braga *et al.* 1977), inclui granitóides de cronologia Rb-Sr (RT) paleo e neoproterozóicas (Torquato, *pers. comm.*).

Para Caby & Arthaud (1986) o espaço ocupado pelo TSQ é marcado por um importante espessamento crustal decorrente de um empilhamento de *nappes* neoproterozoicas (*duplex* envolvendo metassedimentos proterozóicos do Grupo Ceará + gnaisses sieníticos + granitos sin e pós-tectônicos e ortognaisses + *greenstones* arqueanos). Quaisquer que sejam os mecanismos responsáveis por esse espessamento a sua assinatura gravimétrica é marcante (v. Beltrão 1989).

Ainda, no contexto desses TCC, em sua parte extremo meridional (região de Cococi), encontram-se tratos ocupados por sedimentos “molássicos” (Grupo Rio Ju cá - conglomerados, arcóseos, arenitos diversos, folhelhos, argilitos, ardóseas, siltitos, brechas), admitidos, geralmente, como cronocorrelatos aos grupos São Julião e Jaibaras (Neoproterozóico-Eopaleozóico) e supracrustais de alto grau representadas por quartzitos puros, feldspáticos e muscovíticos, biotita gnaisses, sillimanita -biotita xistos, mármore e rochas calciossilicáticas (“Seqüência Feiticeiro” – conjunto similar ao cartografado como da Seqüência Arneiroz-Zorra, nos Terrenos Jaguaribeanos) (Fig. 2.3). Ademais, Jardim de Sá & Folwler (1981) assinalam, para a mesma região, a existência de supracrustais de baixo grau (Supracrustais de Fazenda Nova), de provável idade neoproterozóica, constituídas por ardósias, metagrauvacas (com níveis arcoseanos), metassiltitos, filitos e meta-arcóseos.

2.2.3.3 - Terrenos Jaguaribeanos - TJ (pró-parte: Faixa/Sistema de Dobramentos Jaguaribeano - Brito Neves 1975, Faixas Orós-Jaguaribe-Oeste do RN - Sá *et al.* 1984, Faixa Orós-Jaguaribe - Jardim de Sá 1994, Orós-Jaguaribe *Schist Belt* - Caby & Arcanjo 1995, Sistema Orós-Jaguaribe - Parente & Arthaud 1995, Terreno Jaguaribe - Santos 1996).

Parte destes Terrenos Jaguaribeanos (Figs. 2.2 e 2.3) é ocupada por estreitas e contínuas faixas de supracrustais separadas por grandes e pequenos blocos gnáissico-migmatíticos (blocos Banabuiú, Jaguaretama e Iracema, como principais - Cavalcante *et al.* 1983), com algumas intercalações de micaxistos, rochas calciossilicáticas, anfibolitos, quartzitos e metacalcários (mármore) e encaixando jazimentos de granitóides neoproterozóico-cambrianos de dimensões variadas (p.ex., complexos granitóides Pereiro, Senador Pompeu, Saboeiro, Mel, São Paulo e Catarina). Esses granitóides são arrançados, geralmente, segundo suites magmáticas de cedo- a sin e tardi- a pós-tectônicas, com idades distribuídas entre 800 e 500 Ma.

A cronologia isotópica desses complexos gnáissico-migmatíticos mostra um quadro de figuras distribuídas entre os tempos arqueanos (2.600 Ma, pelo método Rb -Sr, em RT - Sá 1991) a paleoproterozóicos (idades Rb-Sr, RT, e Pb - evaporação em zircões, entre 2,35 e 1,9 Ga - Brito Neves 1975, Gomes *et al.* 1997, Cavalcante *et al.* 1998). Idades Sm-Nd (T_{DM}) de 2,5 e 2,6 Ga são exibidas por Magini *et al.* (1997) para ortognaisses do extremo oeste Potiguar, contudo sem precisar os posicionamentos geográficos. Em decorrência, não foi possível reconhecer/diferenciar a(s) unidade(s) litoestratigráfica(s) estudada(s) por estes últimos autores, se pertencente(s) aos terrenos em questão ou aos Terrenos Rio Piranhas, a leste da Zona de Cisalhamento Portalegre.

Até 1984, excetuando-se o trabalho de Albuquerque (1970) que, para a Folha Jaguaribe-SE, estabelece uma estratigrafia em termos dos grupos Seridó (Pré -Cambriano Superior) e Caicó (Pré-Cambriano Inferior), as mais importantes faixas de

metassupracrustais foram tratadas como pertencentes ao Grupo Ceará, aparecendo constituídas, basicamente, de metassedimentos (Campos *et al.* 1979, Braga *et al.* 1977, Gomes 1981, Cavalcante *et al.* 1983). A partir das obras de Braga & Mendonça (1984) e Souza & Braga (1984), as mesmas passaram a merecer uma conotação metavulcanossedimentar com metaplutonitos cronocorrelatos. Schobbenhaus *et al.* (1982) apresentam e nomeiam os mais diversos segmentos de metassupracrustais desse TJ, como complexos Orós e Arneiroz e Grupo Ceará, de cronologia proterozóica. Cavalcante (1987) sugere uma divisão dessas faixas entre os grupos Orós e Independência, como subunidades do Supergrupo Ceará, de cronologia paleoproterozóica. Enquanto isto, Oliveira & Cavalcante (1993) e Medeiros *et al.* (1993) colocam a faixa de Arneiroz no Complexo Ceará (Paleoproteróico > 1,8 Ga) e a de Orós no grupo homônimo (Paleoproterozóico Superior <1,8 Ga).

No geral, as supracrustais, dependendo do segmento crustal observado *versus* nível de erosão (p. ex: nas seqüências Orós - SO, Jaguaribe - SJ, Peixe Gordo - SPG e Extremo Oeste Potiguar - SEOP) (Jardim de Sá *et al.* 1991, Braga & Mendonça 1984, Macedo *et al.* 1988, Sá 1991, Cavalcante & Sá 1997) encontram-se caracterizadas por associações do tipo vulcânicas bimodais-arcóseo-conglomerado (VBAC) ou vulcânicas bimodais-quartzito-arcóseo (VBQA- maior representatividade nas SJ e SEOP, com metabasaltos - metandesitos, metariolitos, meta-arcóseos, quartzitos diversos) e quartzito-pelito-carbonato (QPC - esta dominando na SO).

Na Faixa Orós, a seção inferior do grupo homônimo é marcada por uma associação de vulcânicas bimodais (metandesitos/metabasaltos -metariolitos, estes últimos dominantes, com idades Rb/Sr e U/Pb em torno de 1,8 Ga e com assinatura geoquímica de produtos de fusão crustal - Sá 1991) espacialmente sobrepostas a paragneisses (metagrauvacas), quartzitos, micaxistos, hornblenda gnaisses e *augen* gnaisses e sotopostos a sedimentos parálico-plataformais (parálico-deltáicos, seg. Parente & Guillou 1995 e Parente & Arthaud 1995) característicos de uma associação QPC (pelitos e psamitos, dominantes, secundados por carbonatos - calcários e magnesita/evaporitos, sedimentos carbonosos e margas, com pouca participação de magmatitos básicos e conglomerados - estes últimos citados por Pereira 1988 e Figueiredo Filho 1994).

Como intrusivas plutônicas, de idades distintas, são encontrados granitos porfiríticos (= *augen* gnaisses de 1673 ± 23 Ma, derivados de magmatitos de carácter metaluminoso de tendência alcalina, comparável aos dos granitos A); sienogranitos (relacionáveis aos granitóides alcalinos e peralcalinos continentais), metagabros (ca. 900 Ma) e granito microporfirítico gnaissificado (665 ± 40 Ma) (Sá 1991). Segundo Sá (1991 e 1994) e Sá *et al.* (1995), as vulcânicas máficas exibem assinaturas de basaltos transicionais, comparáveis aos basaltos shoshoníticos modernos e, acessoriamente, aos basaltos tipo E - MORB. Por sua vez, os meta-andesitos basálticos, do ramo sudoeste da SO (entre Antonina do Norte e Campos Sales - sudoeste do Estado do Ceará), são de baixo potássio (LKB), plotando no campo dos magmatitos de ambiência intraplaca (Souza 1993b).

Na Faixa Jaguaribe, excetuando-se um estreito segmento meridional (região de Icó), predomina uma suite magmática de *augen* gnaisses, seguida das formações vulcânicas e, em menor taxa, das sedimentares (quartzitos, em parte ferruginosos e feldspáticos, e micaxistos). Para a tipologia geoquímica dos metamagmatitos dessa faixa, Figueiredo Filho (1995) chegou a resultados similares aos reconhecidos por Sá (1991), mas assinalando uma grande complexidade quando do tratamento conjunto das

metavulcânicas básicas dessa FJ com as da Faixa Orós, com posicionamentos tanto no campo intraplaca como orogênico. Para Sá (1997), aqui, também, os *augen* gnaisses admitem assinatura geoquímica de granitos intraplacas. Uma coluna estratigráfica colocando os *augen* gnaisses abaixo do conjunto metavulcanossedimentar é exibida por Silva (1997) e Sá *et al.* (1997).

A cronologia absoluta das rochas da FJ, a partir dos *augen* gnaisses e metariolitos, pelos métodos U-Pb e Rb-Sr (Figueiredo Filho 1995, Sá *et al.* 1997), situa-se entre 1,7 Ga e 1,8 Ga, numa média de 1,75 Ga.

Ao norte dessa Faixa Jaguaribe, uma seqüência metassedimentar de fácies xisto verde, que aflora às cercanias da vila Peixe Gordo, ordinariamente exibida em diversos trabalhos regionais (Campos *et al.* 1979, Gomes *et al.* 1981, Gomes & Ribeiro 1986), e geralmente posicionada no mesmo nível estratigráfico das Orós e Jaguaribe, foi tratada por Petta *et al.* (1986) como formada de quartzitos, micaxistos e filitos, servindo de encaixante para corpos intrusivos de composição dacítica e relacionados ao Ciclo Brasileiro. A mesma, segundo Cavalcante & Sá (1997), representa um conjunto plutono-vulcanossedimentar similar ao de Orós e Jaguaribe. Sua cronologia, baseada numa determinação Pb-Pb (evaporação, em zircões de metariolitos), fica entre 1,8 e 1,7 Ga. (Cavalcante *et al.* 1998).

Por seu turno, na Faixa Extremo Oeste Potiguar (Grupo Serra de São José - Jardim de Sá 1994) (Fig. 2.4), tem-se um domínio de gnaisses a biotita e/ou anfibólio, quartzitos feldspáticos, mica-quartzo xistos e uma associação metavulcano-vulcanoclástica (metatufos, metariodacitos, metadacitos e metabasaltos-metandesitos), secundados por metaconglomerados, metacalcários e rochas calciossilicáticas (Souza 1984, Sena de Sá 1981, Medeiros Neto 1981, Lira 1981, Jardim de Sá *et al.* 1981 e 1986b). Seu posicionamento estratigráfico tem sido feito, corriqueiramente, ao nível do Grupo Ceará (concepção de Campos *et al.* 1979 e Gomes *et al.* 1981), com inclusão cronológica variável (p.ex., Proterozóico Médio-Superior - Jardim de Sá *et al.* 1986b e Meso-Neoproterozóico - Jardim de Sá 1998). Todavia, Cavalcante *et al.* (1998) assinalam a presença de ortognaisses, em jazimentos estratóides na seção inferior desse grupo, com idade em torno de 1,8 Ga.

Na Faixa Arneiroz (Sigmóide de Zorra - Medeiros *et al.* 1993 e Oliveira & Cavalcante 1993), o Grupo/Complexo Ceará encontra-se representado por uma seqüência metamórfica de pressões intermediárias (zona da cianita), com registros da fácies anfibolito a anatexia (paragêneses biotita-granada, biotita-granada-estaurolita, biotita-sillimanita, biotita-muscovita-sillimanita-feldspato potássico), derivada de sedimentos plataformais (mormente arenitos puros e impuros, pelitos, calcários, margas e prováveis grauvas argilosas feldspáticas), similar a diversos trechos do mesmo grupo no Sistema de Dobramentos Rio Curú-Independência (p.ex., segmento Independência-Itatira). Subsidiariamente, são descritos *sheets* de leucognaisses ortoderivados e algumas lentes de anfibolitos e talcoxistos.

Ao nível de reconhecimento, a associação QPC superior, exhibe um complexo arranjo lateral e vertical com as rochas gnáissico-migmatíticas do embasamento, marcando um importante imbrincamento de pequenos blocos, decorrente de um tectônica transcorrente-transpressiva (estrutura em flor positiva), acompanhada da colocação de diversos corpos graníticos (pulsos de cedo a pós-tectônicos) num pequeno espaço crustal. Pelo lado ocidental, se sobrepõe ao embasamento por intermédio da Zona de

Cisalhamento Hebron e, pelo oriental, é balizada pela Zona de Cisalhamento Senador Pompeu (Fig. 2.3). Sua cronoradiometria ainda é uma interrogação, mesmo que um posicionamento paleoproterozóico, com valores superiores ao do Grupo Orós, tenha sido adotado por Oliveira & Cavalcante (1993) e Medeiros *et al.* (1993).

Outras “manchas” metassedimentares, ordinariamente cartografadas como pertencentes ao Grupo Ceará (Braga *et al.* 1977) e dominadas pela fácies areno-quartzosa (quartzitos, micaxistos quartzosos, por vezes com feldspatos e fibrolita), raramente metacalcários e rochas calciossilicáticas, em graus distintos de recristalização e de deformação, são encontradas na porção norte da Faixa Jaguaribe, especialmente as vizinhanças da vila Bixopá (CE) e num segmento SE-NW sobre o qual se assenta a cidade de Itaiçaba (CE).

Como noutros terrenos da PB, os corpos das Suites Magmáticas Neoproterozóicas (rochas granitóides e básico-intermediárias) são bastante representativos. Enquanto isto, para o intervalo entre 600 e 450 Ma, encontram-se, além de granitóides, depósitos molássicos relacionados ao “Grupo São Julião” (Formação Catolé – unidade inferior, composta de vulcanitos ácidos a básicos, diabásios, gabros e ruditos argilosos – anteriores a colocação de um corpo granítico de ca. 550 Ma; Unidade Tamboril – unidade superior, formada de brechas conglomeráticas polimíticas; v. Parente & Fuck, 1987).

2.2.3.4 - Terrenos Rio Piranhas - TRP (em parte: Domínio Rio Piranhas - Jardim de Sá 1994 e Ferreira 1997; Terreno Rio Piranhas - Santos 1996 + Terreno Granjeiro de Gomes 1997).

Em cartografia geológica de reconhecimento e síntese, a litoestratigrafia desses Terrenos Rio Piranhas (TRP) é delineada, na maioria das vezes, em termos do Complexo Caicó (Campos *et al.* 1979 e Jardim de Sá 1994) ou simplesmente de Complexo Gnaissico-Migmatítico (Jardim de Sá 1998). Entretanto, diversas propostas têm sido aventadas, tal como uma divisão nos complexos ou grupos Caicó e São Vicente ou complexos Caicó e Nordeste ou simplesmente Precambriano Não-Diferenciado, incluindo “núcleo” arqueano (Gomes *et al.* 1981, Schobbenhaus *et al.* 1982).

Além desses trabalhos, diversos pesquisadores exibem arranjos estratigráficos para esses terrenos, tanto ao nível regional como local, como por exemplo: Meunier (1964), Ferreira (1968), Ebert (1969 e 1970), Ferreira & Albuquerque (1969), Albuquerque (1970), Brito Neves (1975, 1979 e 1983), Brito Neves *et al.* (1975), Lima *et al.* (1980), Hackspacher & Sá (1984), Hackspacher *et al.* (1986), Dantas *et al.* (1991), Legrand *et al.* (1991) e Hackspacher *et al.* (1992).

Ultimamente, Jardim de Sá (1994) apresenta, em mapa na escala de 1:250.000, o domínio desses TRP, como formado pelo Complexo Caicó (predominância de ortognaisses diversos), incluindo faixas de metassupracrustais (Formação Jucurutu: paragneisses dominantes, com frequentes lentes de mármore, rochas calciossilicáticas, e para-anfibolitos, somando-se níveis de quartzitos, metaconglomerados, orto-anfibolitos, serpentinitos, formações ferríferas e micaxistos aluminosos).

Por seu turno, Ferreira (1997) adota uma divisão nas seguintes unidades: Complexo Serra dos Quintos (biotita gnaisses, biotita e/ou hornblenda xistos, localmente migmatizados, gnaisses arcoseanos, muscovita-biotita gnaisses com intercalações de calcários cristalinos, anfibolitos, muscovita quartzitos, quartzitos ferruginosos, itabirito e

tactitos; idade paleoproterozóica, por encerrarem intrusões de suites magmáticas dessa era); Suite Magmática São Vicente (ortognaisses derivados de uma suite tonalito-granodiorítica, com tendência trondjemítica, envolvendo corpos anfibolíticos, metagábricos e de ortognaisses graníticos migmatizados); Suite Magmática Caicó (concepção de Legrand *et al.* 1991) – “constituída predominantemente por hornblenda-biotita ortognaisses e biotita ortognaisses derivados de rochas plutônicas diferenciadas”; e Suite Magmática de Poço da Cruz (*augen* gnaisses graníticos a quartzo-monzoníticos, encerrando formas xenolíticas das suites anteriores e de metassedimentos do Complexo Serra dos Quintos).

No segmento sul-ocidental, compreendido entre as zonas de cisalhamentos Patos, ao sul, e Tatajuba, ao norte e oeste, mostra-se complexamente estruturado em pequenos blocos tectônicos, em parte com marcantes diferenças em seus litocomponentes, oscilando desde fatias de ortognaisses cinzentos (composições tonalito-granodioríticas dominantes) até de supracrustais metassedimentares, das fácies xisto verde e anfibolito (antes incluídos no Grupo Ceará - p.ex., Campos *et al.* 1979 e Prado *et al.* 1981, e no Grupo Cachoeirinha - Gomes *et al.* 1981; recentemente tratados como do Complexo Lavras da Mangabeira – Shobbenhaus *et al.* 1982 e Santos *et al.* 1984, ou Formação Lavras da Mangabeira - Caby *et al.* 1995: conglomerados, quartzitos, metapelitos).

Em situação intermediária, entre essas supracrustais e o embasamento, acontecem faixas de metassupracrustais aluminosas, associadas a quartzitos e importantes lentes de metacarbonatos (p.ex., faixa de mármore de Farias Brito), localmente migmatizadas e servindo de encaixantes para granitóides gnaissificados, que tem sido tratadas, em grande parte, como pertencentes ora ao Complexo Caicó (Campos *et al.* 1979) e ora ao Grupo (Complexo) Ceará (conceito de Vasconcelos *et al.* 1993). Contudo, no estudo de Parente & Arthaud (1995), essa região é inserida no domínio do Sistema Orós-Jaguaribe (v. Faixa Orós-Jaguaribe, em Jardim de Sá 1994).

As partes com uma maior incidência de membros de uma associação metaplutono-vulcanossedimentar (metabásico-ultramáficas com assinaturas geoquímicas de basaltos insulares e de fundo oceânico + formações ferríferas + gonditos + micaxistos a cordierita + quartzitos + metacalcários) foram englobadas, por Vasconcelos *et al.* (1993), num chamado Complexo Granjeiro.

Ademais, uma característica marcante de TRP é a ampla participação de *augen* ortognaisses (suites G2, de Jardim de Sá 1994), a lém, como é corriqueiro noutros maciços granito-gnáissico-migmatíticos da PB, da ocorrência de diversos batolitos e *stocks* de granitóides proterozóico-cambrianos, formando suites de cedo a pós-tectônicas.

Quanto aos aspectos cronoradiométricos da parte compreendida entre a ZCPa e o Terreno Seridó, os estudos mais recentes (Hackspacher *et al.* 1990 e 1992; Dantas *et al.* 1991; Legrand *et al.* 1991; Souza *et al.* 1993; Jardim de Sá 1994, Magini *et al.* 1997, Legrand 1997) denunciam uma predominância de ortognaisses granitóides de idades compreendidas entre 2,24 Ga e 2,15 Ga (migmatização em torno de 2,0 Ga). Contudo, nesse contexto, tem-se como ponto controvertido a idade dos chamados granitóides G2, que para alguns pesquisadores (v. Jardim de Sá 1994) seriam relacionados a tectônica tangencial acontecida no Paleoproterozóico (Orosiriano? - base na proposta de Macedo *et al.* 1991), marcada no Grupo Seridó (mormente na unidade basal – Formação Jucurutu); entretanto, outros autores (Hackspacher 1990; Dantas *et al. op. cit.*; Souza *et al.* 1993) admitem esses G2 como membros mais evoluídos de uma suite TTG (Complexo Caicó)

ou sejam, geoquimicamente pertencentes ao mesmo *trend* de diferenciação calcioalcalina de G1 (granitóides tidos como fase do embasamento do Grupo Seridó).

As idades (U-Pb) mais próximas de 1,9 Ga desses G2, em sítios marcados por importantes cisalhamentos e ações hidrotermais, são admitidas como sem significado geológico (Legrand *et al.* 1997). Idades Rb/Sr (RT) relativas ao intervalo de 2,0 -1,8 Ga (metapegmatitos e metaquartzodiorito), além de 1176 ± 114 Ma (RI = 0.715 ± 1 e MSWD = 7,9; interpretada como idade “mista”, amostras de ortogneiss milonítico do Complexo Caicó) e Sm-Nd (isócrona) com $t = 1542 \pm 159$ Ma (RI = 0.51016 ± 12 e MSWD = 2,5; em metaquartzo dioritos, os mesmos citados anteriormente pelo método Rb -Sr), são exibidas por Jardim de Sá (1994).

Por sua vez, para o citado segmento sul-ocidental (bloco Assaré - Cavalcante *et al.* 1983), Silva *et al.* 1997 reconhecem, através de cronoradiometria U-Pb (SHRIMP), que a suite dos ortogneisses tonalíticos (depletados) exibem idades mínimas de cristalização magmática de ca. 2,5 Ga, enquanto os gnaisses granodioríticos e tonalíticos (não depletados) de ca. 2,2 Ga, com sobrecrecimento metamórfico em torno de 600 Ma. Para metarenitos feldspáticos (Grupo Cachoeirinha?), os mesmos autores apontam a existência de zircões detríticos com idade máxima da fonte em torno 3,3 Ga, ficando a idade mínima da deposição em ca. 552 Ma.

2.2.3.5 - Terreno Seridó - TS (Faixa/Sistema de Dobramentos Seridó - Brito Neves, 1975 e Santos e Brito Neves, 1984, Terreno Seridó - Santos 1996, Domínio Seridó - Ferreira 1997).

Trata-se da unidade tectônica mais bem estudada do Domínio Setentrional da Província Borborema, onde importantes depósitos e jazidas de scheelita e minerais de pegmatitos despertaram, no passado, principalmente entre as décadas de 40 e 70, interesses de entidades públicas e privadas. Sua litoestratigrafia nunca foi objeto de grandes polêmicas, geralmente marcando-se o aparecimento de colunas estratigráficas que aplicam uma mudança no *status* das unidades básicas, como por exemplo: Formação Jucurutu passando a Grupo Jucurutu (Santos e Brito Neves 1984). Todavia, a divisão mais utilizada é feita em termos de Grupo Seridó, composto, da base para o topo, pelas formações Jucurutu (domínio de paragneisses - v. TRP), Equador (quartzitos variados, com intercalações de metaconglomerados mono e polimíticos, micaxistos e rochas calciossilicáticas) e Seridó (unidade dominante, constituída de depósitos turbidíticos flyschóides dominados por micaxistos aluminosos e feldspáticos, localmente migmatizados e com pequenas intercalações de mármore, rochas calciossilicáticas, metaconglomerados polimíticos e ortoanfibolitos - Jardim de Sá 1998).

Inserido nesse TS, encontram-se diversos corpos/complexos granitóides neoproterozóicos, destacando-se o de Acará.

Quanto a sua cronologia, os pontos contraditórios incandesceram a partir da década de 80 (se paleoproterozóica ou se meso ou neoproterozóica - “Escola Brasileira” *versus* “Escola Transamazônica”). Jardim de Sá (1994 e diversos trabalhos anteriores) exhibe esse TS como formado de rochas paleoproterozóicas com deformações policíclicas e polifásicas. O mesmo autor (1998) a coloca numa posição interrogativa entre o Paleo e o Meso a Neoproterozóico. Para Caby 1988, Caby *et al.* 1991 e 1995, nessa unidade

tectônica residem seqüências paleoproterozóicas (Formação/Grupo Jucurutu) sotopostas as neoproterozóicas (Formação/Grupo Seridó).

As análises Sm-Nd de exemplares gnáissicos da Formação/Grupo Jucurutu sinalizam para uma idade máxima de 1,6 Ma, onde a maioria das amostras ostenta valores de $\epsilon_{Nd}(t)$ de -5 ± 1 , em 600 Ma, correspondendo as idades T_{DM} (residência crustal) de 1,6 Ma a 1,5 Ga (Van Schmus *et al.* 1996).

Amostras de xistos da Formação Seridó são responsáveis por valores de $\epsilon_{Nd}(t)$ oscilando entre -5 e 0, com correspondentes idades T_{DM} de 1,6 Ga a 1,2 Ga, materializando um vasto *cluster* em Epsilon (t) = 0 (T_{DM} = 1,2 Ga). Com isto, Van Schmus *et al.* (1996) admitem que o conjunto de dados favorece uma idade máxima de 1,2 Ga para o grupo Seridó e um máximo de 1,6 Ga para o Jucurutú. Entretanto, amostra de metassedimento tufáceo, deste último grupo, acusou idade U-Pb (zircões) de 1750 Ma (máxima idade de sedimentação/possível idade do vulcanismo - Van Schmus *et al.* 1995a).

Com isto, verifica-se que muito ainda deve ser realizado, em termos de geocronologia radiométrica, para ter-se um melhor desenho cronoestratigráfico desse TS, preferencialmente dos litotipos inseridos na Formação/Grupo Jucurutu, já que o seu arranjo estrutural é bem conhecido.

Sua edificação como uma cadeia transpressiva dextral do Prot erozóico Superior, é defendida por Archanjo e Bouchez (1991).

2.2.3.6 Terrenos Caldas Brandão - TCB (Maciço Caldas Brandão-São José do Campestre - Brito Neves 1975, Terreno São José do Campestre - Santos 1996; Domínio Caldas Brandão - Ferreira 1997; Maciço Caldas Brandão - Van Schmus *et al.* 1997, Maciço São José do Campestre - Dantas *et al.* 1998).

Em relação aos Terrenos Rio Piranhas, do qual é separado pela faixa de rochas supracrustais do Terreno Seridó, mostra um desenho mais regular de um antigo núcleo/fragmento arqueano.

Cavalcante (1993c), num Mapa Geológico Simplificado do Estado do Ceará e áreas vizinha (escala $\cong 1: 10.000.000$), exibe-o como uma unidade de terrenos arqueano-paleoproterozóicos, representando um fragmento do Cráton do Congo.

Ultimamente, os trabalhos de Dantas *et al.* (1995, 1997 e 1998), envolvendo cronologia radiométrica U-Pb e Sm-Nd, denunciam para essa entidade geotectônica, um cenário inicial (segmento norte) de eventos acrescionários arqueanos, em torno de 3,4 Ga (Paleoarqueano), 3,2 Ga (Mesoarqueano) e 2,7 Ga (Neoarqueano), seguido da incorporação de terrenos paleoproterozóicos.

Os mesmos autores (1997) apresentam, para esse maciço, o seguinte arranjo estratigráfico: Paleoarqueano – Unidade Bom Jesus (ortognaisses tonalíticos com intercalações de anfíbolitos e meta-ultramáficas; > 3.45 Ga); Mesoarqueano – Complexo Presidente Juscelino (ortognaisses cinzentos TTG, metaluminosos e peraluminosos, migmatizados; migmatitos bandados; anfíbolitos, calciossilicáticas, formações ferríferas e calcários cristalinos aparecem como restitos nos ortognaisses); Complexo Brejinhó (ortognaisses TTG peraluminosos migmatizados com leucossoma trondjemítico, compreendendo um segmento de crosta constinental juvenil na região, com idades U-Pb e idades modelos TDM em torno de 3,18 Ga); Complexo Intrusivo Senador Eloi de Souza

(ortognaisses oligoclasíticos com hedenbergita, hornblenda e titanita, com intercalações de metagabros, metanoritos, anfibolitos e granada meta-anortositos; idade de 3,0 Ga). Neoarqueano – Unidade São José de Campestre (representada por um corpo de hornblenda sieno-monzogranito subalcalino (2,7 Ga, U-Pb em zircão). Como unidades Paleoproterozóicas, esses autores, se referem ao Complexo João Câmara (2,4 a 2,2 Ga) e aos terrenos Santa Cruz (ortognaisses graníticos, granodioríticos e tonalíticos, de quimismo calcio-alkalino; idades oscilando entre 2,2 e 2,0 Ga) e Serrinha-Pedro Velho, como unidade dominante (migmatitos de estruturas acamadadas e dobradas, dominantes, além de diversos granitóides intensamente migmatizados; 2,2 Ga).

“Mais de uma geração de trondhjemitos está presente nesta área. As rochas do MCB – Maciço Caldas Brandão - mostram uma tendência geoquímica mais peraluminosa e alcalina do que a clássica afinidade TTG assumida para este período da evolução da terra” (Martin, 1994).

Ao sul desses TCB, abaixo da Zona de Cisalhamento Patos, já em domínios dos Terrenos Pajeú-Paraíba (Fig. 4.2), ocorrem, igualmente, ortognaisses e migmatitos com idades Rb-Sr e U-Pb em torno de 2,2 Ga (Fernandes & Brito Neves 1998).

2.3 - O Fanerozóico (Ordoviciano Superior ao Quaternário)

Em áreas mais próximas e dentro da região objeto do presente estudo, essa unidade é materializada, pelo lado ocidental, através das rochas sedimentares paleozóicas da Bacia (Sinéclise) do Parnaíba (Província Parnaíba de Almeida *et al.* 1977) e, ao norte e leste, pelos sedimentos cenozóicos da Formação Barreiras e correlatas, além dos depósitos mesozóicos da Bacia Potiguar (Figs. 2.1, 2.2 e 2.4).

Na região interiorana, também de cronologia mesozóica, destacam-se as coberturas sedimentares das bacias (*grabens* ou *semi-grabens*) Rio do Peixe, Iguatu, Lavras da Mangabeira e outras menos votados, ficando, às proximidades do limite sul da Folha Souza (Anexo II), a Bacia do Araripe.

Somam-se ainda, diversos corpos diqueiformes de diabásio com idades distribuídas, preferencialmente, no intervalo de tempo do Cretáceo, além de camadas basálticas de cronologia jurássica (175 ± 4 Ma, K-Ar), intercaladas nos sedimentos mesozóicos da Bacia Lavras da Mangabeira (Priem *et al.* 1978).

Como unidades cenozóicas mais antigas, destacam-se além do citado Grupo Barreiras e correlatos, corpos de rochas alcalinas e básicas do Terciário Inferior, mormente aflorantes na região costeira. Enquanto isto, diversas manchas sedimentares formadas por arenitos, conglomerados/cascalhos e, subordinadamente, pelitos, em proporções variadas, têm sido cartografadas como dos tempos terciário-quaternários (p.ex.: Formação Faceira e Formação Moura).

Por seu turno, os depósitos aluviais recentes, excluindo-se aqueles da “Depressão de Crateús” (sobre áreas cristalinas ocidentais do Estado do Ceará), são de pequena representatividade, sendo mais significativos nas regiões próximas do limite com a Província Costeira (concepção de Almeida *et al.* 1977) e nas áreas das bacias sedimentares mesozóicas e contíguas.

CAPÍTULO 3

ESTRATIGRAFIA E PETROGRAFIA

3.1 - Considerações iniciais e a coluna estratigráfica regional

A cartografia geológica das folhas Morada Nova e Souza, como sintetizada na Fig. 3.1 e mostrada nos anexos I e II, constitui um produto desenvolvido por r compilação de mapas anteriores (Campos *et al.* 1979, Prado *et al.* 1980, Braga e Mendonça 1984, Gomes & Ribeiro 1986, Sá 1991, e Jardim de Sá 1994), parcialmente modificados através de interpretação litoestrutural sobre fotografias aéreas convencionais (na escala de 1:70.000 - vôo Cruzeiros do Sul 1968-70) e imagens Landsat-5-TM - Banda 4 (1992-4), agregando-se os novos informes de campo e laboratoriais.

Para isto, alguns corpos rochosos receberam, propositadamente, uma cartografia com dimensões exageradas, com vistas a uma melhor leitura estratigráfico-metalogenética (p. ex., lentes ou alinhamento de lentes de rochas carbonáticas), bem como de organização estrutural.

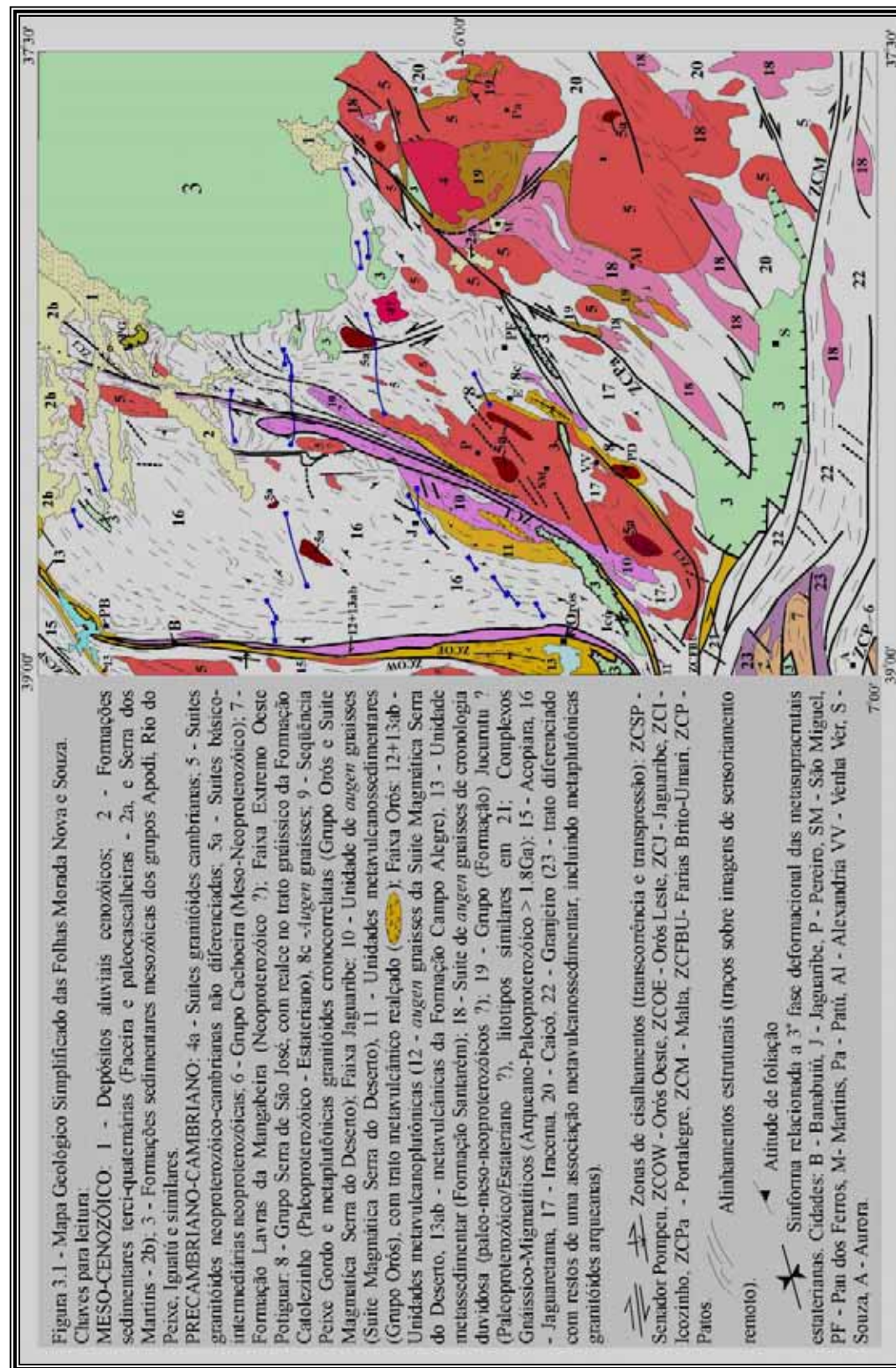
O desenho da coluna estratigráfica regional, como exibida na Fig. 3.1, representa uma tentativa de harmonizar os diversos informes contidos nas citadas obras, somados aqueles exibidos por Sá *et al.* (1997) e em itens e capítulos subsequentes. Nesta coluna, admite-se correlações evolutivas entre as faixas Orós, Jaguaribe, Peixe Gordo e Extremo Oeste Potiguar, advogando-se a proposição de Sá *et al.* (1994) e Cavalcante & Sá (1997). O termo faixa como utilizado aqui, não ostenta nenhuma conotação geotectônica, sendo aplicado no sentido do aspecto geométrico da zona de distribuição de uma ou mais unidades litoestratigráfica e/ou litodêmicas na bidimensão do(s) mapa(s) geológico(s) - sentido configuracional em planta(s).

Também, sugere-se, a partir de seções que julgamos características para o conhecimento dessas faixas, uma nomenclatura em termos de unidades litoestratigráficas (grupo e formação) e litodêmicas (suíte).

Nesse contexto, o Grupo Orós ficou extensivo às seqüências metavulcanossedimentares de Jaguaribe e Peixe Gordo, sendo subdividido na Formação Campo Alegre, dominada por litotipos metavulcânicos e tendo localidade-tipo na Faixa Jaguaribe, situada a aproximadamente 35 km SSE da cidade de Jaguaribe, e Formação Santarém, constituída basicamente de metassedimentos e tendo localidade-tipo na Faixa Orós, onde a seção representativa é marcada entre a cidade de Orós e a Serra do Franco, envolvendo a região que lhe empresta o nome.

Por sua vez, a unidade de *augen* gnaisses, com melhor expressão cartográfica na Faixa Jaguaribe, foi tratada como Suíte Magmática Serra do Deserto (seção geológica representativa entre as localidades Almas-Serra do Deserto-Serra do Pereiro, na porção setentrional da Folha Souza).

Para a Faixa Extremo Oeste Potiguar, foi mantida a proposta de Jardim de Sá (1994), ou seja, de Grupo Serra de São José, para abarcar uma seqüência predominantemente metassedimentar. Entretanto, sugere-se uma subdivisão ao nível das formações Catolezinho, constituída basicamente de paragneisses, e Minhuins, dominada por quartzitos e micaxistos. Enquanto isto, os *augen* gnaisses que afloram ao leste dessa faixa, francamente intrusivos no complexo gnáissico-migmatítico basal e nesse grupo



(Sá, informação verbal), foram incluídos, provisoriamente (cronologia absoluta não conhecida), na Suíte Magmática Serra do Deserto.

Informações ao entendimento desta proposta estratigráfica, são exibidas nos itens subseqüentes, onde procura-se apresentar os caracteres de cada faixa isoladamente, num processo de facilitação a futuros estudos de cartografia geotectônica.

Durante a caracterização dos diversos conjuntos admitidos como estaterianos, serão utilizados os símbolos S_0 , S_1 , S_2 e S_3 , para expressar o acamamento (estratificação) e, respectivamente, as foliações desenvolvidas durante as primeira, segunda e terceira fases deformacionais de maior penetratividade. Enquanto isto, M_1 , M_2 e M_3 , traduzirão as principais fases metamórficas (detalhes no Capítulo 4 - onde são mostrados os principais elementos macro, meso e microestruturais/microtectônicos).

3.2 - A Faixa Orós

Para esta faixa, o conjunto mais representativo é o que inclui as rochas metassedimentares e metavulcano-vulcanoclásticas (Grupo Orós - Sá 1991), seguido da unidade de *augen* gnaisses (Suíte Magmática Serra do Deserto).

Na área objeto da revisão geológica, acima do paralelo $6^{\circ} 00'$, o Grupo Orós ocupa uma estreita fatia crustal de 5 a 7,5 km de largura, bem menor do que na seção -tipo, na região de Orós, onde o máximo atinge 13 km (Anexo II). Ocupa um espaço de *trend* em torno de N-S, com exposições entre os municípios cearenses de Nova Floresta, Solonópole, Jaguaratema e Banabuiú, do lado ocidental da Folha Morada Nova (Anexo I).

Por sua vez, as informações expostas mais adiante, a respeito das relações de campo e petrografia, restringem-se ao segmento inserido nessa Folha Morada Nova, conforme a organização estratigráfica sumarizada na Fig. 3.2. Assim, detalhes sobre a parte meridional (Anexo II), além da extensão SW da Faixa Orós, podem ser procurados em Sá (1991), McReath (1993), Parente (1995), Vasconcelos *et al.* (1993a) (v. Capítulo 2).

3.2.1 A Unidade Metavulcânica (Formação Campo Alegre)

Constitui uma faixa contínua e estreita, distribuída entre o domínio das metaplutônicas graníticas (*augen* gnaisses), a leste, e dos metassedimentos, a oeste, com exposições em níveis topográficos distintos das encostas leste do sistema de serras Orós - Banabuiú, até em níveis de base locais.

A leste de Nova Floresta, dando-se continuidade a configuração exibida por Sá (1991), e na região de Pedra Branca, ao N de Banabuiú, o “horizonte” metavulcânico encontra-se intercalado na unidade metassedimentar (anexos I e II).

Suas relações de contato com os metassedimentos são de conformidade, tomando-se como base a alternância quartzitos *versus* micaxistos e uma foliação penetrativa (S_0/S_2).

Leitos de micaxistos, quartzitos e prováveis metatufos ácidos, afloram em jazimentos estratóides no seio dessa unidade, apontando para um cenário evolutivo de derrames de lavas alternados por fases sedimentares (Fotos 3.1 e 3.2). Contudo, ocorrem fácies de granulometria grossa, rica em facoides feldspáticos, que sugerem processos de cristalização subvulcânica.

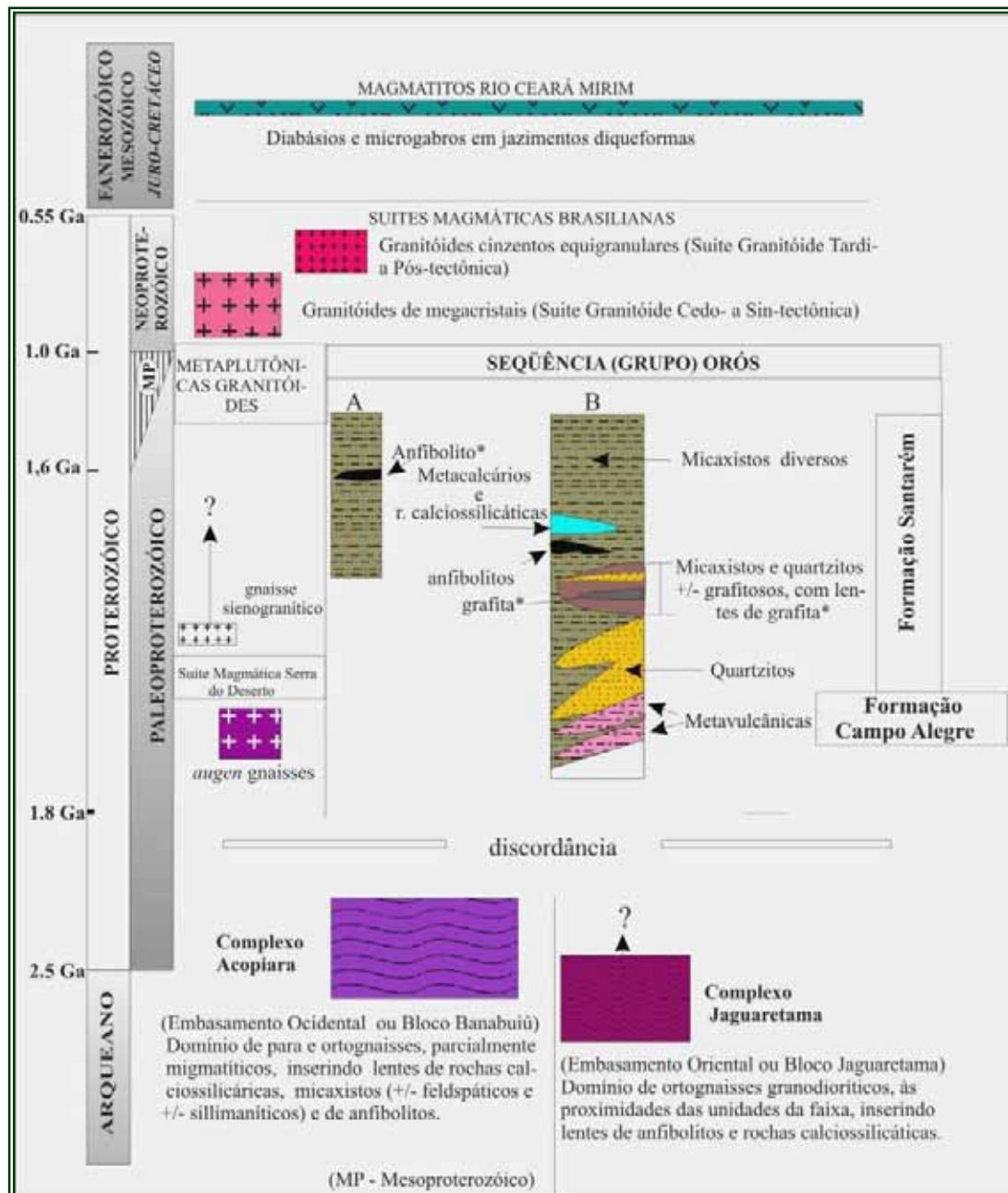


Figura 3.2 - Coluna estratigráfica esquemática (sem escala) da Faixa Orós, entre os paralelos 5° e 6° S (Anexo I). A - Seção Rio São Caetano (calha no extremo noroeste - W da ZCOW); B - Seção principal, corresponde em grande parte a coluna da parte leste da Faixa Orós, na localidade de-tipo, elaborada por Sá (1991). * - litotipo ou associação de litofácies cujas dimensões dos jazimentos não produzem projeções para a cartografia na escala de 1:250.000 (Anexo I).

Encontra-se representada, predominantemente, por metariolitos de tonalidades cinzentas, por vezes com tons rosados, granulação fina, em parte porfiríticas, com pórfiros de quartzo cinzentos e azulados, e feldspatos rosados e esbranquiçados, com estruturas gnáissicas e, subordinadamente xistosas, além daquelas ligadas a brechas e cataclasitos.

Micropetrograficamente, exibem texturas granular hipidiomórfica e porfirítica orientadas e miloníticas (Foto 3.3).

A composição mineralógica essencial, envolvendo exemplares miloníticos, é representada, basicamente, através da microclina (matriz e porfiroclastos = 25-30%) deformada e saussuritizada, quartzo (matriz e porfiroclastos = 15-25%), em parte como lentes policristalinas, biotita (0-25%), muscovita (3-15%) e plagioclásio (8-15%), aparecendo como acessórios opacos, epidoto, titanita, apatita e zircão.

Por sua vez, os metariodacitos, em amostras analisadas, exibem uma textura porfiroclástica onde destaca-se o plagioclásio (25-30%), com ou sem maclas Albita e Albita-Carlsbad, em pequenos e grandes cristais (comumente em porfiroclastos com bordas suturadas, angulares e curvas/amebóides), em parte saussuritizados e poiquilíticos (inclusões de quartzo, opacos e apatita) e por vezes em unidades boudinadas (Foto 3.4). Nos mesmos, a microclina, numa percentagem de 3 a 5%, é encontrada na matriz e formando raros e pequenos porfiroclastos.

O quartzo (25-30%) mostra-se recristalizado, em grandes e pequenos cristais (recuperação em subgrãos-poligonização, geminação mecânica e extinção ondulante). Enquanto isto, a muscovita ocorre em curtas e longas palhetas (20-25%), chegando a formas do tipo mica-*fish* (Foto 3.4), e os opacos (2-5%) em cristais xenomórficos (magnetita?), por vezes em unidades estiradas e boudinadas segundo a foliação milonítica. No quadro dos minerais acessórios mais comuns, além dos opacos, aparecem o epidoto, zircão, apatita, titanita e carbonato.

Anfibolitos (metabasaltos?) de granulação fina, em jazimentos lenticulares com dimensões não passíveis de representação na escala de 1:250.000, ocorrem intercalados nos micaxistos do segmento oriental da faixa, logo acima do horizonte metassedimentar que insere lentes de rochas carbonáticas. Para as lentes encaixadas nos micaxistos/filitos da região do Rio São Caetano (canto NW da Folha Morada Nova), a rocha exhibe textura granonematoblástica, formada basicamente de Fe-actinolita, hornblenda e plagioclásio, sendo de granulação mais grossa do que os primeiros.

3.2.2 - A Unidade Metassedimentar (Formação Santarém)

No desenho regional da Faixa Orós, essa unidade destaca-se como a de maior expressão em área (Fig. 3.1).

Nos tratos estudados, ocorre, preferencialmente, sobreposta ao domínio plutono-vulcânico, do leste, formando um edifício delimitado, a oeste, pela Zona de Cisalhamento Orós W (conceito de Sá 1991), onde faz contato com ortognaisses bandados, paragnaisses ($\pm$ xistosos e migmatíticos, por vezes com lentes de rochas calciossilicáticas) e milonitos derivados de granitos porfiríticos e, mais raramente, equigranulares cinzentos (área entre leste de Solonópole e a vila Cangati).

Um quadro diferente é observado na sua porção terminal norte, pelo lado oriental (região do açude Pedra Branca - Anexo I), onde os metassedimentos jazem sobre

Fotografia 3.1 - Exposição da unidade metavulcânica (Formação Campo Alegre) do Grupo Orós, marcada por nítido bandamento colorimétrico, onde dominam os metariolitos, subordinando leitos de metariodacitos e prováveis metatufos ácidos, além de metassedimentos (v. Foto 3.2). mr - domínio do metariolito.

Local: zona urbana de Banabuiú (CE). Enquadramento no sentido SW.

Fotógrafo: J. C. Cavalcante

Fotografia 3.2 - Nivel de metassedimentos (biotita xisto crenulado - mx) intercalado nos metariolitos (mr) com leitos de feldspato-muscovita xistos (prováveis metatufos ácidos) e com marcante fase epidotífera. Realce para relação entre S_0/S_2 e S_1 (superfícies de crenulação).

Local: poucos metros do limite esquerdo da foto anterior.

Fotógrafo: J. C. Cavalcante.

Fotografia 3.3 - Fisionomia textural-mineralógica de uma fácies milonítica dos riolitos, onde os maiores grãos de k-feldspatos mostram-se desmembrados (kf) e sericitizados.

Local da amostragem: zona urbana de Banabuiú (v. Foto 3.1).

Fotomicrografia, plano próximo a xz . NX, aumento de 1x (2,5 cm = 0,975 mm).

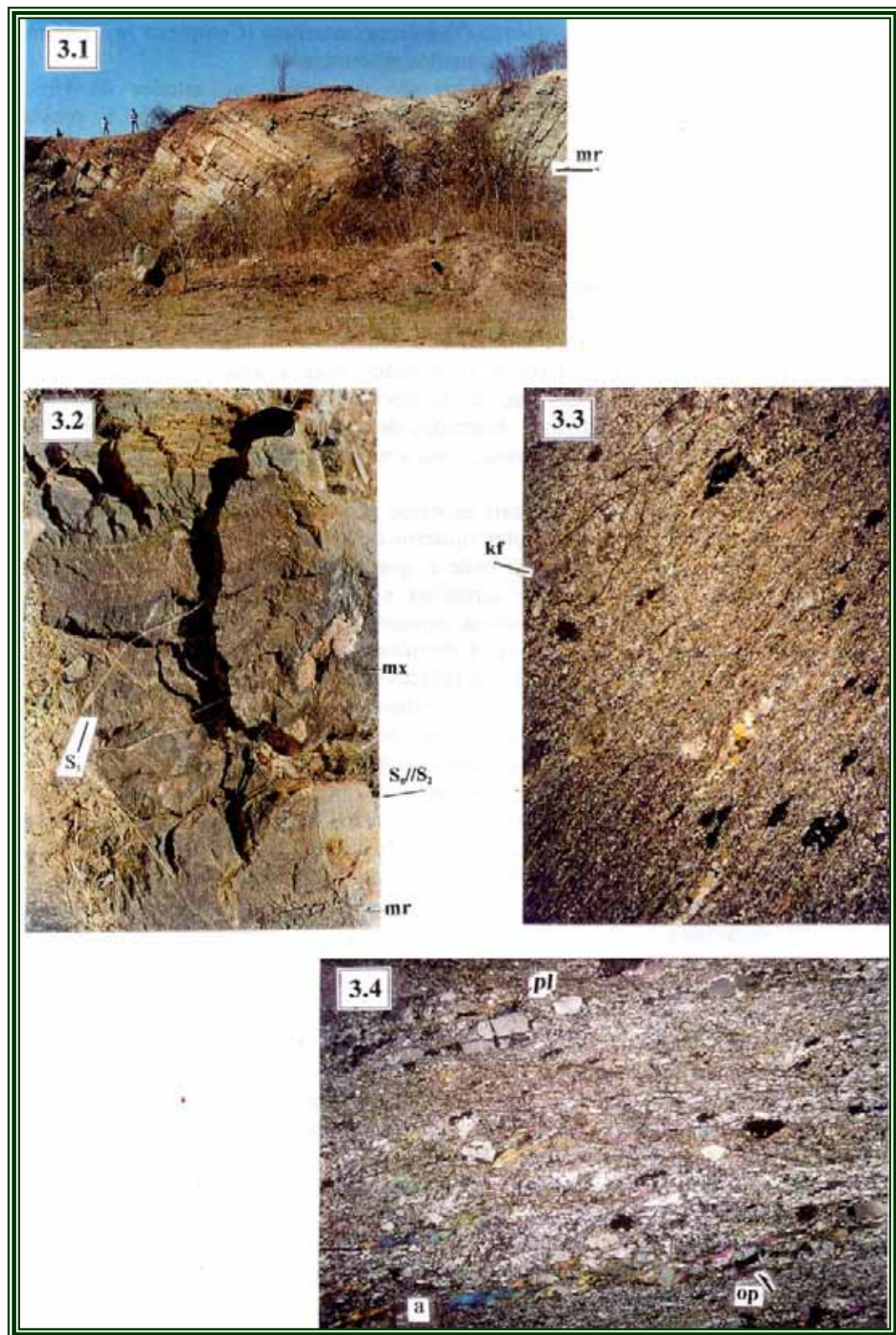
Fotógrafo: J. C. Cavalcante.

Fotografia 3.4 - Pórfiros de plagioclásio (pl) budinados e imersos numa matriz milonítica dominada por quartzo e mica. Este último mineral mostrando-se, em parte, com *kinks* e em forma de mica-*fish*, com dissimetria de rotação dextral (domínio a). Op - opaco budinado.

Local: aprox. 2,5 km SW da vila Pedra Branca (CE).

Fotomicrografia, plano próximo a xz . NX, aumento 1x (2,5 cm = 0,975 mm).

Fotógrafo: J. C. Cavalcante.



ortognaisses do embasamento arqueano (?) - paleoproterozóico (Complexo Jaguaretama) e servem de encaixantes para os metamigmatitos milonitizados.

Como visto anteriormente, também são detectadas, no interior da Unidade Metavulcânica, intercalações de estreitas bandas metassedimentares e prováveis metavulcanoclásticas (Fotos 3.1 e 3.2).

Em relação a área estudada por Sá (1991), onde essa unidade ocupa uma estrutura sinclinal assimétrica da última fase deformacional dúctil precambriana (F_3), na Folha Morada Nova (Anexo I) marca-se, preferencialmente, uma extensão do seu flanco oriental. Ainda, verifica-se a ausência de diversos membros superiores dessa Sequência Orós (p. ex.: os carbonatos magnésíferos, historicamente reconhecidos em tratos meridionais - v. Bondenlos 1950, Campos *et al.* 1979, Sá 1991 e Parente 1995).

Os quartzitos ocorrem como litotipos dominantes da seção inferior da unidade, pelo lado leste (Foto 3.5). Exibem tonalidades bege a amarronzada e cinza-clara (dependendo da pureza e do grau de meteorização), ocorrendo em jazimentos de espessuras centi a decamétricas e extensões de metros a quilômetros, associados ou gradando para quartzo-muscovita xistos, onde a superfície de clivagem mais penetrativa é S_2 .

Dessas rochas, os leitos mais espessos são geralmente de granulometria mais grossa e de mineralogia mais simples (quartzo de 80 a 95%, muscovita de 5 a 10%). Contudo, pode-se encontrar bandas onde o quartzito encerra pequenas pontuações de feldspato esbranquiçado, além de turmalina negra em prismas mili-submilimétricos (afrisita) e opacos. Uma fácies carbonosa, contendo grafita, posiciona-se numa associação com micaxistos aluminosos com lentes deste mineral.

A variedade laminada (p.ex., os muscovita quartzitos finos do lado ocidental da seção Solonópole-Jaguaretama) exhibe, geralmente, intercalações de rochas filíticas (micaxistos finos mais ou menos granadíferos) de tonalidade variegada (cinza, arroxeadas, amarronzadas), com lentes cinza-esverdeadas (rochas calciossilicáticas).

Na seção ocidental, tem-se jazimentos de estrutura rítmica, onde as lâminas quartzíticas são derivadas de quartzo-arenitos finos a muito finos, em parte silticos ou siltico-argilosos. Essa estruturação é mais freqüente nos sítios de influência da paleossedimentação pelito-carbonática, por vezes encerrando lentes expressivas de metacalcários impuros.

Os micaxistos ocorrem preferencialmente do lado oriental da faixa, mostrando granulação fina a média e, em parte, grossa (fácies porfiroblásticas com grandes cristais de estauroлита ou andaluzita e granada), de tonalidades cinzentas (rocha sã) a amareladas, ocre-arroxeadas e avermelhadas (rochas alteradas). Mostram-se tanto subordinados aos quartzitos como encerrando estreitos níveis ou lentes deste tipo petrográfico, bem como de rochas carbonáticas e anfíbolíticas.

Em escala microscópica, os termos de grã fina a média, encontram-se representados por muscovita-sericita-quartzo xistos, muscovita-biotita xistos (com ou sem granada), exibindo fábricas granolepidoblástica a lepidoblástica.

São compostos, basicamente, de quartzo em pequenos cristais, de contornos diversos (hipídio e xenomórficos, 45-55% a 60-70%), com extinção ondulante ou com forte deformação interna; biotita (0-25%) em curtas e médias lamelas geralmente

onduladas, enquanto a muscovita é mais desenvolvida e perfaz de 10 a 30%; granada (0-6%, em porfiroblastos fraturados e em formas esqueléticas ou em microcristais aglomerados segundo espaços arredondados e lenticulares) aparece tanto ao nível de essencial como de acessório, ao lado de feldspato, opacos, epidoto e turmalina.

Espécimes com clorita ocorrem do lado leste da faixa, geralmente em jazimentos próximos aos sítios com metacalcários e rochas calciossilicáticas milonitizados.

Os micaxistos porfiroblásticos ocupam lugar na porção oriental, aflorando em diversos pontos do alinhamento de serras que desenvolve-se desde o oeste de Nova Floresta até Banabuiú, representando metamorfitos evoluídos de uma associação de fácies areno-pelíticas, carbonosas e alumino-ferruginosas. Marcam uma ambiência com períodos de estagnação da lâmina d'água e com provável desenvolvimento de solos aluminosos (lagunal-litorâneo).

Exemplar da variedade mais grossa, de coloração cinza-amarronzada a arroxeada (rocha semi-alterada a alterada), ostenta grandes porfiroblastos de estauroлита, euédricos a anédricos (cantos angulares e arredondados), que vistos segundo a superfície *xy* do elipsóide de deformação finita, de uma superfície de transposição estrutural, mostram duas tendências principais de organização.

Também aparecem em destaque, porfiroblastos de granadas fraturadas e grandes lamelas de muscovita desenvolvidas, em parte, através da desestabilização da biotita.

Mostra textura porfiroclástica, com matriz oscilando entre lepidoblástica e granolepidoblástica, dominada por longas palhetas de muscovita (20-30%) e biotita (8-15%). Esta última, também em porfiroblastos que chegam a ostentar forte extinção ondulante e marcantes *kink bands*.

Porfiroblastos de estauroлита (15-25%) ocorrem em cristais rotacionados, fraturados e com bordas arredondadas, serrilhadas e esqueléticas, geralmente em sítios lenticulares (parcialmente sigmoidais) policristalinos, onde se associam, preferencialmente, ao quartzo microcristalino com parcial poligonização.

A granada (4-8%) é presente em porfiroblastos xeno-hipidiomórficos fraturados e de contatos irregulares, também controlando as lentes ou cunhas quartzosas (cristalização em sombras de pressão). Por sua vez, o quartzo total perfaz cerca de 25% da rocha, fora dos espécimes com fitas policristalinas desse mineral que representam preenchimento de fraturas pós-foliação de transposição.

Por sua vez, os metassedimentos grafitosos oscilam, composicionalmente, desde micaxistos a granada, estauroлита e grafita, de tonalidade cinza prateado a escura, de grã fina a média, constituindo camadas métricas, até unidades formadas essencialmente de grafita, em jazimentos lenticulares. Estes gradam para micaxistos finos (filitos) grafitosos, ($\pm$) granadíferos, por vezes com lentes de brecha grafitosa.

Quando bastante alterados, esses micaxistos grafitosos mostram-se como um saprólito ferruginoso de tonalidade roxo-avermelhada, sem marcante xistosidade a olho nú, com leitos/lentes de espessuras mili-submilimétricas de material esbranquiçado (quartzo fibrorradiado - pseudomorfose de nódulos de fosfatos ?) e com esparsos e milimétricos nódulos ferruginosos (alteração de granadas). Sob observação microscópica, verifica-se uma composição essencial a base de óxidos de ferro, pseudomorfos de mica, grafita e quartzo.

Nesse tipo de associação encontram-se leitos de biotita-muscovita xisto alterado e com lentes centimétricas dominadas por muscovita em finas e longas palhetas, além de

material argiloso esbranquiçado, secundado por quartzo, provavelmente representando produtos de substituição da andalusita (v. Sá 1991).

Os metacalcários (mármore) e rochas calciossilicáticas, por vezes coexistindo num mesmo afloramento, em proporções distintas, ocupam jazimentos lenticulares, de dimensões variadas, geralmente amarradas ao espaço ocidental da Sequência Orós. Em parte, encontram-se muito próximos do contato (Zona de Cisalhamento Orós W) com rochas do embasamento e granitóides subseqüentes.

Os primeiros são predominantemente cinzentos a esbranquiçados, de grã fina a média (tipos mais puros), por vezes de aspecto brechóide (unidades fusiformes de calcita imersas numa matriz calciossilicática).

As calciossilicáticas variam desde fácies ricas em carbonatos até fortemente silicosas ou silicificadas (p.ex., entre Banabuiú e o Açude Pedra Branca), passando por fácies xistosa e milonítica bastante fraturada. Mostram-se constituídas de mica, epidoto, carbonato, diopsídio, granada, anfibólio, feldspatos, quartzo e opacos, em percentagens variadas.

3.2.3 - A Unidade Metaplutônica Granitóide (Suíte Magmática Serra do Deserto)

Encontra-se representada, predominantemente, pelos *augen* gnaisses que constituem jazimentos sotopostos às unidades da Sequência Orós, pelo lado oriental da faixa (Anexo I).

Seu contato leste é delineado frente a um complexo de ortognaisses cinzentos, predominantemente granodioríticos (secundados por tonalitos e granitos), de grã média a grossa, por vezes ricos em lentes ou bandas (diques-*sheets*) quartzo-feldspáticas (Complexo Jaguaratama). Ainda, encontram-se corpos desta unidade ilhados por litotipos deste complexo.

Em algumas seções, os *augen* gnaisses intercalam fatias do “embasamento” ortognáissico, em parte xistificado e silicificado (foliação NNE/ > 70° SE e veios de quartzo $\cong$ N60W). Um cenário diferente é observado na seção Banabuiú - Açude Pedra Branca, onde os mesmos litotipos encontram-se encaixados entre metavulcânicas e metassedimentos.

Nos afloramentos visitados não foram observadas relações de intrusão dessas rochas nas metavulcânicas, como observadas por Sá (1991) na região abaixo do paralelo 6°.

Suas principais estruturas planares foram relacionadas às segunda e terceira fases deformacionais.

Petrograficamente, foram caracterizados como rochas cinzentas, por vezes cinza acinzentadas, ricas em feldspatos lenticulares, sigmoidais e arredondados, com oscilações na razão pórfiros/matriz (extremos = pórfiros dominantes *versus* matriz dominante), inseridos numa matriz de granulação média a grossa (fina a média em fácies miloníticas).

Excluindo-se seções delgadas com megacristais centimétricos, mostram-se constituídos essencialmente de microclina (30-50%) quartzo (30-40%), plagioclásio (10-20%) e biotita (10-20%); os acessórios mais comuns são apatita, zircão, opacos, epidoto e titanita (fluorita e monazita, são citadas por Sá 1991).

Os termos com predominância da matriz, exibem percentagens similares de microclina e quartzo, entre 40-45%, ficando a biotita, em lamelas orientadas, em torno 10%. enquanto a muscovita pode aparecer como produto da transformação do feldspato.

Em fácies porfiroclásticas, o k-feldspato, em pequenos e grandes indivíduos, parcialmente poiquilíticos (inclusões de quartzo, plagioclásio, biotita e apatita), fraturados, rotacionados e com geminados (Albita-Periclíneo) deformados (encurvamentos e extinção ondulante), exibem bordas microgranularizadas e recristalizadas, com expressiva concentração de pequenos cristais de quartzo em áreas de sombra de pressão; o plagioclásio chega a ocorrer em porfiroclastos com bordas albitizadas (zoneamento normal).

Coexistindo com esses *augen* ortognaisses, encontram-se diques-*sheets* de metatonalitos, metaquartzo dioritos, metagranodioritos e metaleucogranitóides (gnaisses sienograníticos), encerrando indicadores estruturais de uma colocação pré-cisalhamento transcorrente (Fotos 3.6 e 3.7).

Os primeiros são mais expressivos e com espessuras de poucos centímetros a aproximadamente dois metros, ostentando uma matriz de tonalidade cinza-escura, onde distribui-se pequenos e esparsos facoides feldspáticos, em parte bastante estirados ou esculpidos no interior de estreitas (mm) lentes esbranquiçadas, de granulação fina, quartzo-feldspáticas.

Para esses, sem inclusão dos megacristais de microclina, registra-se uma textura granular orientada, mais ou menos equigranular, constituída de plagioclásio (40-50%) em grãos hipidiomórficos e xenomórficos, geralmente sem maclas, com unidades saussuritizadas e poiquilíticas; quartzo (10-15%); biotita (10-20%), por vezes como produto da desestabilização do anfibólio (hornblenda, 2-6%); k-feldspato (3-8%); e, como minerais acessórios e de alteração, o carbonato (tanto associados às manchas saussuríticas como em cristais isolados, mas sempre como produtos de alteração do plagioclásio), epidoto (frequente), apatita, titanita, zircão e opacos, além de raros porfiroblastos hipidiomórficos de alanita.

3.3 - A Faixa Jaguaribe - o Grupo Orós e metaplutônicas cronocorrelatas

Distribui-se, preferencialmente, entre a região de Icó, na porção meridional da Folha Souza (anexo II), até o paralelo de Alto Santo, na Folha Morada Nova (anexo I), ocupando áreas a leste do Rio Jaguaribe.

Quanto a sua cartografia, importante fração do segmento setentrional (acima do paralelo 6°) é produto, único e exclusivo, de compilação e interpretação litoestrutural sobre imagens de sensoriamento remoto.

Neste contexto colocam-se, igualmente, as áreas sem um nível de informações de campo adequado, como são os tratos compreendidos entre a Zona de Cisalhamento Jaguaribe e o segmento norte do contato ocidental do Complexo Granitóide Pereiro. Aí encontram-se estreitas faixas metavulcanossedimentares associadas a *augen* gnaisses e biotita ortognaisses, formando um conjunto que inclui fatias de um embasamento gnáissico-migmatítico (Complexo Iracema) e corpos granitóides intrusivos e relacionados as suítes magmáticas neoproterozóicas.

Ainda na Folha Morada Nova (Anexo I), insere-se, duvidosamente, na sequência supracrustal estateriana da Faixa Jaguaribe, quartzitos feldspáticos, metagrauvacas e metavulcânicas máficas descritas por Bezerra *et al.* (1992), na região de Castanhão.

Ademais, como foi salientado anteriormente, aqui também o conjunto metavulcanossedimentar foi inserido no Grupo Orós, em decorrência dos dados exibidos a seguir, adicionados aqueles da bibliografia que apontam uma cronologia radiométrica (U-Pb e Rb-Sr, dos *augen* gnaisses e metariolitos) entre 1,7 e 1,8 Ga. (v. Figueiredo Filho 1994 e Sá *et al.* 1997).

A montagem da coluna estratigráfica (Fig. 3.3), envolveu preferencialmente os dados relativos à porção mais meridional e ocidental da faixa, tendo-se em vista a distribuição descontínua e irregular das supracrustais nos outros segmentos, onde domina a unidade de *augen* gnaisses.

3.3.1- A Unidade Metavulcânica (Formação Campo Alegre)

Esta unidade constitui-se basicamente de metariolitos, metabasaltos e metandesitos, com intercalações de metassedimentos e metatufos ácidos, básicos e intermediários, além de fácies descritos como metariodacitos e metadacitos.

Os litotipos metabásicos ocorrem principalmente em tratos meridionais da faixa, tanto intercalados aos metariolitos como ilhados por *augen* gnaisses, além das organizações do tipo *augen* gnaiss-metariolito-metabasalto-*augen* gnaiss, *augen* gnaisses-metassedimento-metariolito-metabasalto-metariolito-*augen* gnaiss e metassedimento-metabasalto-metassedimento e metariolito-metassedimento-metabasalto-metariolito (Foto 3.8). Nessas a foliação mais penetrativa (S_2) se dispõem em conformidade ou em pequeno ângulo com as superfícies de contato (excetuando-se contatos propiciados pela zonas de cisalhamento relacionadas a terceira fase deformacional das metassupracrustais da FJ).

São rochas de tonalidades cinza escuras a esverdeadas, de grã fina a média (fácies muito finas subordinadas), geralmente com lentes de dimensões milimétricas (algumas atingem até 3 centímetros segundo x do elipsóide de deformação finita e vistas segundo xz) formadas de um agregado policristalino esbranquiçado (amígdalas deformadas).

Em alguns pontos, mostram-se hidrotermalmente modificados, com vênulas e lentes de dimensões decimétricas (20-30 cm, onde medidas), formadas de quartzo, feldspato, epidoto, anfibólio, feldspato e carbonato, em proporções variadas.

Braga e Mendonça (1984) apontam a existência de um pequeno corpo de metabasito ao sul de Icó, associado a metachertes e mineralizado a calcopirita, bornita, pirita e malaquita.

No geral, distingue-se fácies mais foliadas onde o anfibólio (ferroactinolita?), em curtos prismas, mostram uma disposição condritica segundo as superfícies S_2 .

Quanto as figuras de dobramentos, assinalam-se algumas dobras apertadas e intrafoliares, relacionadas a segunda fase deformacional (F_2). Estas, próximas as zonas de cisalhamento, chegam a mostrar-se redobrada coaxialmente (tipo 3 de Ramsay 1967).

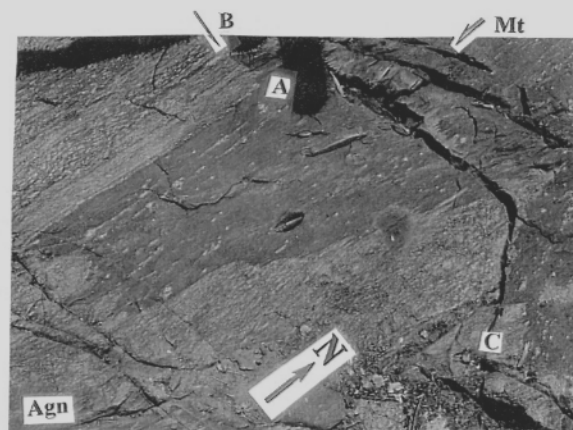
Na área-tipo, onde ocorre o corpo de maior expressão lateral (fazenda Campo Alegre, aprox. 35 km SSE de Jaguaribe) predominam os termos metabasálticos com fácies lenticulares (amigdaloidais) de fábrica granoblástica orientada a granonematoblástica, constituída de anfibólio (principalmente hornblenda, 35 -55%) xeno

a hipidiomórfico, orientadamente disposto e, em parte, desestabilizado a biotita; plagioclásio (10-25%), em pequenos cristais, parcialmente saussuritizados e com extinção ondulante; epidoto (5-15%), em unidades de tamanhos variados, concentradas nos



Fotografia 3.5 - Quartzitos da seção inferior da Formação Santarém, logo acima do horizonte metavulcânico exibido na Foto 3.1, num segmento marcado por dobras abertas e uma marcante clivagem (S_3) relacionadas a terceira fase deformacional (F_3) do Grupo Orós. Local: zona urbana de Banabuiú, proximidades da ombreira esquerda da barragem do Açude Banabuiú. Enquadramento no sentido S. Fotógrafo: J. C. Cavalcante.

Fotografia 3.6 - Relações entre o *augen* gnaiss (Agn) da Suite Serra do Deserto e um corpo de biotita ortognaiss de provável composição tonalítica (Mt), ambos envolvidos na terceira fase deformacional das supracrustais da Faixa Orós. A, B e C - situações que marcam o contato discordante entre Agn e Mt. E - dobra a de eixo mergulhante para NNE (foliação com mergulho subvertical). Local: aprox. 33 km W da cidade de Jaguaratama. Corte quase-planta. Escala: tampa de caneta esferográfica (aprox. 3 cm). Fotógrafo: J. C. Cavalcante.



Fotografia 3.7 - Do afloramento detentor do motivo anterior, relações de conformidade entre as foliações da rocha máfica e do *augen* gnaiss, com o primeiro litotipo encerrando xenólito do segundo. dg - dobra com espessamento apical envolvendo dique de leucogranito (parte do flanco esquerdo não adquirida). Escala: idem. Corte quase-planta. Fotógrafo: J. C. Cavalcante.



domínios lenticulares, junto com o quartzo, anfibólio e opacos, ou alinhadas segundo a orientação dominante da rocha; quartzo (5-10%), geralmente secundário e de aporte hidrotermal (também em vênulas submilimétricas deformadas), é importante constituinte das lentes; opacos, biotita, titanita, apatita, zircão e clinopiroxênio (diopsídio - hedenbergita ?), como demais componentes.

Têm-se ainda fácies xistosas, subordinadas e rica em biotita (metatufos básicos), além de outras com tons mais claros e de provável composição dacítica.

Por sua vez, os metariolitos exibem tonalidades cinzentas, de granulação fina a média, estrutura gnáissica, por vezes com discreto bandamento colorimétrico e fácies porfirítica, encerrando fenocristais de feldspatos nacarados e esbranquiçados e de quartzo azulado (variedade mais grossa sugere uma cristalização subvulcânica).

Afloram ainda na qualidade de rocha fraturada a muito fraturada, epidotizada e com pequenas pontuações de sulfeto metálico (pirita) e veios de quartzo, por vezes como unidades brechóides e xistosas (milonito xisto).

O corpo inferior da seção-tipo, que faz contato com as rochas gnáissicas do Complexo Jaguaretama, pelo lado ocidental da faixa, encontra-se marcado por uma forte lineação de estiramento subhorizontal e uma intensa e extensiva epitodização.

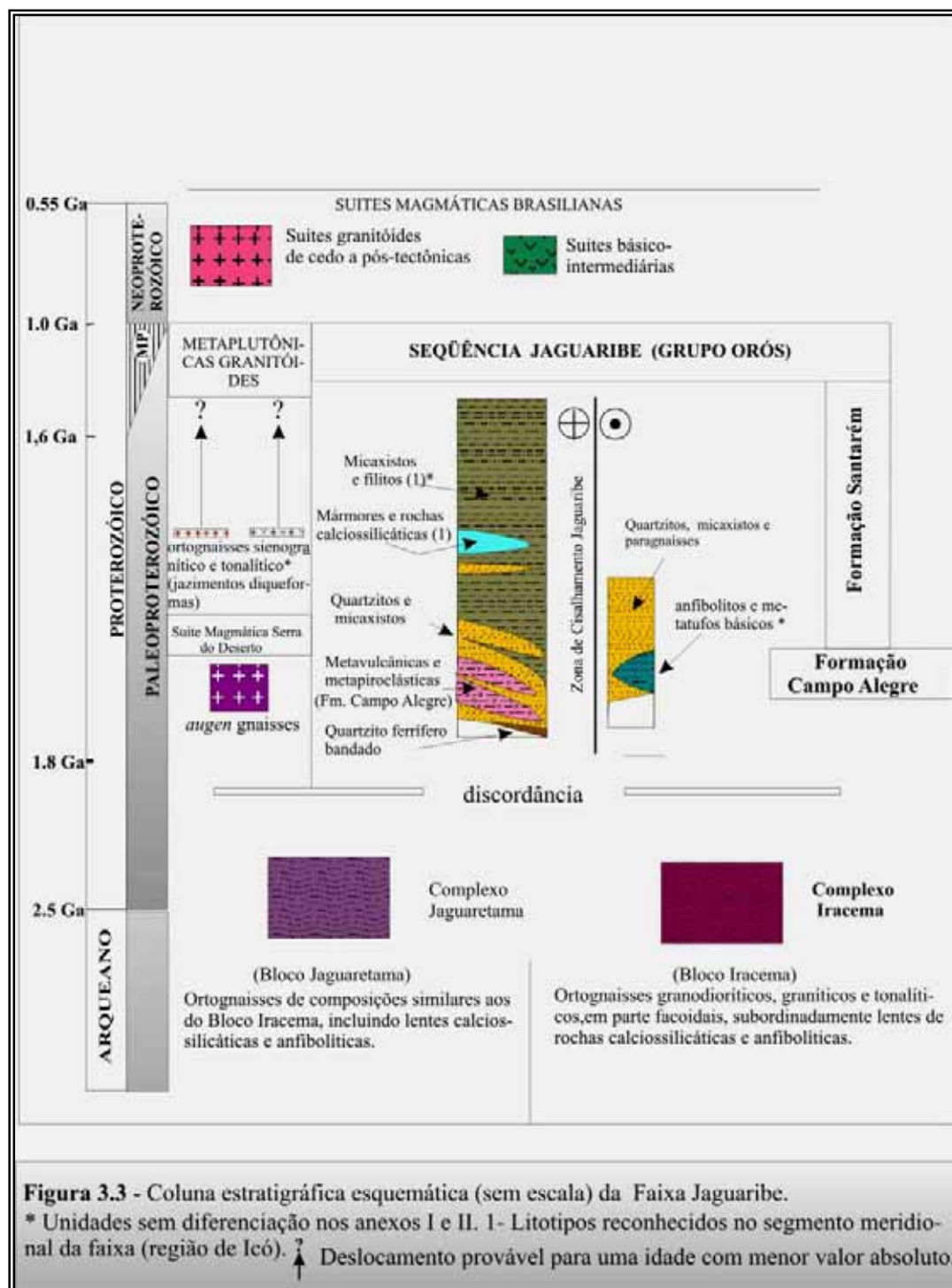
Em microescala, mostram texturas granular hipidiomórfica e porfiríticas orientadas (deformadas) a miloníticas, sendo constituídas de microclina (30-45%), na qualidade de pórfiros e unidades da matriz, sem e com maclas Albite-Periclínio e Carlsbad, parcialmente em cristais fraturados, saussuritizados e com geminados deformados; quartzo (20-40%), também como pórfiros e componente da matriz, recristalizados e com recuperação em subgrãos, parte arrumada em lentes ou fitas policristalinas (Foto 3.9); plagioclásio (5-25%), ocorrendo em grãos anedrais e subeudrais, com e sem macla Albite e Albite-Carlsbad e, localmente, saussuritizado e com pequenas inclusões de opacos, apatita e zircão; biotita (0-10%), geralmente em pequenas lamelas, orientadamente dispostas, em parte alteradas a opacos, titanita e muscovita (fato mais importante em exemplares mais deformados e hidrotermalizados); muscovita (5-10%), em curtas palhetas orientadas, em parte com *kink* e formando pequenos aglomerados; e, como minerais acessórios, opacos, epidoto, clorita, sericita, titanita e zircão.

Em exemplares miloníticos, o epidoto (Foto 3.10) e/ou sericita pode aparecer em alta percentagem, por vezes tendo a calcita como um dos principais minerais de alteração. Também ocorrem fácies portadoras de estreitos níveis e lentes ricas em clorita.

Como tectonitos de regime frágil, foram reconhecidos cataclasitos, brechas e pseudotaquilitos.

Rochas descritas como metatufos ácidos e andesíticos, aflorante entre Almas e Várzea Alegre, exibem jazimentos de pequenas espessuras (poucos centímetros a decímetros), numa associação do formato metabasalto-(metabasalto+metatufos)-(metariolito+metatufos)-metariolito. Esse quadro admite um vulcanismo bimodal com respectiva sedimentação piroclástica.

Mesoscopicamente, os tipos associados aos metariolitos exibem tonalidade cinza, granulação muito fina a afanítica, com estreito bandamento (incluindo lâminas esbranquiçadas), onde se destacam por firoclastos mili-submilimétricos de feldspato e quartzo, com projeções arredondadas e lenticulares, ao feitio de uma estrutura milonítica (fluidal porfiroclástica).



Ao microscópio, as bandas mais claras refletem os domínios de granulação mais grossa, com menos matriz e com maior porcentagem de cristais arredondados e lenticulares de quartzo e feldspato (plagioclásio, com ou sem maclas Albite e Carlsbad, e k-feldspato), enquanto as mais escuras são formadas de uma matriz abundante, muito fina, constituída de microcristais de micas (sericita e muscovita), quartzo, feldspato, opacos, zircão e epidoto (Foto 3.11).

Enquanto isto, os metatufos intermediários são mais escuros, com textura granoblástica orientada e granolepidoblástica, tendo como minerais essenciais o plagioclásio, quartzo, tremolita-actinolita, e, como acessórios, opacos, epidoto e titanita. Rocha de aspectos microcópicos parcialmente similares a estes e mesoscópicos diferentes (Fotos 3.12 e 3.13), ocorre do lado oriental da Zona de Cisalhamento Jaguaribe (Fig. 3.1 e anexos I e II), às proximidades ocidentais do Complexo Granitóide Pereiro. A mesma encontra-se associada a quartzo micaxistos feldspáticos ou biotita-muscovita gnaisses xistosos miloníticos, biotita-gnaisses graníticos finos, anfibólio-gnaisses (com taxas variadas de biotita e epidoto) e anfibolitos. Nesse segmento ocorrem freqüentes diques - *sheets* de granitóides, de baixo índice de cor, relacionados ao magmatismo neoproterozóico Pereiro.

3.3.2 - A Unidade Metassedimentar (Formação Santarém)

Equiparando-se à Faixa Orós, os metassedimentos são pouco representativos, encontrando-se os principais jazimentos nas áreas sul e sudoeste da faixa, entre os municípios de Jaguaribe e Icó.

Nessa última região, ocupa um estreito segmento balizado por zonas de cisalhamento e disposto segundo um *trend* WSW-ENE, limitado parcialmente, ao norte, pelos sedimentos mesozóicos da Bacia de Icó e, ao sul, pelos *augen* gnaisses estaterianos e o complexo gnáissico-migmatítico do Bloco Assaré (Anexo II).

Aí, encontra-se constituída por uma associação litológica similar aquela descrita em várias seções do Grupo Orós, na faixa homônima, tal como: micaxistos de granulometria variada, em parte bastante fina (aspecto filítico), com biotita e muscovita, e incluindo leitos de quartzitos, localmente maciços e com aspecto de metacherte (zona de cisalhamento) e lentes de metacalcários (mármore) e rochas calciossilicáticas.

Já no segmento SW, entre Icó e Jaguaribe, marca-se, de S para N, uma progressiva diminuição da taxa metassedimentar e aumento dos “estratos” metavulcânicos (seção inferior do Grupo Orós) e metaplutônicos (Suíte Magmática Serra do Deserto).

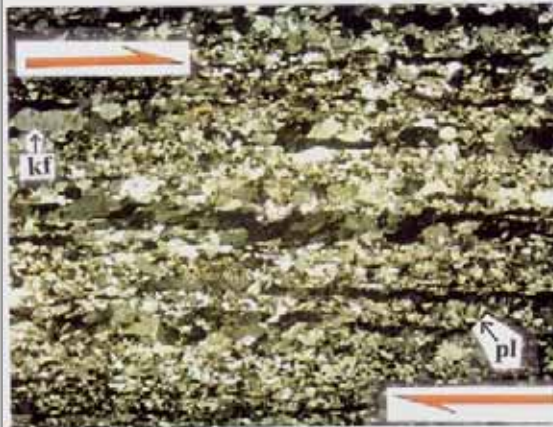
Nesta situação, os metassedimentos chegam a se sobrepor, em baixo ângulo ($< 25^{\circ}$) aos gnaisses do embasamento (Complexo Jaguaretama - anexos I e II), ao feitiço do que acontece com as metavulcânicas em outros trechos do contato SW da seqüência. Encontram-se dispostos em estreitas faixas segundo os arranjos vulcânica-sedimento-vulcânica, plutônica-sedimento-vulcânica e embasamento ortognaissico-sedimento-plutônica. O formato vulcânica-sedimento-vulcânica, a estruturação interna e a reologia dessas rochas apontam para um acamamento (S_0) paralelo ou subparalelo a principal foliação (S_2).

Como principais litotipos desta unidade, foram descritos micaxistos, quartzitos, metacalcários e rochas calciossilicáticas, com ou sem francas evidências de milonitização e/ou cataclase.

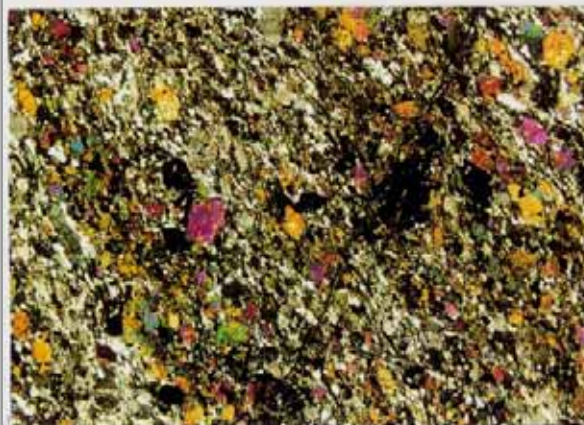
Os quartzitos constam de todas as seções elaboradas, sendo diagnosticados como rochas de tonalidades cinzentas, bege e ocre a amarronzadas (rochas meteorizadas), granulometria muito fina a grossa (Foto 3.14), estruturas homogênea, foliada e, subsidiariamente, com bandamento mili-centimétrico (peculiar à fácies com óxido de ferro, que chega a tomar um aspecto de metacherte ferrífero ou formação ferrífera da



Fotografia 3.8 - Contato entre leitos de metabasalto (mb) e metariolito (mr), exibindo conformidade em relação a S_1 . Mergulho da superfície de contato e S_2 para ESE. Enquadramento no sentido S. Local: talude da rodovia Jaguaribe-Pereiro, no Sítio Olho d'Água. Fotógrafo: J. C. Cavalcante.



Fotografia 3.9 - Aspectos texturais de um exemplar de metariolito, realçando as fitas de quartzo com subgrãos exibindo marcante extinção ondulante e registrando um processo rotacional dextral. kf - feldspato potássico, pl - plagioclásio. Fotomicrografia, plano próximo a xz. Local da amostragem: proximidades da Fazenda Campo Alegre (entre as cidades de Jaguaribe e Icó). NX, aumento 4x (2,5 cm = 0,25 mm). Fotógrafo: J. C. Cavalcante.



Fotografia 3.10 - Visão microscópica dos reflexos da intensa e extensiva epidotização do nível de metariolitos que faz contato com o Complexo Jaguaretama na região de Almas (seção inferior da sequência supracrustal da Faixa Jaguaribe). Local da amostragem: Almas (entre as cidades de Jaguaribe e Icó). Plano yz. NX e aumento de 4x (2,5 cm = 0,25 cm).

fácies óxido - Foto 3.15), com oscilações entre termos puros a impuros (muscovíticos, feldspáticos e ferríferos).

Na fácies bandada encontram-se leitos mais micáceos e escuros que se mostram, às proximidades de zonas de alto *strain*, fortemente segmentados e em geometria de dobras intrafoliais sem raízes (Foto 3.15).

Somam-se jazimentos em que o quartzito grada e intercala-se aos micaxistos, com ampla oscilação na relação quartzo/biotita + muscovita.

Exibem texturas granoblástica orientada (fácies quartzosa) a granolepidoblástica (fácies micácea), compostas essencialmente de quartzo (60 -90%), em variados níveis de recristalização-poligonização, normalmente em cristais xenó e hipidiomórficos (contatos retos, curvos e suturados); muscovita (5 -30%) em pequenas e grandes lamelas hipautomórficas, por vezes sugerindo uma evolução de feldspatos (pseudomorfos); biotita (2-8%), em pequenos cristais, localmente alterados e poiquiloblásticos. Como acessórios, ocorrem opacos, sericita, epidoto, apatita, turmalina e zircão. Contudo, para os termos ferruginosos tem-se níveis onde os opacos (óxidos de ferro) mostram-se em proporção essencial e a mica dominante é a biotita.

Por sua vez, os micaxistos correm tanto sobrepostos aos quartzitos (com intercalações destes - denunciando uma sedimentação granodecrescente) como encaixados nas metavulcânicas riolíticas, mas sempre com níveis quartzíticos.

Exibem granulação média a grossa, tonalidades de cinza-escuro a cinza-metálico claro (bege a ocre-amarronzada, em rocha alterada), incluindo espécies sublinhadas por forte desenvolvimento de S_2 (leitos mais micáceos com realce de uma crenulação desenvolvida sobre a foliação S_2).

Para os tipos biotíticos, a fábrica é lepidoblástica ou porfirolepidoblástica, num arranjo de biotita (45-55 %), em pequenas e grandes lamelas, em parte como porfíblastos deformados (*kink-bands* ou encurvamentos dos traços de clivagem) e rotacionados; muscovita-sericita (3-7%) em pequenos e médios cristais, parcialmente formando um mosaico poligonal em zonas axiais de dobras; quartzo (30 -40 %), em grãos xenomórficos, em parte fraturados e com extinção ondulante, em cristais isolados ou em microlentes policristalinas; feldspatos (0-10%) anédricos, fraturados e com extinção ondulante. Enquanto isto, os opacos, turmalina, titanita e epidoto, constituem o elenco dos minerais acessórios.

Em exemplar da fácies quartzosa milonítica, a somatória muscovita+sericita chega a atingir de 30-40%, em lamelas curtas e longas ou finamente arrumadas em sigmoides (mica-peixe).

3.3 - A Unidade Metaplutônica Granitóide (Suíte Magmática Serra do Deserto)

Constitui a unidade de maior representatividade na bidimensão das cartas geológicas (anexos I e II), sendo dominada por ortognaisses graníticos de estrutura facoidal (*augen* gnaisses), com marcante oscilação na proporção de pórfiros (*augens*) versus matriz, tal como observado na Sequência Orós, só que numa amplitude bem maior (Fotos 3.16 a 3.20).

Ocupando grande parte dos tratos da faixa em questão, tem sua extensividade para norte reduzida e balizada pela Zona de Cisalhamento Jaguaribe (Fig. 3.1 e Anexo II), de modo similar ao que acontece na Faixa Orós.



Figura 11 - Textura de metatufos ácido incluindo grãos quartzo que guardam caracteres de contornos em golfos (q). ml - fenda aberta na confecção da lâmina (material ligante).

Local da amostragem: proximidades sul da Fazenda Campo Alegre.

Fotomicrografia, NX e aumento de 1x (2,5 cm = 0,975 mm).

Fotógrafo: J. C. Cavalcante.



Fotografia 3.12 - Afloramento de metatufos básicos às proximidades do contato ocidental do Complexo Pereiro, em talude da rodovia Jaguaribe-Pereiro. dg - dique de leucogranito correlacionado ao magmatismo granitóide Pereiro (Neoproterozóico).

Fotógrafo: J. C. Cavalcante.



Fotografia 3.13. Visão microscópica do metatufos da Foto 3.12, onde se destacam os pórfiros de quartzo, numa matriz formada basicamente de biotita.

Fotomicrografia, plano subparalelo a yz.NX e com aumento de 1x (2,5 cm = 0,975 mm).

Fotógrafo: J. C. Cavalcante.

Fotografia 3.14 - Geometria de dobras não-cilíndricas, fechada e aberta (seg. conceito de Williams & Chapman 1979), desenvolvidas em quartzitos da Faixa Jaguaribe e com superfícies axiais NNE. Quadro estrutural elaborado quando do desenvolvimento da Zona de Cisalhamento Jaguaribe, em tempos da terceira fase deformacional (v. Capítulo 4). Do lado esquerdo da foto, marcante clivagem de fratura no quartzito derivado de arcias grossas quartzofeldspáticas e bastante recristalizado.

Local: Fazenda do Cunha (SW de Alto Santo, CE).

Corte principal: subvertical para S. Escala: caneta esferográfica de aprox. 12 cm.

Fotógrafo: J. C. Cavalcante.

Fotografia 3.15 - Quartzito ferruginoso bandado e dobrado, encerrando leitos de metassedimentos mais finos e ferruginosos (litotipo mais escuro), marcados por segmentação lateral (budinagem e parcial transposição).

Local: Barro Vermelho (NE da cidade de Jaguaribe, CE).

Escala: moeda de 1 centavo de real (diâmetro = 2 cm).

Fotógrafo: J. C. Cavalcante.

Fotografia 3.16 - *Augen* gnaiss do tipo em que a razão pórfiros/matriz é maior do que 1. Nota-se, também, que trata-se de um tectonito com L bastante pronunciado. Fluxo de massa da esquerda para a direita, acompanhada por rotação dextral.

Corte em plano inclinado, menor do que 30° em relação a **xz**.

Local: margem direita da rodovia BR-116, aprox. 29 km SSE da cidade de Jaguaribe (CE).

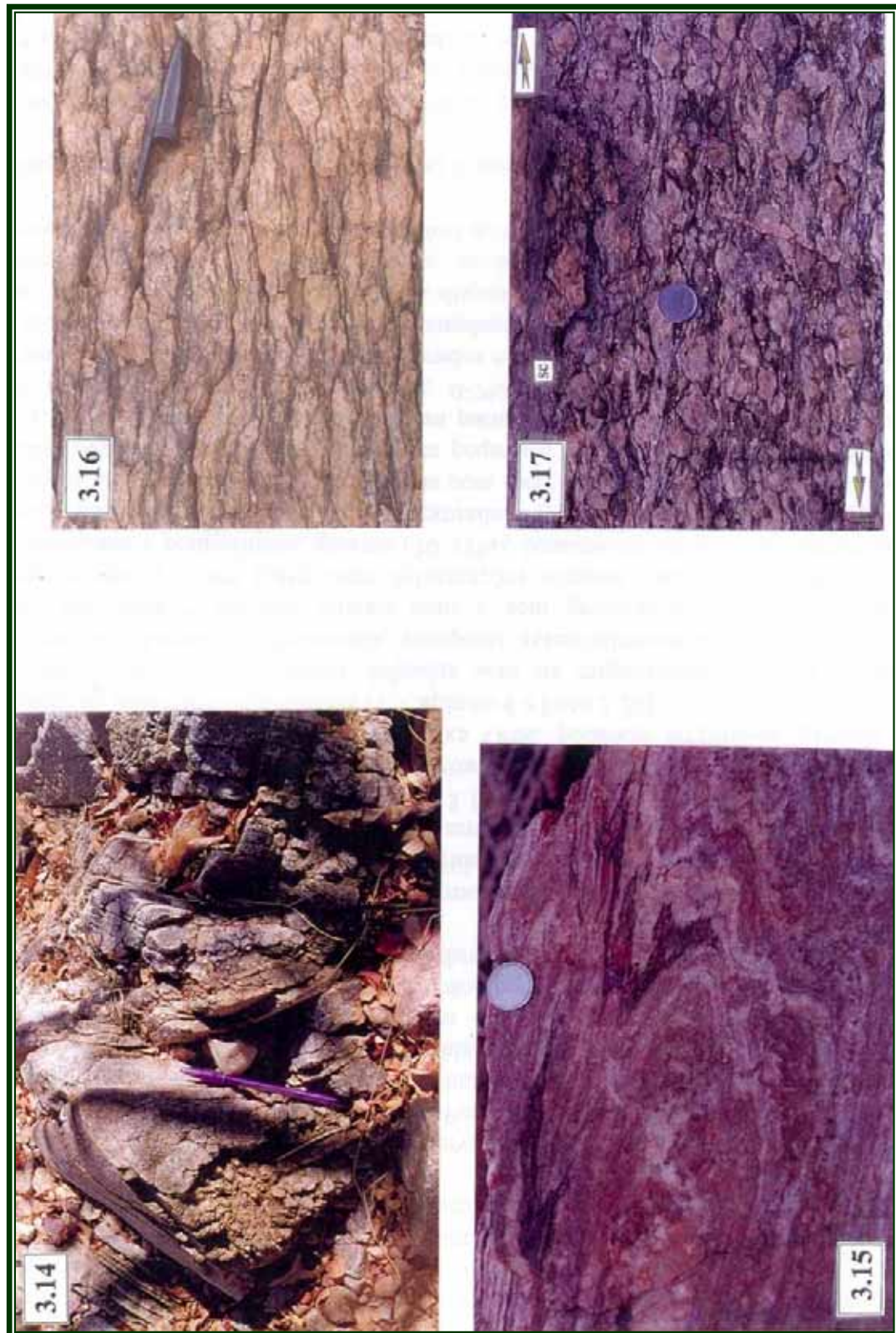
Fotógrafo: J. C. Cavalcante.

Fotografia 3.17 - *Augen* gnaiss exibindo heterogeneidades deformacionais, marcada por banda de grandes facóides, predominando na foto, e banda mais estreita e com abundante matriz (*strain* mais concentrado), parcialmente enquadrada no extremo superior desta imagem (sc). Arranjo dos sigmoides de k-feldspatos e relação c-c' apontam para uma cinemática dextral.

Corte quase-planta, subparalelo a **xz**. Escala: moeda de 1 centavo de Real (diâmetro = 2cm).

Local: rodovia Jaguaribe-Pereiro (Sítio Quincos).

Fotógrafo: J. C. Cavalcante.



Suas relações com as supracrustais, onde observadas, encerram indicadores de zonas de cisalhamentos ou descontinuidades de separação entre corpos com estruturação interna diferenciada (variação de *strain* entre materiais de reologias distintas - p.ex., metassedimentos com dobras apertadas, superfícies de transposição estrutural e crenulações superpostas *versus augen* gnaisses como um simples tectonito com L dominante).

Estruturas xenolíticas só foram observadas em relação aos gnaisses do embasamento, como vistas na seção Jaguaribe-Pereiro. Contudo, Silva (1997) refere-se a existência de xenólitos de rochas calciossilicáticas nesses *augen* gnaisses. Os enclaves mais comuns são hipermicáceos e/ou biotita-gnaissico xistosos (antigos dioritos?).

Regionalmente, seus principais contatos com os gnaisses do “embasamento” (complexos Jaguaritama e Iracema) são definidos por zonas de cisalhamento, em parte devendo refletir uma superposição tectônica sobre antigas descontinuidades relacionadas ao *emplacement* do magma granítico.

Em amostras de mão e afloramentos, são rochas de tonalidades cinzentas e rosadas, de grã grossa a muito grossa, com facoides feldspáticos de dimensões de milímetros a centímetros (visão segundo *xz*) e geometrias arredondadas, lenticulares e suas derivadas rotacionais (dominantemente sigmoidais - Foto 3.17).

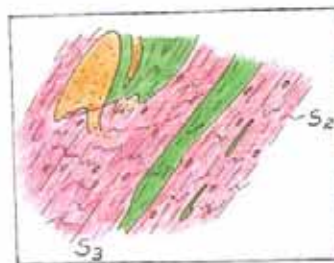
A principal foliação, de caráter penetrativo, é relacionada a segunda fase deformacional da seqüência, tal qual na Faixa Orós, podendo arranjar-se paralela e obliquamente as superfícies miloníticas (v. Capítulo 4 e Foto 3.20).

Microscopicamente, em seções delgadas sem os megacristais, exibem textura granular xeno-hipidiomórfica deformada, composta essencialmente de microclina (25-40%), em pequenos e grandes cristais com e sem geminados (Albita-Periclínio), geralmente pertíticos e, em parte, com deformações internas, maclas de deformação, extinção ondulante e poiquilíticos; quartzo (20-35%), comumente em grãos xenomórficos desde microgranular subarredondado a estirados (*platte-forme*) e em agregados recristalizados (*ribbon*), em certos exemplares com forte extinção ondulante e bandas de deformação; plagioclásio (15-25%) ocorre em pequenos cristais xenomórficos maclados segundo a lei da Albita e Albita-Carlsbad, em parte saussuritizados e com inclusões de apatita e zircão; anfibólio (ferrohastingsita, 0-7%), com pleocroísmo verde garrafa, aparece em pequenos cristais, por vezes fraturados e com alteração para biotita, epidoto e opacos; biotita (5-15%), mais comum em exemplares do leste da Zona de Cisalhamento Jaguaribe, mostram-se em pequenas lamelas dispostas tanto segundo S_2 como S_3 , por vezes associada a muscovita. Enquanto isto, zircão, epidoto, alanita, apatita, titanita, opacos, saussurita e muscovita, ocorrem ao nível de minerais acessórios.

3.4 - A Seqüência Peixe Gordo (Grupo Orós) e metaplutônicas cronocorrelatas

Deste contexto geológico, a área cartografada perfaz um pequeno espaço geográfico do leste-nordeste do Estado do Ceará, entre as cidades de Limoeiro do Norte, Taboleiro do Norte e São João do Jaguaribe, posicionando-se na parte norte da Faixa Jaguaribe (Fig. 3.1 e Anexo I).

Seu diagnóstico em imagens Landsat-TM (escala 1:250.000, bandas 4 e 5) é bastante reduzido, em decorrência da vasta cobertura de sedimentos mesozóicos e cenozóicos, além de sua pequena expressão superficial.



(18a)



Fotografia 3.18 - Augen gnaiss da Suíte Serra do Deserto encerrando encaves de biotita gnaiss xistoso (protólito diorítico? - gn) e hipermicáceos. Dobras de F_1 (S axiais // S miloníticos) numa configuração que sugere redobramentos, utilizando-se os corpos quartzo-feldspáticos (diagrama estilizado em 18a).

Corte subvertical, com enquadramento no sentido SSE (foliação S_2 // S_3 NNE/mergulho SSE).

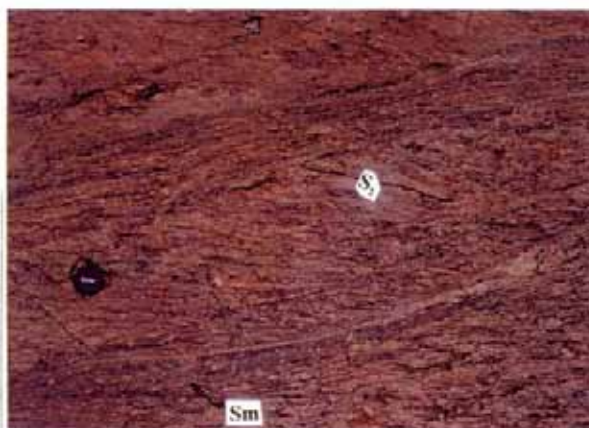
Local: Barro Vermelho (NE da cidade de Jaguaribe).



Fotografia 3.19 - Estreito corpo de tonalito com traços de contatos em conformidade com a foliação milonítica dos augen gnaisses, numa organização similar aquela observada na Faixa Orós.

Corte em quase-planta, próximo ao plano xz . Local: margem direita da rodovia Jaguaribe Pereiro (aprox. 4 km oeste do Sítio Olho d'Água). Fotógrafo: J. C. Cavalcante.

Fotografia 3.20 - Augen gnaisses do tipo "pórfiros dominantes", com superfícies S_2 cortadas por bandas miloníticas (Sm) da terceira fase deformacional (esclarecimentos cinemáticos no Capítulo 4). Plano pouco inclinado, em relação ao horizontal do terreno. Local: aprox. 15 km SE de Jaguaribe. Fotógrafo: J. C. Cavalcante.



O desenho cartográfico, como mostrado no Anexo I, abarca elementos do trabalho de Cavalcante e Sá (1997) e informações de campo e laboratório subsequentes. Assim, com os novos dados, a chamada “Unidade Indivisa” desses autores ficou inserida, quase literalmente, no contexto do embasamento, já que os ortognaisses do Complexo Iracema, em diversos graus de deformação milonítica, são dominantes, ficando os componentes litocorrelacionáveis a rochas desse conjunto (p.ex. *augen* gnaisses), em nível bastante acessório.

Na Fig. 3.4, delinea-se um arranjo crono-litoestratigráfico onde a sequência metavulcanossedimentar é inserida no Grupo Orós, levando-se em conta as variáveis de tempo (1,7-1,8 Ga), ambiência sedimentar e deformações, como exibidas em capítulos subsequentes.

Na confecção desta figura, foram excluídas as unidades sedimentares e hipoabissais meso-cenozóicas (Grupo Apodi, Formação Faceira, Magmatitos Rio Ceará-Mirim e depósitos eluvio-fluviais quaternários) (v. Fig. 3.1).

3.4.1 A Unidade Metavulcânica (Formação Campo Alegre)

Ocorre sotoposta a Unidade Metassedimentar, sendo representada por metadacitos, metariodacitos e metariolitos, os primeiros dominando na porção meridional da área.

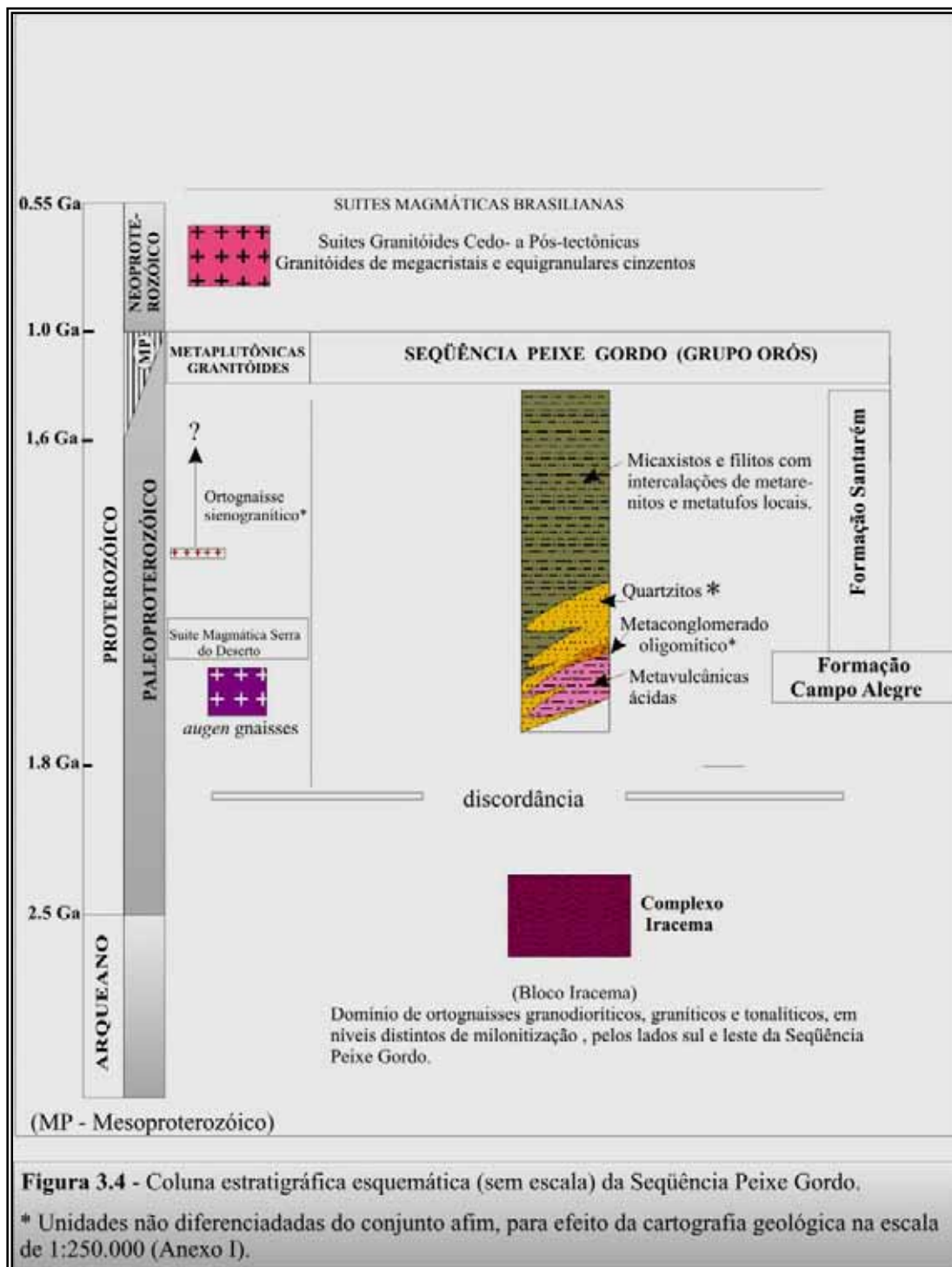
Como nas seqüências de Orós e Jaguaribe, não foram observadas relações intrusivas desses felsitos nos metassedimentos, nem mesmo quando tratando-se dos tipos de granulometria mais grossa. Em decorrência deste fato e da existência de rochas de aspectos texturais de metatufos, intercalados nos metassedimentos, admite-se um predomínio de protólitos vulcânicos, mesmo sabendo que estes dois caracteres não excluem outra ou outras cogitações.

Mesoscopicamente, os metadacitos são rochas de granulação muito fina, cinza-escuras a negras, com pequenos porfiroclastos arredondados e oclares, cinzentos e azulados, de quartzo e feldspato.

Ao microscópio, exibem textura milonítica, encerrando domínios distintos, em granulometria e composição, desde xistosos a protomiloníticos (Foto 3.21), sendo compostos de plagioclásio (45-55%, oligoclásio na matriz + porfiroclastos), em parte geminados segundo as leis da Albita e Albita-Carlsbad e ostentando graus variados de saussuritização, realçando-se a intensa e extensiva carbonatação; quartzo (20-25%), em pequenos indivíduos, com extinção ondulante e parcial recuperação em subgrãos, associado a uma matriz microgranular ou como principal componente de microbandas/lentes (*ribbons*); microclina (10-15%) em cristais xenomórficos, com e sem a macla típica (Albita-Periclíneo) e geralmente poiquilítico; muscovita + biotita (10-15%), esta primeira como produto de transformação retrometamórfica do plagioclásio; carbonato (4-10%), na qualidade de principal mineral de alteração, associa-se a muscovita-sericita e opacos; os demais componentes acessórios são a titanita, epidoto, apatita e zircão.

Por sua vez, os metariolitos, associados a níveis metariodacíticos, dominam a porção ocidental da área metavulcânica, tendo-se em curtos espaços variações granulométricas e composicionais.

Da base para o topo, inicia-se com fácies portadora de freqüentes e pequenos *augens* feldspáticos, denunciando importante fluxo milonítico, passando para espécimes



de grã fina a muito fina, por vezes mais micáceos e ricos em cristais mili -submilimétricos de opacos e tendo produtos de meteorização similares a um quartzito feldspático.

Na variedade mais grossa, marca-se uma importante oscilação no quociente porfiroclastos ocelares/matriz, tendo-se desde exemplares descritos como metariolitos porfiríticos até *augen* gnaisses graníticos (Fotos 3.22 a 3.24).

Ostentam textura porfirítica deformada (porfiroclástica) a milonítica fina, onde os feldspatos (plagioclásio, geralmente saussuritizados) e k-feldspato (em parte com forte extinção ondulante e pertíticos) tanto ocorrem na matriz, junto com o quartzo, biotita, muscovita e opacos, como formam pequenos e grandes porfiroclastos ocelares, sigmoidais e arredondados (Foto 3.25).

Para a fácies de granulometria mais grossa, são frequentes as fitas/lentes (*ribbons*) constituídas de um arranjo policristalino de quartzo, além de sombras de pressão onde o quartzo mostra-se bem recristalizado e com parcial poligonização (Foto 3.25). Na fácies *augen* gnáissica (Foto 3.22), realça-se um predomínio de pequenos e megaporfiroclastos de microclina, geralmente pertítico (pertitas *string*, *bead* e *patch*), além de raros e fraturados cristais de granada; a matriz é basicamente quartzo -feldspática milonítica, similar às dos metariolitos, mormente os porfiríticos (Foto 3.24).

Rochas descritas como metatufos ácidos, aflorante no domínio da Unidade Metassedimentar, em horizonte sobreposto aos metariolitos, apresentam superfícies de xistosidade (S_2) planar e anastomosadas e encerram fácies constituída, basicamente, de pórfiros xenomórficos de quartzo, por vezes exibindo caracteres de uma estrutura em golfo deformada e recristalizada, imersos numa matriz fina inequigranular, composta de quartzo, sericita, clorita, minerais de argilas, opacos, epidoto, titanita e apatita (Foto 3.26). Encerram, também, microbandas sublinhadas por uma importante taxa de epidoto, opacos e clorita.

3.4.2 - A Unidade Metassedimentar (Formação Santarém)

Geometricamente sobrepondo-se ao conjunto metavulcânico, encontra-se caracterizada por seção inferior areno-quarzosa (Fotos 3.27 a 3.30) e superior argilo-síltica com intercalações arenosas de espessura mili-centimétricas, em parte com organizações granulométricas do tipo acamamento gradacional (Fotos 3.31 e 3.32) ou marcando oscilações deposicionais de caráter rítmicos, admitindo topo regional (envoltória) dos estratos no sentido NNW.

Os quartzitos inferiores são, preferencialmente, de tonalidades esbranquiçadas, bege a ocre (em função do nível de oxidação), de granulação fina a média, em parte bem selecionados e puros, em leitos de espessuras centimétricas a decamétrica.

Somam-se ainda, o caráter laminar e lenticular dos jazimentos quartzíticos alternados no domínio dos micaxistos finos/filitos (metalamitos), que proporcionam o aspecto de estrutura primária do tipo acamamento lenticular (Foto 3.31).

São maciços e foliados (placóides), por vezes ostentando uma organização planar sugestiva de estratificação cruzada tabular (limites *inter-set* planar - Foto 3.27) e marcas onduladas.

Tectonicamente, encontram-se marcados por vários sistemas de fraturas-falhas, tanto relacionados as fases deformacionais precambriana-eopaleozóicas, como meso-

cenozóicas (destaque para as estruturas extensionais ligadas ao desenvolvimento do *graben* Apodi).

Sua principal xistosidade relaciona-se a segunda fase deformacional dúctil inerente ao Grupo Orós.

Em escala microscópica, os tipos mais puros e equigranulares exibem textura granoblástica orientada, em graus distintos de deformação e recristalização - poligonização, sendo constituídos, essencialmente, de quartzo (85 -96 %), muscovita (2 - 8%) e feldspato (0-3%).

Por sua vez, na variedade de fácil deslocamento, os opacos, dispostos segundo os traços de estiramento mineral, é um acessório importante. Enquanto isto, o tipo que forma estreitas camadas alternadas com as dos metassedimentos argilo-sílticos/filitos (Foto 3.31), exibem, por vezes, uma granulometria bastante irregular, com oscilações laterais e verticais, incluindo litofáceis constituídas por metarenitos síltico -argilosos.

Ainda, nesse contexto arenoso, assinala-se uma fácies de conglomerados oligomíticos, com seixos de quartzo estirados, elipsoidais e oclares (Foto 3.33), suportados por uma matriz granolepidoblástica, inequigranular, constituída essencialmente de quartzo (30-40%), muscovita (20-25%), k-feldspato (3-7%), e opacos (5-8%) (Foto 3.34). Estes últimos chegam a aparecer em pequenos porfiroblastos hipidiomórficos, arredondados e sigmoidais.

Os micaxistos exibem tonalidades bege, cinzentas a marrom -arroxeadas, granulação fina a média, em parte com aspecto ardosiano (filitos), geralmente marcados por duas xistosidades ($S_1//S_0$, em parte crenulada, e S_2 “riscada” por uma lineação de interseção).

Essa segunda xistosidade é a de maior penetratividade nos afloramentos mais ocidentais, cujos exemplares exibem, microscopicamente, domínios de transposição compostos essencialmente de muscovita (quartzo e opacos, como acessórios) e outros (micrólitos) de muscovita xistos (quartzo e muscovita secundados por opacos, raros feldspatos e epidotos) (v. Capítulo 4).

Para leste-nordeste, os micaxistos são muito finos a finos chegando a ser classificados como metargilito-metassiltitos (rochas filíticas), formando um conjunto bandado gradacional e rítmico com metarenitos.

Esses metassedimentos finos exibem tonalidades cinzentas, por vezes bastante escura, com ou sem destaque mesoscópico para a estrutura planar S_1 , mas com realce de S_0 e S_2 (Fotos 3.31 e 3.32). Mostram-se compostos de quartzo, muscovita, sericita, clorita e minerais opacos (óxido de ferro + grafita ?).

3.4.3 – A Unidade Metaplutônica Granitóide (Suíte Magmática Serra do Deserto)

Mostra-se em jazimento sotoposto a Unidade Metavulcânica e sobreposto a um complexo gnáissico-migmatítico diferencialmente milonitizado (ortognaisses granito -granodioríticos protomilonitizados e dominantes).

As proximidades do contato superior, encerra jazimentos lenticulares de biotita -gnaisse de composição tonalítica (Foto 3.35) e servem de encaixante para um corpo de gnaisse granitóide rosado, de baixo índice de cor e de provável composição sienogranítica (similar aos tipos que ocorrem como diques no “embasamento” e na Faixa Orós).

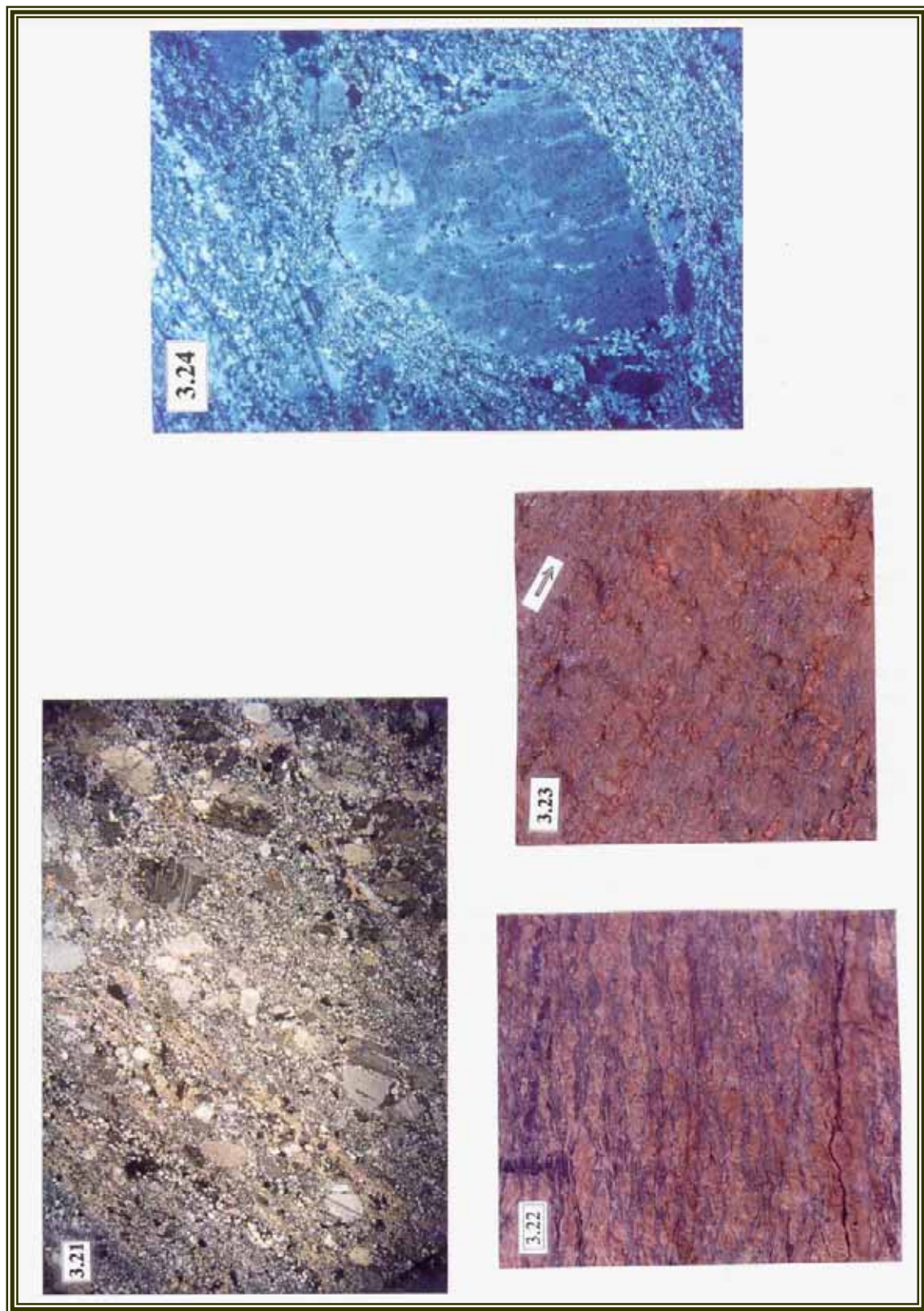
Encontra-se constituída, predominantemente, por *augen* gnaisses cinzentos de composição granítica, em parte com tons rosados emprestados pelos megacristais de feldspatos.

Fotografia 3.21 - Aspectos texturais e mineralógicos de um exemplar de metadacito, onde destaca-se o plagioclásio em pórfiros fraturados e uma matriz milonítica de baixa temperatura (muscovita, sericita e carbonato). Texturalmente, exibe domínios mais microgranularizados e foliados - milonito xisto - ao lado de outros de granulometria mais grossa e com discreta xistosidade (protomilonito). Fotomicrografia, plano inclinado mais próximo de yz. Aumento de 1 x (2,5 cm = 0,975 mm). Local da amostragem: aprox. 2 km W do chamado Trêvo de Tabuleiro do Norte (CE), na BR-116. Fotógrafo: J. C. Cavalcante.

Fotografia 3.22 - *Augen* gnaissite descrito como fácies da Unidade Metavulcânica (Formação Campo Alegre) da Sequência Peixe Gordo (Grupo Orós), marcado por caracteres textural-granulométricos de uma cristalização subvulcânica. d - Sigmóides de k-feldspato sinalizando movimento relativo *up-dip* (esquematização em 22a). Corte vertical, próximo ao plano xz. Local: proximidades da entrada da Vila Peixe Gordo (talude da rodovia BR-116). Fotógrafo: J. C. Cavalcante.

Fotografia 3.23 - Parte do afloramento da foto anterior, visto segundo o plano xy, com lineação de estiramento mineral para NW (v. 22a). Fotógrafo: J. C. Cavalcante.

Fotografia 3.24 - Detalhe em escala microscópica da rocha exibida na Foto 3.22, onde destaca-se um profiroclasto de k-feldspato pertítico, inserido numa matriz similar às dos metariolitos porfíricos (v. Foto 3.25). Seção subparalela a yz. Aumento: 1x (2,5 cm = 0,975 mm). Nicóis cruzados.



Fotografia 3.25 - Pofiroclasto de k-feldspato com macropertita e geminados deformados, e lentes policristalinas de quartzo dispostas segundo a foliação S_2 dos metariolitos porfíricos da Sequência Peixe Gordo. Associação de minerais metamórficos da fácies xisto verde (muscovita-sericita-carbonato)

Seção obliqua ao xz . NX, aumento 1x (2,5 cm = 0,975 mm).

Local da amostragem: zona urbana de Peixe Gordo (talude da BR-116).

Fotógrafo: J. C. Cavalcante.

Fotografia 3.26 - Metatufo exibindo foliação anastomosada (*anastomosing or braided foliation*) e cristais de quartzo em forma bengala, sugestiva de antigo contorno em golfo. Fotomicrografia, plano yz , aumento 1x (2,5 cm = 0,975 mm).

Local da amostragem: aprox. 1,5 km NE da Vila Peixe Gordo.

Fotógrafo: J. C. Cavalcante.

Fotografia 3.27 - Quartzito derivado de quartzo arenito com estratificação cruzada tabular (provável depósito de ambiente marinho raso - *shallow marine environment*). Mergulho do set principal para NE. Seção inferior da Sequência Peixe Gordo.

Corte subvertical. Escala: 3 cm de diâmetro.

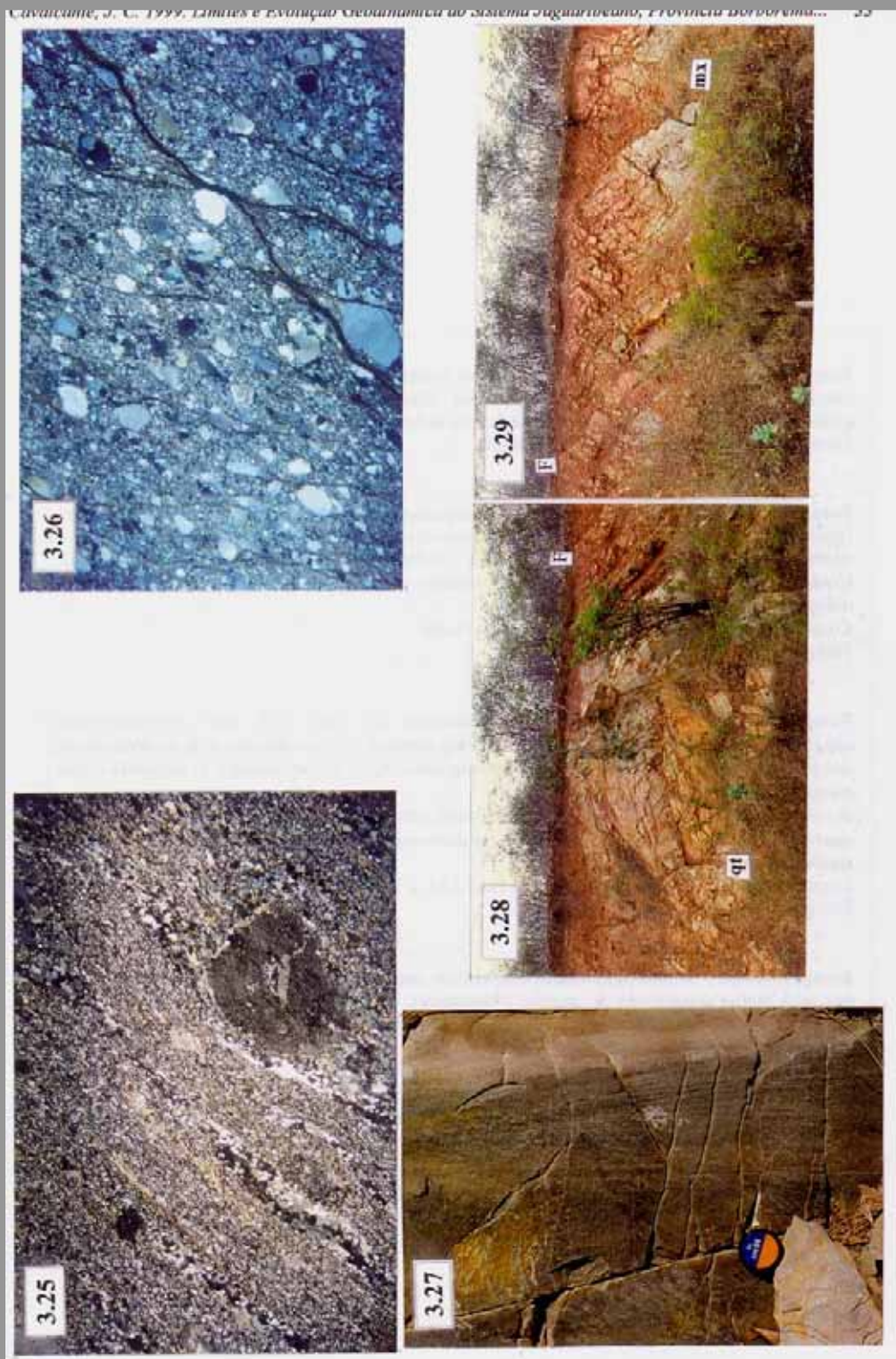
Local: talude da rodovia BR-116 (proximidades do Trêvo de Taboleiro do Norte).

Fotógrafo: J. C. Cavalcante.

Fotografias 3.28 e 3.29 - Espessa camada quartzítica passando lateralmente, no sentido NE, a uma alternância de quartzitos (dominantes - qt) e micaxistos (mx).

Em 3.28, a geometria da camada quartzítica denuncia uma dobra aberta de eixo mergulhante no sentido do observador (v. Capítulo 4). Obs.: Para a composição do caráter granodecrescente da sequência, utilizar também as fotos de 3.30 a 3.32.

Local: idem 3.27. Fotógrafo: J. C. Cavalcante.



Fotografia 3.30 - Detalhe da alternância entre quartzitos/metarenitos e micaxistos finos/filitos (arenitos *versus* lamitos). Dobras secundárias relacionadas ao flanco oriental da estrutura exibida na Foto 3.28, relacionadas a segunda fase de deformação da Sequência Peixe Gordo. Local: idem 3.28. Fotógrafo: J. C. Cavalcante.

Fotografia 3.31 - Leitões de metarenitos com espessuras de camadas muito finas a lamina finas (intervalo de 3 cm a 1cm e < 1cm) e com formatos lenticulares, alternados ou intercalados a camadas de metalamitos. Seção superior da Unidade Metassedimentar da Sequência Peixe Gordo. Fácies siliciclásticas de ambiente marinho profundo (fase transgressiva ?). Relação oblíqua entre S_0/S_1 e S_2 . Corte inclinado. Local: Trêvo de Tabuleiro do Norte. Fotógrafo: J. C. Cavalcante.

Fotografia 3.32 - Proximidades do afloramento da Foto 3.32, com posicionamento estratigráfico sobreposto, intensificação do caráter laminado dos metarenitos e da predominância dos metalamitos (metassiltitos argilosos - metargilitos). S_0/S_1 subhorizontal e S_2 inclinada e com mergulho para NW.

zt - zona de clivagem de crenulação intensificada, configurando uma descontinuidade em S_0/S_1 , com perfil de aspecto de um *kink* (realce da estruturação interna). a - pequeno corpo arenoso similar a pseudonódulos sedimentares

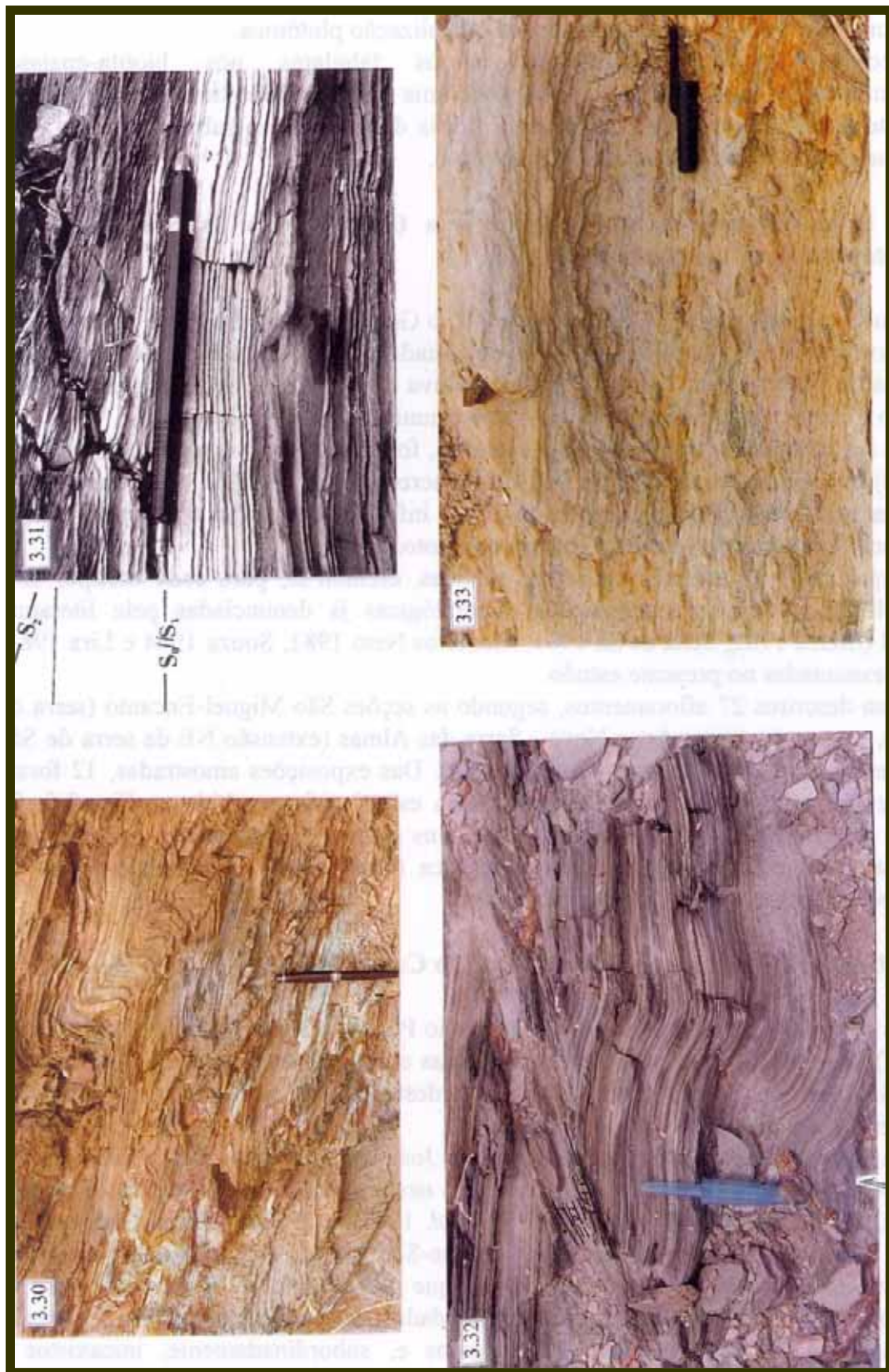
Local: proximidades E do afloramento da Foto 3.31.

Fotógrafo: J. C. Cavalcante.

Fotografia 3.33 - Metaconglomerado oligomítico com pequenos seixos de quartzo, suportado por uma matriz constituída de quartzo (dominante), opacos, mica branca e raros feldspatos. Litofáceis sobreposta às metavulcânicas ácidas. Lineção de estiramento dos seixos com atitude média de $25^\circ/340^\circ$ Az.

Local: proximidades N da Vila Peixe Gordo.

Fotógrafo: J. C. Cavalcante.



Diferenciam-se dos metariolitos porfiríticos por exibirem uma matriz mais grossa e menos abundante, mais característica de uma cristalização plutônica.

Espécimes similares constituem corpos tabulares nos biotita-gnaisses protomiloníticos do “embasamento”, registrando uma foliação milonítica de baixo ângulo, suavemente dobrada e cortada por diques e *stocks* de granitóides subsequentes (p. ex., seção Tabuleiro do Norte - São João do Jaguaribe).

3.5 - A Faixa Extremo Oeste Potiguar - o Grupo Serra de São José e as metaplutônicas cronocorrelatas

Como mostrado na Fig. 3.1 e anexos I e II, o Grupo Serra de São José ocorre numa estreita faixa que ocupa, maioritariamente, partes dos estados do Rio Grande do Norte (entre os municípios de Luís Gomes, Venha Ver, Água Nova e Encanto) e, secundariamente, dos estados do Ceará (município de Irerê) e Paraíba (município de Poço Dantas).

Para sua cartografia, em quase toda extensão, foi utilizado o mapa geológico (escala 1:100.000) executado por Jardim de Sá (1981), acrescido do trabalho de Souza (1984), sendo localmente modificados segundo os novos informes de campo e de interpretação litoestrutural sobre imagens de sensoriamento remoto.

No que tange as análises micropetrográficas, efetuou-se, para cada litotipo, uma compatibilização entre as composições mineralógicas já denunciadas pela literatura disponível (Souza 1982, Sena de Sá 1981, Medeiros Neto 1981, Souza 1984 e Lira 1981) e aquelas executadas no presente estudo.

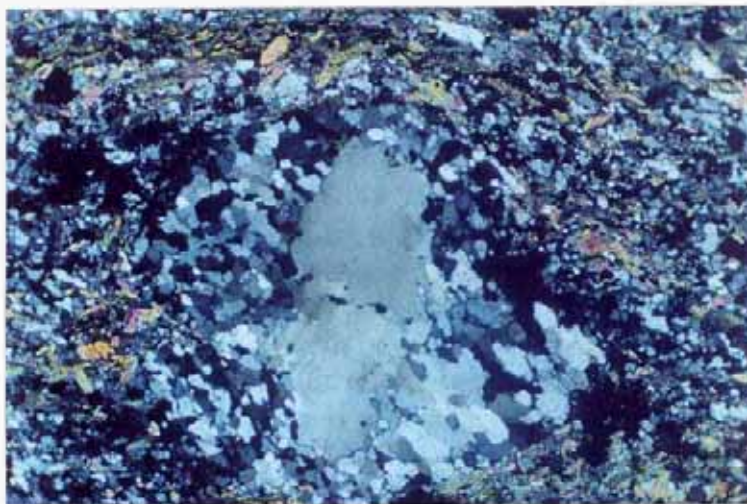
Foram descritos 27 afloramentos, segundo as seções São Miguel-Encanto (serra do Cantinho), na porção norte, Água Nova - Serra das Almas (extensão NE da serra de São José) e Venha Ver - Poço Dantas - Luís Gomes). Das exposições amostradas, 12 foram objetos de análises micropetrográficas. A coluna estratigráfica exibida na Fig. 3.5, foi elaborada com base nestas seções geológicas (itens a seguir) e nas idades radiométricas obtidas para um exemplar da Unidade Gnáissica (Capítulo 5) e para uma fácies do Complexo Granitóide Pereiro, na localidade tipo.

3.5.1 - A Unidade Gnáissica/Inferior (Formação Catolezinho)

Tem sua área-tipo situada entre Coronel João Pessoa e Água Nova, na Folha Souza (Anexo II). Seus litotipos afloram tanto nas baixas como nas médias e altas encostas da Serra de São José, bem como na sua extensão nordeste, com os nomes locais de Serra das Almas, Serra das Matacas e Serra do Miguel.

Para as ocorrências do Grupo Serra de São José situadas entre Ererê, Encanto, Dr. Severiano e São Miguel, mesmo sendo inseridas nesta unidade, com base nos dados de Lira 1980, Jardim de Sá 1981 e Jardim de Sá *et al.* 1981b e 1986b, os novos informes de campo (5 estações – taludes da rodovia Encanto-São Miguel e afloramentos na baixa encosta da Serra do Cantinho, segundo o *trend* que inclui a área do garimpo de ouro do Cabelo) indicam uma importante representatividade dos litotipos arenosos (quartzitos com taxas variadas de muscovita e feldspatos e, subordinadamente, micaxistos e metaconglomerados). Assim, esse trato carece de estudos adicionais, para uma definição da seção dominante, se da Unidade Gnáissica ou da Unidade Quartzítica. Ainda, a oeste

de São Francisco do Oeste (Anexo II), são conhecidos jazimentos de gnaisses a anfibólio e/ou epidoto relacionados a essa Unidade Gnáissica



Fotografia 3.34 - Imagem em escala microscópica de uma amostra do metaconglomerado da Foto 3.33, onde destaca-se os efeitos de microgranulação-recristalização das bordas de um clasto de quartzo. Matriz granolepidoblástica formada basicamente de quartzo, muscovita e opacos. Plano subparalelo ao *xz*. Aumento de 1 x (2,5 cm = 0,975 mm).
Fotógrafo: J. C. Cavalcante.



Fotografia 3.35 - Augen gnaiss granítico com lentes de ortognaiss biotítico de composição tonalítica (tn). Jazimento próximo ao contato inferior das metavulcânicas riolito-riodacíticas. Corte inclinado em relação à horizontal do terreno. Local: aprox. 1,3 km NW do centro da Vila Peixe Gordo.
Fotógrafo: J. C. Cavalcante.

A principal área de afloramentos projeta uma estrutural sinformal assimétrica, relacionada à terceira fase deformacional dessas metasupracrustais, com superfície axial mergulhando para NW.

Sua separação do conjunto gnáissico-migmatítico, aqui nomeado de Complexo Iracema (anexos I e II), foi calcada nas seguintes variáveis: - diques de rochas básicas que cortam esse complexo e não são vistos nessa Unidade Gnáissica, podendo corresponder aos níveis/lentes anfibolíticas (derrames ou *sills*) inseridos na mesma; - cronologia estateriana ($\approx 1,8$ Ga) para ortognaisses granítico em jazimentos estratóides encaixado em gnaisses da unidade *versus* idades maiores do que 1,9 Ga para os diversos gnaisses do referido complexo, bem como do Complexo Caicó (v. Capítulo 2 e anexos I e II).

Na seção Água Nova - Serra de São José (Almas), marca-se, da base para o topo, logo acima dos ortognaisses cinzentos (granito-tonalito-granodioríticos) do embasamento (Complexo Iracema) ou de ortognaisses facoidais, uma associação de fácies gnáissicas, de tonalidades cinzentas, granulação fina a média, formando leitos de estruturas homogêneas, bandadas, venulares e lenticulares, marcadas por importantes oscilações nas percentagens de anfibólio, opacos e epidotos.

A porção média inferior é caracterizada por uma farta presença de leucogranitos de grã grossa a pegmatóide, de jazimentos estratóides e metamorfizados, encaixados em anfibólio-biotita gnaisses cinzentos, com pequenas vênulas/lentes quartzo-feldspáticas (em parte desenhando dobras apertadas intrafoliares), que gradam para: ($\pm$) anfibólio-biotita gnaisses de coloração cinza-médio a esbranquiçada (maior porcentagem de quartzo e feldspato), com estreitos veios quartzo-feldspáticos dobrados e boudinados e com níveis enverdeados ricos em epidoto; biotita-anfibólio gnaisses com freqüentes lentes de anfibolitos de grã fina, leitos e lentes esverdeadas epidotíferas (rochas calciossilicáticas) e de tamanhos variados.

Enquanto isto, na parte média superior, tem-se na base um horizonte de anfibólio gnaisses granítico que dá lugar, no sentido ao topo, a uma gradação vertical entre biotita-gnaisses finamente bandados e anfibólio gnaisses compactos cinza-escuros (rocha sã) a cinza arroxeados e bege (rocha alterada), com lenticulas/fitas quartzosas, de espessuras milimétricas e extensão mili-centimétricas (estilo *platte* e *ribbon*, em rochas granoblastíticas), ricos em opacos (dispersos e arrançados em níveis preferenciais, segundo o *trend* da foliação principal - S_2/S_0), e denunciando a extensividade da fase epidotífera (leitos e lentes de espessuras de milímetros a poucos centímetros), observada na maioria dos afloramentos gnáissicos.

Estes gnaisses quartzosos, no sentido ascendente, encerram camadas de muscovita quartzitos, em parte feldspáticos. No prolongamento sudoeste, essa associação encontra-se sotoposta ao domínio dos quartzitos com fácies conglomeráticas (p. ex., W da vila Engenho Novo).

Para a ocorrência entre Encanto e São Francisco do Oeste, Souza (1982) assinala uma associação de anfibólio-epidoto gnaisses, anfibólio gnaisses e muscovita gnaisses quartzosos sobrepostos a anfibólio-biotita gnaisses facoidais.

Também, do lado leste da cidade Venha Ver (Padre Cosme), aflora uma estreita faixa de anfibólio-biotita gnaisses que, por seu posicionamento e litocorrelação, pode representar uma fatia dessa subunidade, tendo continuidade na área delimitada como da unidade em questão, por Medeiros Neto (1981), na região leste da vila Caldeirão.

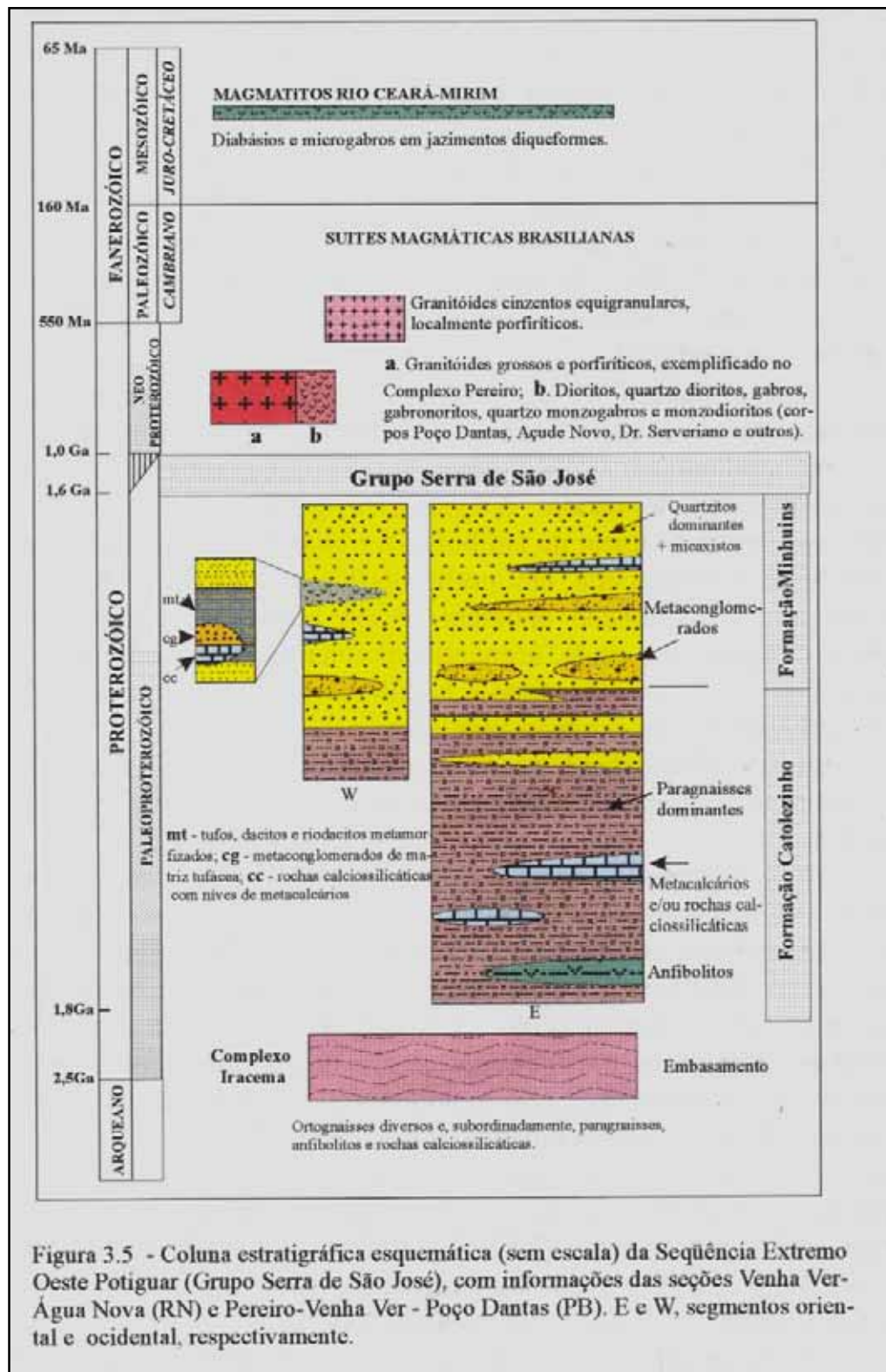


Figura 3.5 - Coluna estratigráfica esquemática (sem escala) da Sequência Extremo Oeste Potiguar (Grupo Serra de São José), com informações das seções Venha Ver-Água Nova (RN) e Pereiro-Venha Ver - Poço Dantas (PB). E e W, segmentos oriental e ocidental, respectivamente.

Em escala microscópica, os anfibólitos gnaiss, com taxas variáveis de biotita e epidoto (oscilações que promovem a nomeação de biotita-anfibólito gnaiss, anfibólito-biotita gnaiss, anfibólito-epidoto gnaiss e epidoto-anfibólito gnaiss), exibem texturas granoblásticas orientadas e granonematoblásticas, em parte com marcante restauração tabular ou placóide dos grãos, sendo formadas basicamente por um arranjo de: quartzo (20-30%), em grãos xenomórficos, de contatos curvos, suturados e amebóides, chegando a formar *ribbons*; plagioclásio (oligoclásio $\cong$ 20-50%) com e sem geminação Albita e Albita-Carlsbad e, em parte, saussuritizados, deformados, com extinção ondulante e inserindo pequenos cristais de apatita, zircão, biotita e quartzo; K-feldspato (5-40%), em grãos anedrais, por vezes com textura mirmequítica, maculas Albita-Periclíneo e micropertitas (alguns exemplares encerram a microclina em pequenos *augens*); anfibólito (7-15%), comumente a ferrohastingsita (Foto 3.36), mostra pleocroísmo verde garrafa e verde acastanhado, em cristais xenomórficos alinhados segundo a orientação da trama quartzo-feldspática e, parcialmente, transformados em biotita e titanita; opacos (5-20%) em cristais xenomórficos (magnetita); biotita (2-15%), em parte derivada do anfibólito, mostra desestabilização à clorita ou muscovita + epidoto e ($\pm$) opacos, por vezes em unidades marcadas de importante extinção ondulante.

Como visto, os opacos ocorrem tanto no quadro dos minerais essenciais como dos acessórios, este último complementado com a presença de epidoto, titanita e zircão.

No geral, predominam as composições graníticas e granodioríticas.

Para exemplares de caráter ortognáissico granítico, a textura granoblástica é marcada pela organização linear do anfibólito (ferrohastingsita e ferroactinolita), epidoto e opacos, tendo-se a microclina em porfiroblastos ocelares, em parte perítico, com deformações internas, extinção ondulante e em pequenos cristais junto aos demais componentes da matriz ou, ainda, formando microlentes policristalinas. O quartzo ocorre em grãos de dimensões variadas, xenomórficos, parcialmente recristalizado em fitas/lentes (*ribbons*) e com extinção ondulante.

No mesmo, o plagioclásio ocorre preferencialmente em cristais não geminados (maculas Albita e Albita-Carlsbad em grãos maiores), em níveis distintos de saussuritização.

Já os tipos quartzosos, de granulometria fina, exibem uma composição ditada basicamente pelo quartzo microgranular e em lentes, com recristalização e extinção ondulante; plagioclásio em pequenos cristais com maculas Albita e Albita-Carlsbad, também em indivíduos com extinção ondulante e geminados encurvados; clinopiroxênio (diopsídio-hedenbergita, 0-1%) (Foto 3.37) com alteração para o anfibólito e epidoto. Como demais componentes, encontram-se os opacos (magnetita intensa e extensivamente distribuída, 5 a 10%, em cristais idiomórficos, em leitões mais escuros), granada, biotita, epidoto, titanita e apatita (abundante).

Para exemplares da fácies mais micácea, tem-se uma textura granolepidonematoblástica, por vezes protomilonítica, compondo-se essencialmente de plagioclásio (25-35%), quartzo (20-30%), anfibólito (15-10%), microclina (10-15%), biotita (10-15%) e epidoto (10-17%), onde os acessórios mais comuns são a apatita e o zircão, sendo o epidoto produto de alteração do anfibólito.

Nos gnaisses epidotíferos, o anfibólio (hornblenda-ferrohastingsita) encontra-se em porcentagem inferior a 5%, enquanto o epidoto oscila entre 5 e 15% e o k-feldspato + plagioclásio em torno de 40% e o quartzo em proporção similar.

Por seu turno, um exemplar de anfibolito dessa mesma seção (oeste de Água Nova), descrito por Sena Sá (1981), mostrou uma composição essencial a base de plagioclásio (oligoclásio $\cong$ 40%), anfibólio (hornblenda-ferrohastingsita $\cong$ 30%), biotita ($\cong$ 20%) e quartzo ($\cong$ 5%), tendo o k-feldspato, epidoto, titanita (tanto associada ao anfibólio como em aglomerados e alterando-se para ilmenita) e opacos, como minerais acessórios.

Algumas lentes de rochas calciossilicáticas e metacalcários encontram-se intercaladas nessa Unidade Gnáissica.

No segmento meridional (SW de Poço Dantas), o metacalcário (mármore) é de tonalidade cinza a esbranquiçada, com intercalações de rochas calciossilicáticas esverdeadas e formando lentes de espessuras e comprimentos em torno de 3 m e 30 m, respectivamente (Braga & Mendonça 1984).

3.5.2 – A Unidade Quartzítica/Superior (Formação Minhuins)

Tem sua área-tipo entre Venha Ver, Poço Dantas e Engenho Novo, estando a localidade que lhe empresta o nome às proximidades de Venha Ver.

Ocupa, principalmente, a porção ocidental da área delimitada para o Grupo Serra de São José, sendo constituída por uma associação de quartzitos em parte feldspáticos e conglomeráticos, verticalmente gradando para muscovita xistos ou quartzo -muscovita xistos com intercalações de quartzitos puros ou quase-puros (muscovíticos), em jazimentos de pequenas espessuras, contínuos e lenticulares, e mais raramente rochas metacarbonáticas (mármore e rochas calciossilicáticas). Lentes conglomeráticas ocorrem em diversos níveis.

Essa organização é interrompida pela presença de fácies metavulcano-vulcanoclásticas que afloram na porção centro oriental da faixa (entre Venha Ver e Poço Dantas), formada predominantemente de metatufos numa associação com metaconglomerados brechóides de matriz com provável contribuição tufácea, rochas carbonáticas e micaxistos.

Ainda, fora dessa faixa principal, Sena Sá (1981) assinala, como dessa seqüência, um corpo quartzítico situado às proximidades de Raul Fernandes (Anexo II), ocorrendo como megaxenólito de um corpo granítico porfirítico deformado.

Internamente, os estratos quartzíticos tanto exibem extensividade para o interior da Unidade Gnáissica, como estão sobrepostos aos gnaisses da mesma (invariavelmente quando começa a ocorrer os metaruditos), apontando para uma variação vertical e horizontal de fácies.

Por outro lado, mostram relações de contatos de sobreposição ao Complexo Iracema e de discordância intrusiva com corpos plutônicos ácidos e básico -intermediários neoproterozóicos (Foto 3.38).

Os metaconglomerados, em sua variedade de matriz de aspecto tufáceo, do lado ocidental da seqüência, exibem clastos grossos (dimensões dominantes de grânulos a seixos) de gnaisses cinzentos e leucocráticos, quartzo e prováveis metavulcânicas (Foto 3.39); matriz cinza-escuro, de granulação fina, formada de quartzo, muscovita, opacos, feldspatos e epidoto, em percentagens diversas.

Nesses litotipos tem-se a assinatura de importante processo deformacional, marcado pelas formas estiradas dos seixos (configurações elipsoidais com x de até dezenas de centímetros, z de 1 a 12 cm e y 1,5 a 17 cm), além de zonas com pequenas dobras isoclinais e falhas dextrais (estas inclinadas em relação as superfícies miloníticas), realçadas por material epidotífero esverdeado (Foto 3.39).

Em tratos norte e orientais dessa formação, os metaconglomerados ostentam matriz quartzo-muscovítica e quartzo-hematítica com fragmentos de quartzo (fácies monomítica) e rochas (fácies polimítica), mormente gnaisses.

Na variedade oligomítica, intercalada ao muscovita quartzitos, a matriz é constituída, predominantemente, de quartzo (>70%) e muscovita (10 %), tendo como acessórios titanita e opacos.

Metaconglomerado com matriz de estrutura similar a um itabirito bandado, além de fácies com cristais bem formados de cianita, são descritos por CPRM (1988).

Por sua vez, os quartzitos com texturas granoblástica e granolepidoblástica fina a média, em parte registrando forte milonitização e com porfiroclastos de quartzo, mostram-se constituídos basicamente de quartzo (85 -95%), muscovita + biotita (10-15%), tendo como acessórios opacos, zircão, apatita, feldspatos (microclina e plagioclásio), epidoto e titanita.

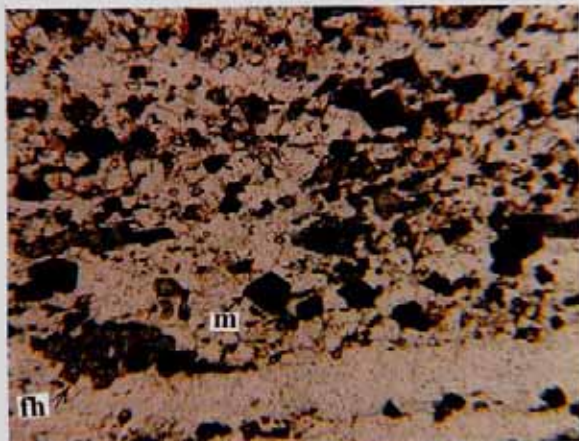
Espécimes com ($\pm$) cianita, ($\pm$) piritita e ($\pm$) galena, com porcentagens diversas de epidoto, são mencionados por Medeiros Neto (1981) e CPRM (1988).

Os quartzitos feldspáticos são compostos, essencialmente, de quartzo (35 -45%), muscovita (15-25%), plagioclásio (5-10%), microclina (3-8%), opacos (5-20 %) e biotita (0-15%). Exibem gradações para unidades mais micáceas, de tonalidade de cinza-metálica (rocha sã) e amarelada (rocha alterada), com fábricas granolepidoblástica e milonítica, onde o quartzo (65-70 %) e muscovita (20-25 %), são os minerais dominantes. Para esta fácies micácea, em jazimentos como *roof pendant* no maciço de leucogranitos (entre Encanto e São Miguel), observam-se níveis minidobrados e com figuras de *mullion*-dobramento, materializados por um biotita-muscovita quartzito de granulometria grossa, bem recristalizado e turmalínífero.

Os biotita-muscovita xistos exibem jazimentos segundo o intervalo estratigráfico que insere as fácies vulcano-vulcanoclásticas. São rochas de coloração variegada, conforme o grau de meteorização, granulação fina a média, estabelecendo contatos com muscovita quartzitos e metatufos. Ao microscópio, mostram-se com fábrica lepidoblástica a porfirolepidoblástica constituída de muscovita (25 -35%), em curtas e longas palhetas, geralmente deformadas e com *kinks*, marcando as superfícies de xistosidade S2 e S3; quartzo (20-30 %), intersticial e formando microlentes na matriz, com forte extinção ondulante, em parte recristalizado em sombras de pressão; biotita (5 -15 %), em finas palhetas e em porfiroclastos, com registro de transformação para muscovita, opacos, epidoto e titanita, e com figuras de *kinks*, além de substituir a granada; opacos (3-10%), em cristais anédricos e como microporfiroblastos ocupando a parte central de sigmoides; granada em pequenos grãos como restantes esqueléticos de porfiroclastos sigmoidais transformados em clorita, ($\pm$) biotita e opacos. Outros minerais acessórios presentes, são o epidoto, turmalina, titanita e zircão.

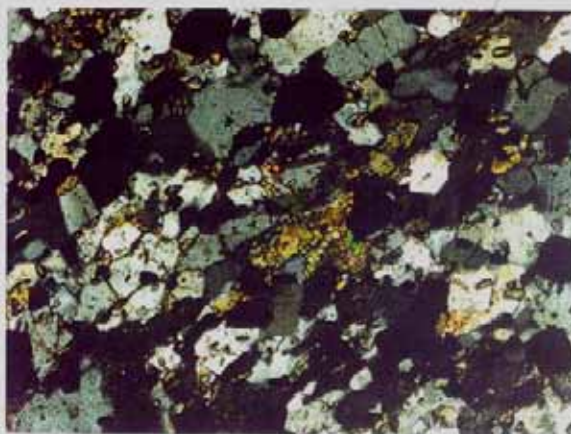
Para amostra da fácies dos micaxistos feldspáticos, tem-se uma composição a base de quartzo ($\cong$ 40%), biotita ($\cong$ 40%) e plagioclásio ($\cong$ 10%), incluindo percentagens menores de k-feldspato, muscovita, opacos, epidoto e zircão. Pelo menos, ao nível da dos

afloramentos estudados, esses micaxistos devem conter expressiva contribuição de materiais tufáceos ou advindos da erosão de rochas vulcânicas.



Fotografia 3.36 - Realce da taxa de magnetita (m), anfibólio (ferrohastingsita - fh) e aptita, nos gnaisses quartzosos da seção superior da Formação Catolêzinho (Grupo Serra de São José).

Local da amostragem: Sítio Catolêzinho a 5,7 km W de Água Nova (RN) - Folha Souza. Fotomicrografia, plano próximo a xz. ND e aumento de 4x (2,5 cm = 0,25 mm).



Fotografia 3.37 - Piroxênio (diopsídio-hedenbergita) com bordas alteradas para anfibólio, como indicador termométrico da fácies anfibolito atingida pelos gnaisses do Grupo Serra de São José.

Local: Serra das Almas, W de Água Nova (RN) - Folha Souza.

Fotomicrografia, plano xz. NX e aumento de 5x (2,5 cm = 0,2 mm).

Fotógrafo: J. C. Cavalcante.



Fotografia 3.38 - Relações de contato entre muscovita quartzito da Formação Minhuins e um dique de leucogranito relacionado ao magmatismo ácido Pereiro. Discordância entre os traços da foliação principal da unidade metassedimentar e o corpo granítico.

Local: talude da rodovia Encanto-São Miguel. Fotógrafo: J. C. Cavalcante.

Metacalcários e rochas calciossilicáticas (Fotos 3.40 a 3.42) afloram tanto associados aos micaxistos, em contato com metatufos, como intercalados nos muscovita quartzitos.

Nos locais observados, os metacalcários constituem lentes de pequenas espessuras (1-50 cm), por vezes com extensão de até 40 cm, ou como *boudins* imersos numa massa calciossilicática, de estrutura dobrada e com registro de transposição estrutural, especialmente marcada no arranjo dos leitos quartzo-arenosos esbranquiçados (Foto 3.42).

Em escala microscópica, as rochas calciossilicáticas ostentam texturas granoblásticas e granolepidoblásticas, compostas de percentagens variadas de anfibólio cálcico, diopsídio-clinozoisita, muscovita, quartzo, calcita, plagioclásio, biotita, titanita, opacos, k-feldspato (?) e calcita. Enquanto isto, os metacalcários são compostos, basicamente, de calcita, tendo como impurezas o quartzo, o epidoto, a mica e os opacos.

Os metatufos afloram em vários pontos da seção Venha Ver - Poço Dantas, exibindo contato inferior, pelo lado leste, com os metassedimentos (micaxistos, brechas carbonáticas e quartzitos), sobrepondo-se e tomando um aspecto transicional em relação aos metaconglomerados brechóides.

Encontram-se representados, parcialmente, por rochas de tonalidades cinza escuro (rocha sã), cinza esverdeadas, cinza claro e amarelada ou ocre (rocha alterada), de granulação muito fina, exibindo segmentos com sistemas irregulares de fraturas preenchidas por material epidotífero. Uma outra variedade exibe tons de cinza claro a rosado, sendo rica em pequenos pórfiros de quartzo imersos numa matriz de granulação fina a média.

Também associado ao conjunto vulcanoclástico, encontra-se litotipo que admite uma derivação de ignimbritos, sendo marcado por fusos silicosos de seções *yz* arredondadas e com importante estiramento, grãos milimétricos de feldspatos com limites arredondados, denteados e angulosos, além de domínios subordinados de material de granulação muito fina a afanítica que sugerem vidros vulcânicos desvitrificados.

No geral, essa associação litológica parece traduzir a existência de depósitos de fluxos piroclásticos em ambiente aquoso (lacustre ?).

Os metatufos, quando milonitizados e alterados, tomam aspecto de um filito ou muscovita xisto fino.

Em escala microscópica, os metatufos hiperácidos mostram-se constituídos basicamente de quartzo (30-40%) perfazendo parte da matriz e em pórfiros deformados, em parte dividido em subgrãos e recristalizados, e com extinção ondulante ou, ainda, com bordas microgranularizadas; e muscovita em finas e curtas lamelas. Parte do quartzo, pode encontrar-se formando lentes encurvadas ou dobradas (Foto 3.43). O feldspato, geralmente em baixa percentagem, mostra-se em cristais poiquilíticos e parcialmente sausrinizados.

Por sua vez, os metatufos de cristais de feldspatos, ostentam fáceis constituída de freqüentes porfiroclastos sigmoidais de k-feldspatos poiquilíticos (Foto 3.44) imersos numa matriz micácea (biotita e muscovita).

Ademais, para a área desta formação, segundo os dados bibliográficos mencionados, encontram-se metavulcânicas ácidas e intermediárias.

Metabasaltos, metandesitos e metavulcanoclásticas retrabalhadas foram descritos por Souza (1984).

3.5.3 – Unidade Metaplutônica Granitóide (Suíte Magmática Serra do Deserto)

Como desta unidade foi considerado um corpo de *augen* gnaisses graníticos, cartografado por Jardim de Sá *et al.* (1981a) e que se distribui a leste da principal área de afloramentos do Grupo Serra de São José, além de outro menor em tratos orientais de São Francisco do Oeste.

Esta colocação encontra-se baseada, preferencialmente, nos aspectos petrográficos e de posicionamentos dos corpos em relação ao que acontece com os *augen* gnaisses das faixas Orós e Jaguaribe.

É interessante observar que na coluna estratigráfica de Jardim de Sá (1998) esses *augen* gnaisses aparecem inseridos nas suítes dos granitóides neoproterozóicos, ao nível do Complexo Pereiro e outros.

O mesmo não foi objeto de grande atenção durante os trabalhos de campo, sendo observado somente em dois afloramentos, numa região onde esses litotipos ocorrem em estreitos diques encaixados nos gnaisses do Complexo Iracema, na região de Riacho Santana.

3.6 - Suítes magmáticas granitóides e básico-intermediárias neoproterozóico-eopaleozóicas

Grande parte das áreas de afloramentos dessas suítes, como exibidas nos anexos I e II, representam, quase literalmente, uma compilação dos mapas geológicos de Jardim de Sá (1981 e 1994), para os tratos leste da Zona de Cisalhamento Portalegre e cercanias do Grupo São José, e de Campos *et al.* (1979), Gomes & Ribeiro (1986) e Sá (1991), para o restante.

Em sua maioria, as unidades de mapeamento foram estudadas, somente, ao nível de reconhecimento litoestrutural mesoscópico, em pontos esparsos e com ênfase nas relações estruturais (contatos e foliações primárias - *magmatic bedding* - e tectônicas) e na tipologia xenolítica. A esta afirmativa, exclui-se o Complexo Granitóide Pereiro, por sua importância como elemento divisor entre as seqüências Jaguaribe e Extremo Oeste Potiguar, agregada ao pensamento de alguns pesquisadores, como Parente & Arthaud (1995) que, baseados em relações de campo, descortinaram possibilidades de sua correlação crono-litoestratigráfica com os *augen* gnaisses paleoproterozóicos das faixas Orós e Jaguaribe.

Esses granitóides constituem edifícios de dimensões variadas, desde diqueformas a batolíticas, tendo como encaixantes rochas de diversas unidades, com relações de contato magmático-intrusivas e por zonas de cisalhamentos (situações que denunciam, para diversos autores, *emplacements* controlados pelo desenvolvimento dessas estruturas).

São representados, predominantemente, pelas fácies porfíricas ou de granulometria grossa, em parte ricos em cristais centimétricos de *k*-feldspato e, em segundo plano, pelos granitóides de baixo índice de cor, geralmente gnáissicos e que foram colocados por Jardim de Sá (1998) numa “suíte de granitos e sienogranitos com anfibólio e $\pm$ piroxênio, de afinidade alcalina”.

Afloram também, biotita granitos cinzentos equigranulares (parcialmente porfíricos) que se posicionam, em diversas situações, como mais novos do que os

primeiros. Estes tipos, em áreas próximas e orientais ao meridiano $39^{\circ} 30'$ (folhas Catarina e Mombaça, escala de 1:100.000), foram tratados por Medeiros *et al.* (1993) e Oliveira & Cavalcante (1993) como pertencentes a uma suíte magmática de nome Cangati (granitóides tardi a pós evento de transcorrências neoproterozóicas).

Um terceiro agrupamento é desenhado pelo Complexo Umarizal, onde Galindo *et al.* (1995), Jardim de Sá (1994 e 1998), reconhecem no “corpo” granitóide Patú (Santos e Brito Neves 1984), além de litotipos relacionados as suítes granitóides contemporâneas a k-dioritos (cedo a sintectônicas), um corpo plutônico de sienogranitos, incluindo fácies com fayalita e piroxênios, já de idade cambriana.

Fotografia 3.39 - Metaconglomerado brechóide tendo nos seixos (dimensão maior igual ou menor do que 6,4 cm) de leucognaisses, quartzito feldspático (qt) e biotita gnaisses finos (provável derivação vulcânica), os maiores clastos. Dobras relacionadas ao desenvolvimento da Zona de Cisalhamento Icôzinho. Ep - níveis ricos em epidoto. Obs.: Para leitura e interpretação desta imagem girar a página de 90° no sentido anti-horário.

Local: Minhuins (SE de Venha Ver, RN).

Fotógrafo: J. C. Cavalcante.

Fotografia 3.40 - Rocha calciossilicática dobrada, em parte assemelhando-se a uma estrutura estromatolítica, incluindo pequenas lentes de metacalcários (cc) de tonalidade esbranquiçada. Corte subvertical, pequeno ângulo em relação ao yz.

Local: 7 km SE de Venha Ver (margem esquerda da estrada de terra entre essa localidade e Poço Dantas, PB).

Fotógrafo: J. C. Cavalcante.

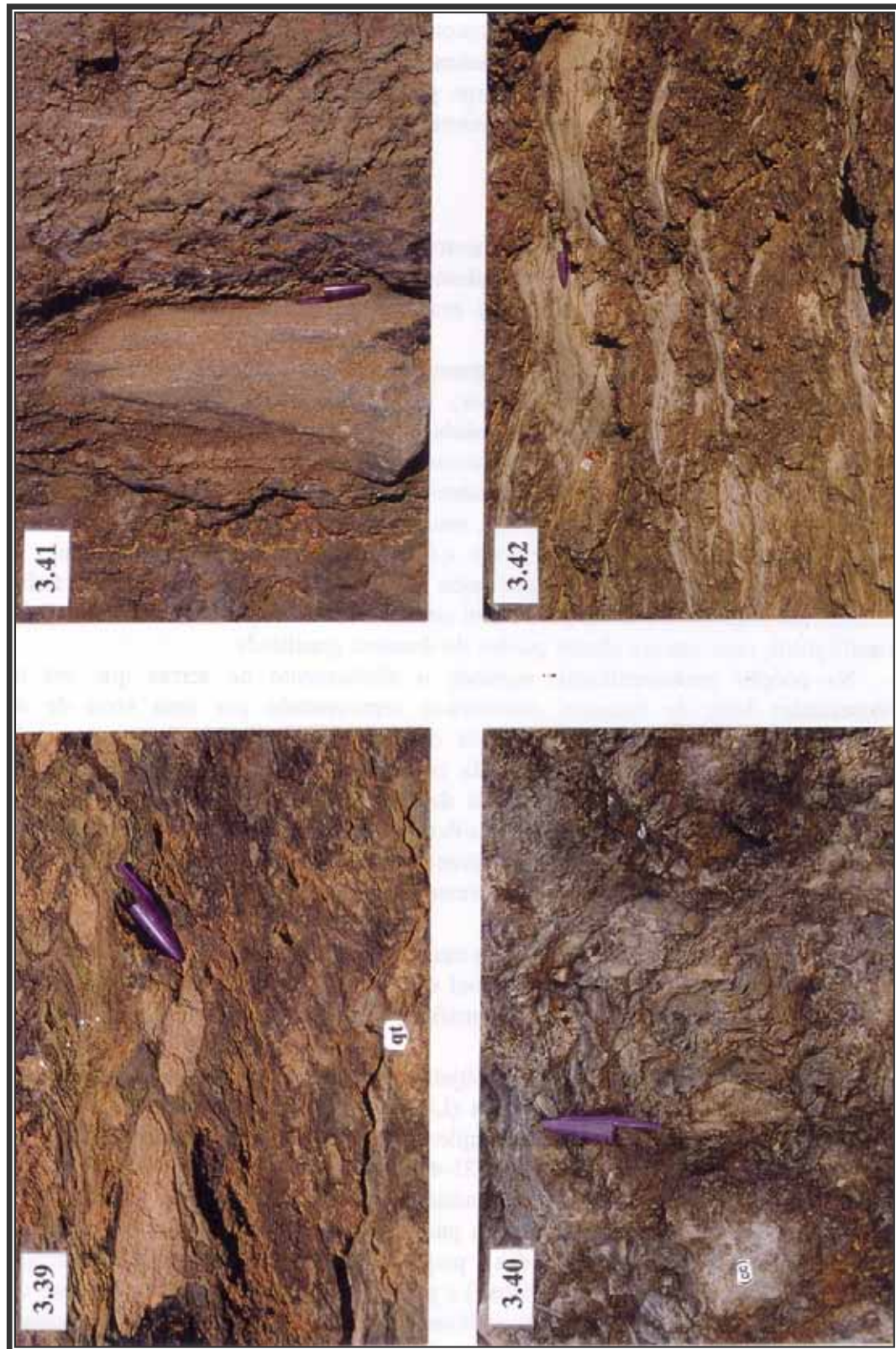
Fotografia 3.41 - Parte de uma lente (*boudin*?) de metacalcário impuro encaixada em rocha calciossilicática do mesmo corpo da Foto 3.40.

Plano subparalelo ao xz.

Fotógrafo: J. C. Cavalcante.

Fotografia 3.42 - Metarenito fino dobrado e transposto, intercalado no horizonte calciossilicático referenciado nas Fotos 3.40 e 3.41. Superfícies de transposição bastante irregulares.

Fotógrafo: J. C. Cavalcante.



3.6.1- O Complexo Granitóide Pereiro

A sua área de distribuição como mostrada na Fig. 3.1 e anexos I e II, traduz uma associação de corpos e/ou fácies de granulometria e composição distintas, com colorações próximas, destacando-se os tons cinza rosados (rocha sã) e esbranquiçados (rocha alterada).

No geral, dominam os litotipos de granulação grossa com taxas variadas de pórfiros feldspáticos (Corpo Pereiro *stricto sensu*), geralmente pouco deformados e com uma foliação magmática de alto ângulo, paralela e subparalela a gnaissificação interna e a foliação milonítica das zonas de cisalhamento marginais.

Freqüentemente, servem de encaixantes para corpos plutônicos intermediários, de dimensões centimétricas a quilométricas, sendo os mais importantes os de Dr. Severiano e Açude Novo-Chabocão, pela parte norte, e Caiçara (Icozinho), pelo extremo sul.

Fatias do embasamento ortognáissico (não diferenciadas no presente trabalho), parcialmente migmatítico e, em parte, com estrutura facoidal, por vezes encaixando lentes de anfíbolitos, ocorrem em alguns pontos do domínio granitóide.

Na porção norte-ocidental, segundo o alinhamento de serras que vai ter às proximidades leste de Iracema, encontra-se representado por uma série de diques subparalelos encaixados em ortognaisses cinzentos granodioríticos. Uma compleição similar foi observada noutros pontos da zona de influência do contato granitóide x embasamento, granitóide x Grupo Serra de São José (p.ex., nas seções Encanto -São Miguel-Jaguaribe, Encanto-Dr. Severiano-Pereiro, São Miguel-Venha Ver e Icó-Iara).

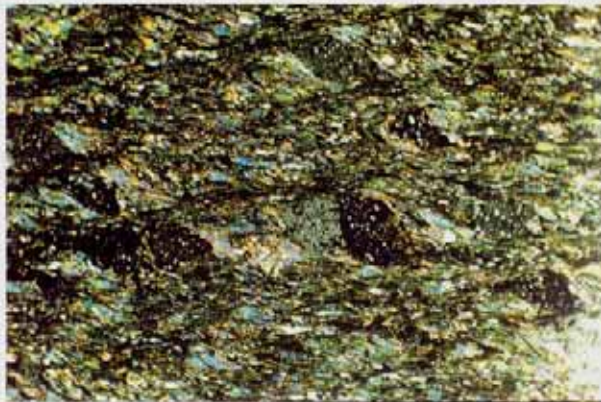
Suas relações de corpos intrusivos nas metassupracrustais admitidas como estaterianas, das Faixas Jaguaribe e Extremo Oeste Potiguar, são observadas em vários locais.

Em escala de afloramentos, a fácies mais representativa é, corriqueiramente, marcada por uma relativa monotonia composicional e estrutural (excluindo-se estruturas frágeis), só quebrada pela presença de enclaves máficos de dimensões variadas e hipermáficas centimétricos.

Partindo-se dos 7 exemplares (5 objetos de determinação cronoradiométrica - v. Capítulo 5) e dos informes da literatura (Lira 1981, Rêgo 1981, Medeiros Neto 1981, Souza 1984), a principal fácies do Complexo Pereiro encontra-se constituída por tipos petrográficos que encerram o quartzo (25-40%) em grãos anédricos, tanto intersticiais como em pórfiros, por vezes deformados ou estirados e com extinção ondulante (variedade local com marcante estrutura gnaissica); k-feldspato (20-40 %), chegando a ser o feldspato dominante, em grandes e pequenos cristais hipidiomórficos, parcialmente geminados (Albita-Periclíneo e Carlsbad) e pertíticos; plagioclásio (20-40%), em cristais hipídio e xenomórficos, em parte poiquilíticos (inclusões de quartzo e apatita), geminados (Albita e Albita-Carlsbad) e com alguma deformação e bordas mirmequíticas, além de indivíduos parcialmente saussuritizados; hornblenda verde-ferrohastingsita (5-15%), constituindo-se em unidades subédricas e anédricas de tamanhos variados e parcialmente alteradas a opacos e epidoto (inclusões de quartzo e opacos), dispostas numa direção preferencial (traço da gnaissificação x foliação magmática); biotita, geralmente em muito baixa porcentagem, pode aparecer como mineral de alteração do anfibólio (tem-se exemplares em que chega a atingir 10%); e, como minerais acessórios, apatita, epidoto, opacos, titanita, zircão, alanita e carbonato.



Fotografia 3.43 - Metatufo ácido exibindo porfiroclastos de quartzo, em parte desmembrados ou microgranularizados, imersos numa matriz formada basicamente de quartzo, muscovita e opacos. L - Lente policristalina de quartzo num desenho de dobra intrafoliar sem raiz. Plano xz. Nicóis cruzados. Aumento 1x (2,5 cm = 0,975 mm). Local da amostragem: aprox. 5 km NW da cidade de Poço Dantas.



Fotografia 3.44 - Metatufo riolítico marcado por porfiroclastos sigmoidais de k-feldspatos poiquilíticos (alinhamentos das inclusões de quartzo segundo *trends* oblíquos a S e C, dominantes, e paralelos a S). Matriz com predomínio de muscovita e biotita. Obs.: Seção delgada da rocha com colagem invertida (giro de 180°); indicadores cinemáticos sinistrais correspondem a dextrais. Plano xz. Aumento 1x (2,5 cm = 0,975 mm). Local da amostragem: Minhuins (SE de Venha Ver).

As oscilações na razão k-feldspato/plagioclásio que definem as variedades graníticas e granodioríticas, geralmente se mostram condicionadas a porcentagem de pórfiros do primeiro mineral nas seções delgadas. Assim, tem-se contextos em que, numa mesma lâmina, delimitam-se subáreas de composições granodiorítica e granítica, com média modal para esta última (acrescendo-se os grandes cristais de k-feldspato).

Para os termos mais deformados, aponta-se uma alternância entre estreitas bandas de grauometria mais fina com cristais de quartzo estirados e parcialmente recristalizados e bandas menos microgranularizadas e com frequentes cristais lenticulares de microclina

maclada segundo as leis Albita-Periclínio, por vezes com descontinuidades e ondulações dos geminados.

Exemplar da fácies mais grossa, com certa regularidade granulométrica da matriz, chega a ostentar pórfiros de k-feldspato zonados e com macropertitas.

Por seu turno os leucogranitos gnáissicos, de grã média a grossa, posicionam-se como corpos ou fácies marginais, especialmente pelo lado oriental, bem como apófises - *sheets* encaixados no Grupo Serra de São José e com xenólitos de litotipos do mesmo (p.ex., a W de Encanto).

Mesoscopicamente, mostram graus variados de deformação dúctil e frágil, aumentando de oeste para leste, numa progressão que marca a calha de preservação das rochas metavulcanossedimentares do citado grupo, entre o domínio anterior e o embasamento.

Exibem textura granular xenomórfica orientada a protomilonítica, onde desta ca-se a presença de: quartzo (20-45%), em cristais intersticiais e em grãos maiores estirados, em parte com extinção ondulante; plagioclásio (15-25%) em grãos anédricos, parcialmente saussuritizadas, geminados e com crescimento mirmequítico; k-feldspato (30-40%), em grãos de tamanhos variados, tanto na matriz como em pequenos pórfiros de contornos arredondados, elipsoidais e irregulares, em parte saussuritizados, geminado segundo Albita-Periclíneo e Carlsbad, mirmequítico e pertítico (tipos *flame* e *string*); hornblenda-ferrohastingsita e biotita (< 5%), em pequenos e esparsos cristais; e, como minerais acessórios e de alteração, opacos, titanita, apatita, epidoto, muscovita-sericita, carbonato e zircão.

Biotita-granitos cinzentos, mais ou menos equigranulares, formam jazimentos às cercanias de Venha Ver e exibem textura xeno-hipidiomórfica granular pouco orientada, constituída basicamente de microclina, quartzo e plagioclásio, além de uma baixa porcentagem de biotita (< 10%). Este litótipo é similar aos relacionados à suite dos granitóides tardi- a pós-tectônicos (tipo Cangati).

3.6.2 - Suítes básico-intermediárias

Constituem edifícios de projeções arredondadas, elipsoidais e em gota, formados de dioritos, quartzo dioritos, monzodioritos, monzonitos e, subsidiariamente, gabros e monzogranitos, por vezes com fácies quartzo sieníticas e diques anelares deformados (ex., Canindezinho e Poço Dantas, respectivamente). Dentre eles, os que julgamos de algum interesse para os objetivos do presente trabalho dizem respeito aqueles mais afins aos eventos plutônicos geradores do Complexo Granitóide Pereiro. Assim, foram objetos de observações, mesmo que sumárias, os corpos de Poço Dantas, Canindezinho, Caldeirão, Dr. Severiano e Açude Novo.

Mesoscopicamente, são rochas de tonalidades cinzentas até negras, com xenólitos das encaixantes (quartzitos, micaxistos e gnaisses - para o corpo de Poço Dantas) e com as fácies mais claras (monzodiorítica a monzograníticas) com enclaves (autólitos) das fácies mais escuras (dioríticas a gabróides).

Geralmente encontram-se marcados por uma foliação, tanto discreta como pronunciada.

Para a ocorrência da vila Caldeirão (norte de Venha Ver), o corpo exhibe contatos bastante irregulares, tanto em relação aos leucogranitóides como às rochas gnáissico-

migmatíticas do embasamento. Observam-se xenólitos desse embasamento e uma oscilação petrográfica-estrutural interna desde rochas gnáissicas de grã fina a grossa, com particularizações (*cumulatus*) formadas, quase exclusivamente, de minerais ferromagnesianos. Ostentam quadros mineralógicos modais de diorito, quartzo diorito e monzonito gnaissificados, com anfibólio e ($\pm$) biotita.

Também, em jazimentos onde relações de contatos não foram observadas, ocorrem as rochas intermediárias de Dr. Severiano, exibindo caracteres deformacionais desde discretos até fortes (estrutura gnáissica com marcante estiramento ou gnássico -xistosa), com fácies xenolíticas (fatias decimétricas a métricas do embasamento ortognaissico, em parte injetado de leucogranito pegmatóide, gnaissificado - formando peças de cantos arredondados ou lenticulares) e autolíticas (fácies mais escuras). Ainda, se mostram encaixando estreitos diques e vênulas quartzo-feldspáticas, tanto dispostos segundo a foliação como dobradas ao feitiço ptigmático.

Para o corpo de Açude Novo, somam-se litotipos de granulometria grossa a muito grossa, cinza-escuros a negros (gabros?), que se associam aos termos dioríticos.

CAPÍTULO 4

ESTRUTURAS E METAMORFISMO

4.1 - Considerações iniciais.

Uma macrovisão da área, em termos dos principais traços estruturais (zonas de cisalhamentos retolineares e curvilineares e fotolineações em arranjos diversos), foi delineada por Campos *et al.* (1979), em cartas geológicas básicas (escala de reconhecimento - 1:250.000). Trabalhos regionais subsequentes não imprimem fortes modificações ao desenho destes autores.

Os mais importantes sistemas de fotolineamentos (zonas de cisalhamentos), em grande parte com longos segmentos retilíneos, como o de Senador Pompeu (ZCSP) e, preferencialmente, o de Patos (ZCP) passaram a ser admitidos, a partir da década de 60, como limites de importantes e extensos blocos ou sistemas de blocos tectônicos.

Acordando com o descrito no Capítulo 2, a ZCP constitui -se na descontinuidade que vem sendo utilizada na separação entre os domínios tectônicos Central e Setentrional da Província Borborema. Enquanto, para o presente estudo, a ZCSP e a Zona de Cisalhamento Portalegre (ZCPa), extensiva até a Zona de Cisalhamento Malta -Farias Brito (Figs. 2.3 e 3.1), são admitidas como limites ocidental e oriental, respectivamente, do sistema de blocos tectonoestruturais referenciados como Terrenos (Sistema) Jaguaribeanos.

O mosaico estrutural básico, para a área estudada e vizinhas ocidentais, meridionais e orientais, com base nos arranjos das fotolineações e fotolineamentos, é de fácil reconhecimento, abarcando 5 setores principais, sendo 4 de rochas cristalinas e correspondentes aos grandes blocos Mombaça, Banabuiú, Jaguaretama, Iracema, Tenente Ananias e Assaré, ficando o último por conta das coberturas sedimentares mesozóicas da Bacia Potiguar.

Ao feitio de ornamentos a esses blocos estruturais, ocorrem subsetores de marcante retolinearidade e, em parte, expostos como realces topográficos (p.ex., Orós e Jaguaribe).

Na Faixa Jaguaribe, fugindo a essa organização, aparece um segmento anômalo na parte setentrional (Foto 4.1), cujo arranjo das fotolineações leva ao desenho de um padrão de interferência do tipo 3 de Ramsay (1967).

Em trato vizinho a porção norte-oriental da Faixa Orós, delineia-se um padrão de dobras fechadas (isoclinais), com traços axiais NNE, subparalelos aos fotolineamentos e fotolineações deste subsetor e envolvendo rochas do Bloco Jaguaretama (Foto 4.2).

Um dos caracteres mais marcantes no bloqueamento dessas unidades litoestruturais, por intermédio de imagens Landsat 5 -TM (banda 4), relaciona-se aos efeitos da “tectônica granítica”, bem marcada nos blocos Banabuiú, Iracema e Tenente Ananias.

Outros aspectos macroscópicos são relacionados nas fotos 4.1, 4.2 e 4.3, bem como em itens subsequentes.

Por seu turno, a nomenclatura metamorfo-estrutural utilizada é similar aquela adotada por Sá (1991), para a Faixa Orós, nos seguintes termos:

a) F_n - Fase deformacional responsável pelo desenvolvimento de uma foliação ou bandamento gnáissico-migmatítico (S_n) exposto de forma penetrativa e particular nos complexos arqueano-paleoproterozóicos, francamente intrudidos pelos g ranitóides (*augen*

gnais) estaterianos das faixas Orós e Jaguaribe, e litocorrelatos na Faixa Extremo Oeste Potiguar, sendo dobrada e redobrada em estilos diversos (coaxiais ou não), em parte decorrentes de processos ligados a evolução tectono-metamórfica das unidades estaterianas, relacionando-se a um metamorfismo regional Mn.

Fotografia 4.1 - Imagem Landsat 5 - TM, Banda 4, abarcando importantes tratos da Faixa Jaguaribe, compreendidos entre a localidade que lhe empresta o nome (J) e Orós, Alto Santo (AS), Iracema (IR) e Pau dos Ferros. Destaque para a faixa linear central (Zona de Cisalhamento Jaguaribe e paralelas), lineações desenhando formas elipsoidais subparalelas aos lineamentos centrais, bem como estes dispostos plano-axiais a uma configuração do tipo dobra em laço. O lineamento que traduz a Zona de Cisalhamento Icozinho, com extensividade à Sequência Extremo Oeste Potiguar (SEOP), tem na dissimetria dos corpos intrusivos, em ambos os lados, uma forte indicação da cinemática dextral dessa zona. Também, o formato em gota do corpo de Canindezinho (NE de Iracema), é um ótimo indicador cinemático.

Legenda para o *overlay* da interpretação estrutural, com apontamento dos conjuntos litológicos conhecidos:

TQ - Coberturas sedimentares cenozóicas; K - Bacias sedimentares mesozóicas; γ - Granitóides diversos (γ P - Complexo Granitóide Pereiro); μ - Corpos intrusivos, predominantemente plutônicas intermediárias; SJ - Sequência Jaguaribe e metaplutônicas estaterianas; SEOP - Sequência Extremo Oeste Potiguar; E - Área de rochas gnáissico-migmáticas no domínio dos granitóides Pereiro; Cj - Complexo Jaguaretama; Ci - Complexo Iracema/Caicó



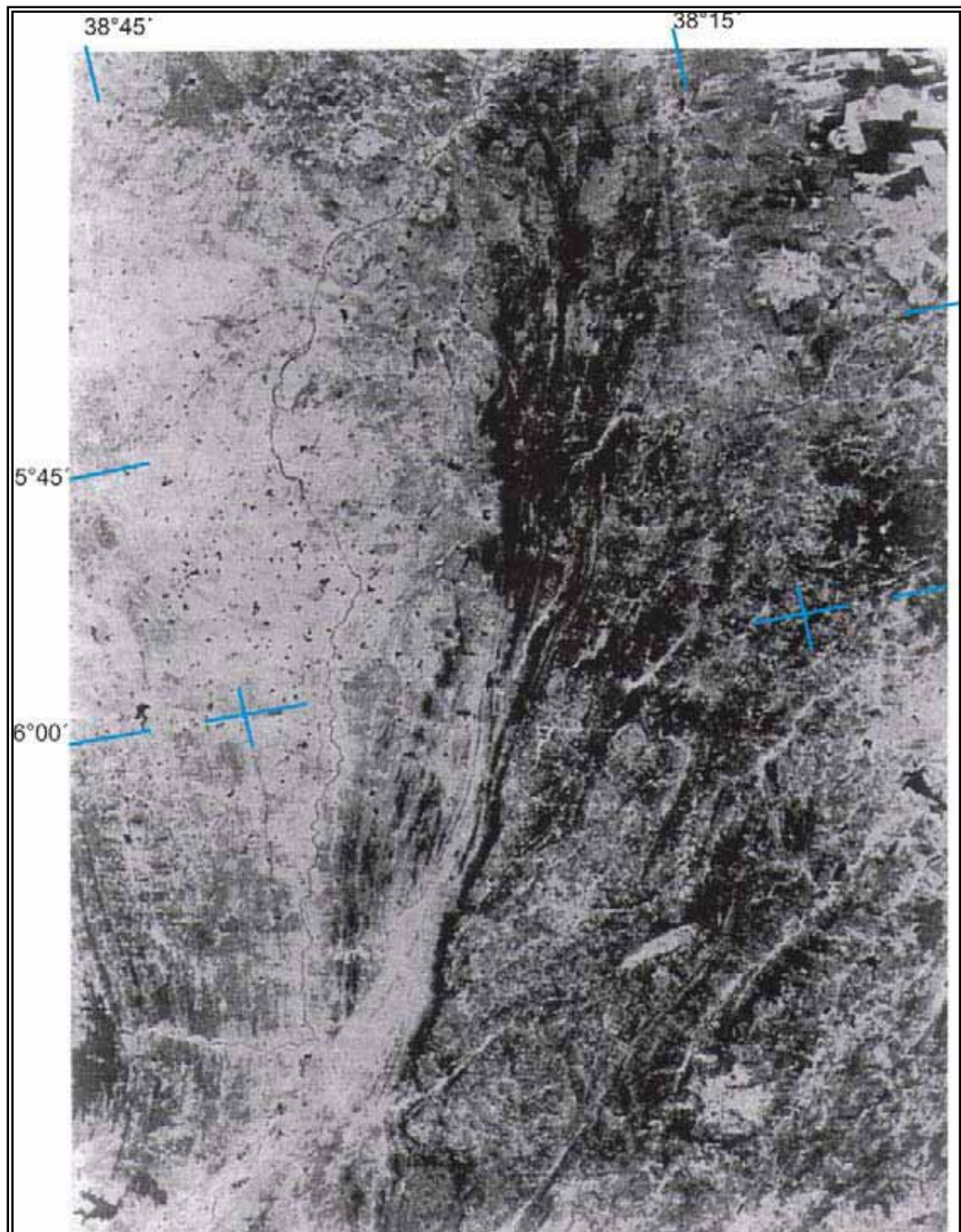
Lineações fotogeológicas



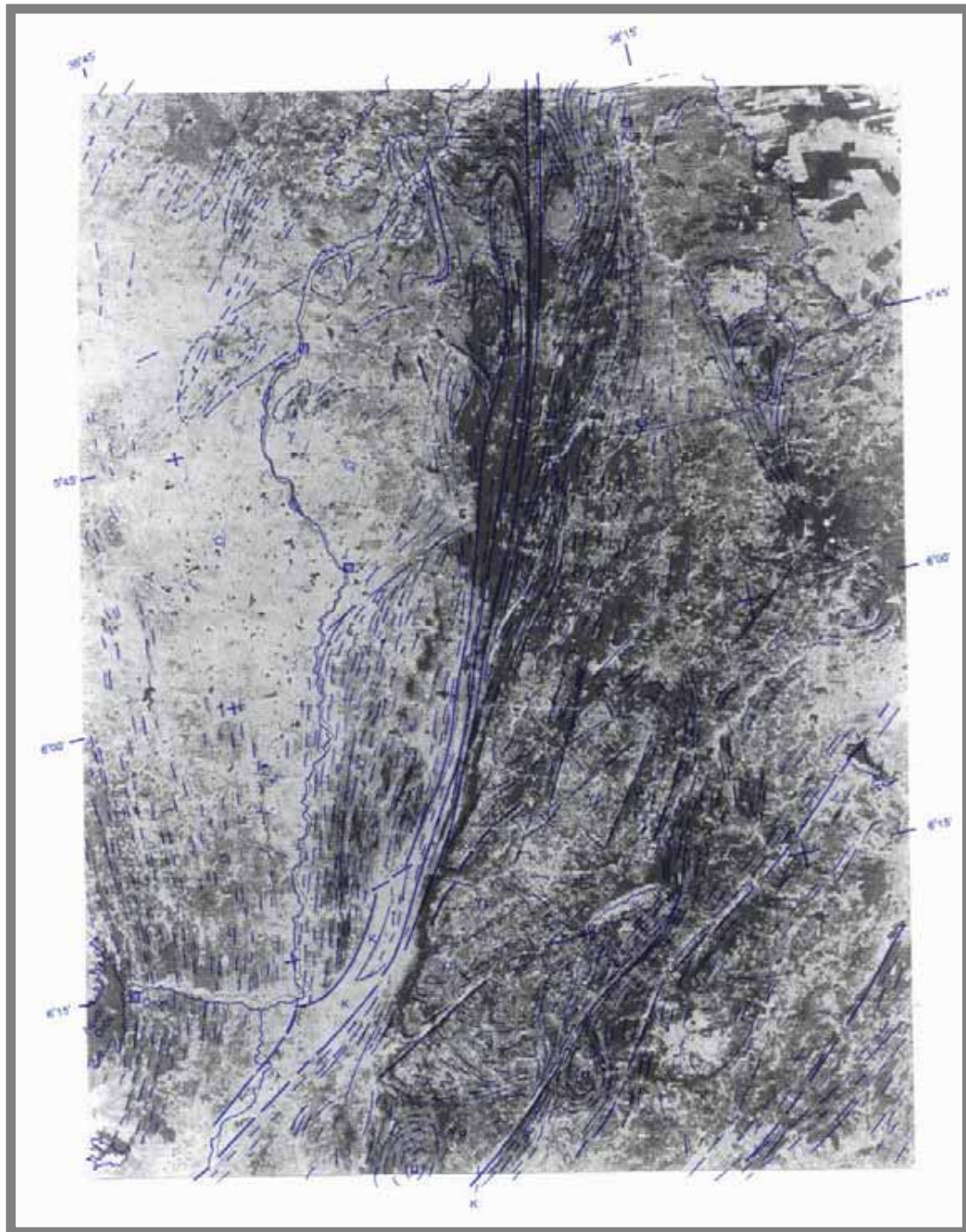
Lineamentos fotogeológicos



Diques



Fotografia 4.1



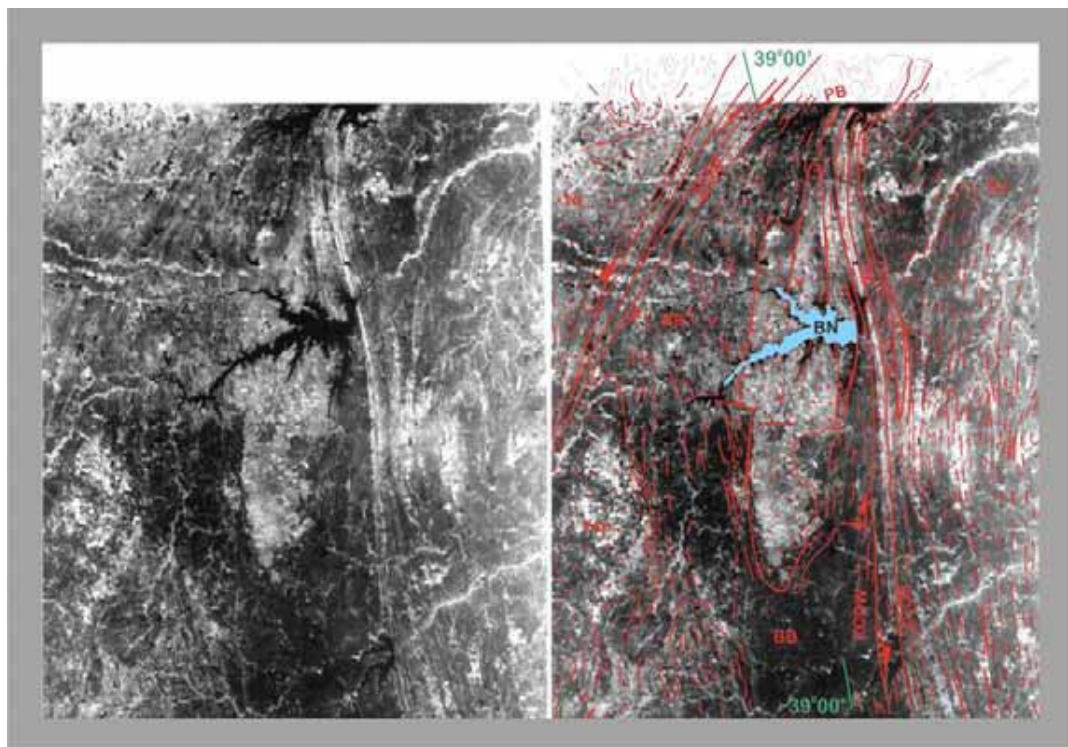
Fotografia 4.1 com superposição de *overlay*.

Fotografia 4.2 - Visão macroscópica de um segmento da Faixa Orós, entre Solonópole (proximidade do limite sul (a sudeste) e o Açude Pedra Branca (PB). Destaque para a pequena espessura do principal domínio metassedimentar e a aproximação dos lineamentos fotogeológicos que marcam os traçados das chamadas zonas de cisalhamentos Orós Leste (ZCOE) e Orós Oeste (ZCOW, além da alta taxa de corpos granitóides (γ) do lado W da ZCOW. Nota-se, também, uma representação da Zona de Cisalhamento Senador Pompeu (ZCSP) por diversos lineamentos, bem como sua aproximação dos lineamentos da Faixa Orós, em sua curvatura na região do Açude Pedra Branca ("virgação de Banabuiú" - Parente & Arthaud 1995).

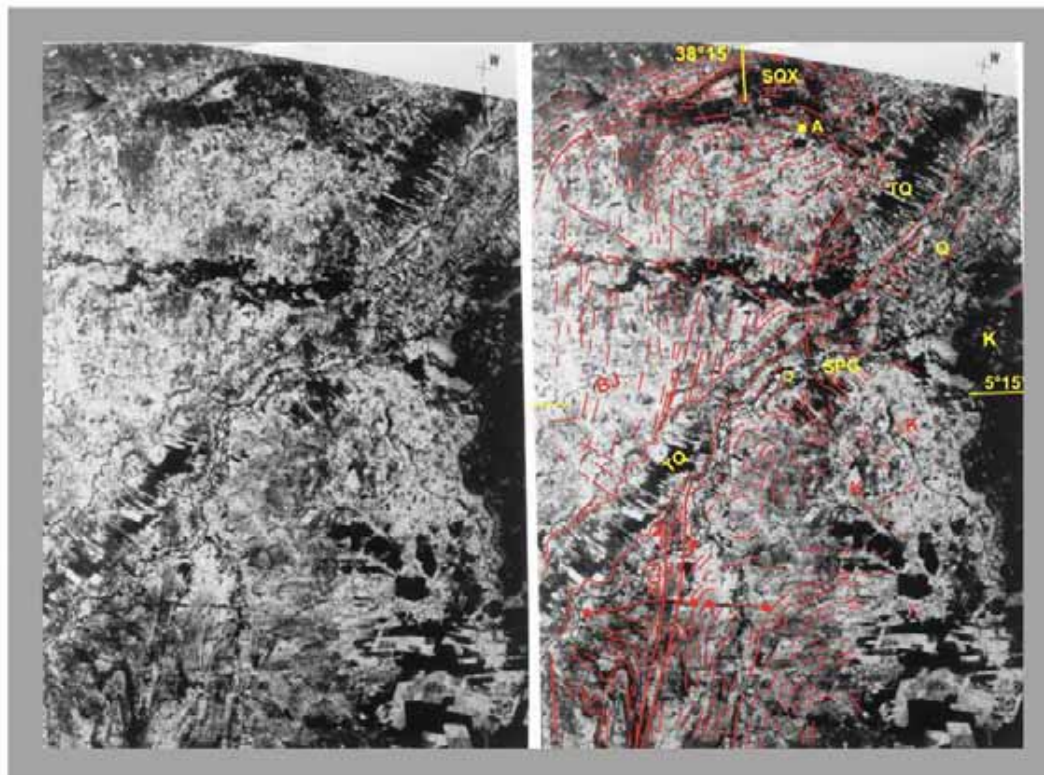
BB - Bloco Banabuiú; BJ - Bloco Jaguaretama. Outras convenções - v. Foto 4.1.
Imagem Landsat 5 - TM, Banda 4.

Fotografia 4.3 - Visão macroscópica da parte norte na Faixa Jaguaribe numa região com amplas coberturas sedimentares mesoceno-zóicas (Q, T e K). Nota-se uma baixa resolução para a Sequência Peixe Gordo (SPG) e para a continuidade dos lineamentos de Jaguaribe (ZCJ). Destaca-se um lineamento NE (v. disposição do curso do Rio Jaguaribe, a NE, e forma da área de cobertura sedimentar cenozóica, no quadrante SW), denunciando uma estruturação neotectônica. Observa-se, ainda, que o arranjo geométrico da Sequência Bixopá (SQX), com concavidade voltada para sul, sinaliza um prolongamento até a SPG.

A - Bixopá; demais convenções, v. Foto 4.1.



Fotografia 4.2 (a,b)



Fotografia 4.3 (a,b)

b) F_1 - Fase de deformação inicial para as rochas dos grupos Orós e Serra de São José, conceituada por Sá (1991), na área tipo do primeiro grupo, como sendo responsável pelo desenvolvimento de um bandamento de solução por pressão, relacionando-se a um metamorfismo da fácies xisto verde (M_1).

c) F_2 - Fase de maior penetratividade e fartamente denunciada por uma xistosidade S_2 , ligada a dobramentos isoclinais e marcada por uma mineralogia que atinge condições de PT da fácies anfibolito.

d) F_3 - Fase de deformação admitida como sendo responsável por uma amplificação e giros das dobras de F_2 e desenvolvimento de dobras em bainha e superfícies S_3 , miloníticas ou não (estruturas dúcteis e dúctil-frágeis subsequentes ou tardias foram inseridas numa subfase F_{3t} , ligada ao aparecimento de superfícies S_{3t}).

Estruturas relacionadas a deformações frágeis ligadas a movimentos extensionais fanerozóicos, pós-Ciclo Brasileiro, são descritas de forma genérica.

Neste capítulo, adota-se o modelo de apresentação utilizado no capítulo anterior, ou seja, de um relato por faixas.

4.2 - A Faixa Orós

Para a sequência metavulcanossedimentar e metaplutônicas cronocorrelatas, Braga & Mendonça (1984) reconheceram duas fases de deformações, sendo a inicial penetrativa, de regime dúctil e responsável por dobramentos e transposições estruturais e a segunda promotora de suaves ondulações com eixos dispostos segundo NW -SE.

Nos pensamentos de Sá (1991) e seguidores (p.ex., Parente 1995 e Gomes & Vasconcelos 1993) a Sequência Orós encontra-se marcada por 3 fases deformativas, sendo a segunda a mais importante e com desenvolvimento que atingiu a fácies anfibolito (isógrada da estaurolita). Contudo, para tratar-se do perímetro trabalhado (especificamente na região de Boqueirão do Cesário-CE), Caby *et al.* (1995) se referem a existência de associação mineral com sillimanita prismática.

4.2.1 - A Fase 1

Para a área-tipo do Grupo Orós, entre Iguatú e Nova Floresta, Sá (1991) denuncia que esta fase deformativa encontra-se refletida, preferencialmente, nos metassedimentos, sendo marcada por uma “foliação penetrativa mas não dominante, definida notadamente pela orientação das biotitas bem como por um bandamento metamórfico descontínuo do tipo *pressure solution banding*, não paralelo a S_0 ”, sendo de baixo discernimento para as rochas competentes.

No segmento revisado, entre esta última localidade e Banabuiú, estruturas relacionadas F_1 , com essas características não foram registradas. Este fato pode dever-se à falta de uma malha de observações mais adensada, visando domínios de mais baixo *strain*.

Ademais, deve-se levar em conta que o Grupo Orós (GO), nesta parte (Fig. 3.1 e Anexo I), exibe pequena expressão lateral, forte compressão (marcante amplificação de dobras e transposição parcial), ausência de importante fração dos estratos superiores e uma expressiva representatividade de camadas competentes (quartzitos e metavulcânicas ácidas).

Também, nesse trato, a erosão foi o suficiente para mostrar a acentuada aproximação entre as chamadas zonas de cisalhamentos dúcteis Orós Leste e Orós Oeste (importante extensividade lateral da foliação milonítica ou de transposição).

Partindo-se desses fatos, devemos esperar um quadro com domínio das estruturas de maior penetratividade, como são as foliações S_2 e S_3 , já que estruturas atribuídas a F_1 , desse lado da Faixa Orós, na região homônima, conforme Sá (*pers. comm.*) relacionam-se a algumas concentrações de micas.

Uma situação particular é mostrada na Foto 4.4, inerente a um afloramento às proximidades da parte ocidental da área trabalhada por Sá (1991), onde a relação planar mais importante é S_2/S_0 .

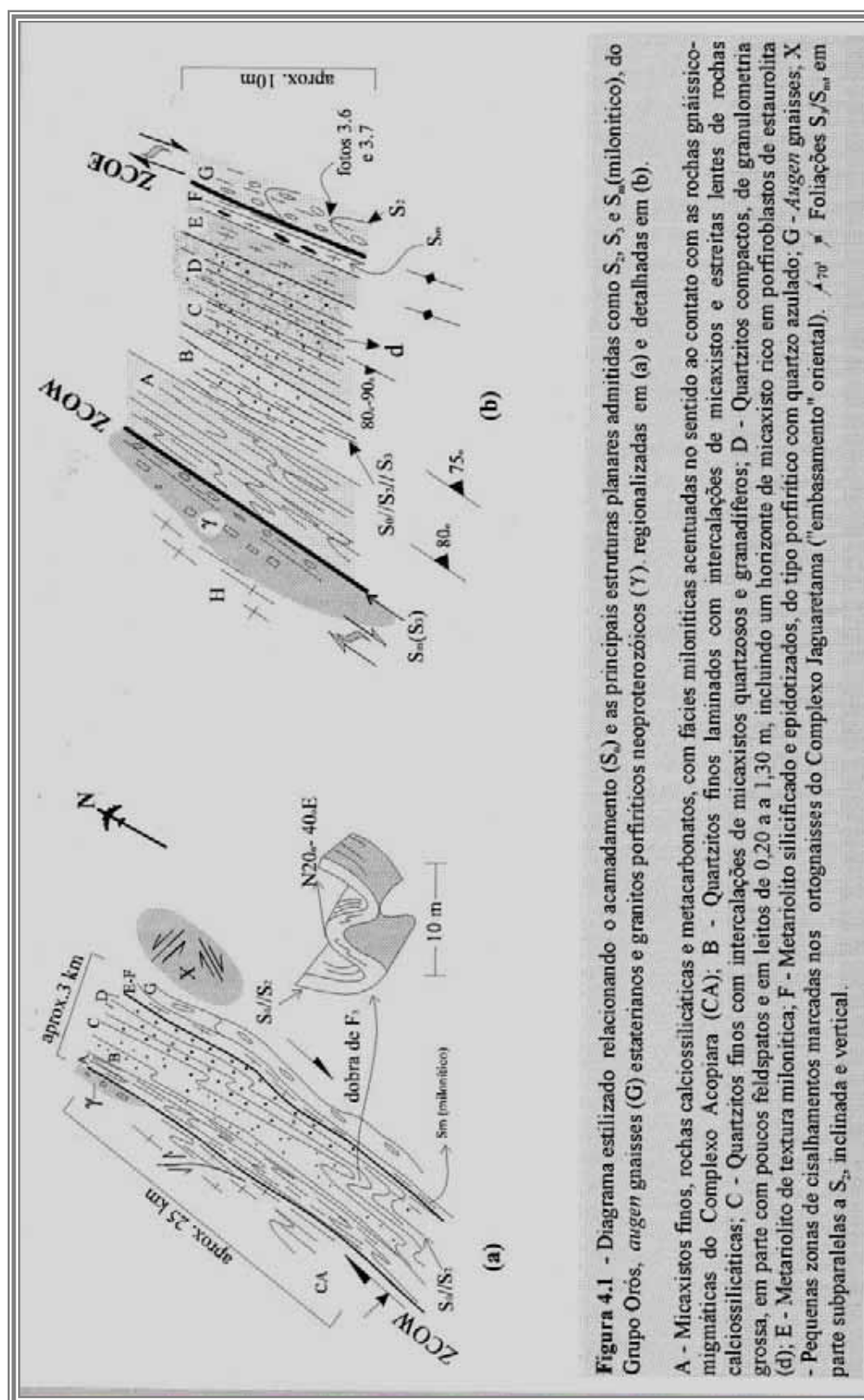
4.2.2 - A Fase F_2

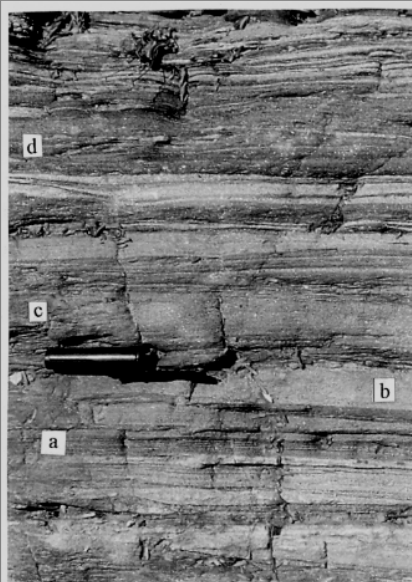
Como já mencionado, trata-se da fase deformacional de maior penetratividade no conjunto das supracrustais metavulcanossedimentares e metaplutônicas estaterianas, sendo a base do arranjo estrutural interno do Grupo Orós. Em grande parte, ao nível de macroescala, os seus traços ostentam disposições paralelas a subparalelas aos de F_3 e de S_0 (marcado nas camadas competentes) (Fotos 4.1 e 4.2), numa tendência regional em torno de NS e com envergadura para NE ao norte de Banabuiú (Fig. 3.1). Dominam mergulhos maiores do que 45° , mormente de caimento para W, chegando à verticalidade.

Mesmo apresentando algumas oscilações nos sentidos de caimento de S_2 os caracteres sedimentares (acamadamento gradacional), relações $S_0 \times S_2$ e mesodobras (Fig. 4.1 e 4.2 e Foto 4.5) não se desenharam como indicadores para o fechamento de macrodobras desta fase.

Em escala mesoscópica, algumas dobras verticais e inclinadas com vergência para leste e mergulhantes (eixos entre NNW e NNE) (Figs. 4.1 e 4.2), desenvolvidas com a utilização de uma superfície com mineralogia similar à de S_2 (biotita + muscovita ou biotita+granada), que poderiam corresponder a um instantâneo incremental tardio de F_2 , foram interpretadas como dobras de F_3 . Esta admissão leva em conta que as dobras elaboradas com S_2 ou S_2/S_0 exibem mergulhos de eixos cada vez mais fortes no sentido às zonas de cisalhamento, passando a domínios de transposição estrutural. Esse cenário sugere uma trajetória deformacional contínua de F_2 para F_3 .

Por seu turno, o metamorfismo M_2 , para o trato pesquisado, atingiu a fácies anfibolito (isógrada da estauroлита - Foto 4.6; detalhes em Sá 1991). Paragênese do pico metamórfico é dada pela coexistência de granada + estauroлита + biotita. Contudo, em níveis crustais mais profundos, principalmente relacionados às rochas do complexo gnáissico-migmatítico oriental (Bloco Banabuiú), as relações estruturais de campo apontam para um processo deformacional que envolve espaços com geração de *melting* granitóides. Também, pequenos cristais de fibrolita foram observados em muscovita quartzitos da região de Ibicutinga (proximidades do canto NW da Folha Morada Nova), bem como lentes quartzo-feldspáticas (fundidos anatéticos) em micaxistos, sinalizando exposições de níveis crustais mais profundos no sentido NE (p.ex., região de Boqueirão do Cesário).





Fotografia 4.4 – Metassedimentos carbonáticos do Grupo Orós (Fm. Santarém) exibindo acamadamento planar paralelo, com leitos muito finos a finos. Realce para as relações entre o acamadamento (S_0) e a foliação S_2 , além de minidobras assimétricas e *boudins*. **a** – metaritimitos calcíferos, **b** – metarenitos finos/metassiltitos calcíferos, **c** – metacalcários silicosos, **d** – metamargas/rochas calciossilicáticas (pontuações esbranquiçadas = carbonatos). Corte quase-planta. Local: aprox. 6 km W da cidade de Nova Floresta (CE), no sentido à São José de Solonópole. Fotógrafo: J. C. Cavalcante.

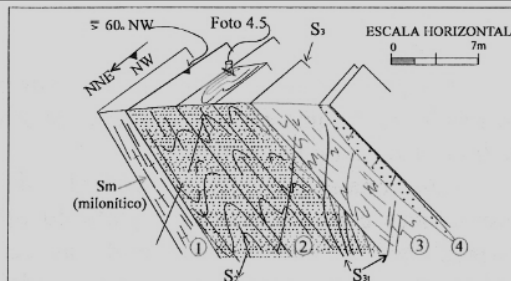
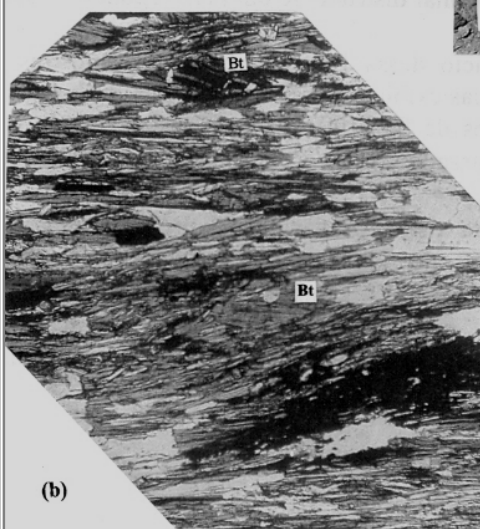
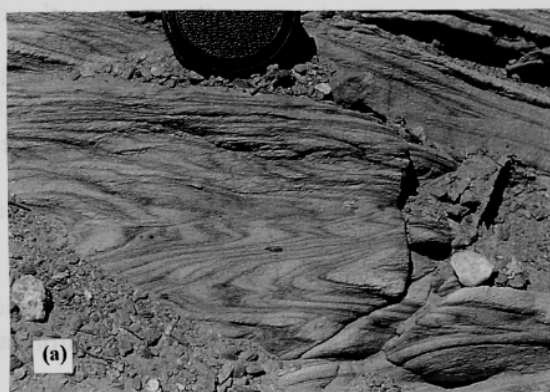


Figura 4.2 - Relações S_0 , S_2 , S_3 e S_{3D} num segmento da seção inferior do Grupo Orós. 1 - metariolito milonitizado (ZCOE), 2 - domínio de quartzitos, subordinando leitos de micaxistos, 3 - domínio de micaxistos a granada, estaurólita, +/- andalusita e grafita, 4 - quartzito. Local: Ombreira direita do corpo da barragem do Açude Banabuiú.



Fotografia 4.5 – (a) – Seção xz , em relação ao elipsóide de deformação finita dos milonitos da Zona de Cisalhamento Orós Leste (ZCOE), envolvendo um sistema de dobras de eixos mergulhantes (Fig. 4.2) e com dissimetria coerente com a transpressão dextral dessa ZCOE. Transposição local de $S_2//S_0$ (v. Foto 4.5b), S_3 desenvolvida plano-axialmente e com marcante refração nos leitos quartzíticos. Em (b), detalhe microscópico da relação da foliação admitida como S_3 , em domínio de transposição de (a). **Bt** – Biotita de F_2 , com *kinks* e opacos ocupando espaços de clivagem. Aumento 4x (2,5 cm = 0,25 mm) e ND. Local da amostragem: v. Fig 4.2. Fotógrafo: J. C. Cavalcante.

4.2.3 - A Fase F_3

A esta fase deve-se importantes estruturas do segmento estudado, com um S_3 oscilando desde uma simples clivagem de fratura até uma bem desenvolvida xistosidade de transposição ou milonítica.

Relaciona-se ao desenvolvimento de dobras abertas e fechadas, geralmente assimétricas e mergulhantes, em parte do tipo *sheath folds*, com taxas de transposição variadas, que acentua-se no sentido às zonas de cisalhamentos, com valores de λ dependendo da composição de cada corpo deformado.

Nos quartzitos puros, encontra-se preferencialmente refletida por uma clivagem de fratura de espaçamento mutável. Lineações minerais (biotita, turmalina, opacos) são normalmente observadas com caimentos de 0° a 40° , tanto no sentido N como S e eixos de dobras e lineação de interseção S_2^3 com variação similar (mergulhos de 25° a 40° , como atributos das dobras de menores λ ; valores superiores a 50° foram localmente registrados).

Seus efeitos como geradora de rochas miloníticas, além de sua influência no embasamento gnáissico-migmatítico, são descritos no item sobre as zonas de cisalhamento dúctil.

Estruturas dúcteis e dúctil-frágeis tardias foram relacionadas a F_{3t} , sendo melhor observadas na porção oriental da faixa, preferencialmente na zona de influência da “virgação de Banabuiú” (v. Parente & Arthaud 1995). Nesse trato, uma clivagem tardia (S_{3t}) caracterizada por uma certa regularidade das atitudes (direção entre NNW e N, e mergulho entre ENE e E, geralmente maiores do que 60°), associa-se a dobras abertas e crenulação (Figs. 4.2 e 4.3 e fotos 4.7 e 4.8). No contexto macroestrutural, essa S_{3t} forma um meio leque centralizado na clivagem vertical dos *augen* gnaisses, a leste, e abrindo-se para oeste. Tudo indica que essa estruturação tem similar na “virgação de Orós”, onde Sá (1991) assinala dobra da terceira fase e uma importante horizontalização de superfícies inicialmente verticais.

As S_{3t} , juntamente com as superfícies de regime dúctil anteriores, mostram-se cortadas por veios e vênulas quartzo-epidotíticas, em parte como lentes ou sucessão de lentes em forma de rosário. Essa fase hidrotermal distribui-se também segundo a foliação S_2 e S milonítico.

O campo de PT para o desenvolvimento dessa F_3 , com base nas amostras com configurações mineralógicas e microtectônicas exibidas nas fotos 3.3, 3.4, 4.5b, 4.6 e 4.8, além de outras observações e nos informes de Sá (1991), foi, inicialmente, da fácies anfíbolito (biotita+granada+estauroлита), passando (F_{3t}) à xisto verde (cloritização e muscovitização), no final.

Relacionado a F_3 , nos leitos dos biotita xistos (granada + estauroлита $\pm$ andalusita), assinala-se um marcante desenvolvimento de muscovita (em parte mimética ou pseudomorfizada sobre biotita ou andalusita). Também em faixas xistosas do embasamento oriental (Bloco Banabuiú), marca-se extensiva muscovitização, com desenvolvimento até tardi- F_3 (ações hidrotermal-pegmatíticas). Aqui, ainda, observa-se a sillimanita desestabilizada para a muscovita.

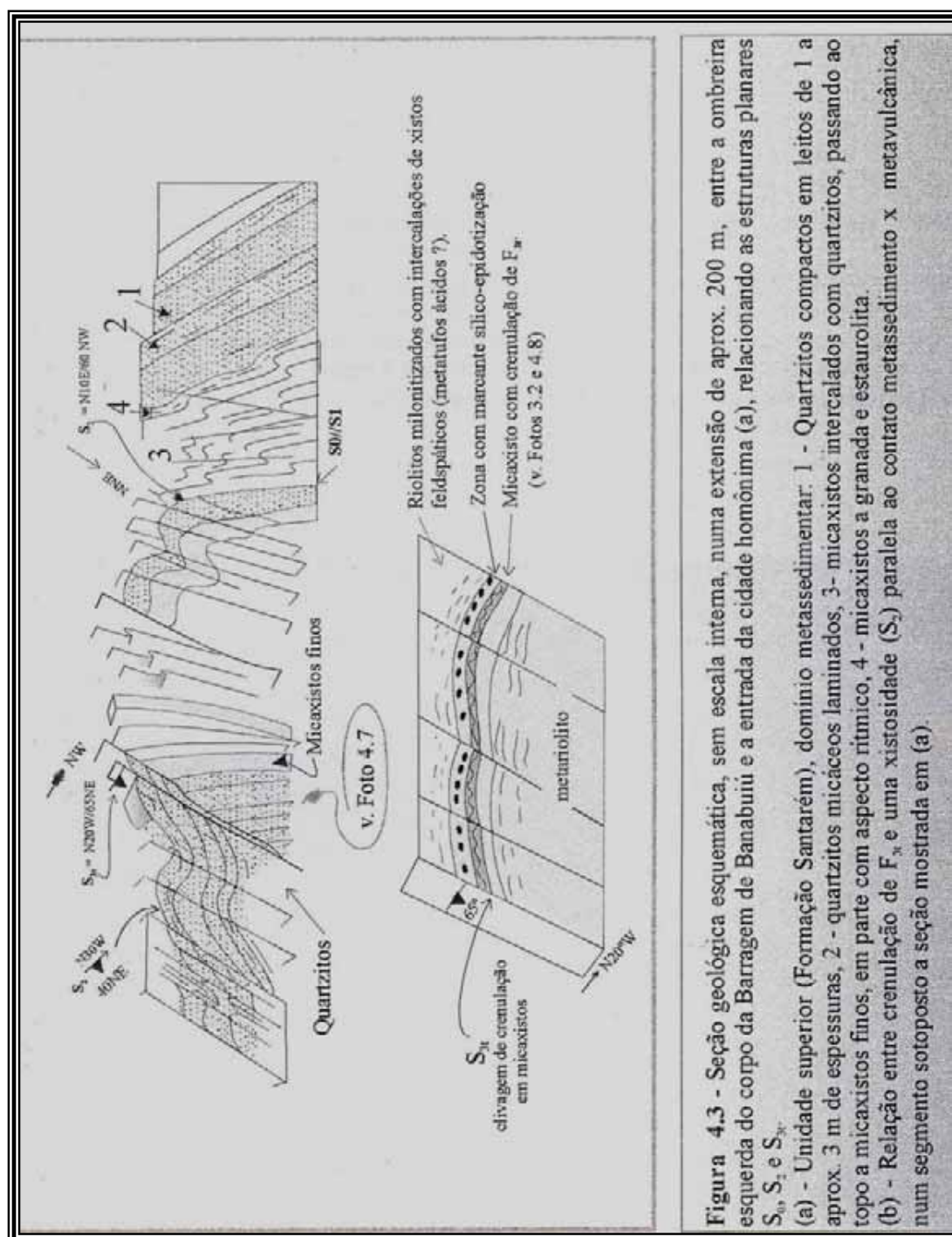


Fotografia 4.6 - Detalhe de um poiquiloblasto de estaurólita (St) rotacionado dextralmente, com inclusões de quartzo, biotita e grafita, e exibindo sobrecrecimento (limite na linha L), relacionado a F_3 , incorporando estes mesmos minerais, num arranjo diferente. Este último aspecto sugere uma blastese lenta em relação a velocidade de rotação - giro de aprox. 135° . Bt - Porfíblasto de biotita de F_2 com *kink-bands*; Mv - Muscovita de F_3 . Pequenas formas circulares e do tipo A correspondem ao material ligante (Araldite).

Plano subparalelo ao xz , cortando uma foliação de transposição relacionada a um S milonítico (S_3) marcado na Zona de Cisalhamento Orós Leste (v. Fig. 4.1).

Aumento 4x (2,5 cm = 0,25 mm) e nicóis cruzados.

Fotógrafo: J. C. Cavalcante.



4.2.4 - As principais zonas de cisalhamento dúctil

Esses elementos estruturais são corriqueiramente reconhecidos tanto no embasamento contíguo como na faixa xistosa. Ao feitiço do supramencionado, os dados coligidos levam a adoção de uma trajetória progressiva dos efeitos miloníticos, entre tardi- F_2 e F_3 . Isto pode ser desenhado com grande facilidade em seções do embasamento até as metassupracrustais do Grupo Orós, onde dobras isoclinais de pequeno λ de superfícies axiais de alto ângulo são progressivamente giradas até a transposição nas ZCs. Nesse caminho inclui pulsos marcados pela ascensão de magmas granitóides, posicionados plano-axialmente. As principais zonas de cisalhamento dúctil são as de Orós Oeste e Leste (ZCOW e ZCOE - Sá 1991).

A ZCOW coloca os metassedimentos do Grupo Orós em contato com o conjunto gnáissico-migmatítico do Bloco Banabuiú e granitóides neoproterozóicos (Fig.3.1), balizando, quase literalmente, o limite oriental dessa sequência. O seu desenvolvimento, ao nível das rochas gnáissicas é marcado, inicialmente, por dobras fechadas e isoclinais, de superfícies axiais de alto ângulo, que foram progressivamente giradas e encurvadas até a transposição (zona milonítica) (Fotos 4.9 e 4.10). Efeitos similares são denunciados pelos metassedimentos. Seu delineamento, ao nível de milonitos das rochas gnáissicas, quando se caminha de S para N, nem sempre é bem precisado, indicando uma concentração de *strain* nos metassedimentos e uma provável e importante ascensão do Bloco Jaguaretama.

Quanto à sua cinemática, tem-se indicadores, tais como sigmóides de k-feldspatos e de unidades rochosas ou de foliação, e relação C-C', que apontam para uma transcorrência dextral (Fotos 4.10 e 4.11). Contudo, deve-se levar em conta que as quantificações efetuadas por Sá (1991), sinalizam para uma importante componente de cisalhamento puro.

A lineação de estiramento mineral é melhor visualizada nas rochas com francas evidências de cisalhamento não-coaxial, sendo geralmente subhorizontais (mergulhos entre 5 e 10°).

Seu desenvolvimento avançou até tempos pós-cristalização dos granitóides porfiríticos, cujas relações de campo sinalizam para um *emplacement* sin-tectônico.

Em termos de litotipos derivados, foram descritos protomilonito, milonito gnáissico e milonito xisto. Unidades brechóides e silicosas (lentes de sílica de dezenas a centenas de metros) parecem representar pulsos cisalhantes transtrativos relacionados às fases de colocação de magmas granitóides. As atitudes são ordinariamente de alto ângulo (>70° / tendência E) com trajetórias dos traços da foliação milonítica entre NNW e NNE, em quase todo segmento revisado.

Por seu turno, a ZCOE tem seus efeitos mais marcantes na seção das metavulcanicas ácidas (metariolitos e metariodacitos), onde estas se mostram com fartas evidências de fluxo milonítico, tanto em escala meso como microscópica (Fotos 3.3 e 3.4). Aqui a foliação milonítica exhibe mergulhos que oscilam entre 40° (região de Banabuiú) a subvertical, no sentido ao corpo de *augen* gnaisses, marcando movimentos oblíquos com lineação de estiramento/mineral com caimentos de baixo a médio ângulos. Por outro lado, a lineação de estiramento (mormente feldspato e quartzo dos metariolitos, metadacitos e *augen* gnaisses) nas bandas de mais alto *strain* e com indicadores de rotação dextral (Foto 4.12), exhibe ângulos de mergulhos de 0° a 15°.

Noutros pontos, esse tipo de lineação não foi objeto de discernimento, registrando-se a presença de tectonitos desenvolvidos com importante componente de cisalhamento puro. Associam-se ainda, lineações de eixos de dobras *a* (mergulhos de valores baixos a altos), de *boudins* (alto ângulo) e de interseção (quando em milonitos envolvendo gnaisses bandados). Dobras de eixos curvos, até perfeitos *sheath folds*, são facilmente marcados tanto no embasamento (Foto 4.13) como nas supracrustais metassedimentares, com parâmetros direcionais e de mergulhos, do eixo cinemático, similares.

Estruturas desenvolvidas sob condições térmicas de crosta dúctil-frágil e frágil são observadas em diversos pontos da área. As mais antigas, preferencialmente observadas nos milonitos dos magmatitos ácidos, são representadas por cataclasitos e brechas.

Nessas condições somam-se, ainda, estruturas relacionadas a uma marcante sílico-epidotização, admitidas como cronocorrelatas aquelas observadas noutros tratos dos estados do Ceará e Piauí, ligadas ao grande evento transtensional que marca preenchimento das bacias molássicas neoproterozóico-eopaleozóicas do Sistema Jaguaribeano (bacias Cocó e Pio IX/São Julião – vulcanossedimentação e plutonismo granitóide).

Zonas de cisalhamento de rotação esquerda e, por vezes, com pequena obliquidade em relação à zona milonítica principal, constituem sistemas antitéticos.

Extensão de C' tardio para a faixa xistosa causa dobramento e deslocamentos dextrais. Essa estrutura, ao nível do embasamento, chega a mostrar-se com um direcionamento em torno de N50-60E, envolvendo muscovitização, seguida de brechação e silicificação.

Como unidades estruturais mais novas que afetam os tectonitos dúcteis e frágeis proterozóico-eopaleozóicos, ocorrem falhas normais e transcorrentes sinistrais, no sentido NW. Superfícies de falhas em torno de E-W (mergulhos com tendência S), ligadas a extensões norte-sul, provavelmente mesoceno-zóicas e, por vezes associadas a pequenas fraturas preenchidas por carbonatos, marcam rotações (basculamentos) de blocos no sentido horário

4.3 - A Faixa Jaguaribe

Para o conjunto metavulcanossedimentar e os *augen* gnaisses dessa faixa, no segmento estudado, observou-se uma estruturação similar à de Orós, onde a estrutura planar mais penetrativa corresponde a S₂. Também não foram registradas estruturas de F₁, ao feitiço das descritas por Sá (1991) para o Grupo Orós.

4.3.1 - A Fase F₁

Estruturas de uma fase F₁, mesmo sendo mencionadas na literatura, só foram relacionadas de modo interrogativo, em dobras intrafoliares, de perfil isoclinal com λ de poucos centímetros, observadas nos quartzitos ferríferos bandados e, assim mesmo, às proximidades de zonas miloníticas. Observações sobre imagens de sensoriamento remoto não corresponderam a expectativa de fechamento de dobras relacionadas a Fase 2.

Em escala de afloramento, algumas configurações sugestivas de dobras desta fase utilizando uma superfície S₁, num arranjo de redobramento coaxial do tipo 3 de Ramsay (1967), mostraram-se como detentoras de uma associação de dobras fechadas e

Fotografia 4.7 - Relações de S_0 , S_2 e S_{30} em metassedimentos (qt - quartzitos e mx - micaxistos finos) da seção inferior da Formação Santarém (v. Fig. 4.3).

Enquadramento no sentido S.

Local: Zona urbana de Banabuiú (CE).

Fotógrafo: J. C. Cavalcante.

Fotografia 4.8 - Visão microscópica de crenulações/*kink-folds* relacionadas a F_{30} em biotita xisto intercalado em riolitos milonitizados (v. Fotos 3.1 a 3.3 e Fig. 4.3) da seção inferior do Grupo Orós (Formação Campo Alegre).

Local da amostragem: Zona urbana de Banabuiú.

Aumento 1 x (2,5 cm = 0,25 mm) e nicóis cruzados.

Fotógrafo: J. C. Cavalcante.

Fotografia 4.9 - Dobras verticais fechadas, com eixos mergulhantes, envolvendo uma superfície $S_n(//S_2?)$ de ortognaisses granodioríticos do Complexo Acopiara (Bloco Banabuiú). A atitude média das superfícies axiais coincidem com aquela da Zona de Cisalhamento Orós Oeste (ZCOW).

Corte: superfície média inclinada de aprox. 35° para N.

Local: 10 km NW da cidade de Nova Floresta (CE).

Fotógrafo: J. C. Cavalcante.

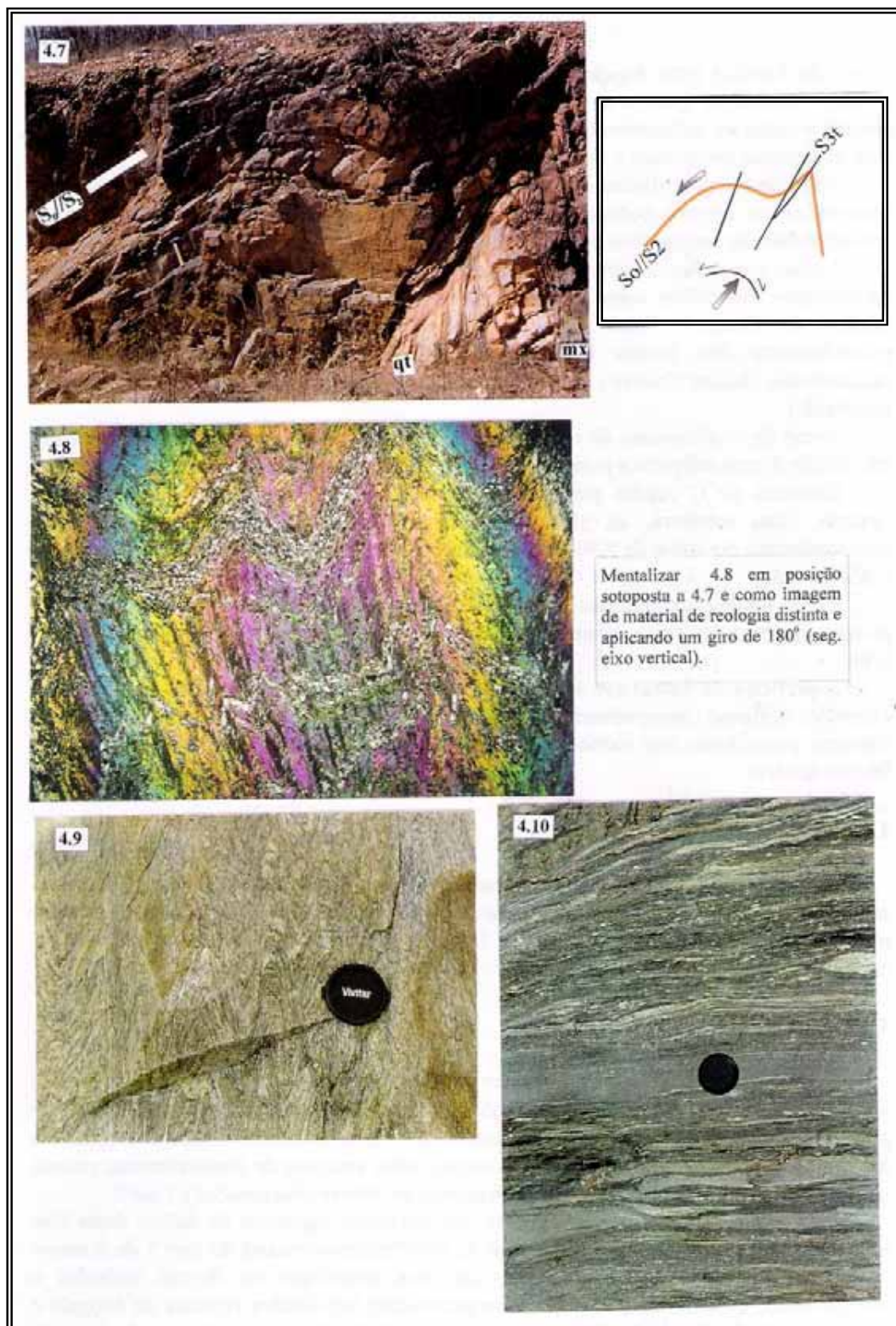
Fotografia 4.10 - Exposição que reflete a influência da ZCOW nos ortognaisses granodiorito-tonalito-graníticos do Bloco Banabuiú. Domina litotipo com porfiroclastos de feldspatos, em parte sigmoidais e apontando para uma cinemática dextral.

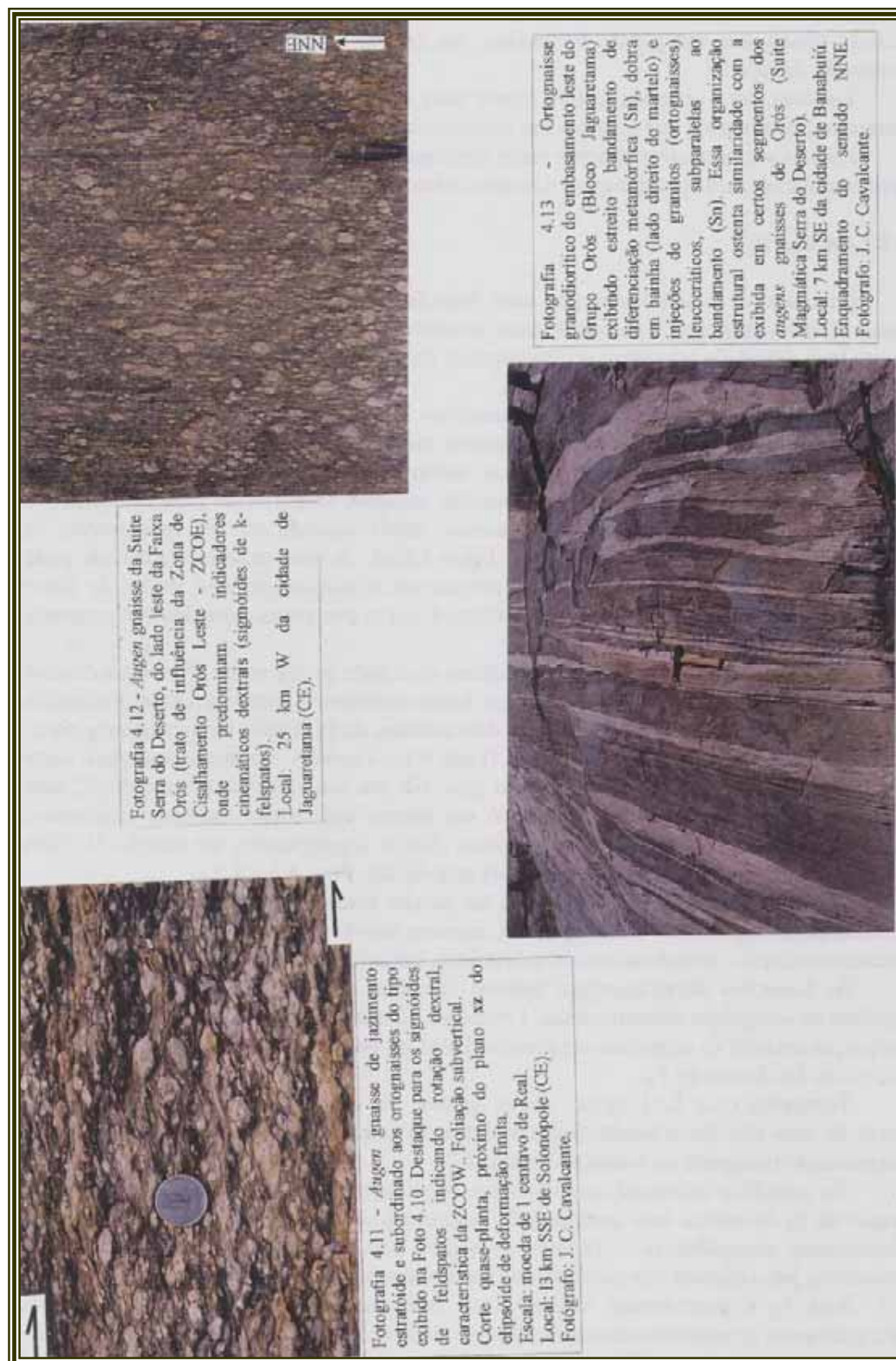
Corte pouco inclinado em relação ao plano xz dos milonitos.

Enquadramento no sentido ENE.

Local: aprox. 25 km NE da cidade de Solonópole.

Fotógrafo: J. C. Cavalcante.





mergulhantes, desenhadas por leitos leucogranitóides boudinados (formas de bengala e bumerangue), desenvolvidas numa zona de importante atuação de esforços de F_3 , que, quando observadas em planos inclinados, em relação a xz milonítico, emite a falsa impressão de laço.

Também, uma observação que sugere um antiga superfície S_1 , é dada por leitos quartzosos boudinados que ocorrem nas metavulcânicas básicas amigdaloidais.

Por sua vez, a relativa simetria entre alternâncias metassedimentos x metavulcânicas certamente traduzem configurações de macrodobras isoclinais de F_2 , com S_0/S_2 .

4.3.2 - A fase F_2

Encontra-se caracterizada por uma foliação penetrativa (S_2) em todo conjunto metavulcanossedimentar e metaplutônicas cronocorrelatas. A extensão dessa unicidade é muito bem delineada em todos os afloramentos de *augen* gnaisses, fora das zonas de mais alto *strain* de F_3 (Fotos 3.16, 4.14 a 4.17).

Nos tratos portadores de heterogeneidades litológicas, com S_2 penetrativa e com atitudes similares em cada leito, os contatos metassedimento *versus* metavulcânica e metavulcânica básico-intermediária *versus* metavulcânica ácida, sugerem um S_2/S_0 e S_2/S magmático. Algumas bandas miloníticas mostram-se paralelas a S_2 , sugerindo o desenvolvimento das zonas de cisalhamento dúctil iniciado em F_2 (pensamento já externado por Sá 1991, em relação a Faixa Orós). A este desenho estrutural pode-se incorporar diques de leucogranitos francamente discordantes, com linhas de fluxo magmático oblíquos a S_2 e S milonítico (Foto 4.16) e, por vezes, cortados por pequenas falhas.

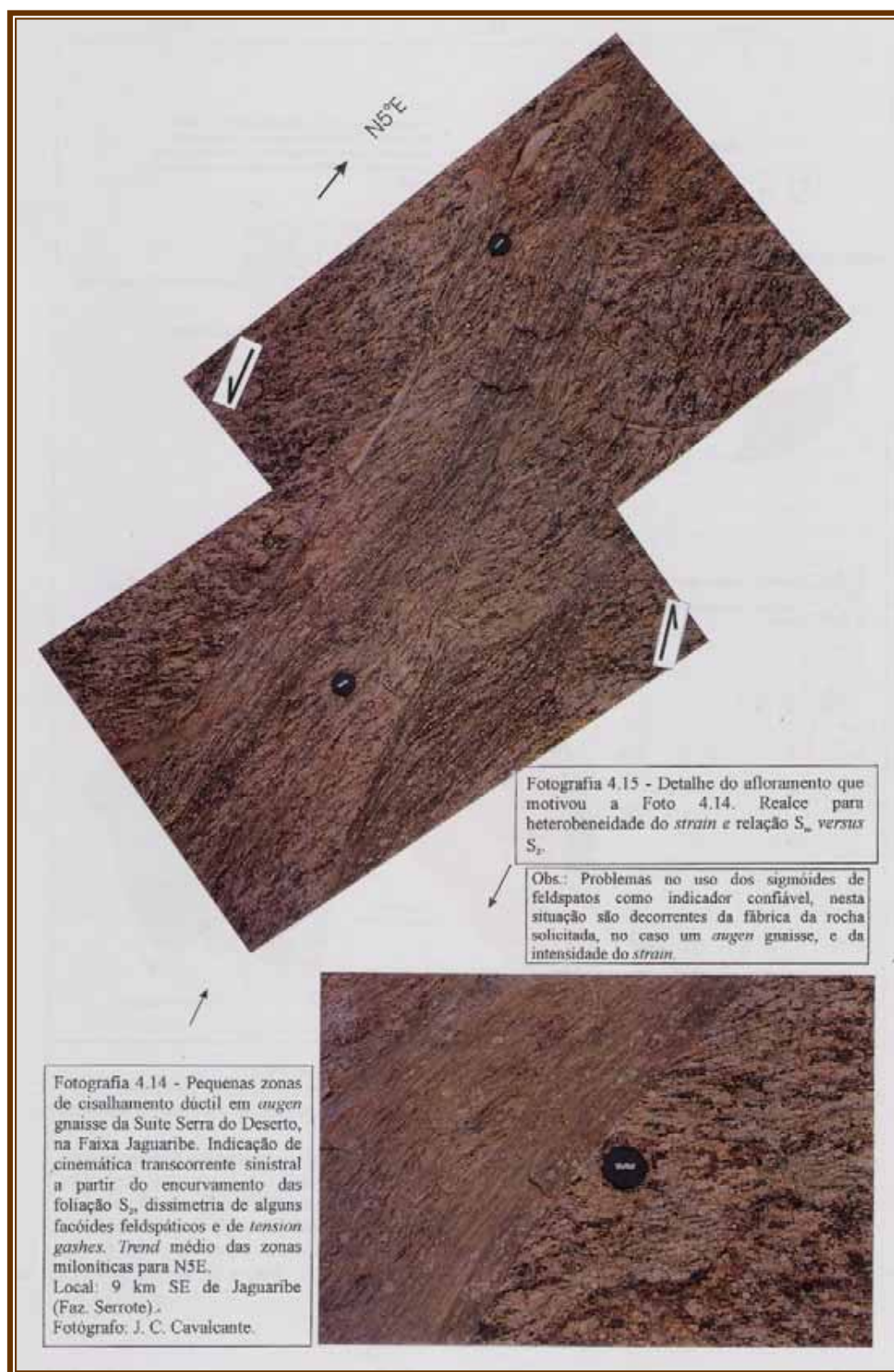
No geral, até proximidades do meridiano da cidade de Jaguaribe (Fig. 4.4 e Anexos I e II), a foliação S_2 exhibe um arranjo em leque assimétrico, com marcantes oscilações internas decorrentes dos cisalhamentos e dobramentos de F_3 . Desse meridiano para norte, marca-se um intenso fatiamento crustal (Foto 4.1). Também em áreas contíguas dessa cidade, a foliação S_2 sofre uma inflexão para NE em seu *trend* direcional NNE, bem como suavização do mergulho, marcando um avanço dos corpos rochosos estaterianos sobre o embasamento gnáissico-migmatítico (Bloco Jaguaretama), no sentido N. Uma visão desse contexto estrutural é externada através das Figs. 4.4 e 4.5.

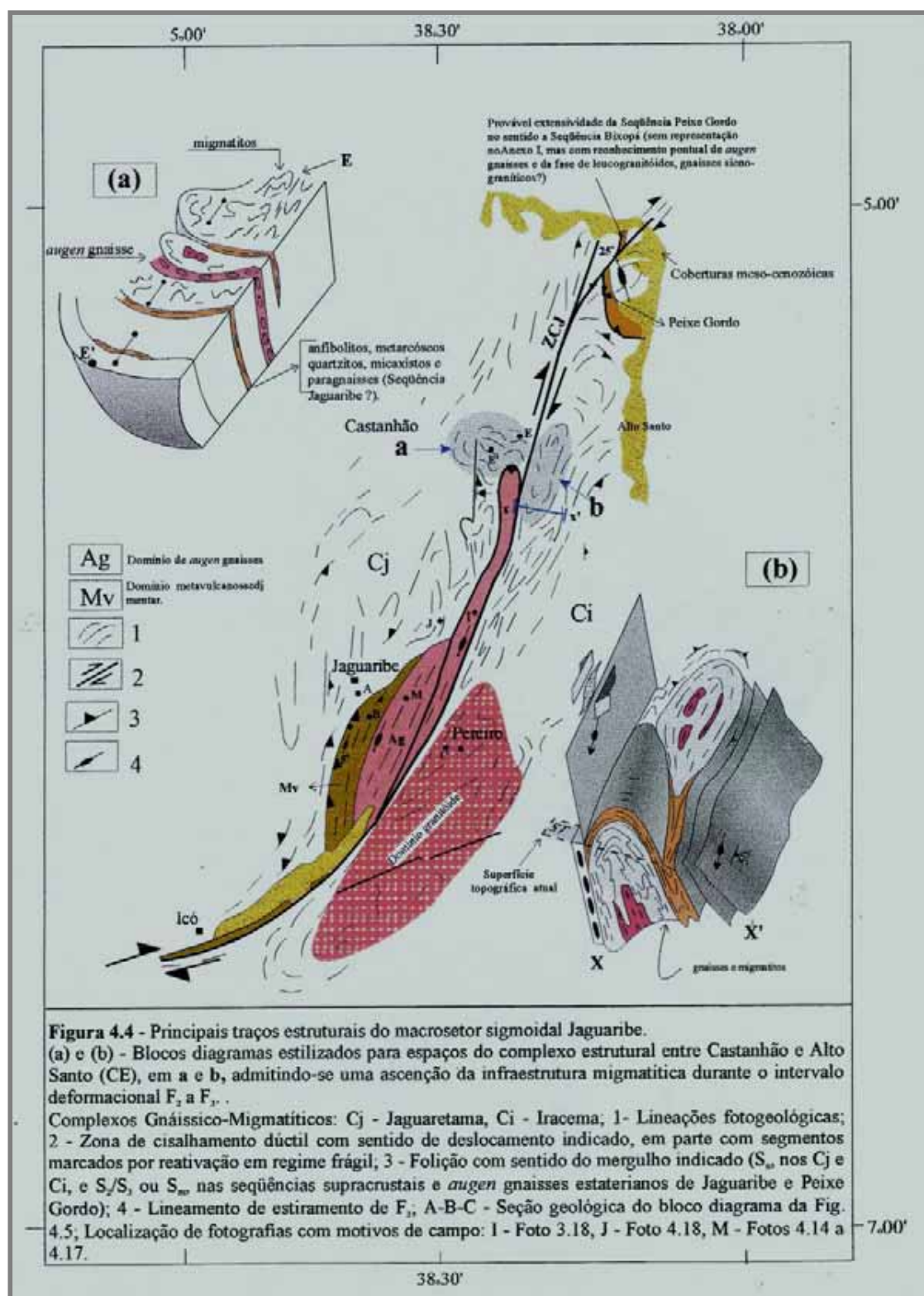
Importantes giros de S_2 são vistos na porção oriental, proximidades da Zona de Cisalhamento Jaguaribe. Nesse segmento, ocorrem *boudins* de diques de leucogranitóides (quartzo-sienitos e leucotonalitos) e de tonalitos máficos, em parte xistosos.

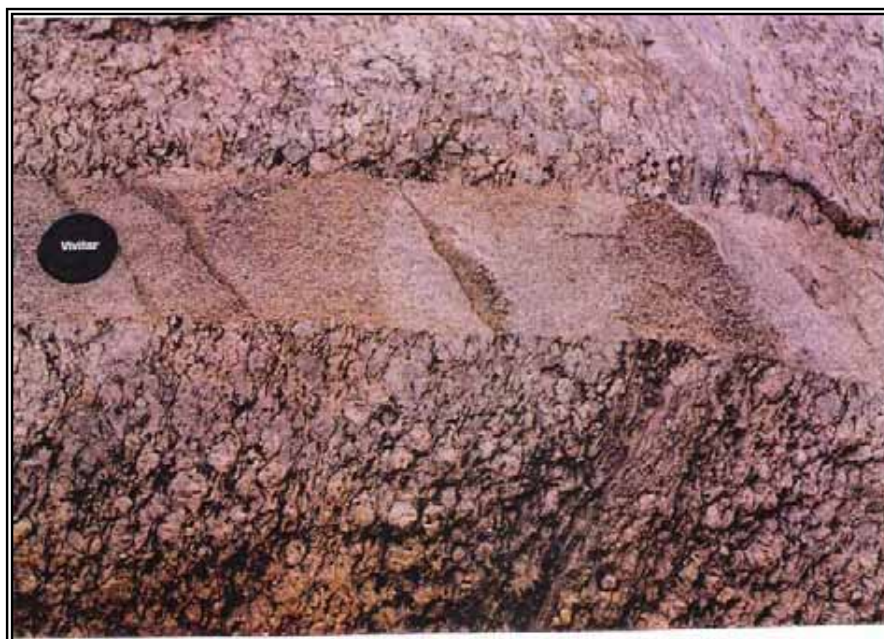
As lineações de estiramento mineral (facóides feldspáticos), relacionadas a F_2 , oscilam de mergulhos subhorizontais (menores do que 10° para SSW a SSE), mormente na porção oriental da sequência até proximidades sul de Jaguaribe, por vezes subparalelas aos eixos das dobras de F_3 .

Tectonitos com $K > 1$ (p.ex., *augen* gnaiss da Serra do Deserto), representando *locus* de mais alto *strain* constricional no desenvolvimento tardio de S_2 , parecem refletir o mencionado transporte de massa no sentido N.

No complexo estrutural compreendido entre Jaguaribe, Castanhão e Alto Santo, os traços de S_2 desenharam uma configuração macroscópica que reflete a projeção de dobras duplamente mergulhantes (núcleos ocupados por rochas gnáissico-migmatíticas e envoltória parcialmente representada por metassedimentos) (Foto 4.1 e Fig. 4.4).







Fotografia 4.16 – S_2 paralelo a um S milonítico em augen gnaiss da Suite Serra do Deserto, sendo cortado por leucogranito relacionado às suites granitóides brasileiro/pan-africanas, tardi- a pós-tectônicas. Imagem registrando uma superfície subhorizontal (superior, plano próximo a xz) e outra subvertical (inferior, plano próximo a yz), com dique posicionado na zona de córner. Local: aprox. 9 km SE da cidade de Jaguaribe. Fotógrafo: J. C. Cavalcante.



Fotografia 4.17 – Visão sobre a superfície superior da Foto 4.16, destacando-se a assimetria dos sigmóides de feldspatos e relação S-C-C', como indicadores de rotação dextral. Escala: Moeda de 1 centavo de Real. Fotógrafo: J. C. Cavalcante.

Essa S_2 é parcialmente extensiva ao embasamento mais próximo e a corpos ortognáissicos granodiorito-monzodiorítico-tonalíticos que, ao nível das deformações, são correlatos aos *augen* gnaisses estaterianos (Foto 4.18). As condições de PT, para o desenvolvimento dessa fase, foram aquelas da fácies anfibolito, na zona da sillimanita, se confirmado que os metassedimentos e anfibolitos da região Castanhão -Alto Santo, descritos por Bezerra *et al.* (1992), correspondam a litotipos da Sequência Jaguaribe.

Esta alternativa é bastante viável, tendo-se em conta que a mais nova estruturação dúctil dos gnaisses do Complexo Jaguaretama (“embasamento”), ostentam arranjos similares aos das metassupracrustais, onde tem-se uma geração mais nova de migmatitos (por vezes representativa e como “explosões anatéticas canalizadas” segundo S_2).

Ao contrário, para os metassedimentos analisados, excluindo-se as rochas calciossilicáticas (diopsídio + granada/fácies anfibolito), não foram extraídos indicadores para confirmar esse campo de PT, tendo-se associações minerais dos tipos biotita-muscovita-quartzo e biotita-muscovita-granada-quartzo. Tal fato reflete protólitos sem vocação ao desenvolvimento de minerais índices de metamorfismo, ao contrário dos micaxistos da seção carbonosa da Faixa Orós.

4.3.3 - A fase F_3

Encontra-se manifestada, preferencialmente, por extensas e intensivas zonas de cisalhamento dúctil com média direcional para N15E, passando a trajetórias que atingem N70E, na região de Icó e N30E, em Limoeiro do Norte (Fig. 4.4 e anexos I e II). A grande frequência de zonas miloníticas de F_3 , confere a esse segmento crustal um caráter de *shear belt*. No terreno, a heterogeneidade da deformação pode ser observada em diversas escalas de distribuição lateral e de intensidade.

As dobras de F_3 exibem estilos variados, reconhecendo-se cortes de dobras abertas verticais e inclinadas, isoclinais com eixos de mergulho suaves a verticais (Fotos 3.14, 3.18, 4.18 a 4.20), inclinadas e verticais, *sheath folds* e *kinks*.

Sobre o regime de PT desta fase, quando observado do embasamento à cobertura vulcanossedimentar e plutônicas cronocorrelatas, delineia-se uma trajetória dominada por associações da fácies xisto verde (sericita-clorita-quartzo, clorita-epidoto-clinozoisita-quartzo; epidoto-biotita-tremolita). Um caminho para F_3 , a partir de F_2 tardio é sugerido quando da análise do Subsetor Estrutural Castanhão -Alto Santo (Fig. 4.4).

Assim, num contínuo de F_2 , inicia-se sob condições de PT da fácies anfibolito, passando a decair até a fácies xisto verde. Tal pensamento reflete seções litoestruturais executadas entre o conjunto gnáissico-migmatítico (Complexo Jaguaretama), em afloramentos contíguos aos da Sequência Jaguaribe e *augen* gnaisses estaterianos, onde registra-se os seguintes caracteres: - zonas de cisalhamentos que reproduzem em pequena escala a composição regional das zonas de cisalhamentos das faixas Orós e Jaguaribe, onde os arranjos litoestruturais admitem um desenvolvimento acompanhado de geração de magmas graníticos leucocráticos; - existência de *augen* gnaisses com produtos anatéticos locais e autóctonos, segundo uma foliação S_2/S_3 .

Deformações tardias relacionadas a F_3 , em franca condições de fácies xisto verde, são acompanhadas pelo desenvolvimento de muscovita, clorita, sericita e epidoto, por vezes abundantes, em micaxistos inicialmente ricos em biotita, nas metavulcânicas e nos

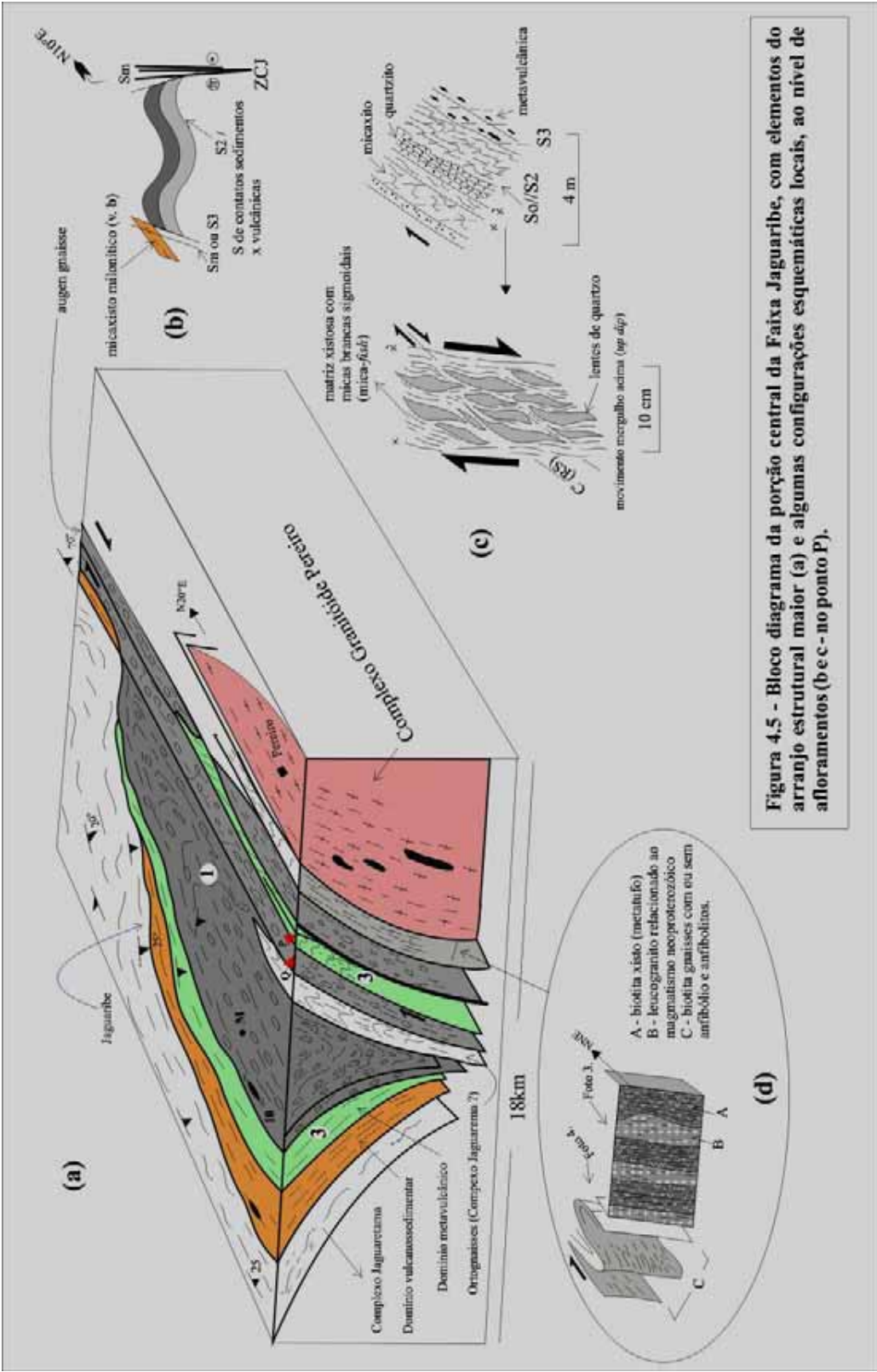


Figura 4.5 - Bloco diagrama da porção central da Faixa Jaguaribe, com elementos do arranjo estrutural maior (a) e algumas configurações esquemáticas locais, ao nível de afloramentos (b e c - no ponto P).

augen gnaisses.

Contudo, em relação aos metassedimentos dessa Sequência Jaguaribe, que a floram na região de Icó, não foi realizado nenhum diagnóstico micropetrográfico.

4.3.4 - As zonas de cisalhamentos

Nesse conjunto, a zona de cilhamento mais marcante é a de Jaguaribe (ZCJ), que já foi, por diversas vezes, objeto de cartografia de reconhecimento, tendo sido mapeada tanto como de cinemática inversa/contracional (Santos & Brito Neves 1984) quanto transcorrente dextral (Campos *et al.* 1979; Cavalcante *et al.* 1983; Braga & Mendonça 1984).

Sua extensão, em torno de NS, a partir da região de Icó (Fig. 4.4) até proximidades NE de Castanhão, é bem marcada, tanto em imagens de sensoriamento remoto (Foto 4.1) como no campo. Dessa última região até NW de Limoeiro do Norte, a análise de sua representatividade é fortemente prejudicada pela extensiva cobertura sedimentar cenozóica (Anexo I), onde destaca-se um fotolineamento que parece traduzir uma estruturação cenozóica que alinha restos de coberturas terció-quaternárias e controla o curso do Rio Jaguaribe, após a desembocadura do Rio Banabuiú (Foto 4.3). Também, os dados de campo, segundo seções entre Limoeiro do Norte, Morada Nova e Viraponga, não foram muito esclarecedores. Tendo-se, na maioria das vezes, zonas de *strain* mais fracas do que aqueles observados noutros segmentos dessa ZCJ.

De norte para sul, assinala-se uma dominância de litotipos da série milonito, geralmente com porfiroclastos de micoclina de tamanhos submilimétricos a centimétricos, com seções *xz* arredondadas, elipsóides achatadas (diversas razões *x/z*), deltóides e sigmoidais. As segundas formas são mais comuns em segmentos de alto *strain*, com paralelização S-C ou em sítios onde coexistem ao lado de porfiroclastos com discreta dissimetria, apontando rotação horária e denunciando uma composição vetorial com importante componente não-rotacional. Por sua vez, as duas últimas geometrias sinalizam, estatisticamente, para uma rotação horária.

Na seção Limoeiro-Viraponga, os *augen* gnaisses miloníticos exibem lineação subhorizontal ($07^{\circ}/0^{\circ}\text{Az}$ a $8^{\circ}/05^{\circ}\text{Az}$) e foliação NS a N10E/70SE a vertical. Estes encontram-se cortados por diques de biotita granito cinzento e microporfirítico, pouco deformado, claramente tardi-tectônicos ao cisalhamento. Também nessa região, biotita granitos cinzentos gnaissificados exibem *cumulatus* de feldspatos, onde os pórfiros sigmoidais deste mineral sinalizam para uma cinemática dextral (Foto 4.21).

Caracteres similares são apontados para a seção Limoeiro-Jaguaribe (via BR-116). Aqui, essa ZCJ além de se manifestar muito bem nos *augen* gnaisses, mostra-se também com milonitos injetados de granitos aplíticos a microporfiríticos, associando-se a níveis de xisto milonítico escuro.

Nesse local, tem-se faixas com destacada paralelização S-C, onde são tênues as evidências de sentido rotacional ($Lm = 5^{\circ}-14^{\circ} / 5^{\circ}\text{Az}$).

Aí, os *augen* gnaisses fazem contato, pelo lado oeste, com uma associação de anfibólio-biotita gnaisses e anfibólio gnaisses, com leitos boudinados de anfibólitos (sequência similar a do leste dessa ZC, na seção Jaguaribe-Pereiro). Nas superfícies *xy*, o anfibólio (ferroactinolita ?) mostra-se crescido em variadas direções, num arranjo condritico. O conjunto encontra-se injetado de leucogranitóides, em parte pegmatíticos,

deformados.

Também, observa-se que sistema de fendas de tensão, *en-echelon*, preenchidas por quartzo esfumado, desenvolvidas no leucogranitóide, de jazimento segundo a direção da zona milonítica, aponta para rotação sinistral (casos similares acontecem em diversos pontos da porção oriental da SJ). Entretanto, um pouco a leste os indicadores rotacionais são francamente dextrais, marcando-se uma forte lineação de estiramento/mineral (média de $10^{\circ} / 16^{\circ}$ Az, segundo uma superfície milonítica de $N10^{\circ}E / 52^{\circ}SE$).

Na seção Jaguaribe-Pereiro, os milonitos dessa ZCJ afloram no Sítio Quincos (Água Bela), sendo caracterizados por gnaisses miloníticos porfiroclásticos, com forte rotação dextral dos feldspatos, desenhados por formatos dos tipos sigma e delta. Proximidades desse local, na zona de contato com o Complexo Granitóide Pereiro, ocorrem milonitos pretos, microscopicamente descritos como metatufos máficos, associados a outros tipos rochosos (v. Capítulo 3) que mostram-se injetados de diques leucograníticos e com dobras sintranscorrência (Fotos 3.12 e 3.13, Foto 4.20 e Fig. 4.5) de eixos com ângulos de mergulhos altos a verticais e com vergência compatível com a cinemática da ZCJ.

Localmente, encontram-se indicadores de movimentos extensionais transcorrentes, obdecendo a cinemática dextral anterior, em níveis crustais rasos (regime frágil), oblíquos e perpendiculares a foliação milonítica.

Sobrepondo-se aos movimentos transpressivos dúcteis, tem-se zonas de cisalhamentos de crosta rasa, com formação de brechas, cataclasitos e pseudotaquilitos, além de flexuras associadas a movimentos com uma importante componente vertical.

Estruturas de cisalhamentos relacionados à cinemática tardi- F_3 , em flancos de dobras, são mostradas na Fig. 4.5.

Já do lado ocidental da ZCJ, destaca-se a Zona de Cisalhamento Serra do Aimoré (ZCSA) que, para N, sofre uma inflexão para a direita fechando na ZCJ. Essa, em quase todo o seu traçado, ostenta mergulhos fortes para E ou ESE, com superfícies miloníticas “riscada” de estiramento/mineral de mergulhos baixos (0° - 20° S-SSE), no segmento S, terminando com mergulhos mais fortes (40 - 55°) para S e SSE e, na parte frontal, para S e SSW (Fig. 4.4). Em parte coloca os *augen* gnaisses e metassupracrustais da Sequência Jaguaribe em contato com o embasamento (Complexo Jaguaretama), ao feitiço de uma rampa lateral.

Ainda, nesse lado ocidental, aparecem diversas e estreitas zonas de cisalhamento com traços geralmente oblíquos aos da foliação S_2 e com indicadores de cinemática sinistral (fotos 4.14 e 4.15). A mais extensa delas, atingindo preferencialmente rochas do embasamento e sendo cortada por diques graníticos e pegmatíticos tardi- a pós-cinemáticos, é a do Riacho Jungueira (ZCRJ), que prolonga-se até a região da Ilha Grande no Rio Jaguaribe. Sua característica principal é de mostrar-se, em seu traçado meridional, como uma dobra de vergência N (ao feitiço de dobra de arrasto em relação ao binário vetorial da ZCJ). Também aparece cortando estruturas planares admitidas como de F_2 .

Essa ZCRJ exibe uma complexidade maior do que a de uma simples transcorrência sinistral, como apresenta por Bezerra *et al.* (1992). Para os afloramentos visitados, inerentes ao trecho meridional, os dados sinalizam para uma composição transpressional, com ascensão do bloco leste (Foto 4.19).

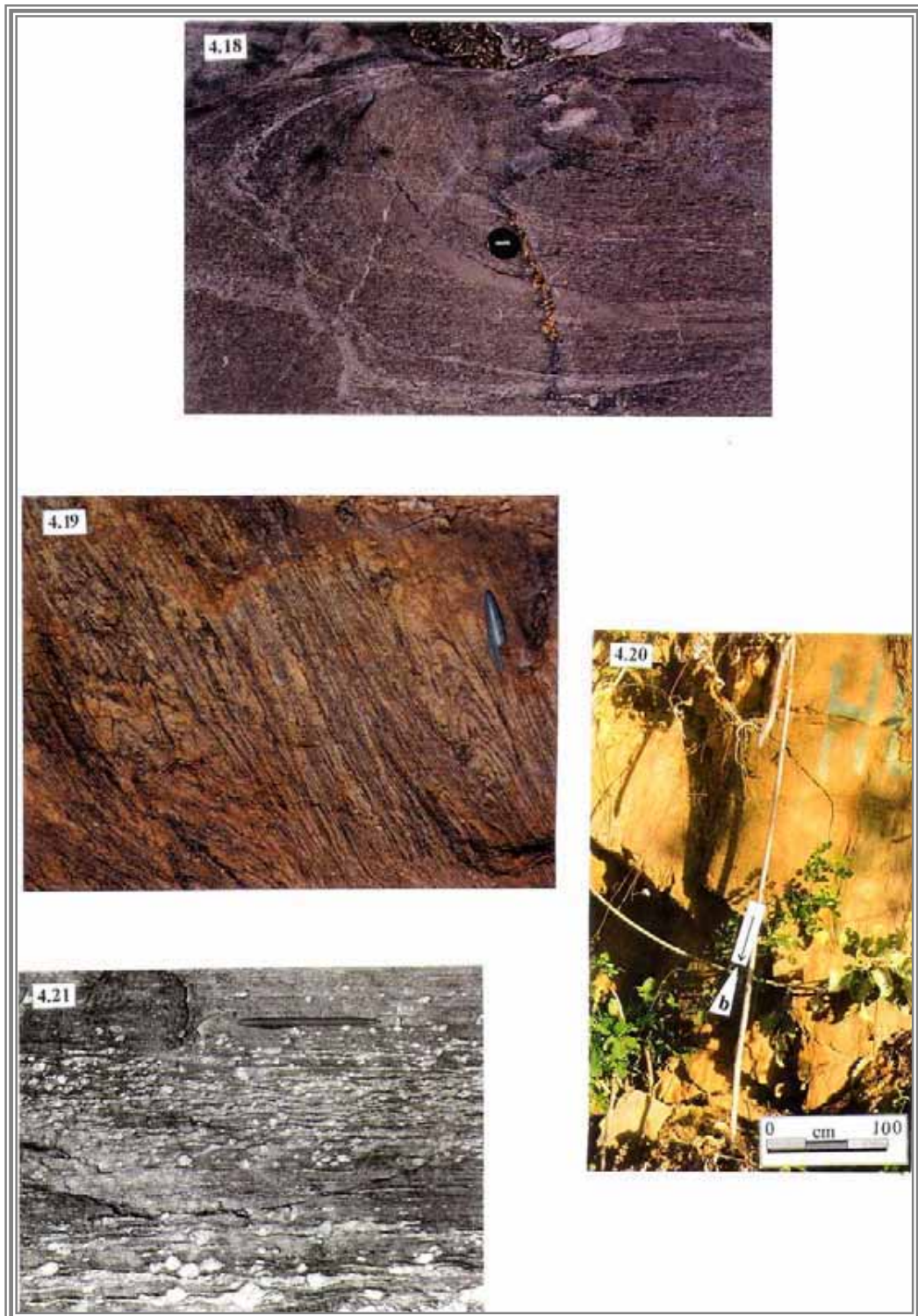
Composição em macroescala, dos traços dessa ZC com aqueles delineados às proximidades S e E da cidade de Jaguaribe (Anexo I), desenharam um quadro estrutural do

Fotografia 4.18 - Dobra aberta com eixo mergulhando para SSW, relacionada a F_1 , e desenvolvida em um corpo de ortognaisses tonalito-granodioríticos intrusivos no Complexo Jaguaretama. Marca-se uma foliação correlacionada a S_1 , sendo cortada por diques de rochas intermediárias que também foram dobrados durante essa terceira fase deformacional.
Local: aprox. 7,5 km NNE da cidade de Jaguaribe.
Fotógrafo: J. C. Cavalcante.

Fotografia 4.19 - Segmento da Zona de Cisalhamento Riacho Jungueira exibindo um arranjo estrutural onde a assimetria das minidobras e relação C-C' apontam para um deslocamento *up dip*. Essa configuração com aquela de um corte horizontal, onde os indicadores são de cinemática sinistral, admitem um regime transpressional esquerdo para essa ZCRJ.
Local: 23 km NNE de Jaguaribe.
Fotógrafo: J. C. Cavalcante.

Fotografia 4.20 - Dobra com eixo de mergulho forte, desenvolvida durante F_2 (v. Figs. 4.4 e 4.5).
Local: Talude da rodovia Jaguaribe-Pereiro, próx. Faz. Olho d'Água.
Fotógrafo: J. C. Cavalcante.

Fotografia 4.21 - *Cumulatus* feldspáticos em ortognaisses que afloram entre os milonitos da Zona de Cisalhamento Jaguaribe e o contato dos granitóides de megacristais de Viraponga com o Complexo Jaguaretama. Sigmóides indicando cinemática transcorrente dextral.
Local: aprox. 5 km SE da vila Viraponga.
Fotógrafo: J. C. Cavalcante.



tipo bandas de cisalhamento conjugadas (sinistral/sintética ao N e dextral/antitética ao S, em relação a cinemática regional de transpressão dextral).

4.4 - A Sequência Peixe Gordo e metaplutônicas associadas

Esse conjunto mesmo exibindo uma pequena área de ocorrência, encerra uma alta representatividade para a leitura da memória e volutiva do Sistema Jaguaribeano.

Ocupa um espaço estrutural razoavelmente resguardado das mais enérgicas modificações tectonotermiais do chamado Ciclo Brasileiro. Seu embasamento setentrional, mesmo no contato com os metassedimentos dessa sequência, ostenta pequenas modificações, em relação ao que foi observado noutros tratos. Também, os granitóides de afloramentos às proximidades de Limoeiro do Norte, encerram uma trama magmática bem preservada (p.ex., Granitóide Quixeré).

Por outro lado, o embasamento a sul e leste, mostra-se francamente milonitizados (foliação milonítica suavemente ondulada e crenulada) encaixando diques e *sheets* pegmatíticos e graníticos, além de *stocks* desta última composição.

No que tange ao seu quadro estrutural, em relação ao de Jaguaribe e, conseqüentemente, ao de Orós, não ficou bem estabelecido no campo, porque a única e importante ligação, a Zona de Cisalhamento Jaguaribe, não foi observada em seções que mostrassem, diretamente, suas relações com essa Sequência Peixe Gordo.

Contudo, partindo-se do desenho crono-litoestrutural regional, envolvendo todas as sequências metassedimentares associadas a metamagmatitos de idades estaterianas, admite-se, neste trabalho, que as principais fases deformacionais dúcteis das supracrustais de Peixe Gordo, como sinônimas das fases 2 e 3 tratadas anteriormente. Assim, as deformações inerentes a Fase 1, como relacionada na literatura, para as sequências Orós, Jaguaribe e Extremo Oeste Potiguar, não teriam importantes repercussões nesse trato. Isto decorre também do fato de que a discreta foliação paralela a S_0 , marcada em setores de baixo *strain*, deve-se a processos buriais (foliação diagenética), já que dobras isoclinais pré- F_2 não foram observadas.

4.4.1 - A Fase F_2

Para essa fase depara-se com setores estruturais distintos, sendo os de menor *strain* (geralmente na parte central da área) com estruturas sedimentares dos tipos acamadamento laminado e lenticular, marcas onduladas e estratificação cruzada, somando-se arranjos estruturais aos feitos de *wavy e flaser bedding*, pseudonódulos de arenitos em siltitos e *ripple drift cross lamination*, além daqueles de estruturas definidas como resultantes de deformações físicas induzidas (*load-casted* e convolutas) (Fotos 3.31, 3.32 e 4.22 a 4.25). Parte dessas configurações é francamente tectônica e ligada ao desenvolvimento de S_2 .

Nesse setor, assinala-se uma forte irregularidade nos perfís das dobras, entre abertos e angulares (Fotos 4.24 e 4.25), com as superfícies S_2 oscilando entre um padrão discreto a intenso. Enquanto as camadas metareníticas mostram S_2 como uma clivagem espaçada e irregular, em parte preenchidas por fluxo de material metapelítico que exhibe a extensividade dessa estrutura planar refratada (Foto 4.26). Ao contrário, nos metalamitos S_2 é geralmente bem discernível, tanto em escala meso como microscópica e com

posicionamento plano-axial.

Em afloramentos com S_0 de baixo mergulho, como o exibido na Foto 3.31, ocorrem domínios de foliação cerrada que chega a imprimir uma geometria similar a um *kink* em S_0 e se constituir em zona de falha reversa de pequeno rejeito, podendo refletir uma estruturação gerada tardi- F_2 ou cedo- F_3 .

No sentido leste ou do contato metassedimentos *versus* metavulcânicas, essa foliação S_2 torna-se mais acentuada (Foto 3.31), chegando a ficar paralela à foliação milonítica dessas últimas rochas. Nessa progressão, verifica-se que dobras de F_2 receberam superposição estrutural, com S_2 sendo dobrado.

4.4.2 - A Fase 3

Essa fase foi tratada como tendo sido desenvolvida num contínuo de F_2 , provavelmente ligado ao funcionamento da Zona de Cisalhamento Jaguaribe.

No segmento próximo ao contato com o embasamento oriental, dobras isoclinais, fortemente inclinadas, de pequenos λ (Fotos 4.27 a 4.29 e Fig. 4.6) foram admitidas como resultante de uma amplificação de dobras de F_2 quando do desenvolvimento de F_3 (Foto 4.28).

Pelo lado ocidental, num contexto mais próximo do contato dos metassedimentos com as metavulcânicas, aparecem dobras abertas duplamente mergulhantes suportadas por quartzitos envoltos por pelitos interacamadados com meta-arenitos (Fotos 3.28 e 3.29), que foram relacionadas a F_2 exibindo superposição de F_3 , num contínuo deformacional. Observa-se também nesse setor, uma intensificação na ocorrência de minidobras de eixos curvos, geralmente condicionadas a um fluxo desviatório entre domínios mais e menos competentes (pelíticos *versus* psamíticos *versus* vulcano-subvulcânicas ácidas).

Por sua vez, as análises meso e micropetrográficas de exemplares dessas dobras, ao contrário das similares de F_2 , registram uma xistosidade fina a muscovita cortada por uma clivagem de crenulação, num arranjo que marca um desenvolvimento heterogêneo em condições de temperaturas e taxas de *strain* similares as referenciadas aos estágios 3 e 4 de Bel & Rubenach (1983) (Fotos 4.30 e 4.31). Um arranjo estrutural dessa situação é mostrado na Fig. 4.6b e 4.6c e nas Fotos 3.28 a 3.30.

No que concerne as lineações do tipo **b** (eixo de minidobras), tem-se uma tendência média para NNE com mergulho superior a 45° .

Crenulações associadas a dobras abertas elaboradas com o uso de superfícies miloníticas dos gnaisses do embasamento (Complexo Iracema), foram relacionadas a esta fase em estágio tardi- F_3 .

4.4.3 - A Zona de Cisalhamento Peixe Gordo.

Trata-se de uma zona de cisalhamento já fartamente documentada em trabalhos anteriores, que se reportam de alguma forma a esta região. Sendo, por vezes, adotada como *locus* de reativação quando da geração do *Graben* Apodi.

Como na Faixa Orós, as melhores registros de milonitização encontra-se nas seções das metavulcânicas ácidas e *augen* gnaisses.

Em seu segmento setentrional, aos arredores da Vila Peixe Gordo, essas rochas

exibem média direcional NNW (N20-30W) e de mergulhos em torno de 55° NE. Enquanto isto, os sigmóides de feldspatos, vistos segundo um plano subparalelo a **xz**, sinalizam um movimento oblíquo *up dip*, admitindo a existência de uma rampa oblíqua (Fig. 4.6 e Fotos 3.22 e 3.23), associada ao deslocamento do bloco que envolve as supracrustais de Peixe Gordo, no sentido SSW.

Indicação similar é ostentada pelos sigmóides dos *augen* gnaisses encaixados nos ortognaisses miloníticos do “embasamento” ocidental (Complexo Iracema), com algumas variações decorrentes da presença de dobras ou suaves ondulações.

Para o seu segmento meridional, com direção em torno de EW, não se tem informações. Contudo, observações às proximidades, envolvendo os gnaisses protomiloníticos do citado complexo, confirmam esse arranjo cinemático.

A lineação de estiramento mineral (feldspatos e quartzo de metamagmatitos ácidos) e seixos (metaconglomerado) exibem atitude média de $17^{\circ} / 10^{\circ}$ Az (Fotos 3.23 e 3.33).

As condições de PT reinantes durante as deformações miloníticas foram da fácies xisto verde (Capítulo 3).

4.5 - A Faixa Extremo Oeste Potiguar

Como na Faixa Jaguaribe, o reconhecimento geológico não foi suficiente para esclarecimento da existência de estruturas relacionadas a uma fase deformacional F_1 , como descrita na Faixa Orós. Em decorrência, como foi feito para a Sequência J jaguaribe, as principais estruturas foram relacionadas a partir de S_2 (foliação principal).

4.5.1 - A fase F_2

Encontra-se representada por uma foliação penetrativa que é extensiva até o embasamento próximo ao contato oriental das metassupracrustais da faixa, e diques básico-intermediários intrusivos no mesmo.

Na seção inferior (domínio dos gnaisses a anfibólio), encontra-se caracterizada por um marcante arranjo planar dos minerais máficos (biotita $\pm$ anfibólio $\pm$ piroxênio) ou de lentes achatadas (*ribbons*) de quartzo e bandamento composicional (Foto 4.32). Nesta, mesmo levando-se em conta as diferenciações metamórficas e modificações tectônicas (transposições, boudinagem etc.), a S_2 aparece sempre paralela a bandas métricas de granulometrias e composições distintas e condicionando a maior dimensão de pequenas e grandes lentes de anfibolitos e rochas calciossilicáticas. Este fato sugere um paralelismo entre S_2 e S_0 (flancos de dobras isoclinais de F_2).

Nessa mesma seção, exhibe extensividade para corpos estiratóides esbranquiçados e cinza rosados, de composição granítica (riolito ou microgranito metamorfizados), além de ser cortada por diques e veios pegmatíticos (Foto 4.32).

Figuras de transposição de estreitos níveis quartzo-feldspáticos, são observados no anfibólio-gnaiss de grão fina, contudo sem exhibir indicações quanto sua desposição em tempos pré- F_2 (veio, camada ou banda de diferenciação metamórfica de F_1 ?).

Por seu turno, na seção superior, a sua extensividade permanece, mas chegando a coincidir com superfícies miloníticas de F_3 (Zona de Cisalhamento Icozinho), pelo lado ocidental. Também mostra-se paralelizada a contatos e foliações miloníticas de *sheets* granitóides, numa combinação S_2/S_3 milonítico//contato litológico.

Crítérios rotacionais de milonitos de S_2 desenvolvidos a partir dos biotita-($\pm$) anfibólio gnaisses, não foram detetados, apenas marcando -se importante achatamento dos cristais de quartzo e feldspato e recuperação planar em subgrãos do primeiro mineral.

Por sua vez, a foliação dos corpos de granitos porfiríticos gnaissificados (*augen* gnaisses) que ocorrem do lado oriental dessa faixa (Capítulo 3 e Anexo II), como intrusivos nas supracrustais e no embasamento (Complexo Iracema/Caicó), foi correlacionada a S_2 .

O metamorfismo nessa F_2 , ao nível destas supracrustais, atingiu condições de pressão no campo do equilíbrio ilmenita + cianita + quartzo (da paragênese da matriz dos metaconglomerados e quartzitos micáceos).

Para Yardley (1994), essa associação é diagnóstica para separação, de ntro do campo de estabilidade da cianita, dos cianita-granada xistos de mais alta pressão com rutilo, daqueles de mais baixa pressão com ilmenita.

No geral, somando-se a presença de diopsídio-hedenbergita nos anfibólio gnaisses e de cianita nos quartzitos e metaconglomerados, as condições de PT foram da fácies anfibolito de pressão média.

4.5.2 - A fase F_3 e as zonas de cisalhamento

Como nas demais sequências, essa fase F_3 relaciona-se ao desenvolvimento de importantes zonas de cisalhamento dúctil e dúctil-frágil.

Encontra melhor representação nas zonas de cisalhamentos Icozinho (ZCI), Venha Ver (ZCV) e Rafael Fernandes (ZCRF), e na sinclinoria da Serra de São José (Anexo II).

Mesocopicamente, é marcada por dobras abertas e fechadas (Fotos 3.39, 3.40, 3.42 e 4.33 e 4.34), além de lineações diversas (estiramento mineral, eixo **b** e de interseção). Essas, no segmento central, com média de atitudes NNE -NNW/subhorizontais a 30^0 SSW-SSE. Mudanças nesta tendência acontecem, preferencialmente de Poço Dantas para SW.

Ainda, destacam-se importantes oscilações de atitudes em quase todo segmento ocidental dessa faixa. Tal fato é bem documentado nos sítios mais próximos dos corpos dioríticos (p.ex. região de Poço Dantas) e granitóides (tratos entre Encanto -São Miguel-Coronel João Pessoa). Nesses locais, além da diversidade reológica dos litotipos solicitados por F_3 versus heterogeneidades de *strain*, S_3 (p.ex., foliação milonítica da Zona de Cisalhamento Icozinho) mostra-se recortada por estruturas filiadas a eventos tectônicos subsequentes (sistemas de falhas em direções diversas, realçando -se as NS-NNE, N45W e EW - normais e transcorrentes frágeis).

Importante gnaissificação de granitóides e dioritos tidos como neoproterozóicos é creditada a F_3 , bem como crenulações desenvolvidas em biotita ($\pm$ anfibólio) gnaisses dessa sequência e do seu embasamento.

Para as zonas de cisalhamento dúcteis e dúctil-frágeis de F_3 , foram descritos milonito xisto, quartzo milonito, milonito gnaisses, brechas e conglomerado milonítico de matriz xistosa. Para os três primeiros foram reconhecidas variedades com porfiroclastos onde estes se relacionam com a matriz numa nítida configuração de fluxo milonítico rotacional dextral. Fato consubstanciado pela dissimetria de sigmoides de micas e relação S-C-C' (Fotos 4.35 a 4.38).



Fotografia 4.22 – Relações entre S_0 e S_2 nos metassedimentos da Sequência Peixe Gordo, encerrando marcante irregularidade na geometria das dobras, sugerindo um arranjo do tipo convolutas (centro da foto). Seção mais pelítica do lado esquerdo e mais arenosa do lado direito. Visão em corte inclinado. Local: proximidades da vila Peixe Gordo.



Fotografia 4.23 – Zoom da área da Foto 4.22, onde destaca-se um arranjo estrutural similar a convolutas, somando-se as irregularidades em S_0 acontecidas durante o desenvolvimento de S_2 . Notar que uma xistosidade S_1 paralela a S_0 , não é observada nesta escala. No conjunto, as deformações se processaram sob condições de PT baixas. Fotógrafo: J. C. Cavalcante.

Fotografia 4.24 - Dobra aberta em metassedimentos da Seqüência Peixe Gordo, desenhada num bem definido So que é cortado por superfícies relacionadas a S2 regional.

Local: proximidades de Peixe Gordo.

Fotógrafo: J. C. Cavalcante.

Fotografia 4.25 - Detalhe do afloramento parcialmente enquadrado na Foto 4.24, onde registra -se, com maior fidelidade, um acamadamento planar paralelo e laminado, além de mesodobras angulares e uma clivagem de crenulação relacionada a F2.

Fotógrafo: J. C. Cavalcante.

Fotografia 4.26 - Relação entre So e S2 (plano-axial), com esta última bem desenvolvida nos metapelitos, discreta ou espaçada e refratada nos metarenitos.

Local: proximidades de Peixe Gordo.

Fotógrafo: J. C. Cavalcante.

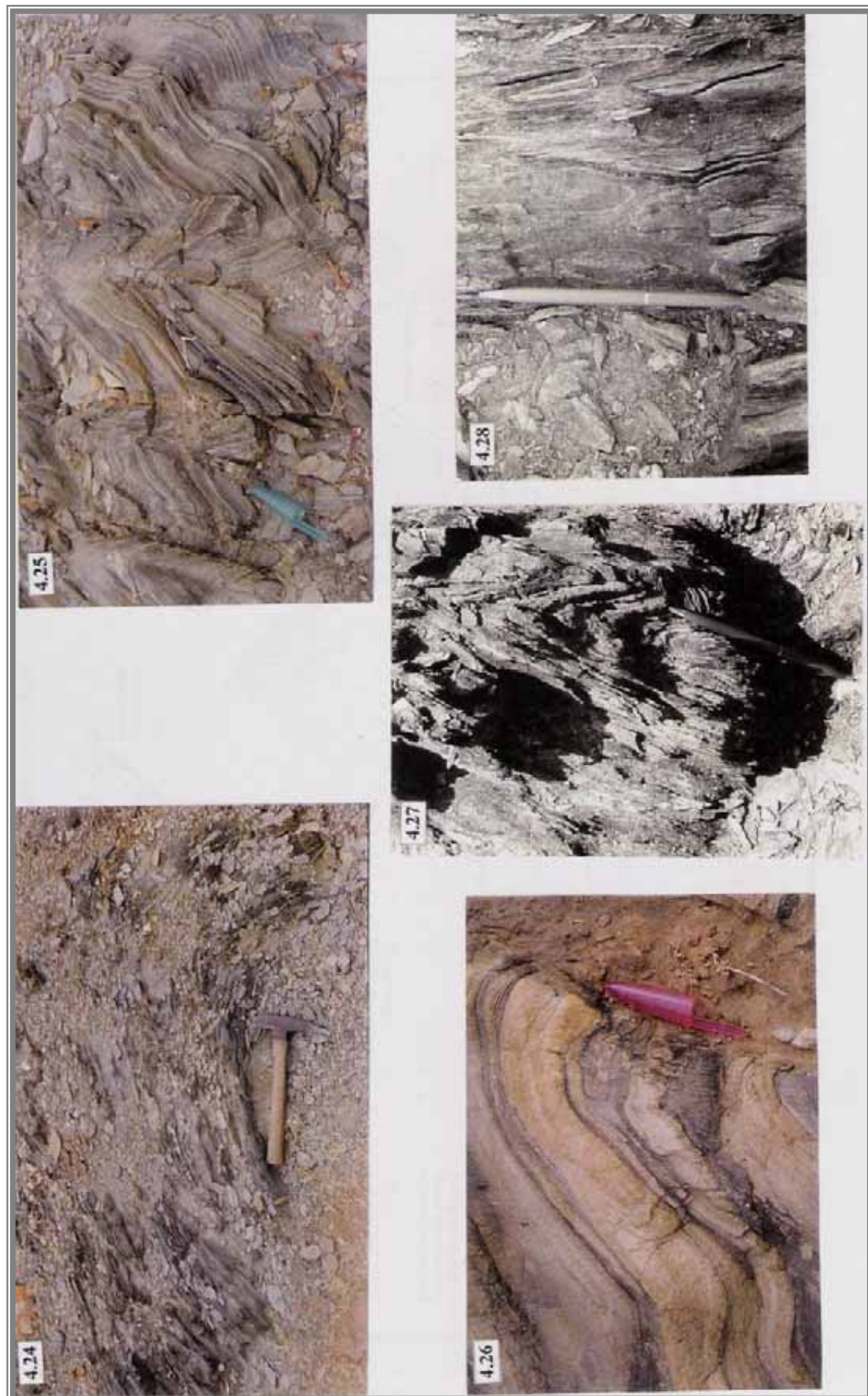
Fotografia 4.27 - Seção vertical de dobras inclinadas, de alto ângulo e acilíndricas, certamente desenvolvidas durante F3 ou num contínuo F2-F3. Envolve metapelitos com estreitas intercalções de metarenitos finos.

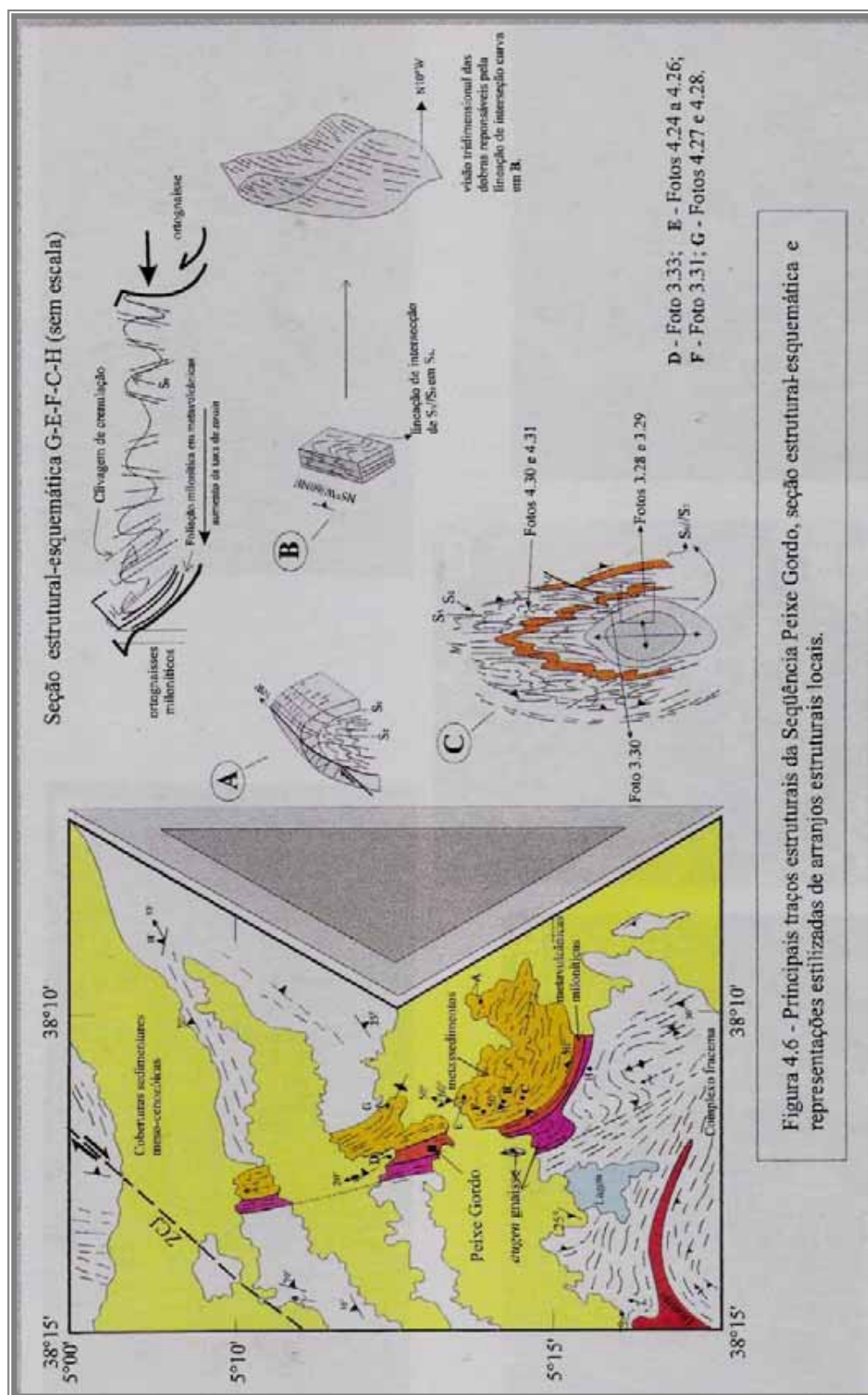
Local: 1,5 km NE de Peixe Gordo.

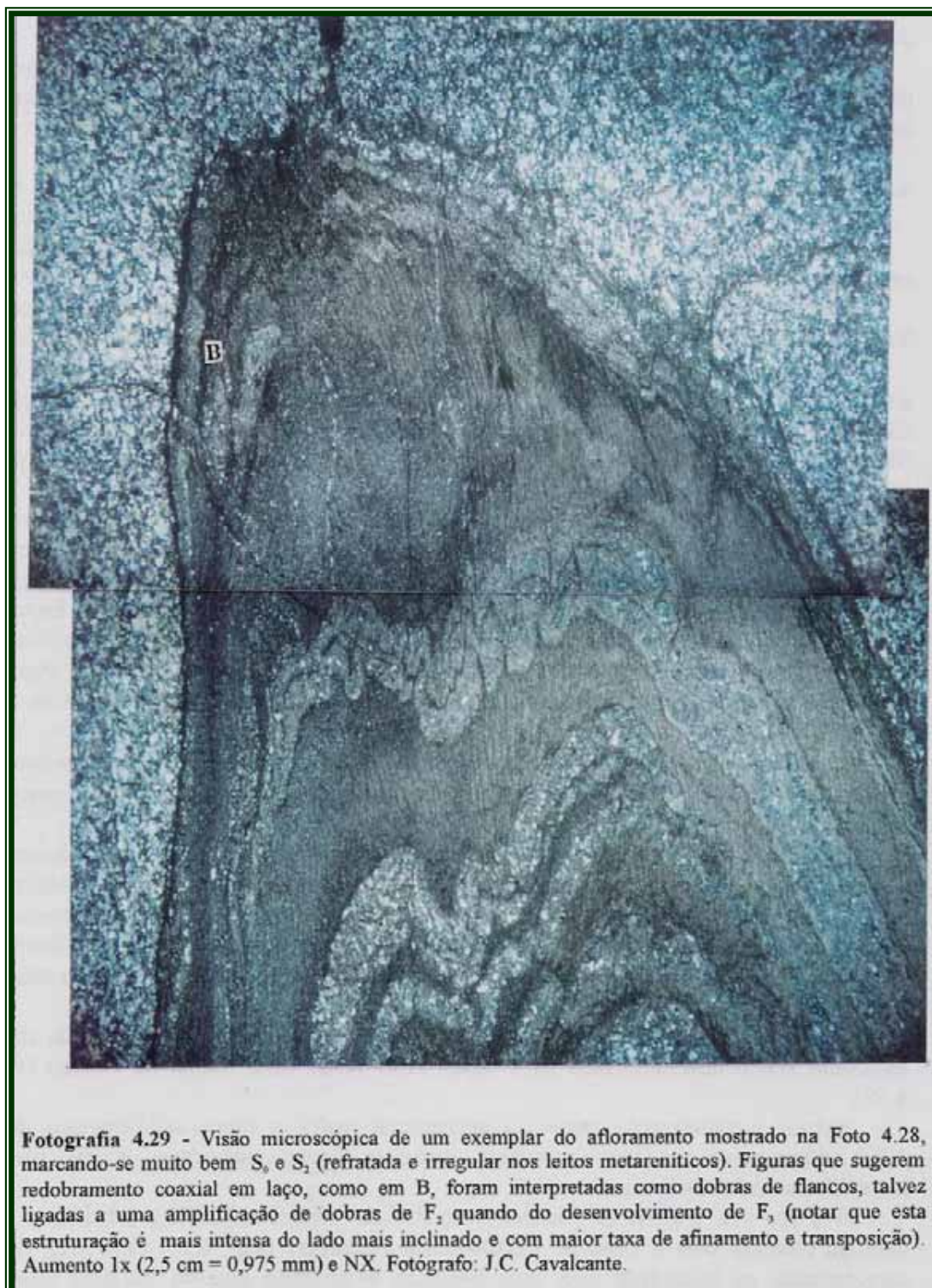
Fotógrafo: J. C. Cavalcante.

Fotografia 4.28 - Visão em quase-planta do afloramento da Foto 4.27. Destaque para as seções elipsóidais dos cortes das dobras (eixos duplamente mergulhantes).

Fotógrafo: J. C. Cavalcante.

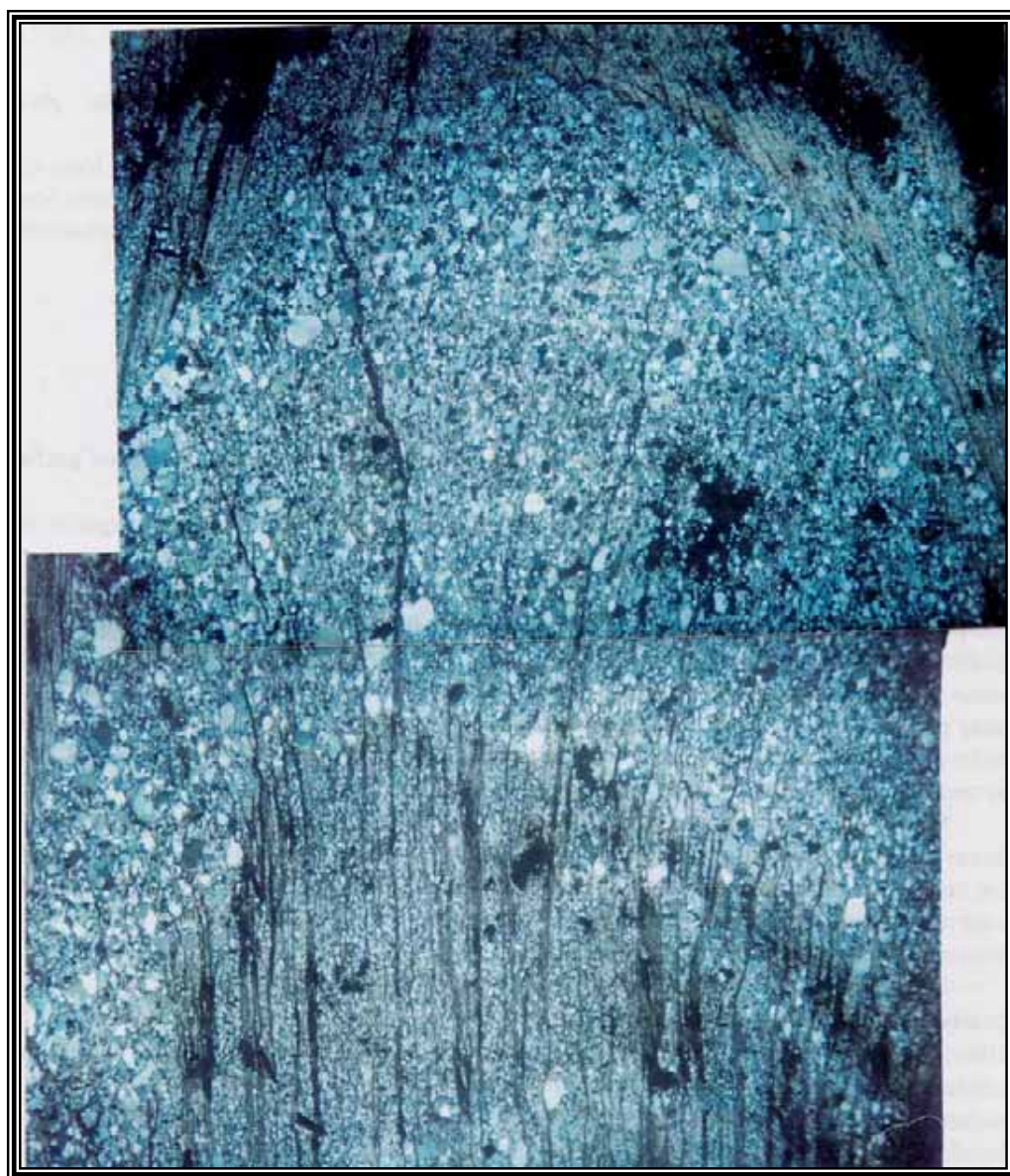






Xistos miloníticos da ZCI ostentam uma trama interna de fácies xisto verde alto a anfibolito sendo desestabilizada para fácies xisto verde baixo (zona da clorita) (Foto 4.39).

Extensiva epidotização, por vezes emprestando realce as dobras sinmiloníticas (Foto 3.39), constitui-se em um importante caractere desses micaxistos e das rochas metavulcano-vulcanoclásticas.



Fotografia 4.30 — Relação bem definida entre o acamamento So e uma clivagem de fluxo por domínios. A refração desta última é marcante, enquanto uma xistosidade fina, inicialmente paralela a So, não é bem definida nesta escala (v. foto 4.31). Corte perpendicular de uma dobra de eixo curvo (v. fig. 4.6) relacionada a F3.

Fotomicrografia com aumento de 1 x (2,5 cm = 0,975 mm).

Local da amostragem: proximidades sul do Trevo de Taboleiro do Norte, na BR -116.

Fotógrafo: J. C. Cavalcante.

Por sua vez, a Zona de Cisalhamento Rafael Fernandes (ZCRF), subsidiária que mantém conexão com a Zona de Cisalhamento Portalegre (Fig. 4.1 e Foto 4.1), ficou caracterizada na localidade tipo, pela presença de milonito gnaisse, em parte xistoso, protomilonito e microbrechas, derivados de granitóides rosados e cinzentos, e milonito quartzoso (quartzitos relacionados ao Grupo Serra de São José). No embasamento gnáissico-migmatítico, a foliação milonítica afeta um bandamento Sn dobrado. Essa ZCRF mostra recorrência frágil (transtração), com formação de brechas, ligada aos movimentos mesozóicos gerador da Bacia de Pau dos Ferros (v. Srivastava *et al.* 1989 e Anexo II).

Nessas ZCs os indicadores cinemáticos apontam corriqueiramente para transcorrência dextral.

Falhas extensionais com mergulhos para E ou SE, assinaladas na borda leste da Serra de São José, em rochas do grupo homônimo e no “embasamento”, marca uma fase extensional com injeções de diques e veios quartzo-feldspáticos (Foto 4.40), certamente ligada as intrusões granitóides tardi-brasilianas.

4.6 - As grandes zonas de cisalhamentos limítrofes da região

4.6.1 - A Zona de Cisalhamento Portalegre (ZCPa)

Para essa ZC, as observações foram feitas em poucas estações, segundo os perfis, Itaú-Portalegre, Pau dos Ferros-Alexandria.

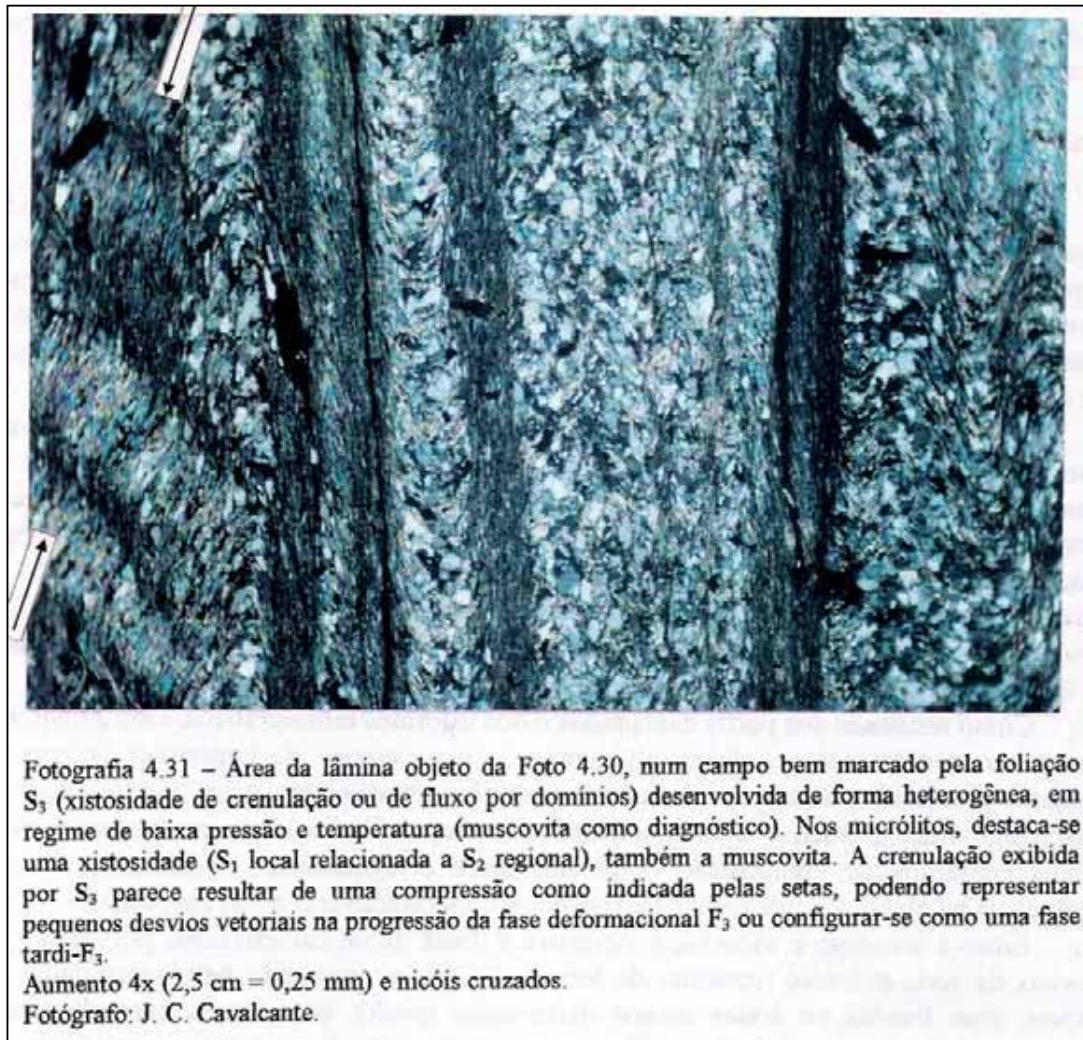
Seu registro de maior realce é feito sobre rochas granitóides, mormente aquelas de megacristais.

Importantes afloramentos de rochas miloníticas foram registrados na região compreendida entre a localidade que lhe empresta o nome e Riacho da Cruz, envolvendo rochas descritas como protomilonitos, milonitos, filonitos e ultramilonitos. Estes últimos como rochas de tonalidades escuras, afaníticas, de alteração cinza clara a amarelada, em finas placas argilosas. Nos termos miloníticos porfiroclásticos, a lineação de estiramento exhibe mergulhos oscilando entre 10 e 22° para SW, num sentido médio de 230° Az, para os mergulhos mais altos.

Nesse segmento, a heterogeneidade da deformação é bastante expressiva. De largas faixas miloníticas passa-se a bandas e *pods* de granitóide de megacristais (em parte ricos em *cumulatus* feldspáticos). Uma imagem dessa variabilidade de *strain*, é observada em intervalos centimétricos (p.ex., 15 cm), onde bandas de milonitos finos a muitos finos intercalam-se a de granitóide promilonítico.

Entre Pau dos Ferros e Alexandria, essa ZCPa manifesta o limite entre rochas gnáissico-migmatíticas cinzentas do Complexo Caicó (na concepção de Jardim de Sá 1994) e biotita ($\pm$ anfibólio) gnaisses finos, por vezes com intercalações de rochas calciossilicáticas e mármore (alguns corpos anfibo líticos próximos parecem pertencer a mesma sequência), comumente injetados de diques metapegmatitos dobrados e boudinados (Formação Jucurutu, Jardim de Sá 1994). Nesse trecho, a dissimetria dos feldspatos sigmoidais (*augen* gnaisses graníticos) e *boudins* de pegmatitos (em paragneisses) acusam rotação horária. A lineação de estiramento/mineral exhibe mergulhos que oscilam entre subhorizontal e 15° SSE, enquanto a foliação milonítica é corriqueiramente de alto ângulo ($>70^\circ$).

As condições metamórfica para o desenvolvimento da ZCPa, segundo Hackspacher & Legrand (1989), não ultrapassou a zona da biotita (fácies xisto verde com temperatura entre 350 a 450°C e pressão de 2 e 5 Kb). Contudo, em seção de Itaú para leste,



partindo-se de migmatitos com marcante diatexia pós-bandamento/foliação gnáissica S_n , percebe-se que essa zona foi nucleada num espaço que atingiu alta temperatura. Na configuração atual, pelo menos ao nível do perfil executado, registra-se um caimento de T no sentido das faixas miloníticas. Sobre esta questão, deve-se somar o descrito por Araújo & Archanjo (1995), quando denunciam a existência de “fabric plano-linear de alta temperatura, em parte exibindo uma mineralogia a hiperstênio”, ligada a zonas de cisalhamentos da região de Lucrécia (entre Martins e Patú, RN - Anexo II) relacionadas ao desenvolvimento dessa ZCPa e ao alojamento do Granitóide Umarizal.

Sua extensão para S como exibida na Fig. 3.1, revela sua influência no desenvolvimento da ambiência sedimentar mesozóica da Bacia Rio do Peixe e, além de sua extensividade até a Zona de Cisalhamento Malta-Farias Brito (já no *Shear Belt* Patos), marcando o limite oriental e sul do Sistema (Terrenos) Jaguaribeano(s).

4.6.2 - A Zona de Cisalhamento Senador Pompeu

Em termos da área revisada, essa unidade estrutural mostra pequena expressividade, manifestada às proximidades do canto NW (meridiano 39° W com paralelo 5° S), sendo representada por estreitas faixas de milonito gnaisses e milonito xistos. Estes últimos constituídos, em parte, por uma variedade a talco, clorita e anfibólio. O conjunto é sublinhado por meso e microdobras, e sigmóides de foliação e mineral de transcorrência dextral.

Ademais, para um melhor entendimento dessa ZCSP, as observações foram estendidas para SW, já que havia interesse para o estudo geofísico e que os dados de campo entre Quixadá – Banabuiú - Morada Nova e Cristais (fora da área) acusavam uma grande dispersão dessa ZC, em diversas e não expressivas faixas miloníticas para importância que se tem dado a ZCSP. Os mais importantes domínios de concentração de *strain* transpressional foram marcados às proximidades do Complexo Granitóide Quixadá-Quixeramobim (pares conjugados de *shear bands* refletindo uma compressão NW-SE), sem contudo mostrar forte extensividade para NE.

Como resultado dos perfis executados e dos informes bibliográficos, essa ZCSP tem como característico do seu desenvolvimento, o *emplacement* de importante volume de magmas granitóides com pulso preferenciais de sin - a tardi-cinemáticos, e a formação de macrosigmóides de rochas metassedimentares (fácies anfibolito), que contrastam com os tratos contíguos de composição predominantemente ortognáissica. Tardamente, mostra influência na elaboração de bacias molassóides, com plutonismo ácido associado.

Entre a área-tipo e Mombaça, Acopiara e Tauá, ficou caracterizada por seções de rochas da série milonito (conceito de Sibson 1977), incorporando heterogeneidades de *strain*, com bandas ou lentes menos deformadas (*pods*), de larguras centimétricas a métricas. Foram reconhecidos milonito gnaiss, milonito xisto, protomilonito e ultramilonitos/filonitos.

Os milonitos exibem, freqüentemente, bandamento composicional e colorimétrico, de larguras de milímetros a centímetros, em parte refletindo os caracteres da rocha mãe e, em parte, a heterogeneidade do *strain* (Cavalcante 1993b).

No sentido SW observa-se um aumento na taxa de rochas da série cataclasito, coexistindo com as da série milonito, mas de geração subsequente. São representadas, freqüentemente, por brechas com fragmentos de litotipos da série milonito numa matriz fina quartzosa, cuja elaboração foi creditada aos movimentos transtensionais eopaleozóicos ligados ao desenvolvimento da bacia molassóide de Cocó (Grupo Rio Jucá, Fig. 2.3).

Pelo lado do bloco Mombaça (Fig. 2.3), observa-se dobras abertas que foram giradas progressivamente no sentido a essa ZCSP, chegando ao desenho de dobras de eixos curvos (*sheath folds*).

Estatisticamente, no quadro atual, os indicadores cinemáticos (minerais rotacionados com sombras de pressão, sigmóides de foliação, *boudins*, relações entre S-C-C') de meso e microescalas apontam para rotação horária, com situações intermediárias onde essa indicação inexistente ou é discreta.

A foliação milonítica é preferencialmente de alto ângulo ($> 70^{\circ}$), enquanto a lineação de estiramento/mineral oscila de subhorizontal a 25° SW. Mesoscopicamente, esse

carácter de transcorrência dextral só encontra um maior destaque quando essa ZCSP solicita granitóides de megacrístais neoproterozóicos (p.ex., segmento entre Senador Pompeu e Quixeramobim).

Em termos de metamorfismo, essa ZCSP, onde observada, admite que sua maior diferenciação, no contexto geral do arranjo estrutural-metamórfico, foi iniciada em tempos posteriores a formação da foliação de média pressão das supracrustais metapsamito-pelíticas da Sequência Arneiroz (Complexo Ceará - na concepção de Medeiros *et al.* 1993 e Oliveira & Cavalcante 1993). Seu desenvolvimento acarretou cortes e deslocamentos na isógrada de média pressão (zona da cianita), além de mostrar-se associado com o aparecimento de uma segunda geração de sillimanita, em sítios com farta transferência e convecção de fluxo térmico (com destaque para os domínios sob a influência da ascensão de importantes volumes de magmas granitóides - informes adicionais para a ZCSP e outras próximas, v. Cabby *et al.* 1991 e 1995, e Arthaud *et al.* 1987a,b e 1988). Assim, nos sítios onde esta influência não é sentida a mineralogia é francamente de fácies xisto verde.

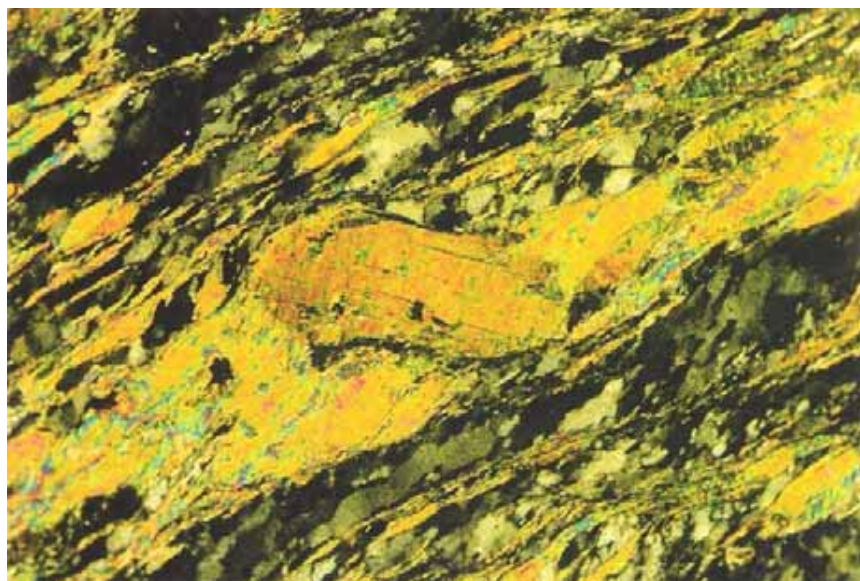
Fotografia 4.32 - Biotita gnaíse com bandamento de diferenciação metamórfica relacionado à fase F_2 e com estreitos corpos estratóides quartzo-feldspáticos de injeção leito-por-leito (qf) e um dique de mesma composição e de granulometria mais grossa cortando essa estruturação e com deformações relacionadas a F_3 .
Local: Serra de São José (Catolezinho), a WSW de Água Nova (RN).
Fotógrafo: J. C. Cavalcante.



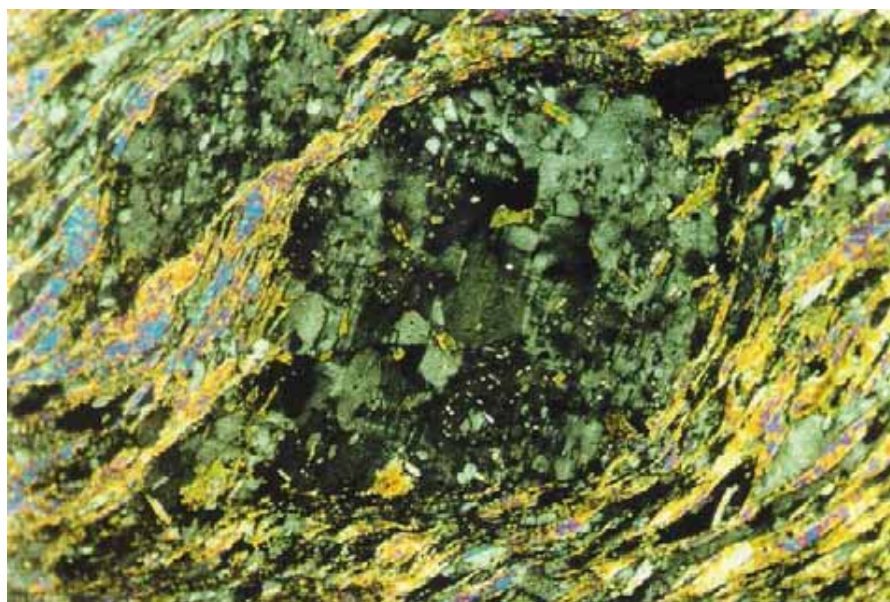
Fotografia 4.33 - Relação entre S_2 e S_3 em muscovita quartzito da parte superior da Formação Catolezinho. S_3 mais intenso do lado oriental, com parcial transposição. Área de influência da Zona de Cisalhamento Icozinho.
Local: Catolezinho (WSW de Água Nova).



Fotografia 4.34 - Dobras de F_2 desenvolvidas em anfibólio-biotita gnaíses com lentes calciosilicáticas, relacionados a seção inferior do Grupo Serra de São José (Formação Catolezinho). Associa-se um veio de leucogranito que corta S_2 e mostra-se dobrado, rompido (figuras de *moullion*) e com uma clivagem de fratura de espaçamento variável (foliação S_3 refratada). Superfícies axiais com mergulhos para SE.
Local: zona urbana de Venha Ver (RN).
Fotógrafo: J. C. Cavalcante.



Fotografia 4.35 – Biotita-muscovita xisto da Formação Minhuins exibindo porfiroblasto de biotita gerado em F_2 e rotacionado em F_3 , com discretos *kinks*. Fitas de quartzo em subgrãos, com forte extinção ondulante, apontam para uma cinemática de rotação dextral. Muscovitas de S_3 , em formas sigmoidais, também registram esta relação vetorial. Local da amostragem: 6 km SE de Venha Ver (RN). Fotografia com aumento de 4x (2,5 cm = 0,25 mm) e com nicóis cruzados. Plano subparalelo a **xz**. Fotógrafo: J. C. Cavalcante.



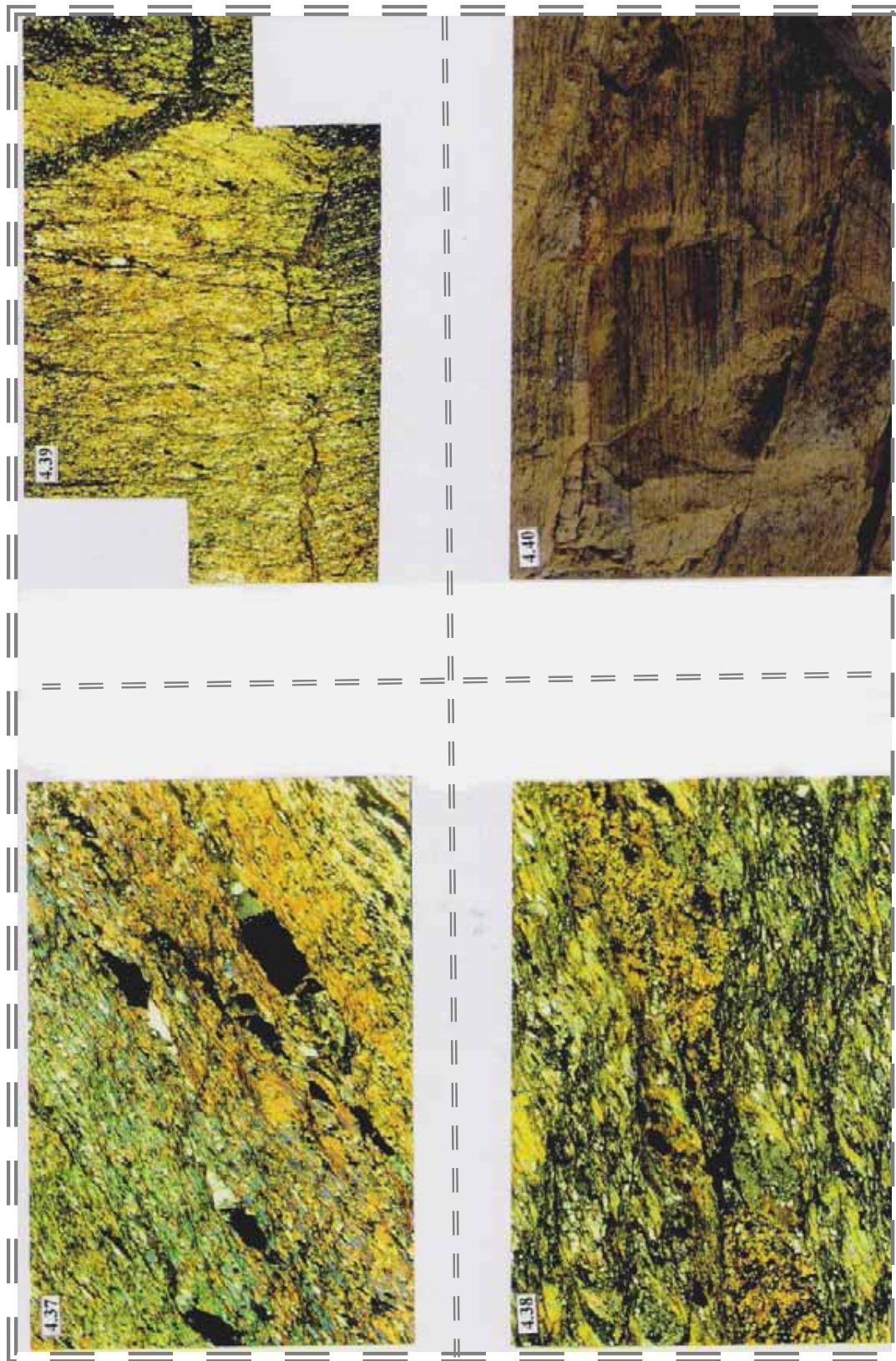
Fotografia 4.36 – Pórfiro sigmoidal de k-feldspato subgranularizado com inclusões de quartzo e biotita, em sistemas oblíquos e perpendiculares à S_3 milonítica e concordantes. Denuncia uma transcorrência dextral para a Zona de Cisalhamento Icozinho. Metatufo da Formação Minhuins. Fotomicrografia com aumento de 4x (2,5 cm = 0,25 mm) e nicóis cruzados. Plano paralelo a **xz**. Fotógrafo: J. C. Cavalcante.

Fotografia 4.37 - Cristais de opacos (magnetita) com sombras de pressão, biotitas lenticulares a sigmoidais e relação S-C-C' apontando para a cinemática dextral da ZCI.
Fotomicrografia com aumento de 1 x (2,5 cm = 0,975 mm) e nicóis cruzados.
Local: 5 km SE de Venha Ver.
Fotógrafo: J. C. Cavalcante.

Fotografia 4.38 - Relação S-C-C' em metatufo ácido da Formação Minhuins. Destaque para uma fase de baixa temperatura representada por domínios representados, predominantemente, por clorita e epidoto (ce).
Fotomicrografia com aumento de 4 x (2,5 cm = 0,25 mm) e nicóis cruzados. Local da amostragem: 7 km SE de Venha Ver.
Fotógrafo: J. C. Cavalcante.

Fotografia 4.39 - Visão microscópica mais ampla da fase de cloritização dos metamorfitos metavulcanossedimentares da região de Venha Ver-Poço Dantas. Os espaços ocupados pela clorita e epidoto marcam um desenvolvimento em regime frágil, numa cinemática de falhas transcorrentes com geração de estruturas do tipo *pull-apart*.
Fotomicrografia com aumento de 1x (2,5 cm = 0,975 mm) e nicóis cruzados.
Fotógrafo: J. C. Cavalcante.

Fotografia 4.40 - Ortognaisse do "embasamento" oriental do Grupo Serra de São José, afetado por falhas extensionais subparalelas aos veios graníticos leucocráticos. Mergulho médio dos gnaisses é para NW, enquanto o dos veios é para SE.
Corte do talude da estrada de terra Água Nova - Cel. João Pessoa (RN).



CAPÍTULO 5 GEOFÍSICA

Os resultados da interpretação geofísica não são conclusões, mas hipóteses, que podem ser testadas por meio de uma integração com outros resultados; eles não indicam, por si só, o modelo correto, mas permitem rejeitar aqueles que lhe são incompatíveis.

J. G. Luiz & L. M. da Costa (1995)

5.1 - Gravimetria

5.1.1 -Elementos metodológicos

Os informes gravimétricos utilizados neste capítulo, fazem parte, em sua maioria, do banco de dados do Grupo de Geofísica da Universidade Federal do Rio Grande do Norte-UFRN, que envolve informações, além daquelas geradas pela própria UFRN, de trabalhos executados pela Petrobrás (Petróleo Brasileiro S/A), Observatório Nacional (inerentes, em parte, como resultados do convênio ON -CPRM) e UFPA (Universidade Federal do Pará). A estes dados, foram adicionados novos informes adquiridos em 116 estações distribuídas segundo as linhas Morada Nova - Banabuiú - Solonópoles, Jaguaretama - Solonópoles - Senador Pompeu, Solonópoles - Nova Floresta - Orós, Senador Pompeu - Quixeramobim, Senador Pompeu - Piquet Carneiro - Acopiara - Zorra e BR-116 - Pereiro (Fig. 5.1)

Para o levantamento, foram utilizados um gravímetro do tipo La Coste & Romberg, modelo G, com precisão de 0,01 mGal, pertencente a Universidade Federal de Pernambuco; e 6 altímetros barométricos, sendo 3 digitais e 3 analógicos (marca Paulin). Deste instrumento, números iguais foram usados na base e nos deslocamentos (itinerantes).

Com vistas as correções de pressões, foram efetuadas leituras de 10 em 10 minutos, em cada altímetro de base, e feitas medidas de temperaturas seca e úmida.

A aquisição das coordenadas das estações processou-se com o uso de receptores de posicionamentos por satélites (*Global Positioning System – GPS*), de marca GARMIN, com precisão de 10 m (horizontal); enquanto as bases foram estabelecidas em RNs locais.

Os dados das observações gravimétricas foram arquivados e reduzidos segundo o programa de computador REGRAV (Sá 1994) que leva em conta a fórmula internacional da gravidade de 1967, correções de atração luni-solar (maré) e o valor da densidade igual a $2,67 \text{ g/cm}^3$, para a correção *Bouguer*. Esse trabalho inicial, desenvolvido em quase sua totalidade pela equipe do Grupo de Geofísica da UFRN, utilizou bases locais estabelecidas por este grupo para o Estado do Ceará.

Com a malha *Bouguer* estabelecida, passou-se a elaboração de diversos mapas gravimétricos da área em foco, incluindo-se tratos vizinhos (p. ex., Figs. 5.2 a 5.4). A esses mapas foi somado, para efeito de interpretação, o mapa da Moho recortado do trabalho de Castro *et al.* (1997a) (Fig. 5.5).

Por seu turno, a interpretação gravimétrica foi desenvolvida, inicialmente, sobre o mapa *Bouguer*, passando-se aos mapas de suas componentes regional e residual.

Esta separação das componentes do campo *Bouguer*, foi realizada com o objetivo de ter-se uma melhor resposta gravimétrica sobre as áreas de rochas metamórficas e ígneas, precambriano-eopaleozóicas, já que o arranjo isogálico do mapa *Bouguer*, para a

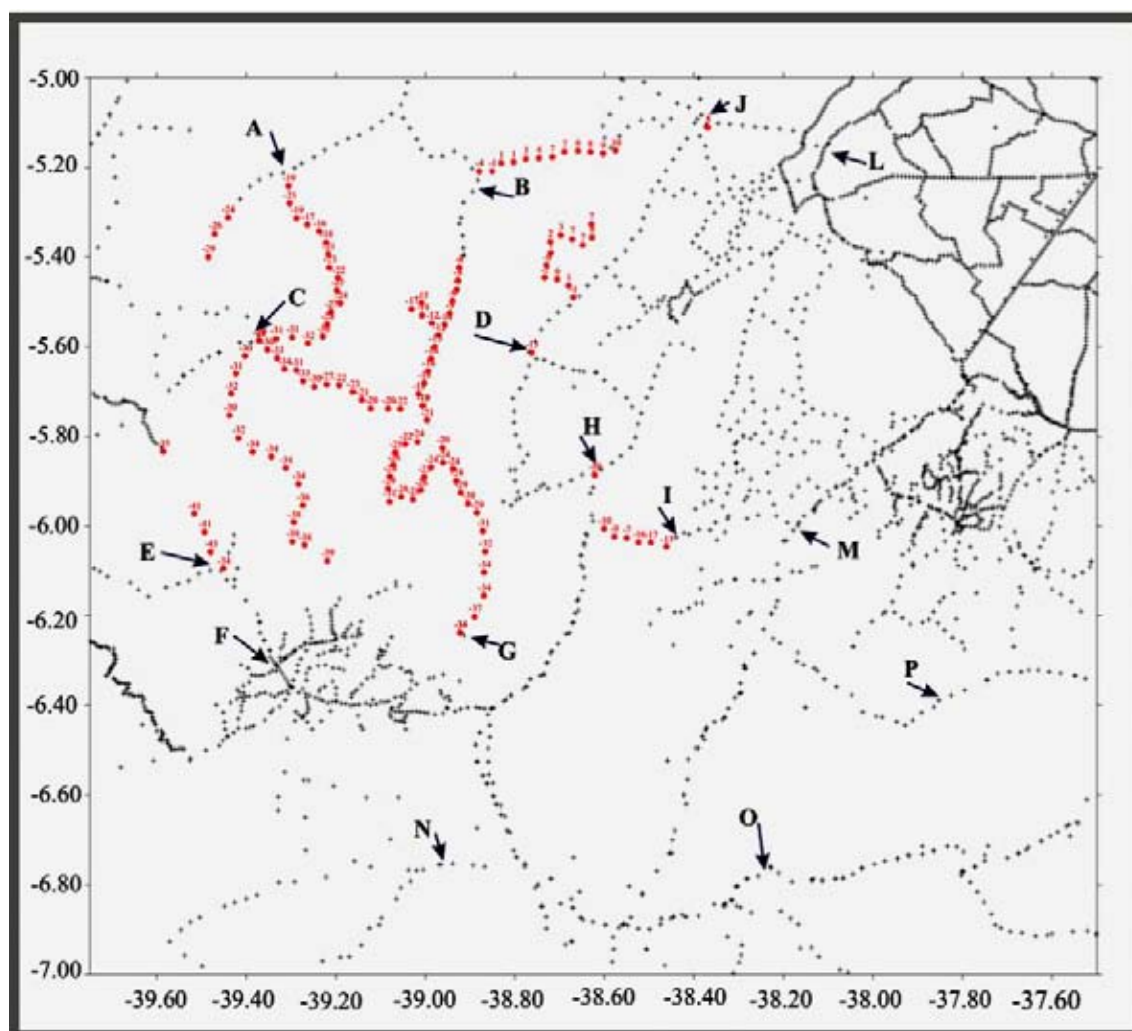
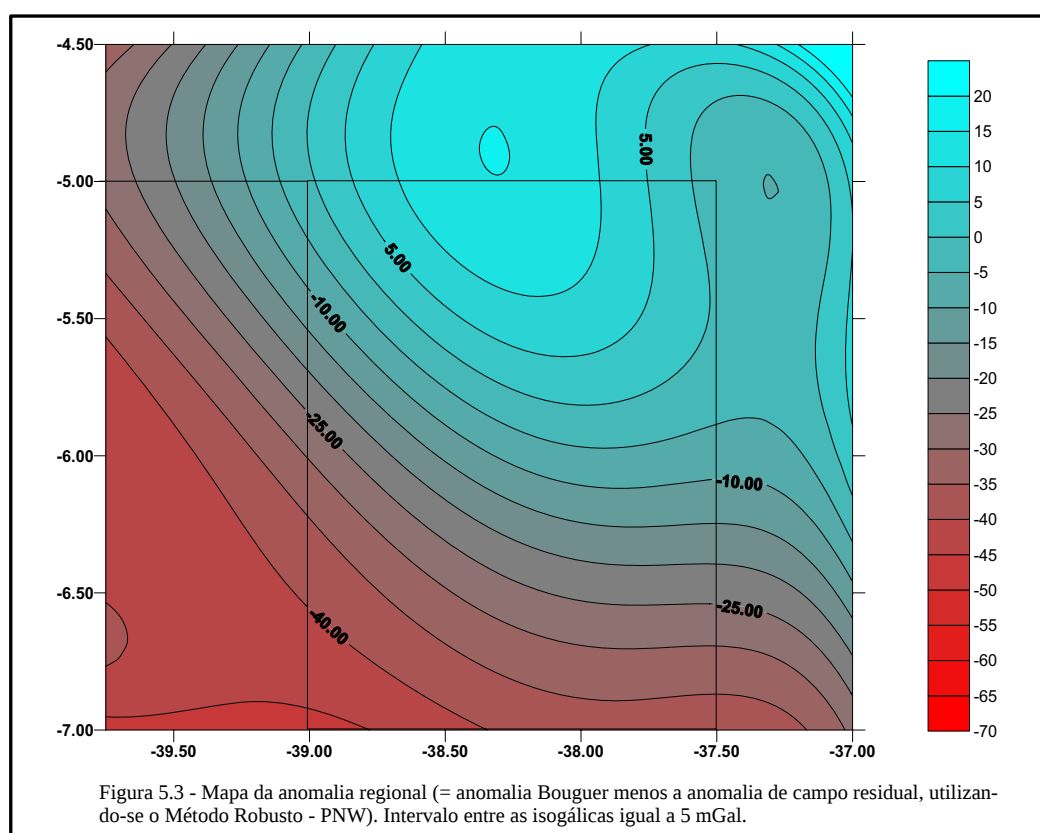
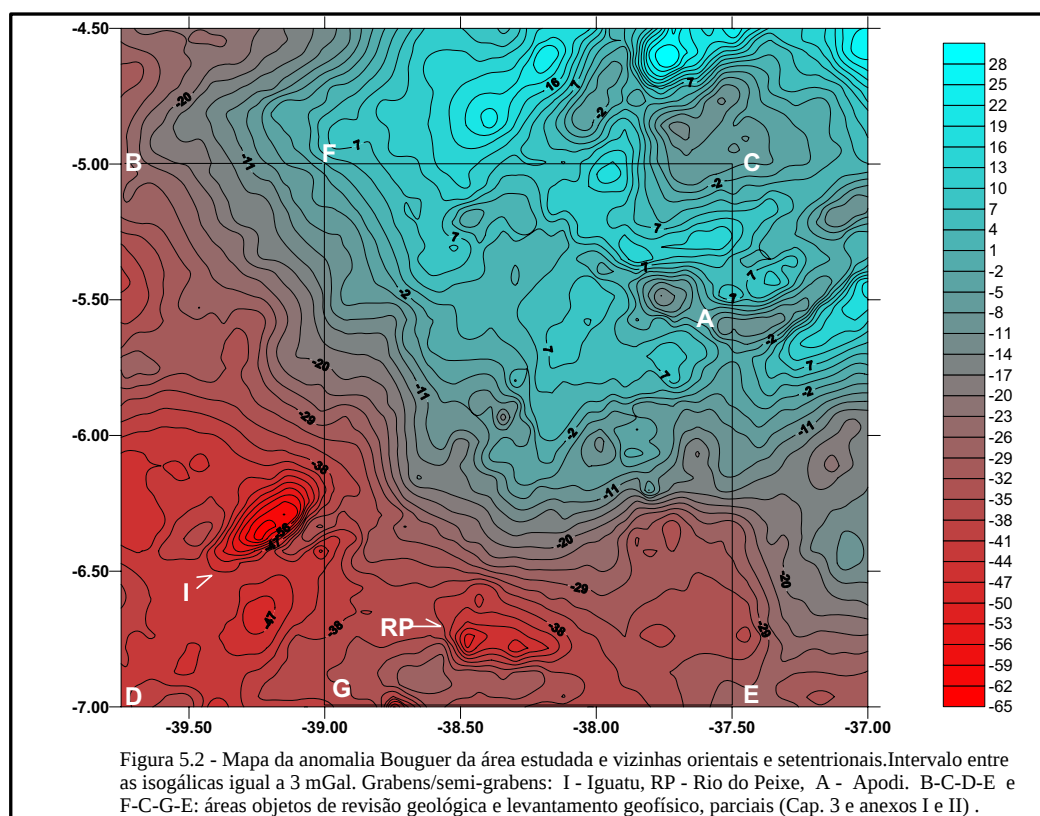


FIGURA 5.1 - Mapa de localização das estações.

● Estações levantadas durante o presente estudo.

+ Estações levantadas por trabalhos anteriores.

Cidades: A - Quixeramobim, B - Banabuiú, C - Senador Pompeu, D - Jaguaratama, E - Acopiara, F - Iguatu, G - Orós, H - Jaguaribe, I - Pereiro, J - Morada Nova, L - Limoeiro do Norte, M - Pau dos Ferros, O - Souza, P - Catolé do Rocha.



região, mostra-se com uma forte assinatura dos processos tectono-sedimentares mesozóicos (Fig. 5.2 e 5.3).

A separação das componentes residual e regional da anomalia *Bouguer* foi efetuada pelo método robusto - PNW (Beltrão 1989).

Por sua vez, o processo de obtenção dos mapas foi operacionalizado com o uso do software *Surfer*, versão 6.0.

A escolha do grau do polinômio mais adequado para o tratamento, deu-se numa rotina de comparação entre o mapa geológico e os mapas gravimétricos do campo residual (graus 1 a 9), todos elaborados na escala de 1.000.000 (síntese na Fig. 5.6).

A confecção dos perfis gravimétricos e respectivas modelagens, processou-se iterativamente por intermédio do programa *GRAVPOLY*, versão 2.2, para ambiente DOS, selecionando-se, *a priori*, algumas seções geológicas admitidas como representativas das grandes unidades litoestruturais da região. Neste processo, foram vinculadas diversas informações de campo, tais como tipos rochosos e seus domínios, relações de contato e atitudes de estruturas planares e lineares.

Mesmo tendo-se a área objeto do estudo geofísico delimitada pelos paralelos 5°00' - 7°00' S e meridianos 37°50' - 39°45' W, foram elaborados mapas que envolvem áreas vizinhas, com limites entre os paralelos 4°30' - 7°00' S e meridianos 37°00' - 39°45' W. Este comportamento foi promovido pela necessidade de ter-se uma visão integrada da região e evitar-se os efeitos de bordas, já que existiam dados disponíveis de trabalhos anteriores.

As coordenadas geográficas, para diversos mapas, é apresentada de 0,50 em 0,50 graus.

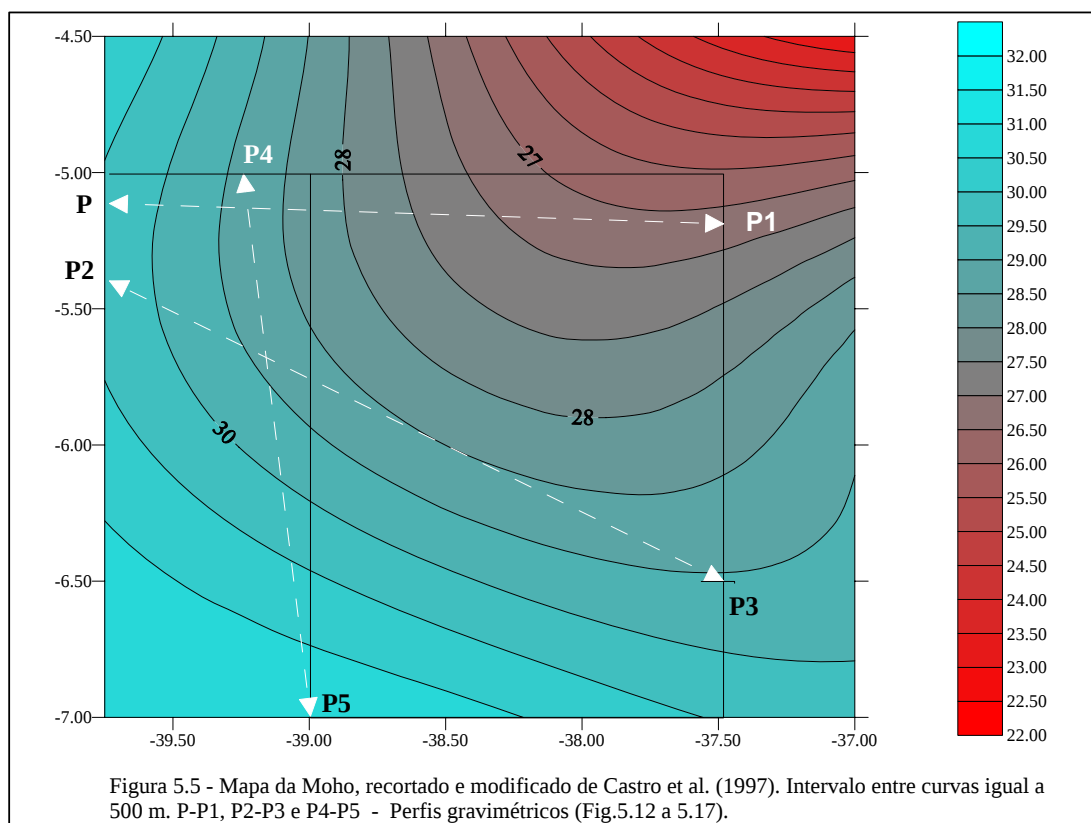
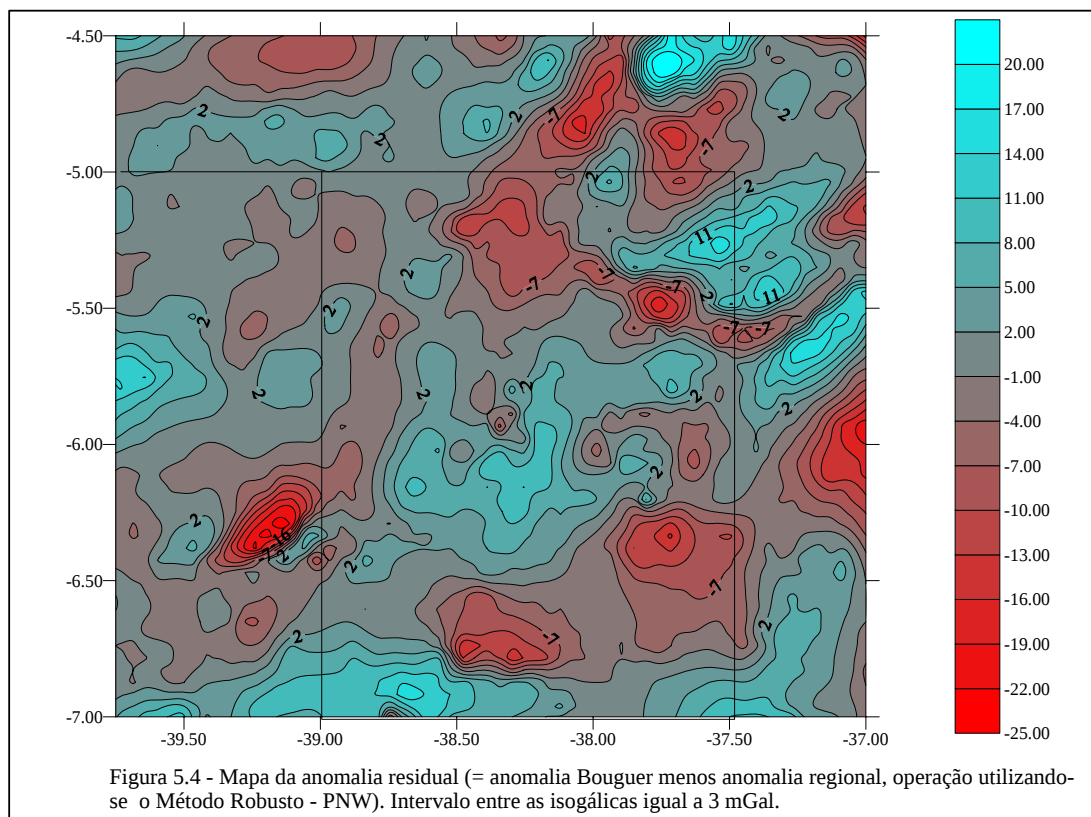
5.1.2 - Integração e interpretação geológico-gravimétricas

Para a leitura e interpretação dos dados gravimétricos foram elaborados eletronicamente diversos tipos de figuras (mapas de contornos e imagens), seguindo-se a operação de superposição de elementos geológicos aos geofísicos, anotando-se coincidências e diferenças nas seguintes variáveis: unidades estratigráficas *versus* anomalias gravimétricas, alinhamentos gravimétricos *versus* zonas de cisalhamentos, variação de gradientes, e padrões texturais. As deficiências nesse processo, residuiu, principalmente, na existência de setores, como o nordeste, que ostenta uma densa e sistemática distribuição de estações, e outros (grande parte da porção meridional da área) portadores de uma repartição bastante irregular, encerrando amplos espaços a serem levantados (Fig. 5.1).

5.1.2.1 - O mapa *Bouguer*

Para o setor crustal em questão, o Mapa *Bouguer* (Fig. 5.2), como registro da superposição dos efeitos gerados na litosfera continental (fontes de profundidades variadas) e na interface manto-crosta, exhibe um “relevo” de suave a medianamente ondulado, com uma razoável regularidade das isogálicas.

Estas curvas exibem uma tendência geral de decresção para SW, com baixos e médios gradientes, refletindo o comportamento da componente regional (anomalias de grande comprimento de onda e baixo gradiente - v. item mais adiante). Anomalias de pequenos comprimentos e médio a forte gradientes, ocorrem, predominantemente na



porção meridional e no quadrante NE, refletindo espaços de implantação de bacias sedimentares mesozóicas - *grabens* de Iguatu (I), Rio do Peixe (RP), e Apodi (A) (explicações adicionais no item 5.1.2.3).

As principais tendências dos alinhamentos gravimétricos prendem-se as direções NE e NW, com destaque para os segmentos em áreas onde foram implantadas as bacias mesozóicas (Fig. 5.2). Maiores informações sobre essa configuração, são exibidas no tratamento do campo residual.

Através da Fig. 5.7, constata-se que os desníveis isogálicos entre blocos litoestruturais contíguos, excetuando-se aquele relacionado ao Bloco Iracema *versus* Bloco Tenente Ananias (aprox. 33 mGal), são bem inferiores aqueles creditados a zonas de suturas (v. Gibb & Thomas 1976). Todavia, numa visão de conjunto, o desnível maior situa-se em torno de 41 mGal, marcado entre um máximo no Bloco Iracema e um “mínimo” no Bloco Pedra Branca-Mombaça (limite norte oriental da área estudada).

Na escala do Domínio Tectônico Setentrional da Província Borborema (D TS) (v. Capítulo 2), a tendência de decremento dos valores gravimétricos do campo *Bouguer*, no sentido NW, aponta para um importante espessamento crustal com projeção fora do limite ocidental da área (especificamente no espaço Granitóides Tauá - granitóides e migmatitos do Complexo Tamboril-Santa Quitéria) (Fig. 2.3). Enquanto as anomalias negativas, a SE, coincidem com os domínios de granitóides neoproterozóico - eopaleozóicos da região oeste do Estado do Rio do Norte (Fig. 5.6).

5.1.2.2 - O mapa do campo regional

No mapa da componente regional (Fig. 5.3), considerado como um desenho aproximado da interface Manto-Crosta (v. Fig. 5.5), observa-se que o gradiente principal, para a região leste do meridiano $37^{\circ}30'$, é de uma ampla superfície mergulhando suavemente de NE para SW (direção do *trend* de afinamento crustal Cariri-Potiguar). Aí, na parte norte, sentido a plataforma continental, não muito longe do canto NE desta área, marcam-se isogálicas de maiores valores absolutos (>5 mGal), que refletem, certamente, adelgaçamento crustal proporcionado quando do desenvolvimento do Rife Potiguar (nessa região a profundidade na Moho atinge valores em torno de 27 km; v. Matos 1992a, Castro 1997 e Castro *et al.* 1997a).

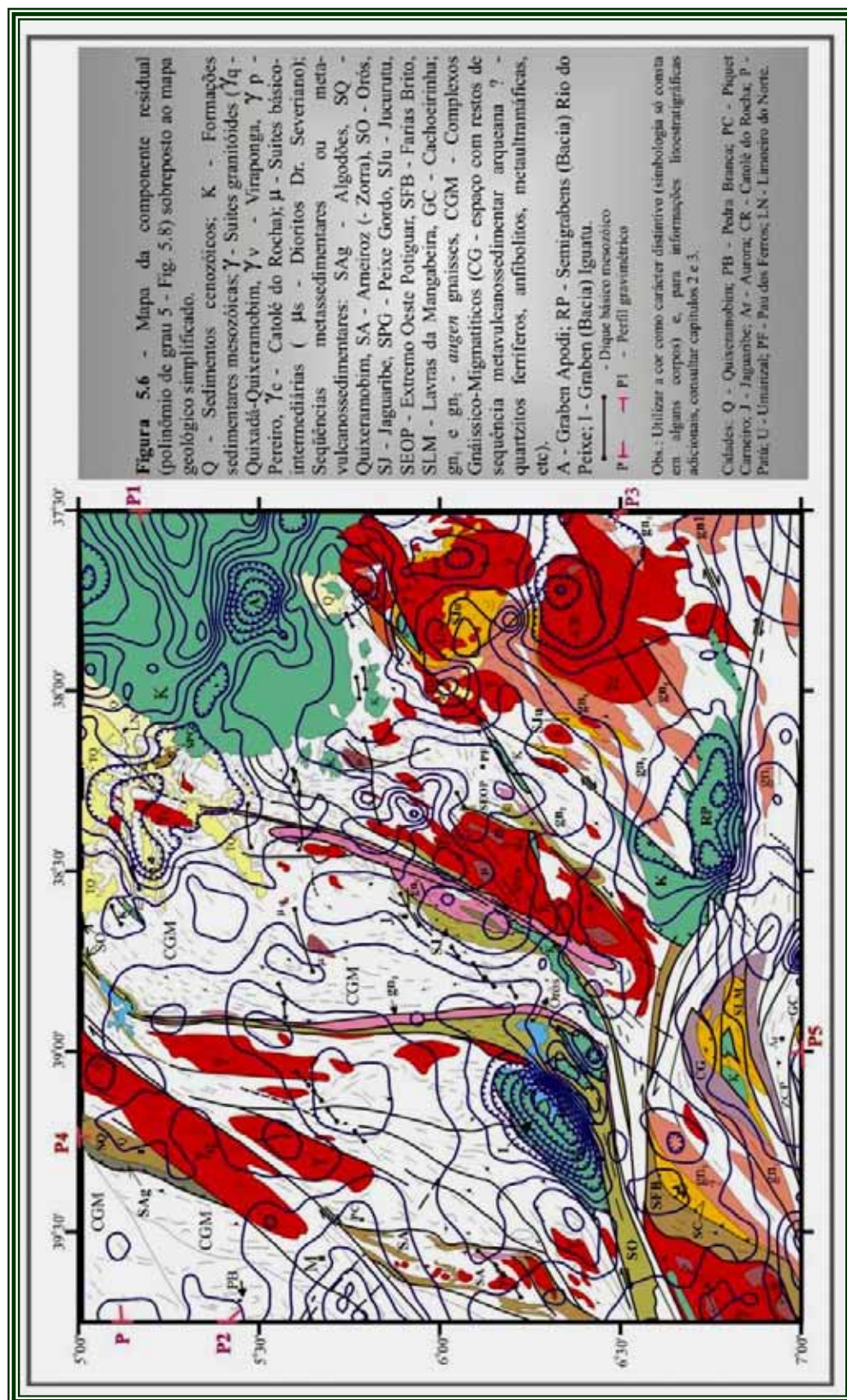
5.1.2.2 - O mapa do campo residual

A componente gravimétrica residual, resultante da subtração do campo da anomalia *Bouguer*, é responsável por um mapa (Fig. 5.8) onde as principais feições negativas são as anomalias A, C, I, RP, V e R. Acessoriamente, aparecem mínimos (p. ex.: F, F1 e F2, e aqueles do alinhamento X-X') de pequenos comprimentos de ondas e formas elipsoidal/subarredondadas. Os mais expressivos máximos são vistos em G, H, L e J (Figs. 5.8 e 5.9).

No geral, predomina um relevo de gradientes e amplitudes suaves a médios; não registrando-se importantes distribuições lineares de anomalias, como é característico dos terrenos com associações petrotectônicas do tipo fundo oceânico (ofiolitos).

As anomalias acima referidas exibem características e correlações geológicas, como mostradas a seguir:

Anomalia A – em superfície, projeta-se em áreas nordeste da região cartografada,



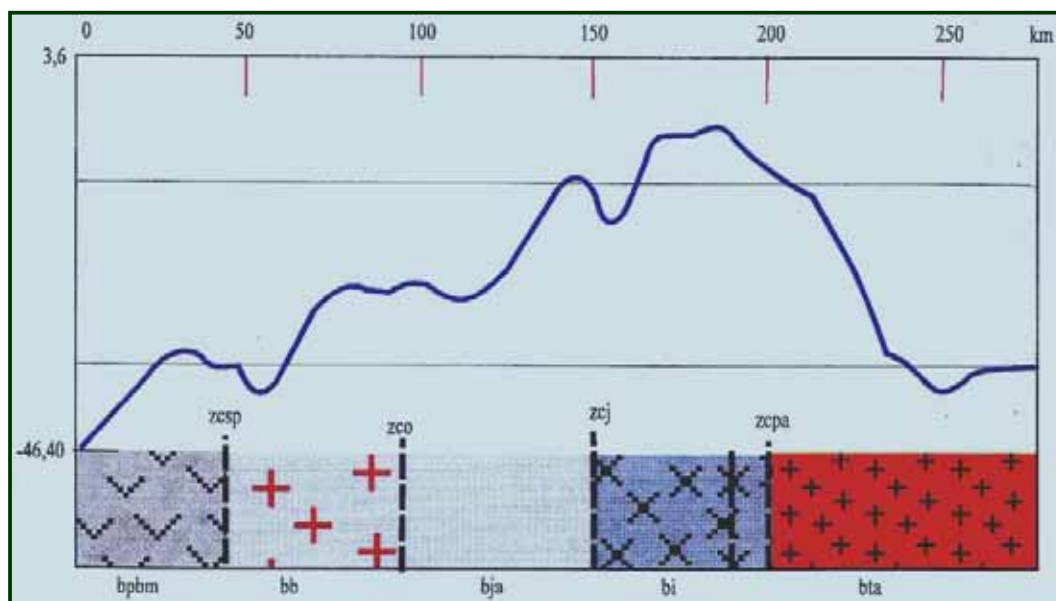
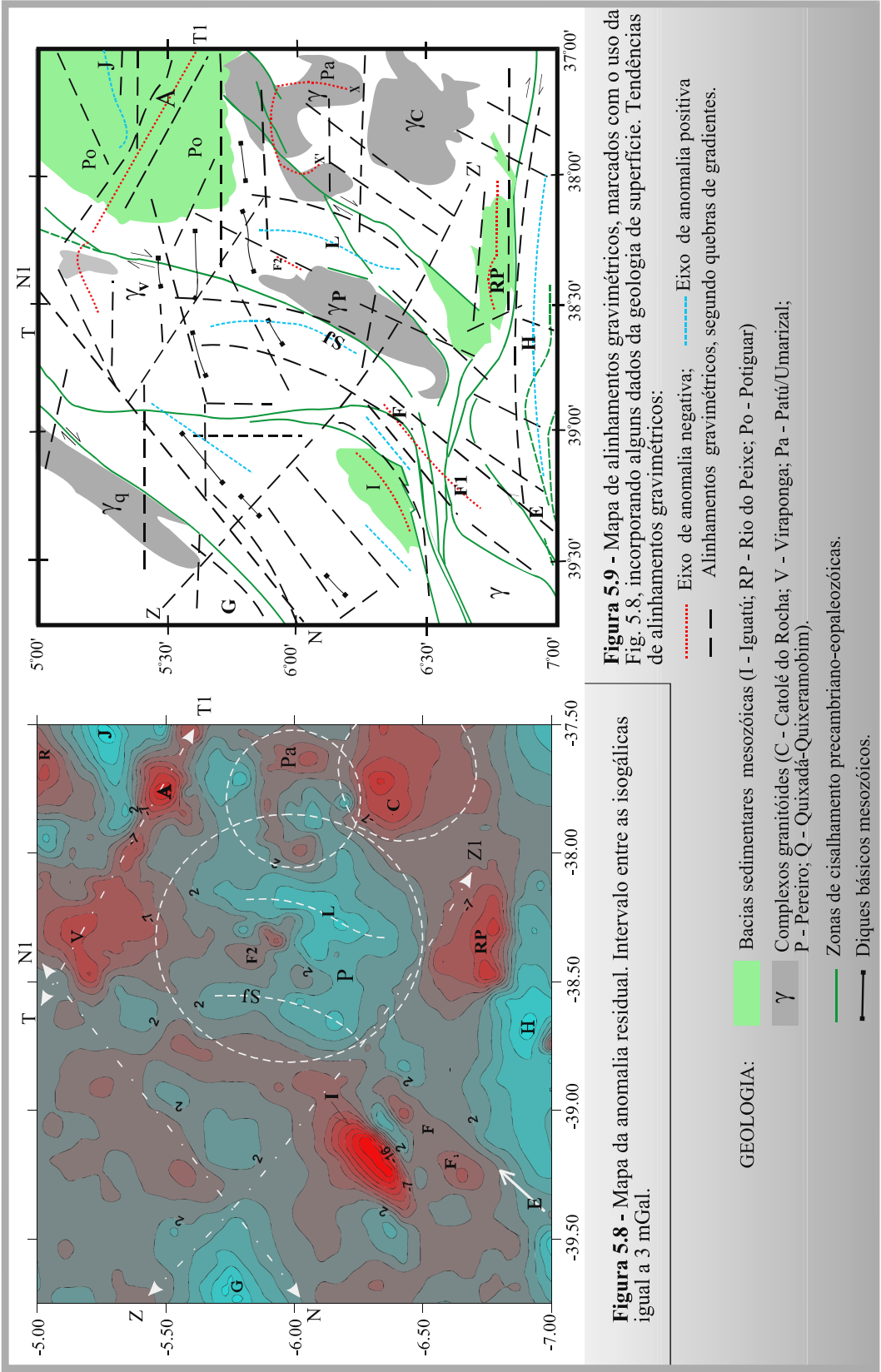


Figura 5.7 – Perfil Bouguer segundo P2-P3 (Fig. 5.2 – v. Fig. 5.6, para informações geológicas). Desníveis máximos das anomalias, entre os principais e contíguos blocos tectônicos, não atingem 40 mGal (bpbm – Pedra Branca-Mombaça; bb – Banabuiú; bja – Jaguaretama; bi – Iracema; bta – Tenente Ananias).



no domínio da Bacia Potiguar, marcando o sítio de máxima profundidade do chamado *graben* Apodi, tendo como limite meridional a falha extensional homônima. Nesse local, o pacote sedimentar atinge uma espessura de aproximadamente 5.000 m (maiores detalhes em Matos 1992a). Suas isogálicas definem um arranjo elipsoidal de baixo achatamento com eixo maior NW-SE, que baliza o Lineamento Tapera (T-T1, na Fig. 5.9).

Anomalia C – fora das anomalias negativas com projeções nas áreas sedimentares, essa anomalia (Fig. 5.9) constitui-se na mais importante. Com formato arredondado, maior gradiente na porção norte e atingindo -13 mGal, é materializada pelo batólito granítico Catolé do Rocha. A mesma adicionada aquelas menores que compõem o alinhamento de mínimos X-X', mapeam com certa precisão o espaço de distribuição dos corpos granitóides Catolé do Rocha, Patú e Portalegre-Umarizal (obs.: na parte norte, o valor negativo não deve ter sido muito influenciado pela presença de rochas sedimentares mesozóicas que preenchem um pequeno *graben* dessa região) (Fig. 5.6).

Anomalia I – com um mínimo entre -20 e -25 mGal, corresponde a um espaço crustal preenchido por sedimentos da bacia de Iguatú, que atinge uma profundidade em torno de 1,5 (conforme modelamento exibido mais adiante). Mostra formato elipsoidal (eixo maior NE-SW) e gradiente mais acentuado na porção sudeste (principal falha controladora, implantada num segmento da Zona de Cisalhamento Orós) (Fig. 5.9).

Anomalia RP – também corresponde a uma bacia sedimentar mesozóica (sub-bacias Rio do Peixe e Antenor Navarro), com mínimos de valores absolutos maiores do que -13 mGal.

A sua assimetria, com maiores gradientes pelo lado sul, admite uma forma de semi-*graben* para a ambiência deposicional Rio do Peixe, com a zona de falha mais importante do lado meridional, coincidindo com o *trend* da Zona de Cisalhamento Malta (Cinturão de Cisalhamento Patos), com média direcional em torno de E-W.

Anomalia V – essa feição de mínimo, com amplitude menor que as anteriores (restrita distribuição da isogálica -13 mGal), marca, em superfície, uma região de afloramentos de biotita-granitóides cinzentos neoproterozóicos, parcialmente rico em megacristais de feldspato potássico, que constituem corpos de dimensões batolíticas, *stocks* e diques, além de orto e paragneisses, em parte migmatíticos, encerrando lentes quartzíticas e anfíbolíticas (bastante subordinadas). Foi tratada como refletindo um complexo granitóide de dimensões batolíticas, só parcialmente aflorante (Granitóides Viraponga - Figs. 5.8 e 5.9). Sua forma de *boumerangue*, com concavidade voltada para sul, amarra pelo lado leste a extensividade do Lineamento Tapera e pelo noroeste um alinhamento gravimétrico pertencente ao sistema da Zona de Cisalhamento Senador Pompeu (SW-NE) e segmento setentrional da Zona de Cisalhamento Orós, após a curvatura de Banabuiú (Açude Pedra Branca) (v. Capítulo 4).

Por outro lado, a anomalia com parte expressa em R (canto nordeste da Fig. 5.8), também foi interpretada como de um batólito granítico, em parte não-aflorante, com base nas observações de campo efetuadas entre Limoeiro do Norte e Russas.

Anomalias F, F1 e F2 – as duas primeiras são denunciadas, respectivamente, através de informes de superfície, pelos sedimentos da bacia mesozóica de Icó e por um corpo de biotita-granito (Neoproterozóico?) (Fig. 5.6), enquanto a terceira deve referir-se, também, a um espaço ocupado por rochas granitóides, parcialmente aflorantes e representando uma extensividade da manifestação granitóide ligada ao episódio de colocação dos granitóides Pereiro (Neoproterozóico).

Anomalia G – trata-se de uma feição de máximo que tem correspondente, ao nível de rochas aflorantes, a uma área de afloramentos de ortognaisses cinzentos (mormente tonalito-granodioríticos) com níveis ou lentes de anfibolitos/metabasitos, metaultramáficas e rochas granulíticas (e enclaves eclogíticos ?) que tem sido cartografados como pertencentes ao Complexo Cruzeta (unidades Pedra Branca e Tróia) e a Unidade Mombaça (Capítulo 2). Mostra-se limitada, aproximadamente, pelo lado sudeste, por segmento da Zona de Cisalhamento Senador Pompeu (ZCSP).

Sua amplitude não ultrapassa a isogâmica de 14 mGal, com gradientes suaves e médios em todas as direções (insere-se num setor onde dominam as anomalias de topos muito rasos, conforme o estudo de Beltrão 1989, para a região W da ZCSP).

Anomalia H – diz respeito a uma importante anomalia positiva que, ao lado de outras do extremo sul da área (com representatividade parcial), mostra-se com dimensões maiores segundo o condicionamento imposto quando do desenvolvimento do Cinturão de Cisalhamento Patos.

Tem projeção numa área de afloramento de rochas gnáissico-migmatíticas com segmentos marcados por uma associação de anfibolitos (metabasaltos, metagabros e prováveis metatufos básicos), metaultramáficas, quartzitos (em parte feríferos e derivados de chertes), micaxistos, gonditos (?), rochas calciossilicáticas e mármore (CG, na Fig. 5.6). Esse contexto é similar ao da anomalia G. Sua intensidade gravimétrica máxima é de 14 mGal.

O desenho das isogâmicas marcam, razoavelmente bem, os traços de algumas zonas de cisalhamentos, além de exibirem distorções segundo o principal *trend* (NE-SW) de falhas mesozóicas (Figs. 5.8 e 5.9).

Nesse trato, as seqüências sedimentares mesozóicas e metassedimentares proterozóicas da região de Lavras da Mangabeira, não têm anomalias gravimétricas associada. Essa transparência pode dever-se a pouca profundidade dessas unidades, conforme dados estratigráfico-estruturais de campo, ao feitio do que acontece para grande parte da região ocupada pelas seqüências Orós e Peixe Gordo (Capítulo 3). A este pensamento, somam-se a baixa representatividade da “malha” gravimétrica existente, a escala do trabalho e os vínculos físicos adotados.

Anomalia L – situa-se num conjunto de anomalias positivas distribuídas acima da isogâmica de 2 mGal, que mapeia, razoavelmente bem, um setor de litostera continental que foi fortemente solicitado por intrusões de magmas dioríticos (suítes básico-intermediárias neoproterozóicas).

É responsável por um alinhamento NNE que, no sentido N, é claramente perturbado pela assinatura gravimétrica do Lineamento Tapera (estruturação mais jovem). Tem seu campo de máximo projetado sobre rochas gnáissicas cinzentas (granito-granodiorito-tonalíticas) do Bloco Iracema (Complexo Caicó/Iracema), num segmento onde servem de encaixantes para granitóides porfiríticos gnaissificados (*augen* gnaisses), provavelmente cronocorrelatos a litotipos similares associados à Seqüência Jaguaribe (SJ) (Fig. 5.6).

Anomalia J – não é denunciada por dados de superfície (área recoberta por sedimentos pós-rifte da bacia Potiguar), mas deve responder por uma interpretação similar a de L, mostrando descontinuidades gravimétricas impostas pela tectono-magmatismo mesozóico. Vale salientar que Matos (1992a), em seu Perfil G2, modela um corpo com densidade de 2,86 g/cm³ (rocha básica) encaixado em rochas do embasamento dessa bacia, como responsável por esta feição do relevo gravimétrico. Exibe forma

elipsoidal de eixo maior ENE e gradientes médios, com valor máximo de 14 mGal.

Por sua vez, alinhamentos gravimétricos, em parte denunciando importantes lineamentos estruturais (elementos de superfície), são assinalados neste mapa de anomalias residuais, nem sempre em grande destaque (Figs. 5.8 e 5.9), mas facilmente observáveis nos tratamentos com imagens onde a escala vertical (mGal) é exagerada e aplica-se uma “fonte de iluminação” inclinada, e naquela com realce dos gradientes horizontais (Figs. 5.10 e 5.11). Distribuem-se segundo três *trends*, sendo o dominante NE-SW, seguido dos NW-SE e em torno E-W.

O arranjo dos alinhamentos de eixos de anomalias, segundo estas tendências, é marcado por uma maior regularidade na porção meridional (*trend* EW) e noroeste (*trend* NE). Enquanto isto, na maior parte da área delinea-se uma combinação entre os *trends* NE e NNE com o NW e E-W.

Do *trend* NW-SE, destaca-se o alinhamento N-N1 que coincide com o Lineamento Tapera (Matos 1992a) e marca a direção de falhas do *graben* Apodi, e o Z-Z1 (alinhamento Piquet Carneiro) com duas assinaturas uma precambriana -eopaleozóica, representada por zonas de cisalhamentos dúctil-frágil, em parte preenchidas por diques, e outra frágil, mais jovem, envolvendo falhas normais, inversas e transcorrentes (dextrais, como observadas a SW de Lagoa Nova) de regime extensional.

Quando se faz uso da assimetria das anomalias do lado NE do alinhamento N -N1, nota-se que este parece refletir uma charneira que controlou o desenvolvimento de falhas listricas com mergulhos para NW, dominantes (quadrante NE das Figs. 5.8 e 5.9).

Com base no mostrado pela Fig. 5.9, não tem-se um alinhamento marcante para a Zona de Cisalhamento Senador Pompeu. Já aqueles exibidos no extremo S, passando entre H e RP, em torno de EW, traduz o *trend* do Cinturão de Cisalhamento Patos (CCP), mostrando realce na borda meridional da Bacia Rio do Peixe (Falha de Malta).

Alinhamentos em torno desta direção E-W, a norte do CCP, além de denunciarem bordas de corpos granitóides (porção setentrional dos granitóides Catolé do Rocha), cortam outros alinhamentos e, em observações de campo, refletem zonas preenchidas por diques de rochas básicas (geralmente diabásios) do sistema Rio Ceará-Mirim, onde insere-se o Lineamento Mossoró-Alto do Rodrigues de Matos (1992a).

Em superfície, as estruturas tectônicas em sistemas próximos de E-W são, frequentemente, de regime frágil, tais como falhas extensionais de rejeitos verticais e oblíquos (por vezes com importante componente direcional dextral – p. ex., entre Pereiro e Portalegre). Também, como na região de Jaguaribe, essas falhas servem como limites de pequenos semi-*grabens* preenchidos por sedimentos cenozóicos.

No mapa gravimétrico do Domínio Setentrional da Província Borborema, essa tendência E-W é vista em diversas áreas, tanto cortando como coincidindo com elementos estruturais de superfície, tanto de idades precambrianas como fanerozóicas.

5.1.2.3 -Modelagem gravimétrica

Essa modelagem foi executada segundo perfis gravimétricos previamente selecionados, com base nos informes geológicos de superfície e na expectativa de agregar-se um tratamento mais refinado às seções geológicas correspondentes. Para isto, foi utilizado o programa GRAVIPOLY (sinais de corpos de geometria 2,5D), para ambiente DOS. Neste método direto os valores das densidades (variável importante e que fornece marcante vínculo restritivo na interpretação dos dados gravimétricos, mas

sendo a de mais fácil obtenção) foram estimados a partir de dados preexistente para rochas ou conjuntos de rochas da região e de padrões contidos na literatura especializada, como segue:

Rochas	Densidades (g/cm ³)
Ortognaisses granitóides cinzentos (TTG)	2,74
Granitos	2,62 a 2,65
Gnaisses diversos com intercalações de metabásicas	2,76 e 2,77
Metabásicas	2,80 e 2,98
Paragnaisses dominantes, com intercalações de quartzitos, mármore e xistos aluminosos	2,69 e 2,70
Quartzitos + micaxistos + gnaisses	2,62
Metassedimentos de baixo grau, dominantes e subordinando metavulcânicas ácidas (Grupo Orós)	2,64

Tabela 5.1 – Densidades médias para litotipos e agrupamentos de rochas aflorantes nas áreas abarcada pelas folhas Mombaça e Catarina (escala 1:100.000) – Estado do Ceará (seg. Metelo *et al.* 1993a,b).

Rochas	Nº de amostras	Densidade média (g/cm ³)	Mediana (g/cm ³)
Gnaisses granulíticos ácidos	3	2,76	2,77
Gn. granulíticos intermediários	3	2,84	2,83
Gn. granulíticos básicos	3	3,10	3,13
Outros gnaisses	18	2,69	2,69

Tabela 5.2 – Densidades de rochas dos terrenos precambrianos -eopaleozóicos do Estado do Ceará, aflorantes em áreas compreendidas entre a Zona de Cisalhamento Senador Pompeu e limite norte -oriental da Bacia Parnaíba (seg. Beltrão 1989).

Rochas	Densidades (g/cm ³)
Crosta continental	2,75 (média)
Granitos	2,63 e 2,66
Rochas básicas	2,80; 2,83; 2,85 e 2,87
Rochas sedimentares	2,60

Tabela 5.3 – Densidades de litotipos da Bacia Potiguar e áreas adjacentes (seg. Matos 1992a).

Rochas	Densidades (g/cm ³)
Granitóides	2,61 a 2,91
Rochas encaixantes dos granitóides (gnaisses e migmatitos diversos, e metassedimentos)	2,57 a 2,75

Tabela 5.4 – Densidades de fácies granitóides do Complexo Quixada-Quixeramobim e de suas encaixantes (seg. Castelo Branco & Souza 1997).

Rochas	Densidades (g/cm ³)
Rochas sedimentares mesozóicas	2,32*
Rochas do embasamento	2,64*

Tabela 5.5 – Densidades de litotipos da Bacia Iguatu e do seu embasamento (seg. Bedregal 1991).

* valor médio.

Com esses dados e os informes de campo (vínculos geológicos), no que tange a percentagem de cada tipo rochoso em cada unidade litoestratigráfica ou litodêmica, além das relações e dos parâmetros estruturais, foram estabelecidos os seguintes vínculos (pressuposto: a maioria das anomalias da componente residual registram, para os setores crustais expostos, sinais de fontes aflorantes ou rasas):

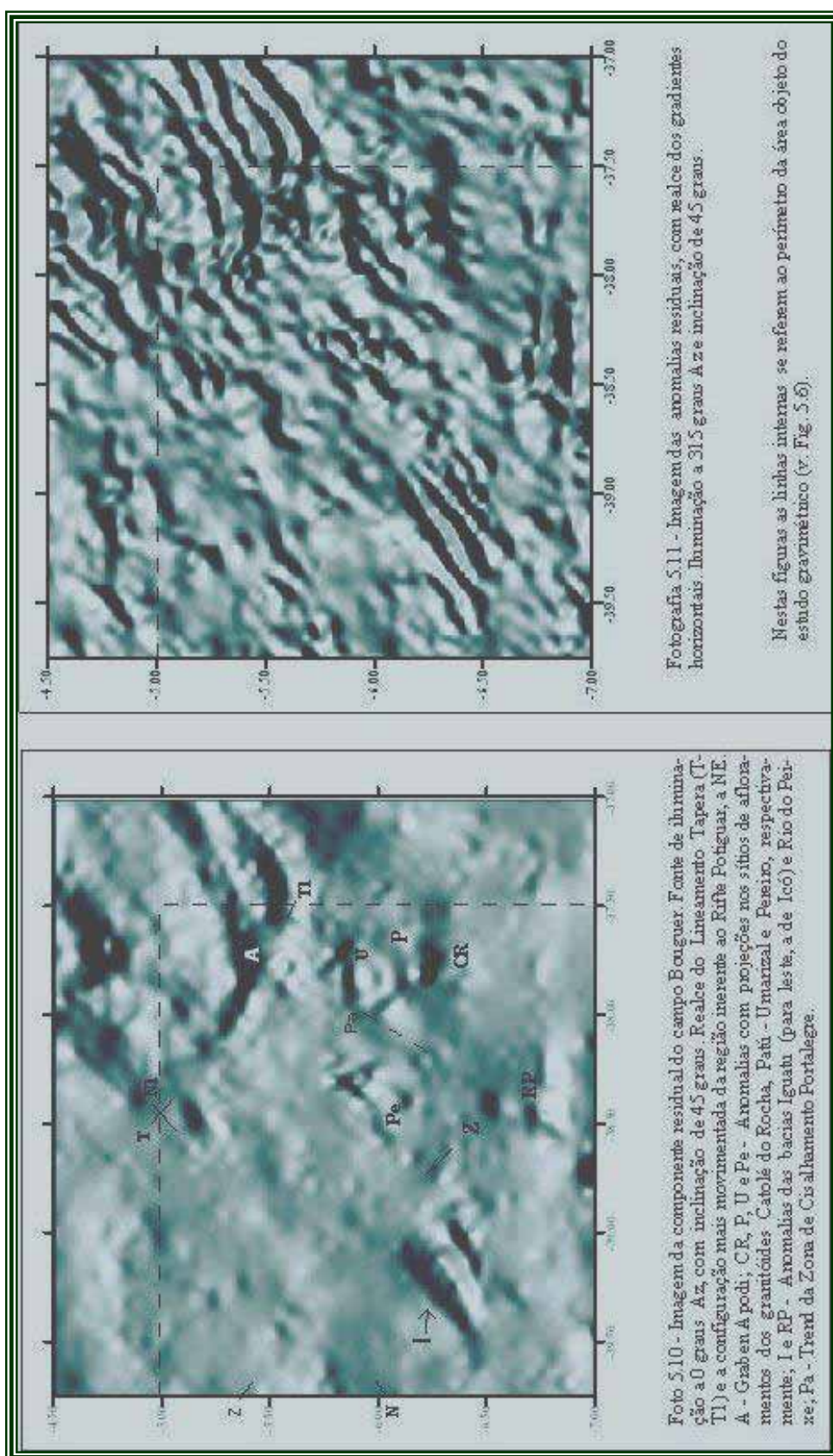
a) Densidades das fontes anômalas conforme os dados exibidos na Tab. 5.6;

Rochas	Densidades (g/cm ³)
Rochas sedimentares	2,43* e 2,60**
Metassedimentos	2,70
Metassedimentos + ortognaisses graníticos vulcanoplutônicos + anfibolitos (metabasaltos + metagabros)	2,77
Biotita granitóides	2,67 a 2,69
Associação de granitóides com corpos dioríticos ou gabro-dioríticos, subordinados	2,72 e 2,77
Dioritos + granitóides a biotita e /ou anfibólio e magnetita	2,83
Ortognaisses graníticos a biotita e/ou anfibólio (predominantes) + metarioritos + metabasaltos/metandesitos + metassedimentos	2,81
Complexos gnáissicos (mormente tonalito-granodioríticos) - em parte com importante participação de lentes anfibolíticas	2,78 a 2,81
Complexos gnáissico-migmatíticos com alta taxa de mobilizados leucograníticos ou <i>sheets</i> -diques graníticos	2,70 a 2,72

Tabela 5.6 – Tabela das densidades médias adotadas para a elaboração dos perfis gravimétricos do presente estudo (Figs. 5.12 a 5.17). * Densidade média para as rochas sedimentares da Bacia Iguatu.

** Densidade média para as rochas da Bacia Potiguar.

b) Densidade média da crosta continental, (base onde se inclui os corpos anômalos – unidade de referência de cálculos, $\Delta\rho = \rho_x - \rho_0$) e do manto, para a região, iguais a 2,75 g/cm³ e 3,30 g/cm³, respectivamente (v. Matos 1992a).



Perfil P-P1 (Quixadá-Limoeiro do Norte) (Figs. 5.12 e 5.13) - Este Perfil estende-se desde proximidades norte da cidade de Boa Viagem, até leste de Limoeiro do Norte, seccionando os grandes blocos crustais conhecidos, de oeste para leste, como Pedra Branca-Mombaça (Maciço Tróia), Banabuiú e Iracema.

Em escala de cartografia regional, do 3 km ao 51 km, modela-se um corpo gnáissico (corpo 1), com densidade de 2,72 g/cm³, correspondendo a um domínio gnáissico-migmatítico (Complexo Cruzeta + Unidade Mombaça + metassedimentos e metavulcanoplutônicas básicas da Sequência Algodões), marcado por segmentos com importante participação de ortognaisses leucocráticos, em jazimentos de dimensões e formas variadas (p.ex., diques-*sheets* e *stocks*). O limite oriental desse corpo coincide com o início (51 km) de uma anomalia negativa modelada como de uma unidade rochosa de densidade igual a 2,68 g/cm³, correspondendo, em superfície, a uma importante expressão de litotipos do Complexo Granitóide Quixadá-Quixeramobim somados, pelo lado ocidental (sem diferenciação gravimétrica), aos metassedimentos (micaxistos, quartzitos e metacalcários) da Sequência Quixeramobim (Fig. 5.6).

Do 77 km ao 132 km, modela-se um corpo, também de domínio gnáissico, mas com densidade menor (2,71 g/cm³), tendo-se em vista a maior participação de corpos graníticos de baixo índice de cor. Neste espaço, a Sequência Orós (metassedimentos, metariolitos e gnaisses facoidais) mostra-se transparente, mesmo notando-se uma suave curvatura no perfil gravimétrico, com inflexão às proximidades do ponto corresponde a projeção da Zona de Cisalhamento Orós. Isto vem a favor das observações de campo que apontam para espessura e profundidade reduzidas dessa sequência, acima do paralelo de Jaguaretama (Fig. 5.6).

A seguir, 132–177 km, tem-se o corpo 4, que representa a principal anomalia negativa da seção, sendo interpretada como assinatura de um corpo com densidade igual a 2,67 g/cm³, correspondendo, por intermédio das observações de superfície, a biotita granitos de granulação média até tipos porfiríticos de megacrístais (expressão batolítica parcialmente aflorante e materializada pelos granitóides Viraponga, Morada Nova e Bixopá, além de inúmeros diques de biotita granitos e pegmatitos em toda região da anomalia) (V - nas figuras 5.6, 5.8 e 5.9).

Por seu turno, rochas dos complexos Jaguaretama e Iracema e da Sequência Peixe Gordo, cartografados em segmentos superficiais desse corpo granítico, mostram-se transparente ao método. Fato que parece dever-se, além da espessura e composição dos gnaisses e metassedimentos de baixo grau, a importante participação de diques e *stocks* de rochas ácidas (biotita granitos cinzentos, pegmatitos e aplitos).

Os corpos 6 e 7, recebem projeções numa área quase literalmente encoberta por sedimentos meso-cenozóicos (Fig. 5.6). Foram modelados com uma $\rho = 2,67$ g/cm³, devendo responder pelos biotita granitos ricos em pórfiros de k-feldspatos, aflorantes a norte e noroeste de Limoeiro (p.ex. Granito Quixeré), já que os corpos sedimentares, nesse setor, são de pequena profundidade.

O corpo 6 ($\rho = 2,70$ g/cm³) foi interpretado como uma particularidade menos densa do Complexo Iracema. Em 8 (representação no pontilhado da Fig. 5.12), modela-se um corpo de $\rho = 2,60$ g/cm³, tendo correspondência nos sedimentos da Bacia Potiguar e nas coberturas cenozóicas do vale do baixo Rio Jaguaribe, num sítio onde as profundidades oscilam, no sentido W-E, entre 0 e 500 m (base: Mapa Estrutural do Embasamento da Bacia Potiguar - Matos 1992a).

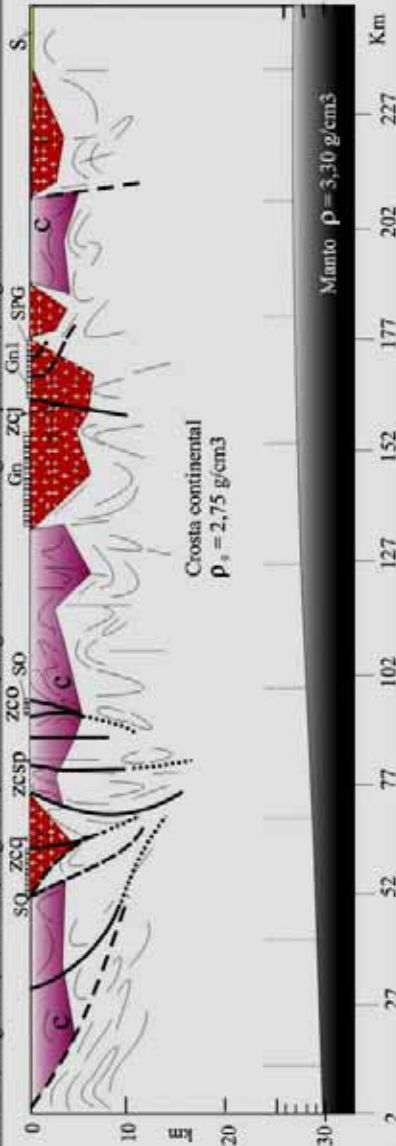
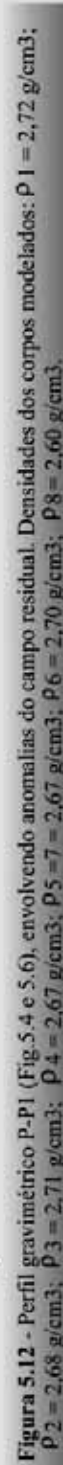
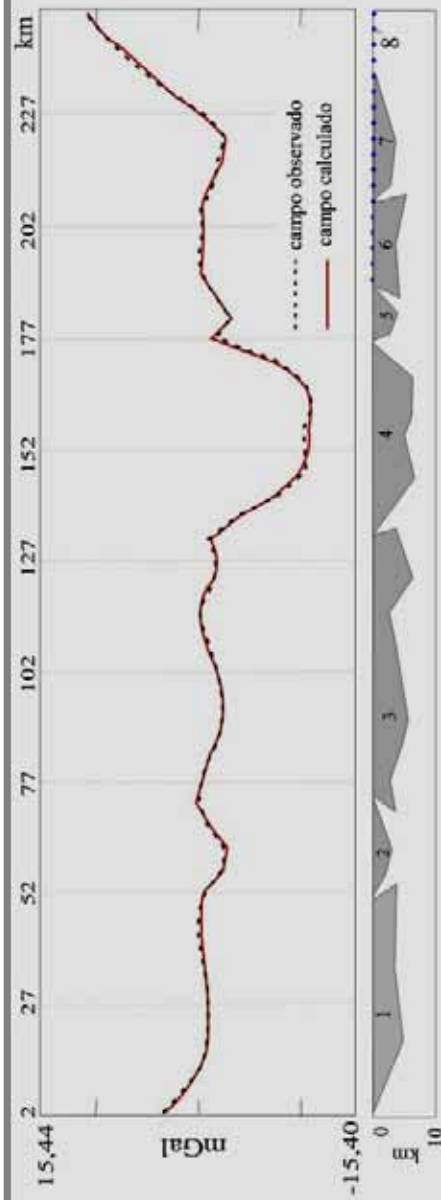


Figura 5.13 - Perfil de integração geológico-gravimétrico utilizando as Figs. 5.6 e 5.12, e incluindo a mofo (v. Fig. 5.5).
C - Domínio de rochas gnáissico-migmatíticas; γ - Granitóides; S - Rochas sedimentares; marcas sobre espaços com conjuntos de rochas separadas pela geologia de campo e sem anomalias correspondentes (SQ - Sequência Quixeramobim; SO - Sequência Oros; Gn - Parte de um domínio gnáissico-migmatítico - litotipos para e ortoderivados, localmente incluindo lentes de quartzitos e diques graníticos; Gnl - Conjunto similar ao anterior; SPG - Sequência Peixe Gordo).

Perfil P2-P3 (Pedra Branca - Catolé do Rocha) (Figs. 5.14 e 5.15) - Nesse perfil o corpo 1, com $\rho = 2,78 \text{ g/cm}^3$, atingindo uma profundidade máxima de 6 km, marca uma particularidade de um conjunto de rochas gnáissicas (principalmente tonalito - granodioríticas), com diques - *sheets* de leucogranitóides, lentes de rochas metabásico - ultrabásicas, calciossilicáticas, quartzíticas e gondíticas (Complexo Cruzeta + Unidade Mombaça, seg. concepção de Oliveira & Cavalcante 1993), incluindo unidades de fácies anfibolito e, acessoriamente, granulito (eclogitos retrometamorfizados têm sido citados na literatura).

Nesse trecho não se registra o Complexo Granitóide Quixada - Quixeramobim, onde deve conter significativa contribuição de rochas dioríticas, elevando a densidade média para o valor de $2,75 \text{ g/cm}^3$ (densidade “de base”).

Um mínimo de pequena amplitude tem projeção na área do batólito granitóide Senador Pompeu (porção terminal norte), onde residem termos granito - granodioríticos de megacristais e dioritos subordinados. Partindo - se deste tipo de associação rochosa, modela - se um corpo com densidade média de $2,72 \text{ g/cm}^3$, atingindo profundidade máxima de 2 km.

Do 127 km, para leste, situa - se o principal máximo (11 mGal) do perfil, projetado numa área de rochas gnáissicas (sítios onde são freqüentes as intercalações anfibolíticos e calciossilicáticas) do Complexo Iracema (na região Encanto - Pau dos Ferros - Lagoa Nova), tendo como modelo o corpo 8, com $\rho = 2,81 \text{ g/cm}^3$, parcialmente aflorante e atingindo profundidade máxima em torno de 7,9 km nas imediações do 202 km.

O polígono 5, de forma trapezoidal e indo até a profundidade de 5 km, modela um corpo com $\rho = 2,81 \text{ g/cm}^3$, materializado pela Sequência Jaguaribe e metaplutônicas graníticas cronocorrelatas (Cap. 3).

Para o espaço 4, da Fig. 5.15, foi admitida a existência de um corpo de rochas não - aflorantes (topo em profundidades entre 2,7 e 4,0 km) e com $\rho = 2,85 \text{ g/cm}^3$, certamente constituído de litotipos básicos ou básico - intermediários. Enquanto isto, o segmento sobre rochas do Complexo Granitóide Pereiro, entre os 150 km e 173 km, recebeu modelagem através de dois polígonos, estando o de número 6 caracterizado por uma $\rho = 2,77 \text{ g/cm}^3$ (profundidade máxima de 4 km) e 7 com $\rho = 2,83 \text{ g/cm}^3$ (zona marcada por uma expressiva participação de rochas dioríticas - v. na Fig. 5.6, μs - Dioritos Dr. Severiano).

Finalizando, aparece uma anomalia negativa que é a mais importante do Perfil, sendo dada como registro do corpo granítico Catolé do Rocha (polígono 9 da Fig. 5.14).

Perfil P3-P4 (Quixeramobim - Lavras da Mangabeira) (Figs. 5.16 e 5.17) - Nas condições dos vínculos adotados para o modelamento deste perfil, os metassedimentos de Quixeramobim não ostentam expressão gravimétrica, sendo diluídos na densidade média de $2,75 \text{ g/cm}^3$ da unidade de “base” (crosta continental), ao contrário da seção P - P1, onde os mesmos foram transparentes para uma densidade de $2,68 \text{ g/cm}^3$ de rochas graníticas.

Os dois primeiros corpos modelados, com $\rho = 2,76 \text{ g/cm}^3$ e $\rho = 2,77 \text{ g/cm}^3$ e estendidos até profundidades de 2 e 3 km, respectivamente, representam partes do Complexo Granitóide Quixada - Quixeramobim, com porcentagens variadas da fácies diorítica.

Entre os 43 - 150 km, domínio do Bloco Banabuiú, os corpos 3, 4 e 6, com respectivas densidades de $2,70 \text{ g/cm}^3$, $2,77 \text{ g/cm}^3$ e $2,68 \text{ g/cm}^3$, relacionam - se aos granitóides Senador Pompeu (3), a uma particularidade subsuperficial do Complexo

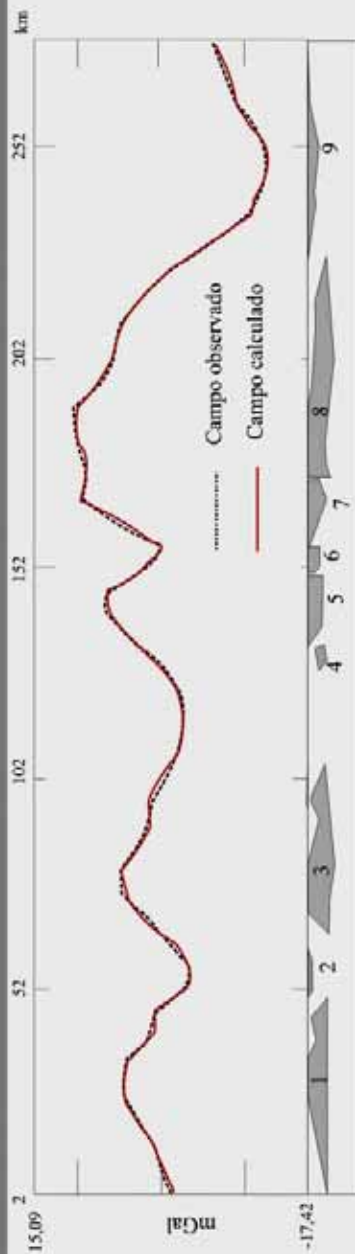
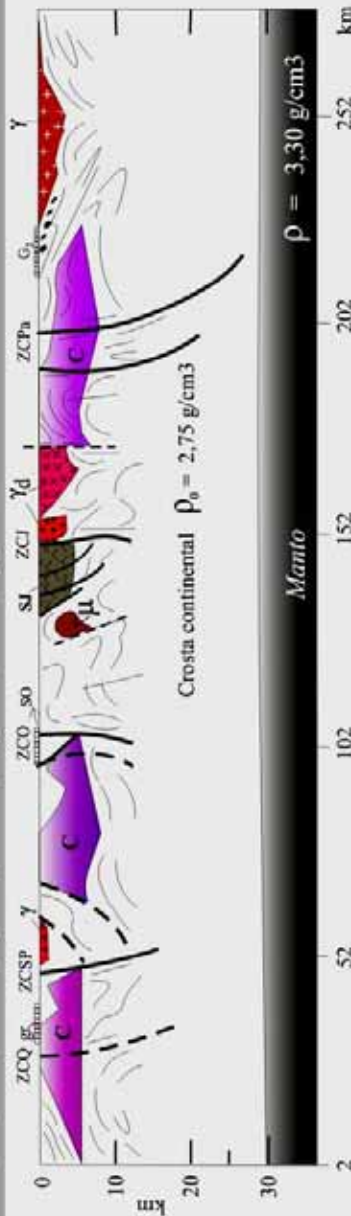


Figura 5.14 - Perfil gravimétrico P2-P3 (Pedra Branca - Catolô do Rocha)(Fig. 5.6).
Densidade dos corpos modelados: $\rho 1 = 2,78 \text{ g/cm}^3$; $\rho 2 = 2,72 \text{ g/cm}^3$; $\rho 3 = 2,78 \text{ g/cm}^3$; $\rho 4 = 2,85 \text{ g/cm}^3$; $\rho 5 = 2,81 \text{ g/cm}^3$.
 $\rho 6 = 2,77 \text{ g/cm}^3$; $\rho 7 = 2,83 \text{ g/cm}^3$; $\rho 8 = 2,81 \text{ g/cm}^3$; $\rho 9 = 2,69 \text{ g/cm}^3$.



Acopiara (4 – corpo de ortognaisse granodiorítico com fácies diorito -tonalíticos ? - topo a uma profundidade de aproximadamente 1 km) e a um segmento, desse mesmo complexo, tendo como diferencial estreitas faixas gnáissico-xistosas, correlacionadas por alguns autores (p.ex. Caby *et al.* 1995) à Sequência Orós, além de granitóides S em jazimentos de dimensões variadas (corpo 6).

No intervalo do perfil inerente a anomalia negativa que traduz o polígono 6, insere-se o polígono 5, que reflete uma unidade com $\rho = 2,43 \text{ g/cm}^3$, representando o espaço ocupado pelos sedimentos mesozóicos da Bacia Iguatu (Figs. 5.8 e 5.9). Nesse trecho, a profundidade máxima dessa bacia é de aproximadamente 1,5 km.

O corpo 7, com densidade de $2,77 \text{ g/cm}^3$, formato triangular e atingindo uma profundidade máxima de 3 km, tem expressão superficial no conjunto soma de metassedimentos (dominantes), metavulcânicas ácidas e básicas da Sequência Orós e metaplutônicas graníticas (*augen* gnaisses) cronocorrelatas.

Para sul, já em domínio do Bloco Assaré, a primeira feição foi modelada pelo corpo 8 ($\rho = 2,72 \text{ g/cm}^3$, estendido até a profundidade de 5,5 km), admitida como representando uma associação de rochas gnáissicas tonalito-granodioríticas, em parte com intercalações de anfibolitos (metabasaltos), metaultramáficas, quartzitos (parcialmente ferríferos) e rochas metacarbonáticas, com granitos intrusivos gnaissificados ou não (expressão mais forte a oeste do perfil - v. Fig. 5.6).

Para o espaço 9, da mesma Fig. 5.16, foi admitida a existência de um corpo de ortognaisse granitóide (granodiorítico ?), com $\rho = 2,77 \text{ g/cm}^3$ e mergulhando para sul. Ainda nesse trecho do Perfil P3-P4, verifica-se a ausência e uma assinatura gravimétrica individualizada para os metassedimentos da Sequência (Formação) Lavras da Mangabeira, bem como para os sedimentos mesozóicos da bacia homônima.

Na parte final, a partir do 217 km, tem-se um suave declive para S, sinalizando um avanço no sentido a corpos menos densos (metassedimentos de baixo grau do Grupo Cachoeirinha).

5.2 - Magnetometria

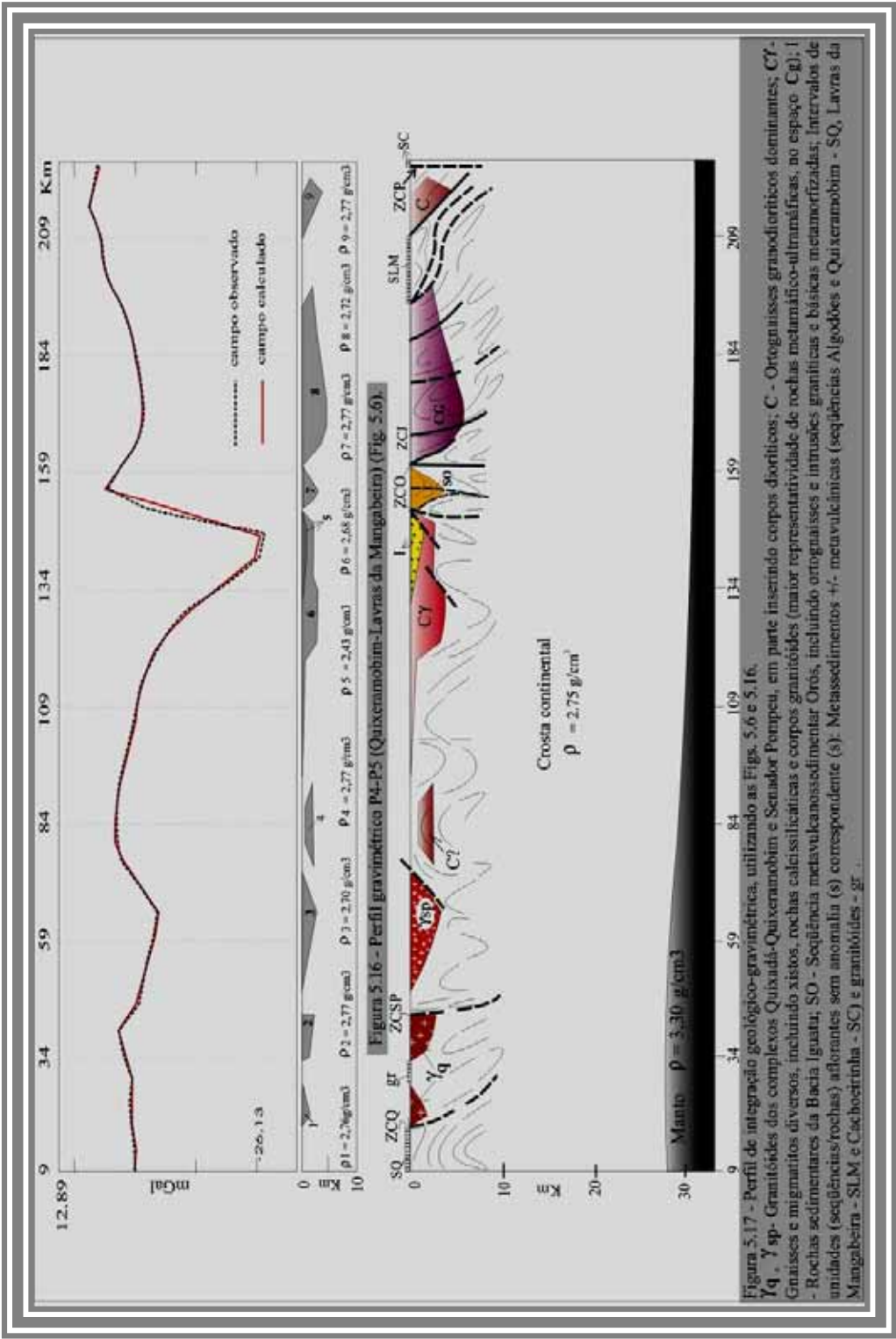
O tratamento magnético foi executado em nível qualitativo e, apenas, voltado para informações complementares compatíveis *versus* incompatíveis àquelas fornecidas pela análise gravimétrica.

O trabalho, focalizado em área com enquadramento igual ao da gravimetria, foi desenvolvido utilizando-se uma cópia do mapa aeromagnético (campo total), na escala de 1:1.000.000, elaborado pela Petrobrás (1993), que abarca, predominantemente, o Domínio Tectônico Setentrional da Província Borborema.

5.2.1 – Interpretação e integração geológico-magnetométricas.

Uma primeira observação sobre a Fig. 5.18 propicia, de pronto, uma compartimentação do relevo magnético nos domínios W (oeste), S (sul e centro leste) e NE (nordeste) (Figs. 5.19 e 5.20), sendo o primeiro mais suave e com uma distribuição sistemática das anomalias segundo o *trend* NE. O segundo, ocupando grande parte da porção meridional e oriental da área, ostenta uma maior irregularidade no desenho das curvas de isovalores, tendo-se encurvamentos e descontinuidades dos alinhamentos.

Ainda nesse domínio S, observa-se uma marcante presença de unidades de mínimos



magnéticos, mormente na porção norte, mostrando -se alinhadas tanto para NE com em torno de E-W. O mesmo pode ser reconhecido por setores que guardam algumas características particulares, como são os assinalados de S1, S2 e S3 (Fig. 5.21).

No domínio W predominam anomalias que são responsáveis por um relevo magnético baixo a médio (domínio da curva de -20nT , localmente passando para a de -40nT e, mais raramente, a de -100nT , como no extremo nordeste – fazendo par com anomalia positiva do Domínio NE), com formatos das curvas de isovalores alongados segundo NE-SW.

Isto registra a influência da estruturação decorrente da tec tônica que levou ao desenho da Zona de Cisalhamento Senador Pompeu (ZCSP) e outras. Soma -se ainda, na mesma direção, o arranjo de diques básicos mesozóicos ligados à zona de fraturas São Paulo–Flamengo (Cavalcante 1993d) (F, na Fig. 5.21).

No geral, não visualiza-se um corte marcante entre as susceptibilidades magnéticas das rochas ou unidades litoestratigráficas de ambos os lados dessa ZCSP, nem um realce para os domínios com rochas teoricamente mais ricas e menos ricas em minerais ferrimagnéticos (p.ex., parte dos litotipos do Complexo Cruzeta, metamáficas e metaultramáficas *versus* corpos graníticos).

Nessas condições, chega-se a observar setores de altos magnéticos coincidindo com áreas de afloramentos de granitóides (p.ex.: parte do Complexo Quixadá -Quixeramobim, certamente representando seções com magnetita ou de associação com rochas básico - intermediárias).

Um alinhamento de máximos (E, na Fig. 5.22), de pequena intensidade, marca um segmento da Zona de Cisalhamento Orós, com tendência N, mostrando -se cortado por alinhamentos NE (fraturas/diques básicos mesozóicos) e NW.

Ainda, na porção norte-oriental, observa-se continuidades dos alinhamentos WSW - ENE e E-W, que são bem delineados no Domínio S (Subdomínio S2). Entre os alinhamentos X e Y (*Shear Belt* Jaguaribe), assinala-se uma zona transicional com formatos de anomalias mais próximos daquelas do Domínio S.

Por sua vez, este Domínio S é caracterizado por inserir:

a) Formas sigmoidais, onde os elementos do *trend* NE sofrem envergações desencadeadas, preferencialmente, pelos alinhamentos T (Zona de Cisalhamento Malta) e R (Lineamento Tapera, em parte /Sistema de Falhas Graben Apodi), realçando -se, no geral, o sigmóide delimitado pelos alinhamentos Y, com parte coincidindo ou próximo ao traço da Zona de Cisalhamento Jaguaribe – ZCJ) e P (boa aproximação com o traço da Zona de Cisalhamento Portalegre - ZCPa)(Fig. 5.21);

b) as mais importantes anomalias negativas da área estudada, com amplitudes de 80nT (predominante) até -100nT (M2), refletem, em parte, os setores ocupados por corpos graníticos neoproterozóico-eopaleozóicos, somando-se a presença de máximos de maiores intensidades e gradientes, em relação do Domínio W;

c) uma melhor organização e resposta litoestrutural.

A maior percentagem da parte oriental desse domínio é caracterizada por uma textura que denuncia as modificações impostas quando das colocações de diversos corpos granitóides, admitindo uma compartimentação em subdomínios (S1, S2 e S3).

Por outro lado, exhibe assinaturas das bacias sedimentares mesozóicas em nível inferior ao do registro gravimétrico.

Quanto aos alinhamentos magnéticos, além daqueles ligados ao regional *trend* NE-SW, realça-se os que se dispõem em torno de E-W a WSW-ENE que cortam e, em

parte, deslocam alinhamentos de outros sistemas. Mostram-se subparalelos a diques do Sistema Rio Ceará-Mirim e a falhas extensionais. Em último plano, marcam-se elementos do *trend* NW.

O Domínio NE desenha, aproximadamente, a estruturação do embasamento da Bacia Potiguar (Fig. 5.21), sendo destacado por suas anomalias positivas, com um mínimo principal mais ou menos centralizado. O principal alinhamento de máximos (R) com curvatura voltada para SSE, tem projeção, em seu segmento oriental, na zona de falhas/*graben* Apodi (GA); enquanto, no sentido SW, apresenta continuidade no alinhamento representativo da ZCJ. Essa curvatura coincide com o registro estrutural do embasamento cristalino, como vistos nos tratos não encobertos pelos sedimentos mesozóicos.

Na porção norte deste domínio, tem-se uma anomalia portadora de maior comprimento de onda e menor gradiente (corpos não aflorantes). Ao sul, as anomalias são menores e com forte gradiente (corpos aflorantes a subaflorantes) e, em parte, com *trend* coincidente com o dos diques básicos cartografados.

5.3 – Conclusões

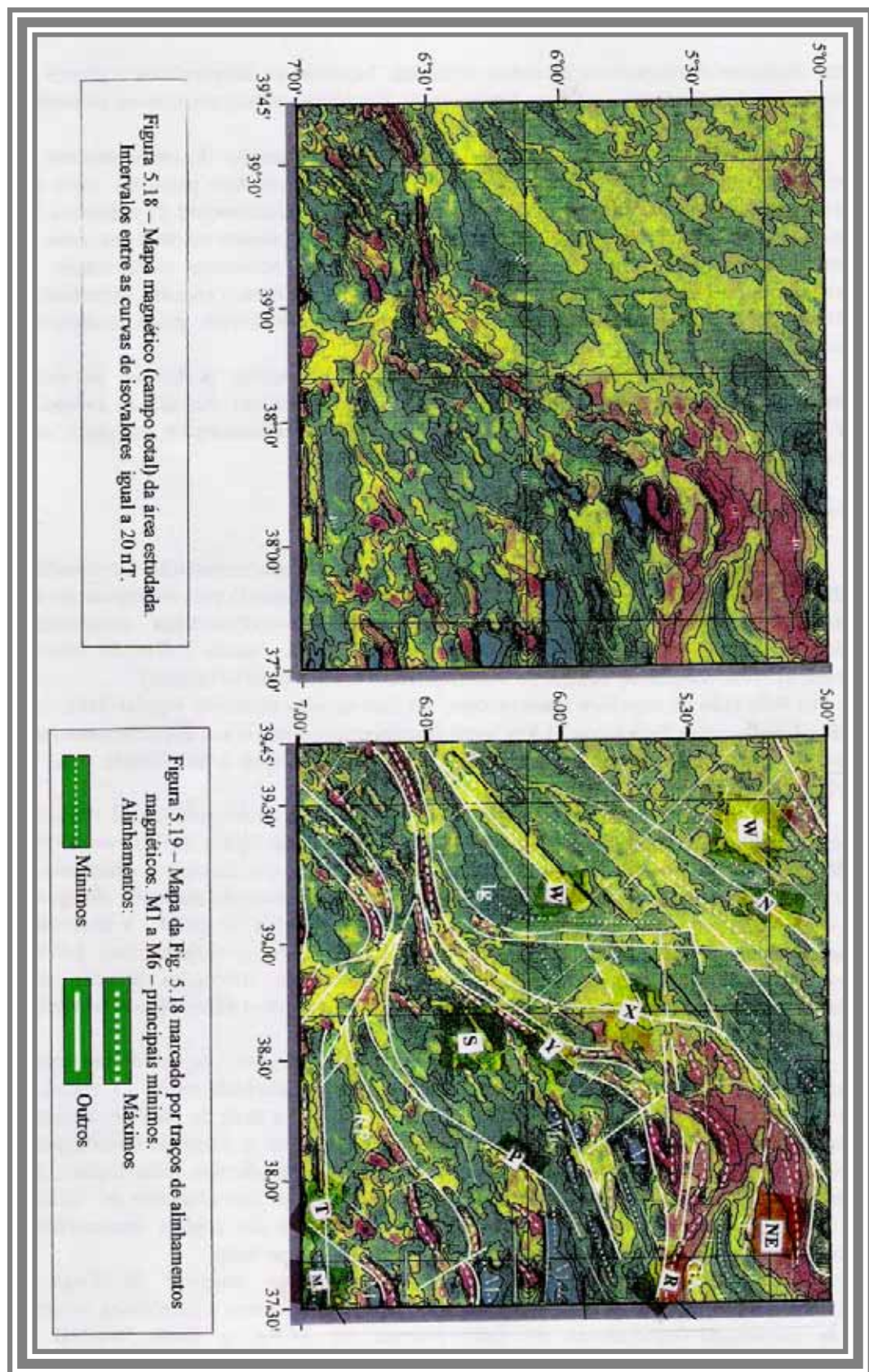
a) O uso da gravimetria ao reconhecimento da compartimentação litoestrutural precambriano-eopaleozóica da área, é em grande parte prejudicado pela superposição dos elementos decorrentes dos eventos tectono-magmático-sedimentares acontecidos, maiormente, em tempos cretácicos (p.ex.; bacias Potiguar, Iguatu e Rio do Peixe e estruturas cronocorrelatas, ligadas ao adelgaçamento crustal Cariri -Potiguar).

b) Pelo lado da interface manto-crosta, verifica-se uma marcante regularidade, com profundidades entre 26,5 km e 31 km, num desenho que reflete o seu condicionamento à evolução do afinamento crustal Cariri-Potiguar, indicando que a morfologia atual da Moho ficou praticamente definida no Mesozóico (Cretáceo).

c) Excluindo-se os tratos mesozóicos e tomando-se como referencial os perfis *Bouguer* admitidos como característicos de zonas de suturas (Gibb & Thomas 1976 e Gibb *et al.* 1983), não registra-se um desenho gravimétrico que sinalize a existência de tais zonas (ausência de alinhamentos de pares positivo-negativos da anomalia *Bouguer* e de amplo máximo – valores absolutos geralmente superiores a 50 mGal - e importante espessamento crustal relacionados ao domínio da província geológica mais jovem). Assim, não observa-se uma zoneografia gravimétrica de transições bruscas, com gradientes importantes (densidades e espessuras bem diferentes) entre blocos tectônicos contíguos.

Para a área pesquisada, a transição mais importante, segundo um perfil representativo SE-NW (Fig. 5.7), com desnível de aproximadamente 33 mGal, é verificada entre os blocos Iracema e Tenente Ananias, onde a zona de mínimo, acontece sobre importante volume de materiais granitóides. Com isto, a Zona de Cisalhamento Portalegre (ZCPa), com projeção nesse perfil (trecho de gradientes mais fortes), não ostenta plenos atributos gravimétricos para atender o que tem sido chamado de “modelo de sutura”, sendo mais provável que esteja relacionada a um regime transcorrente - transpressional intracontinental, com plutonismo granítico associado.

Diante dessa caracterização, da discreta assinatura *Bouguer* da Zona de Cisalhamento Jaguaribe, da existência de supracrustais estaterianas a leste dessa estrutura e da presumida inexistência do lado oriental da ZCPa, o limite oriental do



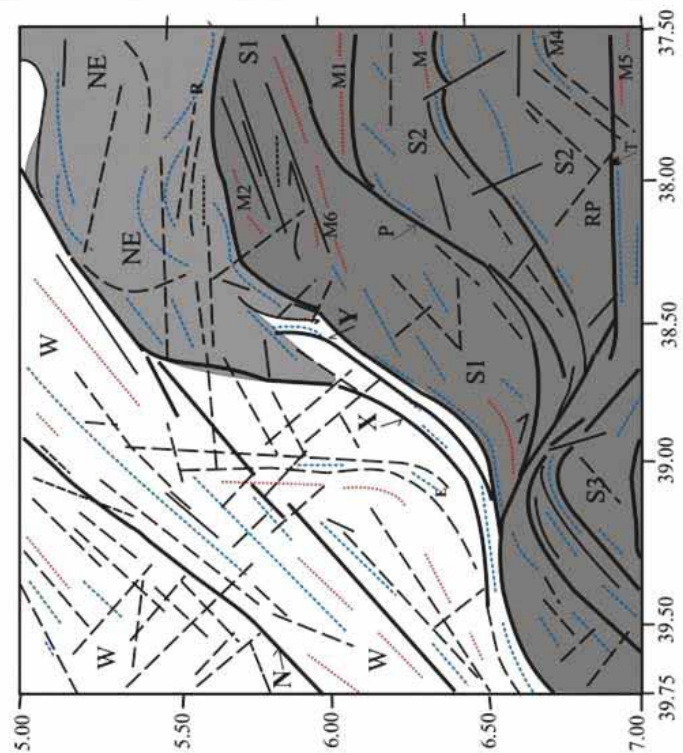


Figura 5.20 - Mapa de alinhamentos e domínios magnéticos.

— Alinhamento de máximos
— Alinhamento de mínimos
— Alinhamentos principais
— Alinhamentos secundários
W - Domínio Ocidental; S - Domínio Oriental-Sul (S1, S2, S3 - subdomínios); NE - Domínio Nordeste. M a M6 - espaços com anomalias negativas de maiores valores absolutos.

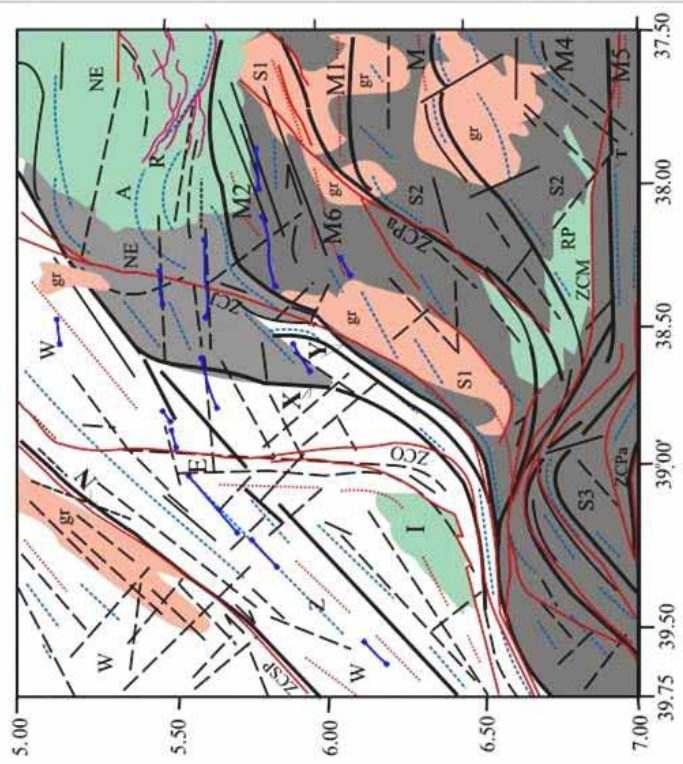


Figura 5.21 - Composição da Fig. 5.20 com o mapa das principais zonas de cisalhamento/falhas (—) da área, incluindo alguns sítios de importantes unidades estratigráficas-litodêmicas (I - Grupo Igatu; RP - Grupo Rio do Peixe; A - Grupo Apodi; gr - suites granitóides neoproterozóico - cambrianas). Z - Zona de Fraturas São Paulo-Flamengo. Demais elementos, no texto e na Fig. 5.20.

— Diques básicos mesozóicos
— Falhas do espaço *graben* Apodi (subsuperfície)

Sistema Jaguaribeano ficou estabelecido nessa ZCPa. No sentido SW, essa ZC é extensiva à Zona de Cisalhamento Farias Brito, marcada por razoável registro gravimétrico-magnetométrico e estabelecida como contato entre seqüências tidas como de cronologias distintas (Farias Brito vs Caipú/idades estaterianas vs neoproterozóicas?).

Regionalmente, dentro das mesmas condições anteriores e eliminando -se as anomalias locais, tem-se desníveis de até 41,5 mGal, mas relacionados a segmentos crustais maiores (soma dos blocos Iracema, Jaguaretama, Banabuiú e Mombaça -Pedra Branca, com seções de até 200 km de extensão – v. Fig. 5.7) e gradientes mais suaves. Essa configuração enquadrada no Mapa *Bouguer* do Nordeste Setentrional do Brasil (Castro 1997), corresponde a um setor de anomalias positivas que passam, no sentido NW, para um setor de anomalias negativas (importante espessamento crustal) que acontece em sítios próximos a Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II (Lineamento Transbrasiliano) (v. Fig. 2.3), onde Castro (1997) e Castro *et al.* (1997) admitem a existência de uma zona de sutura.

No segmento pesquisado, não foi possível o reconhecimento desse setor de máximos como relacionado a unidades ofiolíticas dos tempos neoproterozóicos, mas sim a conjuntos plutono-vulcanossedimentares estaterianas (faixas Jaguaribe e Extremo Oeste Potiguar) somados a complexos gnáissico-migmatíticos arqueano-paleoproterozóicos e plutonitos ácidos com marcante participação de corpos básico-intermediários. Esta constatação pode traduzir um segmento crustal que guarda registro de diversas e importantes fases extensionais, do paleoproterozóico ao fanerozóico.

Pelo lado ocidental desse setor de anomalias positivas, as zonas de cisalhamentos Jaguaribe (ZCJ), Orós (ZCO) e Senador Pompeu (ZCSP), em termos da área estudada, têm assinaturas *Bouguer* discretas. Regionalmente, a de maior realce é a ZCSP que, ao lado da ZCPa, refletem posições de grande importância na definição dos limites da zona de adelgaçamento crustal Cariri-Potiguar.

d) Quando da utilização do mapa da componente residual, sobre áreas precambriano-eopaleozóicas, as principais anomalias negativas são exercidas por materiais graníticos, destacando-se aquelas sobre o *trend* de plutões granitóides Catolé do Rocha-Patú-Caraúbas.

No geral, ressaltam-se os corpos com enraizamentos em formas de cunhas e com terminações em profundidades entre 2,5 e 7,5 km.

Importante mínimo sobre a região que envolve os granitóides Viraponga e Morada Nova, certamente reflete um volume expressivo de rochas granitóides neoproterozóicas só parcialmente aflorantes. Também, anomalias negativas da porção noroeste da área (região Limoeiro do Norte-Quixeré) apontam para corpos graníticos.

Para os plutões granitóides com marcante participação de corpos básico-intermediários (p.ex., Complexo Pereiro), tem-se sinais positivos, refletindo densidade média bem superior a das rochas graníticas *sensu stricto*.

Ainda, sobre o mapa de anomalias residuais, pode-se melhor precisar a separação dos Terrenos Ceará Central e Jaguaribeanos, através da ZCSP, mormente no segmento com menor incidência de plutões granitóides brasileiros, isto é na sua metade meridional. Aí, destaca-se, pelo lado esquerdo, uma anomalia positiva de intensidade máxima de 10 mGal (setor de anomalias muito rasas, seg. Beltrão 1989), com projeção no domínio de ortognaisses arqueano-paleoproterozóicos do Bloco Mombaça -Pedra Branca e, pelo lado direito, o conjunto litológico do Sub-bloco Arneiroz-Zorra, onde se tem importante participação de supracrustais aluminosas, quartzitos e metacarbonatos, de provável idade

estateriana, intrudidos por granitóides brasileiros. Com estes indicadores e os constantes no mapa de anomalia *Bouguer*, essa ZCSP foi mantida como limite ocidental do Sistema Jaguaribeano.

Um setor de máximo, também com intensidade de 10 mGal, relaciona -se ao Bloco Assaré, envolvendo exposições de rochas arqueano -paleoproterozóicas (Complexo Granjeiro), parcialmente recobertas por supracrustais neoproterozóicas (?) e sedimentos mesozóicos (Fig. 5.6).

Grande parte dos espaços ocupados pelas supracrustais proterozóicas (pós -1,9 Ga) e alguns de rochas mesozóicas, não têm anomalias correspondentes. Já, no que diz respeito às principais ZCs, razoáveis assinaturas encontram -se relacionadas às zonas de cisalhamentos Malta e Portalegre, seguidas pela ZCJ e ZCSP, sendo todas consideradas como de desenvolvimento intracontinental.

e) O mapa aeromagnético (campo total) denuncia a existência de dois domínios magnéticos principais, com limite obedecendo, em grande parte, o traçado da Zona de Cisalhamento Jaguaribe -Tatajuba, facilmente delineável do SW da área até proximidades de Iracema e caracterizado por um alinhamento de máximos “estirados”, de pequenos comprimentos de ondas e amplitudes de até 60 nT. Assim, em função única e exclusiva do relevo magnético de campo total, essa descontinuidade crustal seria posta na condição do mais importante limite de terrenos da área. Contudo, os dados geológicos e de interpretação gravimétrica, citados em capítulos anteriores, não favorecem tal colocação.

CAPÍTULO 6 GEOCRONOLOGIA

6.1 - Considerações iniciais

Em termos de geocronologia radiométrica, a região estudada é melhor conhecida no segmento ocupado pela Sequência Orós e metaplutonitos associados, na área -tipo, ficando em segundo plano as formações similares da Sequência Jaguaribe (vide Capítulos 2 e 3). Assim, o restrito número de análises executadas neste trabalho, devido às limitações orçamentárias, foi direcionado para exemplares das seqüências Peixe Gordo e Oeste Potiguar, além do Complexo Granitóide Pereiro.

A adoção dos métodos Rb-Sr e Pb-Pb (Pb evaporação de monozircões), além de sua maior praticidade e disponibilidade em laboratórios nacionais, deve-se aos seguintes fatos: 1 - Para Kober (1987) e Andsdell & Kyser (1991), a cronoradiometria pelo segundo método levam a números similares aos do método U-Pb (zircão); 2 - a eficiência deste método Pb-Pb como marcador de idades próximas das obtidas pelo método U-Pb para a cristalização de magmatitos metamorfizados, num contexto de rochas mais velhas do que 1,0 Ga, é assinalada por Moura *et al.* (1996); 3 - pensamento equivalente aos anteriores pode ser delineado, quando se faz uso dos informes prestados por Vasconcelos (1977, *pers. comm.*) para o confronto entre as figuras U-Pb (SHRIMP, sobre zircões) e Pb-Pb (Pb evaporação), relacionadas a rochas do Complexo Granjeiro (Bloco Assaré); 4 - os valores Rb-Sr (RT) e U-Pb (zircões) obtidos por Sá (1991) e Figueiredo Filho (1994), para o vulcanoplutonismo ligado as supracrustais estaterianas de Orós e Jaguaribe, encerram diferenciais de valores pequenos, observados para um intervalo entre 1,8 e 1,7 Ga.

6.2 - As determinações Rb-Sr

Para serem cronoradiometradas pelo método Rb-Sr (rocha total), foram selecionadas 9 amostras do Complexo Granitóide Pereiro, segundo a seção Sítio Lagoa Nova (oeste de Pereiro) - São Miguel (Fig. 6.1 e Tabela 6.1). As mesmas, com relacionamento de cogeneticidade, foram inicialmente sujeitas a análises micropetrográficas, com vistas à escolha dos exemplares com menores evidências de transformações metamórfico-metassomáticas e de meteorização. As amostras analisadas, em número de 5 (15 a 20 kg cada), escolhidas dentre as que apresentaram maiores variações de teores de Rb e Sr, foram submetidas a limpeza, britagem e moagem, e separação isotópica de Rb e Sr através de colunas em laboratórios da UFRN (Laboratório Intermediário de Geocronologia e específicos). O restante dos procedimentos analíticos foram executados no Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo, onde os resultados analíticos foram obtidos através do espectrômetro de massa VG 354. Todos os procedimentos técnicos utilizados foram os descritos em Kawashita *et al.* (1974 e 1990). Por seu turno, as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ foram normalizadas para $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$ e o cálculo da idade foi desenvolvido segundo o programa traçado por Williams (1968) com $\lambda = 1,42 \cdot 10^{-11}/\text{ano}$ (Steiger & Jäger 1977).

No lab./campo	Coordenadas geográficas	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	Erro	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Erro
PGJC57B*	06° 3' 56,7" S 38° 27' 58,1" W	83,00	1651,00	0,1433	0,0005	0,708270	0,000090
PGJC59	06° 8' 40,5" S 38° 29' 43,1" W	82,00	1769,00	0,1313	0,0004	0,708170	0,000040
PGJC49	06° 2' 30,7" S 38° 30' 35,7" W	114,00	997,00	0,3233	0,0012	0,710350	0,000140
PGJC56A	06° 2' 12,7" S 38° 28' 37,6" W	104,00	1026,00	0,2756	0,0010	0,709880	0,000150
PGJC57A *	06° 3' 56,7" S 38° 27' 58,1" W	110,00	1635,00	0,1918	0,0006	0,708680	0,000210

Tabela 6.1 - Resultados analíticos de amostras da porção ocidental do Complexo Granitóide Pereiro nos arredores da localidade-tipo, taludes e proximidades da rodovia que liga a BR-116 às cidades de Pereiro (CE) e São Miguel (RN) (v. Fig. 6.1). * Amostras colhidas em sítios separados em torno de 25 m.

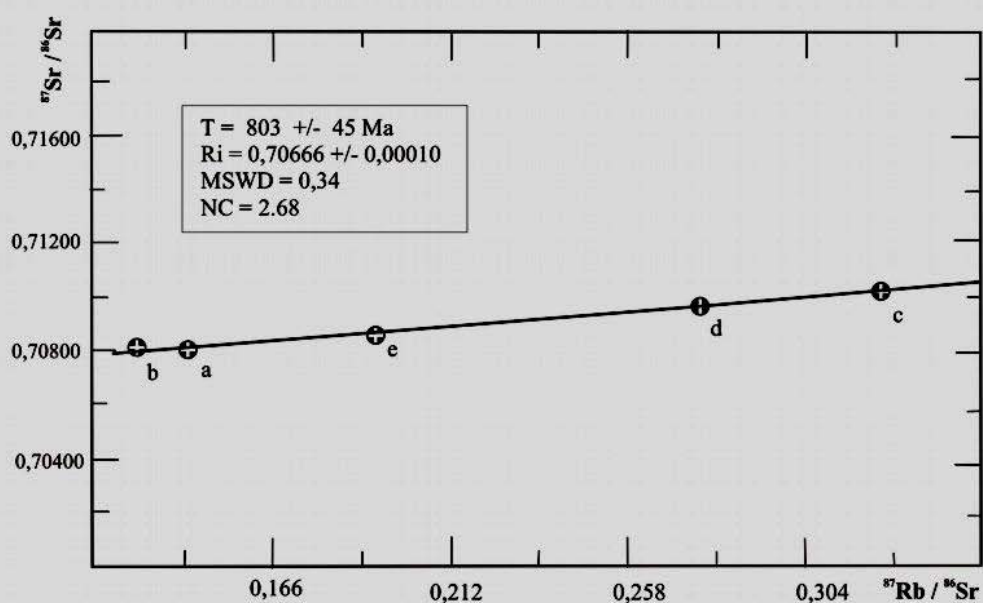


Figura 6.1 - Diagrama isocrônico para amostras de anfibólio-biotita granito do Complexo Pereiro. Dados na Tabela 6.1. Legenda: (a) - PGJC57B, (b) PGJC59, (c) - PGJC49, (d) - PGJC56A, (e) - PGJC57A.

Dos dados analíticos exibidos na Tabela 6.1, correspondentes as amostras PG-JC-49, 56A, 57A, 57B e 59, define-se uma isócrona de $802,9 \pm 44,6$ Ma, com $R_i = 0,706656 \pm 0,000103$, $MSWD = 0,3444$ e Nível de Corte (NC) = 2,68 (Fig. 6.1). A relação entre estes dois últimos valores admite confiabilidade dessa reta como um traço isocrônico. Os pequenos valores incrementais entre as razões $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ traduz a relativa homogeneidade composicional do corpo amostrado.

Esta idade é interpretada como representativa de um evento acontecido em torno de 800 Ma (Criogeniano) no Domínio Setentrional da Província Borborema. Sobre isto, Van Schmus *et al.* (1997) reconhecem, para o Nordeste do Brasil, um intervalo de tempo entre 650 e 900 Ma marcado por magmatismo intraplaca e sedimentação, num cenário que antecede os eventos brasileiros (650-560Ma). Assim, a idade de 800 Ma colocaria os granitóides da região de Pereiro no elenco do plutonismo ácido intraplaca acontecido no início desse primeiro intervalo.

6.3 - As determinações Pb-Pb

Estas foram efetuadas em zircões extraídos de amostras (média de 30 Kg, para cada ponto) das seqüências Extremo Oeste Potiguar (exemplar GPS -95: anfibólio gnaisse granítico da encosta oriental da Serra de São José) e Peixe Gordo (PG -JC-8: metariolito porfirítico da vila homônima) e do embasamento desta última (amostra GPS -09 - proximidade sul do trevo de Taboleiro do Norte, BR -116).

6.3.1 - A separação dos zircões

Os diversos exemplares foram, inicialmente, sujeitos a análises petrográficas, visando a detecção de zircões (2 lâminas para cada litotipo). Nesse processo de verificação, um dos alvos selecionados como prioritários, as “metavulcânicas de Venha Ver (Padre Cosme)” da Seqüência Extremo Oeste Potiguar, foi preterido, em decorrência da amostragem ter sido efetuada em metamorfitos com diagnóstico vulcanoclástico (tufos) e, somente, uma delas (milonito xisto derivado de rocha riódacítica) mostrar-se com baixíssima percentagem de zircões pequenos, sujos e quebrados.

Os passos seguintes, também executados em laboratórios específicos do Departamento de Geologia da UFRN, obedeceram o seguinte fluxograma: quebramento, lavagem, moagem e peneiramento em malha adequada para não retenção dos grãos maiores de zircões ==> concentração da fração dos minerais pesados através de bateamento ==> eliminação dos minerais magnéticos com o uso do imã de mão e, posteriormente, por intermédio do separador isodinâmico *Frantz*, em diversos estágios de amperagem ($\leq 1,5$ A) e inclinações lateral de $0-15^\circ$ e longitudinal de 10 a 20° , com o objetivo de eliminar o máximo possível do conteúdo magnético ==> separação em meio denso (bromofórmio) ==> seleção final sob lupa binocular, dos zircões em populações representativas, obedecendo as variáveis cor, tamanho e forma.

Para a amostra de metariolito foram selecionadas 4 populações de zircões, onde dominavam os espécimes bipiramidais e prismáticos pouco a medianamente alongados (a - cristais curtos, largos, bem formados - bipiramidais e prismáticos bipiramidais, transparentes, rosados e incolores, dos subtipos S20, S25 e J5 da classificação de Pupin 1980; b - cristais curtos, finos, límpidos e bem formados dos subtipos P5 e D; c - cristais

longos, parcialmente bem formados, transparentes, rosados, incolores e castanhos claro, parcialmente quebrados e, por vezes, com inclusões - geralmente dos subtipos S25, P4 e P5; d - cristais longos, estreitos e largos, geralmente sujos - metamíticos - e terminações longitudinais quebradas e com fraturas internas oxidadas, tonalidades amareladas).

Para a amostra GPS-95 e GP-09, as populações separadas se mostraram menos expressivas e sem a marcante definição geométrica ostentada pelos cristais da PG -JC-08. Nestas, os zircões maiores encontravam-se representados por prismas bipiramidais quebrados e geralmente com superfícies cariadas, por vezes com incrustação de quartzo e/ou feldspato e fraturas preenchidas por óxido de ferro, e, freqüentemente, em níveis distintos de metamitização. Algumas características dos cristais separados para análises, são mostradas mais adiante.

6.3.2 - As análises cronorradiométricas

Estas foram desenvolvidas no Laboratório de Geologia Isotópica (PARÁ -ISO) do Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará, utilizando instrumental de filamento simples (zircões da amostra PG -JC-08) e duplo (da GPS-09 e GPS-95). As idades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ foram determinadas segundo o método de evaporação do Pb em monocristal de zircão desenvolvido por Kober (1986 e 1987).

Para a amostra PG -JC-08, foi usado um espectrômetro de massa VG ISOMASS 54E, utilizando um detector Daly (fotomultiplicador), enquanto as duas últimas análises isotópicas de Pb foram realizadas num espectrômetro de massa FINNIGAN MAT 262. Posteriormente, os dados obtidos receberam tratamento estatístico segundo critérios metodológicos já estabelecidos pelo PARÁ -ISO (informes adicionais, em Gaudette *et al.* 1993, Macambira *et al.* 1994 e Moura *et al.* 1996).

6.3.2.1 - O metariolito porfirítico da Sequência Peixe Gordo

Para este litotipo (amostra PG -JC-08) foram analisados 18 cristais de zircões das populações anteriormente selecionadas, mas somente 7 foram aceitos para o estabelecimento do patamar da idade média (4 no limite de tolerância de 2500 e 3 no limite de 1000, para a razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - conforme especificações do laboratório) com as seguintes características: cristal 2 - transparente, rosado, quebrado em uma extremidade, com inclusões clara e uma relação comprimento (C)/largura (L) de 3/1; cristal 3 - transparente, rosado, bipiramidal e C/L = 2/1; cristal 6 - rosado, transparente, fraturado, com inclusões escuras, levemente arredondado e com C/L = 2/1; cristal 8 - transparente, rosado, quebrado em uma extremidade e C/L = 2/1; cristal 9 - transparente, rosado, incolor, quebrado em uma extremidade, euédrico, C/L = 3/1; cristal 11 - transparente, castanho claro a incolor, com inclusões claras e C/L = 3/1; cristal 14 - transparente, rosado, bipiramidal, quebrado em uma extremidade, com pequenas inclusões escuras e C/L = 3:1.

Estes 7 cristais levaram ao desenho de 89 blocos (Tabela 6.2) que definem uma idade de $1796 \pm 55 \text{ Ma}$ (2σ) (Fig. 6.2), observando-se que somente dois cristais (2 e 3) apresentam platôs bem definidos. O que acontece com os demais cristais, deve retratar a instabilidade na emissão de Pb provocada pela existência de inclusões. Contudo, levando - se em conta as formas bem definidas, límpidos e sem possíveis núcleos herdados, devem

Zircão	Nº de blocos	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) \pm 2\sigma$	Idade (Ma) $\pm 2\sigma$
PG08/02	31	0,107083 $\pm$ 0,001732	1757 $\pm$ 30
PG08/06	6	0,104425 $\pm$ 0,004213	1712 $\pm$ 79
PG08/03	11	0,111503 $\pm$ 0,003128	1830 $\pm$ 51
PG08/08	6	0,116980 $\pm$ 0,002887	1913 $\pm$ 43
PG08/09	10	0,102882 $\pm$ 0,009287	1740 $\pm$ 169
PG08/11	14	0,103670 $\pm$ 0,004549	1713 $\pm$ 86
PG08/14	11	0,107032 $\pm$ 0,004198	1762 $\pm$ 73

Tabela 6.2 - Resposta analítica dos sete zircões que foram utilizados no cálculo da idade do metariolito amostrado como PG-JC-08 (Nº de campo).

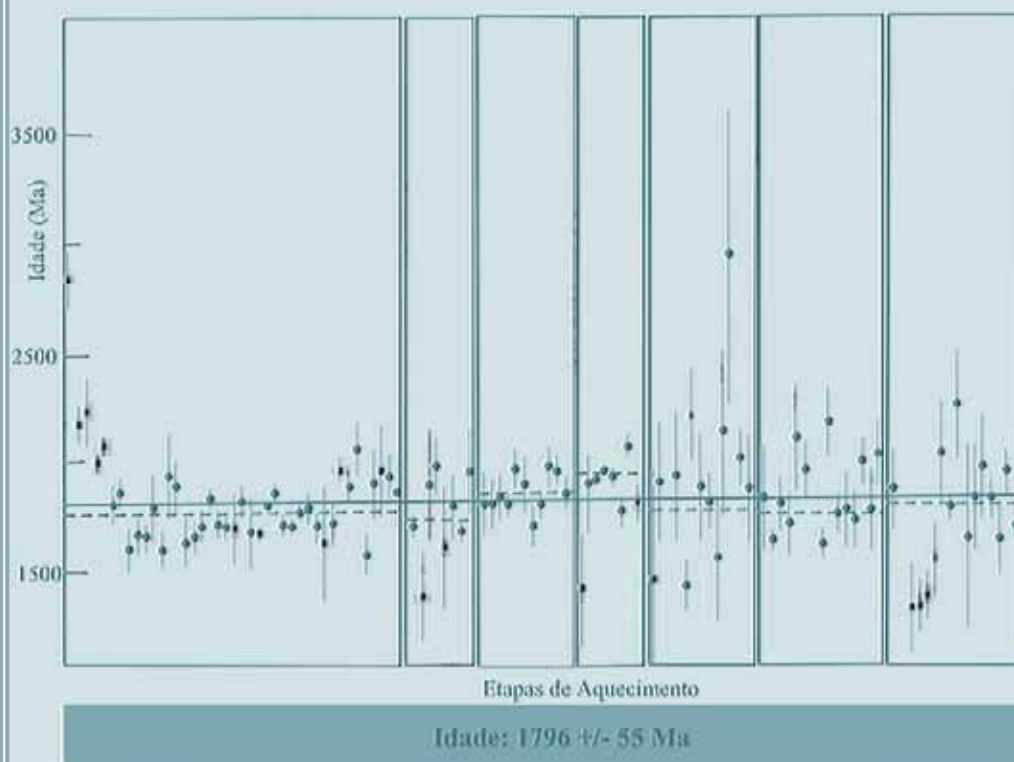


Figura 6.2 - Diagrama representando a Idade (em Y) versus Etapas de Aquecimento (em X) de 7 cristais de zircão de metariolito (amostra PG08) da Sequência Peixe Gordo, extraído da localidade homônima (lat. 5°12'57"S e long. 38°12'11"W). Círculos cheios - blocos aceitáveis para o cálculo da idade; outros símbolos - blocos retirados ou rejeitados devido a valores crescentes ou decrescentes da razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ou com esta razão abaixo de 1000 que é o limite de tolerância.

representar zircões magmáticos, adicionado ao fato de as idades U-Pb obtidas para litotipo similar na região de Orós (Sá 1991), além de tudo o que já foi dito a respeito do método (somar ao citado o descrito por Page & Bell 1985 e Evans & Fischer 1986, além da consideração de Paquette *et al.* 1994, de que alterações importantes no sistema isotópico U-Pb, nas frações internas de cristais de zircões, só têm sido detectadas em rochas submetidas a condições de PT da fácies granulito), pode-se admitir esta idade como de cristalização do magma riolítico.

6.3.2.2 - O anfibólio gnaiss granítico da Sequência Extremo Oeste Potiguar

Para esta unidade, das populações dos zircões separados, foram selecionados os 7 cristais, sendo utilizados apenas 3 para o cálculo final da idade, sendo os demais eliminados por exibirem elevados erros analíticos (Fig. 6.3). Os cristais utilizados como marcadores das idades, mostravam os seguintes caracteres: cristal 3 - transparente, levemente metamítico, com fraturas preenchidas por óxido de ferro e $C/L = 3/1$; cristal 6 - transparente, com superfície metamítica, coloração castanho claro; $C/L = 2/1$; cristal 7 - mais ou menos transparente, levemente metamítico, arredondado em uma extremidade e $C/L = 2/1$. Os cristais de zircões 3 e 7 forneceram quatro etapas de evaporação, destas foram eliminadas as duas primeiras por exibirem idades inferiores às etapas de mais alta temperatura, onde o Pb evaporado é proveniente de porções mais retentivas do cristal. Assim, os três cristais forneceram uma idade de ca. 1778 Ma (Tabela 6.3 e Fig. 6.3).

Tendo-se em mente o já exposto para a amostra PG-JC-08, considera-se este valor como um patamar mínimo para a cristalização do protólito desse anfibólio gnaiss granítico.

6.3.2.3 - Biotita ortognaiss protomilonítico do embasamento da Sequência Peixe Gordo

Da amostra GPS-09, foram analisados 6 cristais, entretanto somente 4 foram utilizados para o cálculo de idade (Tabela 6.4 e Fig. 6.4). Estes últimos eram marcados pelos seguintes caracteres: cristal 2 - com superfície de aspecto um pouco rugosa, uma inclusão escura, tonalidade acaramelada, transparente a translúcido e $C/L = 2/1$; cristal 4 - transparente, castanho claro a incolor, com uma inclusão escura, com superfície com aspecto de “vidro martelado” e $C/L = 2/1$; cristal 5 - bipiramidal, levemente metamítico, coloração amarelada, sem inclusões e $C/L = 2/1$; cristal 6 - bipiramidal, transparente, com inclusões claras, levemente metamítico e $C/L = 3/1$.

Na análise, os cristais 4 e 5 forneceram três etapas de evaporação, sendo que em ambas a etapa inicial foi eliminada, por apresentar idades mais baixas, uma vez que o Pb evaporado filia-se às partes menos retentivas dos cristais. Os cristais 2 e 6 foram responsáveis por duas etapas de evaporação, onde a primeira foi, também, excluída do cálculo.

No geral, esses quatro cristais de zircões definem uma idade média de 2170 Ma (2σ) (Tabela 6.4 e Fig. 6.4), sendo interpretada como uma idade mínima de cristalização do magma que originou os protólitos granito-granodioríticos de parte dos gnaisses cinzentos do Complexo Iracema. Valores similares têm sido registrados, por intermédio do método

U-Pb, para porções orientais do Maciço Rio Piranhas, onde um intervalo de 2,24 -2,15 Ga foi adotado por Dantas *et al.* (1991) para a evolução do Complexo Caicó.

Zircão	Nº de blocos	(²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb) c +/- 2 σ	Idade (Ma) +/- 2σ
GPS95/3	10	0,108625 +/- 0,000340	1777 +/- 6
GPS95/6	5	0,108988 +/- 0,000149	1783 +/- 2
GPS95/7	9	0,106112 +/- 0,000951	1734 +/- 17

Tabela 6.3 - Resposta analítica dos zircões que foram utilizados no cálculo da idade da amostra GPS95, conforme ilustrado na Figura 6.3.

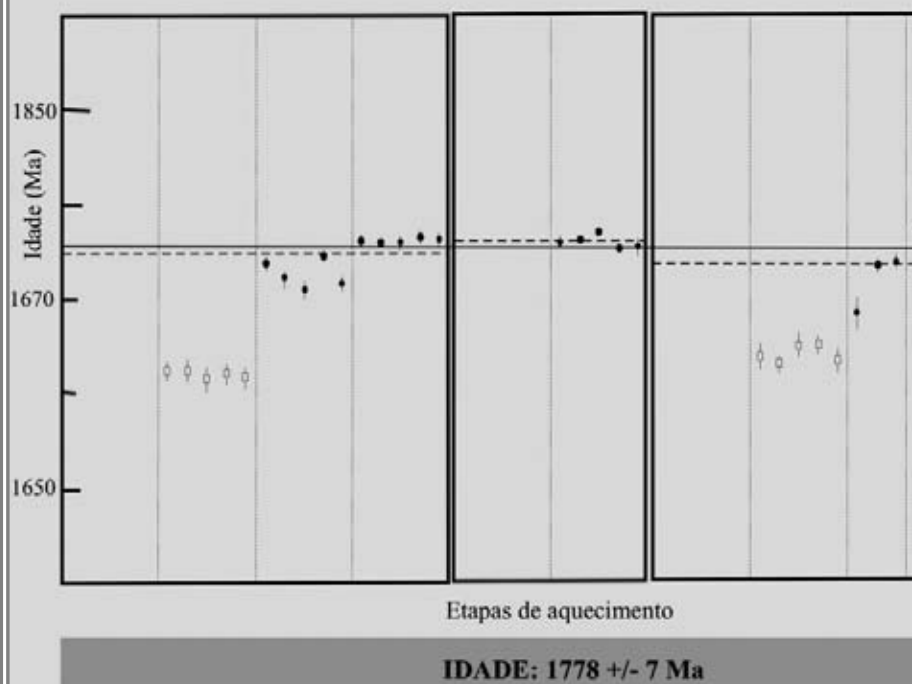


Figura 6.3 - Diagrama Idade (y) versus Etapas de Aquecimento (x) para três cristais de zircão extraídos de uma amostra de anfibólio gnaiss granítico (estação GPS-95, latitude 6° 12' 49,39" S e longitude 38° 21' 8,1" W, município de Água Nova-RN) pertencente a Sequência Extremo Oeste Potiguar. Círculos cheios: blocos usados no cálculo da idade; demais símbolos correspondem aos blocos eliminados deste processo.

Zircão	Nº de blocos	($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) $\pm$ 2 σ	Idade (Ma) $\pm$ 2 σ
GPS09/2	5	0,135257 $\pm$ 0,000132	2168 $\pm$ 2
GPS09/4	10	0,134695 $\pm$ 0,000357	2160 $\pm$ 5
GPS09/5	10	0,136407 $\pm$ 0,000170	2182 $\pm$ 2
GPS09/6	2	0,135921 $\pm$ 0,000545	2176 $\pm$ 7

Tabela 6.4 - Resultados analíticos dos zircões utilizados no cálculo da idade da amostra GPS09 conforme ilustrado na Fig. 6.4.

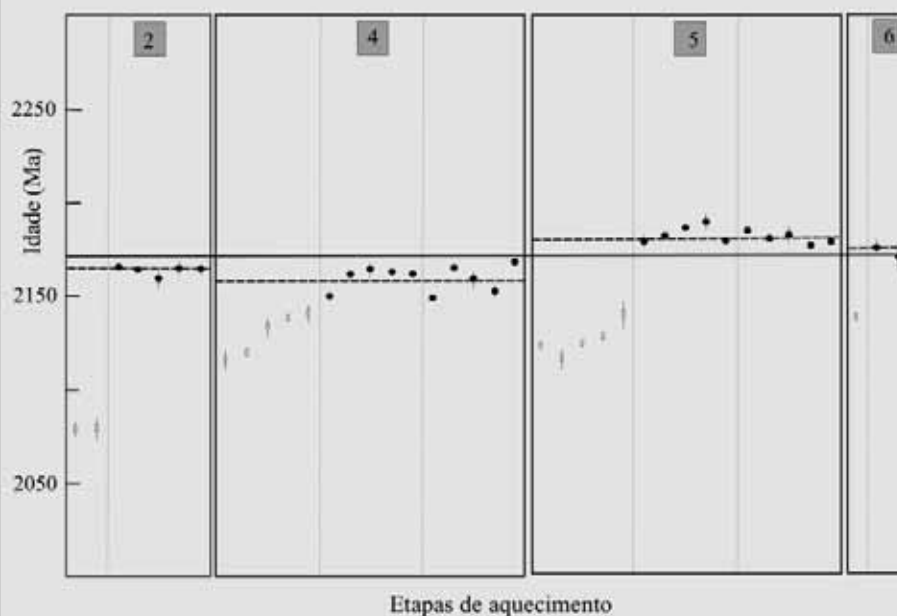


Figura 6.4 - Representação gráfica relacionando a variável idade (em Y) com a de etapas de aquecimento (em X), inerentes a 4 (quatro) cristais de zircão extraídos de uma amostra (GPS09) de ortogneisse protomilonítico pertencente a fase de embasamento (Complexo Iracema) da Sequência Peixe Gordo (local: Cajueiro - Limoeiro do Norte, CE; latitude 05° 16' 58,14" S e longitude 38° 10' 43,5" W). Círculos cheios: blocos usados para o cálculo da idade; demais símbolos correspondem aos blocos não considerados para efeito deste cálculo.

CAPÍTULO 7

GEODINÂMICA E CONCLUSÕES GERAIS

“...seu lugar agora aberto, visível, mas desfigurado, pelo fato mesmo de pôr-se a descoberto: temos de fato o objeto, o documento – mas seu contexto, seu lugar de existência e de possibilidade, não o temos como tal”.

G. Didi-Huberman (1992)

7.1 - Considerações iniciais

Para o desenvolvimento deste capítulo agrega-se aos novos dados (capítulos de 3 a 6) aqueles da bibliografia consultada que, de alguma forma, interessam ao entendimento da evolução geológica da região, em tempos proterozóico (< 1,9 Ga)-cambrianos.

Assim, o assentamento do discurso evolutivo é estabelecido sobre uma crosta arqueano-paleoproterozóica (> 1,8 Ga), formada pela acreção de diversos terrenos arqueanos e paleoproterozóicos, aglutinados no chamado Ciclo Transamazônico, com clímax em torno de 2,0 Ga.

Em termos de um cenário global, envolvendo megaplaças tectônicas do Gondwana Ocidental, como o apresentado por Trompette *et al.* (1993), a região perfaz uma pequena fração de uma área de “colagem de mini-crátons e mini-faixas de idade Pan Africano-Brasileira”.

Nesse arranjo, o principal evento metamórfico brasileiro, com base nas idades dos granitóides dados como sintectônicos (ca. 660 Ma) e pós-tectônicos (560 a 500 Ma), deve ter se processado entre 650 e 600 Ma. Sobre isto, um evento de sobrecrecimento metamórfico de zircões em torno de 600 Ma, é registrado por Silva *et al.* 1997, em ortognaisses do embasamento, no Bloco Assaré (Terreno Granjeiro). Já as idades $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ de 550 e 545 Ma, para hornblenda e muscovita, respectivamente (Monié *et al.*, *apud* Caby *et al.* 1995), sinalizam um resfriamento do sistema no final do Cambriano.

A região também ostenta fortes registros de uma tectônica extensional mesozóica, expressos por importantes fases sedimentares e de magmatismo fissural ligadas a uma cinemática geradora de riftes, marginais e interiores a parte extremo nordeste do Brasil.

Pelos dados levantados (falta de elementos ao modelamento de ambientes vulcanossedimentares de assoalho oceânico, relativos ao intervalo de tempo 1,9-1,6 Ga), os chamados “complexos gnáissico-migmatíticos” são admitidos como embasamentos das seqüências estaterianas.

Esses complexos encerram alguns pontos de controvérsias, especialmente ligados às supracrustais gnáissicas ou gnáissico-xistosas, de protólitos sedimentares aluminosos e com lentes de quartzitos e rochas carbonáticas (calciossilicáticas, por vezes mineralizadas a scheelita, e mármore), sendo, as mesmas, ora tratadas como correlatas as supracrustais das faixas Orós, Jaguaribe e Extremo Oeste Potiguar, apenas estando em mais alto grau ou migmatizadas. Para a área estudada, isto é verificado dominantemente no Bloco Banabuiú (v. Fig. 1 de Caby *et al.* 1995), considerado como embasamento oriental da Faixa Orós. Neste caso, se faz necessários estudos de detalhes que envolvam todo o segmento oriental dessa faixa, procurando-se as ligações entre a ocorrência dos metassedimentos, com lentes de metabásicas, da região do Rio São Caetano (tidos como do Grupo Orós), com aquela de xistos e gnaisses grafitosos a sillimanita da área Solonópole-Milhã, onde também ocorrem lentes calciossilicáticas scheelitíferas.

Configurações parecidas são observadas no Bloco Tenente Ananias (Terrenos Rio Piranhas), onde associações supracrustais similares são tanto inseridas no Complexo Caicó (Arqueano-Paleoproterozóico), como na Formação (Grupo) Jucurutu. Também, nos Terrenos Ceará Central, as controvérsias são similares onde associações QPC em alto grau ora são inseridas indistintamente no Grupo/Complexo Ceará e ora subdivididas. Pelas observações do autor, é mais razoável admitir-se a existência de dois conjuntos, sendo o mais antigo representado por gnaisses aluminosos (grauvacas feldspáticas e pelitos), com grade metamórfica que atinge a anatexia, associados a anfíbolitos e, com porcentagem reduzida de quartzitos, em parte ferríferos, rochas calciossilicáticas e metacalcários, com maior afinidade com os terrenos cartografados como paleoproterozóicos (2.3-2.0 Ga). Sendo o mais jovem constituído por um horizonte quartzítico bem definido e de distribuição regional, sotoposto a uma seção com domínio de micaxistos feldspáticos ou não e com mineralogia similar a anterior (zoneografia da biotita a sillimanita e cianita), ao feitiço do Grupo In dependência/Itatira/Ceará (pró-parte). Neste último, os corpos de rochas carbonáticas chegam a ser, em algumas seções, bastante expressivos.

No contexto dos domínios ortognaissicos, nos diversos blocos estruturais, não se observa grandes variações tectono-metamórficas e de classificação petrográfica, predominando os termos granodioríticos, graníticos e tonalíticos, subordinando as unidades trondjemíticas e sendo diagnóstico estrutural uma foliação gnáissica, geralmente de médio a baixo ângulo (sítios fora das zonas de cisalhamento dúctil neoproterozóicas), além de uma migmatização preponderantemente relacionada ao Paleoproterozóico (entre 2.3 a 2.0 Ga).

Contudo, em setores próximos as faixas Orós e Jaguaribe, esses ortognaisses chegam a exibir leucossomas de distribuição espacial coerente com os elementos geométricos ligados ao desenvolvimento das zonas de cisalhamentos dessas faixas. Esse fato leva a admitir-se, para a área estudada, a existência de migmatitos neoproterozóicos.

No geral, as condições metamórficas oscilam no intervalo PT da fácies anfíbolito a granulito. Entretanto, vale salientar que encraves eclogíticos retrometamorfizados e, mesmo, prováveis xistos azuis, são descritos em diversos pontos dos Terrenos Ceará Central (Capítulo 2), sem, ainda, ter-se um posicionamento cronológico definido (encontram-se inseridos, geralmente, em espaços dominados por rochas tidas como paleoproterozóicas, pré-1,8 Ga, e arqueanas).

7.2 - A vulcanossedimentação estateriana

De acordo com os dados cronoradiométricos disponíveis, o embaciamento Orós-Jaguaribe-Extremo Oeste Potiguar, teve início em tempos próximos a 1,8 Ga, ligado a já relativamente bem documentada Tafrogênese Estateriana (Brito Neves *et al.* 1996) ou Espinhaço.

No segmento oriental (Grupo Serra de São José), a sedimentação foi tipicamente continental de ambiente instável e de fonte próxima, envolvendo arcóceos graníticos (prováveis areias rosadas a microclina com hematita), em parte de cimento calcífero (anfíbólio gnaisses da Formação Catolezinho), grauvacas feldspáticas ou arenitos lito-feldspáticos, arenitos de matriz pelítico-ferruginosa, conglomerados oligo e polimíticos, geralmente suportados pela matriz, localmente com lentes carbonáticas.

Por seu turno, na Formação Minhuíns, lamitos (grana da-biotita xistos) encerrando lentes de margas (rochas calciossilicáticas) e calcários (metacalcários/mármore), associados a fácies vulcanoclásticas e a sedimentos do tipo conglomerados e areias de cimento tufáceos, admitem que a sedimentação do material vulcânico teve lugar numa lâmina d'água de pequena profundidade (é provável a existência de materiais vulcânicos retrabalhados). Em parte, tratam-se de sedimentos ricos em óxido de ferro e minerais pesados, aos quais devem ligar-se diversas ocorrências de ouro.

Já na Faixa Jaguaribe, a seção sedimentar é bastante incompleta, mas a presença de quartzitos feldspáticos, metarcóseos associados com metatufos básicos, anfibólio gnaisses e anfibolitos (metandesitos ou metabasaltos), na parte norte e leste, admite uma extensividade de litofáceis do Grupo Serra de São José.

Pelo sul, ocorrem litofáceis similares às reconhecidas em parte da Faixa Orós, com lamitos (micaxistos finos) encerrando corpos de arenitos (quartzitos), calcários (mármore) e rochas calciossilicáticas (margas), localmente associados a metavulcânicas.

Ainda, ao norte, segundo o *trend* dessa faixa, a Seqüência Peixe Gordo (SPG) foi traduzida como gerada a partir de areias quartzosas, na base, passando lateralmente para arenitos feldspáticos associados a conglomerados oligomíticos suportados pela matriz, num desenho que sugere uma sedimentação *subtidal* passando a *deltáica*. A seção superior, é desenhada por uma associação de lamitos intercalados com arenitos finos a médios, numa estruturação de acamadamento fino a muito fino e lenticular (v. Capítulo 3 e 4), em parte exibindo-se alternados a corpos arenosos mais espessos, no sentido a base. Esta seção marca uma sedimentação com lâmina d'água mais profunda.

Também nessa região, aos sedimentos foram incorporados metavulcânicas e tufos ácidos.

Para essa SPG estudos sedimentológicos específicos devem ser executados, para um melhor discernimento das estruturas primárias e, com isto, definir as associações de fácies, já que as transformações tectonometamórficas foram bem menores do que as registradas para as faixas Jaguaribe e Extremo Oeste Potiguar.

Pelo lado da Faixa Orós, os sedimentos inferiores, grauvas, arenitos, em parte feldspáticos e, localmente, ferruginosos e com níveis/lentes de conglomerados oligomíticos, associados a vulcanitos de composições riolito-riodacíticas e, secundariamente, andesíticas e dacíticas, poderiam ter sido depositados num ambiente rifte intracontinental. Assim, o diagnóstico atual da maioria dos litotipos arenosos como pobres em feldspatos (quartzitos maduros), pode dever-se a um processo de remoção seletiva dos feldspatos da sequência rifte, num ambiente *intertidal*, conforme o sugerido por Condie (1989). Contudo, trabalhos como o de Parente & Arthaud (1995) descarta essa possibilidade.

Afora essa observação, o conjunto metassedimentar (Formação Santarém) é predominantemente constituído por uma associação do tipo 1 ou QPC de Condie (1981, *apud* Condie 1989), tendo como estratos subordinados ou locais, metamorfitos derivados de arenitos feldspáticos, conglomerados, turmalinitos e chertes (?) ou formações ferríferas bandadas tipo óxido. Nesse conjunto, não foram registradas importantes discordâncias, apenas descontinuidades locais que denunciam oscilações da lâmina d'água, mormente em relação aos sistemas deposicionais parálicos (fácies evaporíticas-lagunares, incorporando prováveis paleossolos aluminosos). Sobre esses sedimentos os depósitos são de uma seqüência de águas profundas, marcada por turbiditos. Assim o conjunto pode ser

desenhado da seguinte forma: 1) frente deltáica - seção arenosa; 2) planície de maré, barreiras e lagunas (inclusão de paleossolos aluminosos) - seção arenosa, em parte impura, sedimentos carbonosos (matéria orgânica), lamitos subordinados, carbonatos (por vezes como brechas intraformacionais) e margas (em parte como depósitos evaporíticos); 3) seção turbidítica - lamitos dominantes, arenitos subordinados, acamadamento laminado e gradacional.

Na configuração atual dessa QPC (Formação Santarém), a associação de fácies evaporito-ambiente redutor deve iniciar no horizonte com micaxistos aluminosos, a granada, ($\pm$) andalusita, ($\pm$) estauroлита e ($\pm$) prováveis minerais fosfáticos pseudomorfizados ou substituídos por quartzo fibroso e, localmente associado a turmalinitos. Nessa associação de litofácies, parte dos termos a andalusita, granada, grafita e óxido de ferro, e prováveis minerais fosfáticos, parecem derivar de paleossolos, sotopostos às fácies carbonosas (lentes de grafita) e marcando recuo da lâmina d'água.

Nesse ambiente Orós, condições evaporíticas para fácies carbonáticas são assinaladas por Parente (1995), onde os corpos de “magnesitas de maiores espessuras ... indicariam uma bacia mais desenvolvida e um ambiente mais confinado”, estando as calciossilicáticas ricas em escapolitas como indicador dessas condições.

Em associações litológicas similares que ocorrem nos Caledonides Suecos (Formação Spika), o ambiente evaporítico é caracterizado por uma alternância no influxo da água do mar (escapolita) e continental (dolomita-magnesita).

O desenvolvimento dessa sedimentação carbonática, pode ser sido similar ao que acontece nas deposições recentes de magnesita na Austrália, envolvendo ambiente lacustrino a de laguna em complexo de *barrier-beach* (v. Svenningsen 1994).

Por seu turno, as brechas carbonáticas, como aquelas que acontecem no ramo SW da Faixa Orós e descritas por Vasconcelos & Mendonça (1993a), provavelmente foram desenvolvidas pelo colapso de uma crosta carbonática durante uma exposição subaérea em um ambiente *sabkha*, conforme o proposto por Pohl (1989 e 1990, *apud* Svenningsen 1994) para ocorrência similar na Formação Spika dos Caledonides Suecos.

Estruturas estromatolíticas descritas por Ries (1977), também em fácies carbonática do Grupo Orós na região de Iguatu, reforçam o pensamento de sistemas deposicionais de águas marinhas rasas.

Pelos dados expostos, certamente a vulcanossedimentação Orós -Jaguaribe-Extremo Oeste Potiguar processou-se numa ampla bacia, com repercussões além dos limites impostos pelas zonas de cisalhamentos Portalegre e Senador Pompeu, e com maiores similaridades com o desenvolvimento dos grupos Arai e Serra da Mesa nos estados de Goiás e Tocantins (vulcanitos ácidos e granitos tipo A com idades de ca. 1,77 Ga - Pimentel *et al.* 1991 e Pimentel *et al.* 1997).

Ainda, no quadro da estratigrafia estateriana do Brasil, exhibe importantes diferenças em relação aos sistemas deposicionais de ambiente rifte das unidades inferiores do Supergrupo Espinhaço (grupos Rio dos Remédios e Paraguaçu no Estado da Bahia e crono-litocorrelatos no Estado de Minas Gerais, que traduzem seqüências deposicionais onde as litofácies fluviais e eólicas são abundantes e podem exhibir variações laterais e verticais para litofácies de ambientes lacustres e intermarés; só, localmente, no topo, depósitos deltaicos – v. Dominguez 1993 e Schobbenhaus 1996).

O desenho atual admite um cenário de sedimentação continental a leste (Grupo Serra de São José e parte do Grupo Orós na Faixa Jaguaribe), caracterizada pela

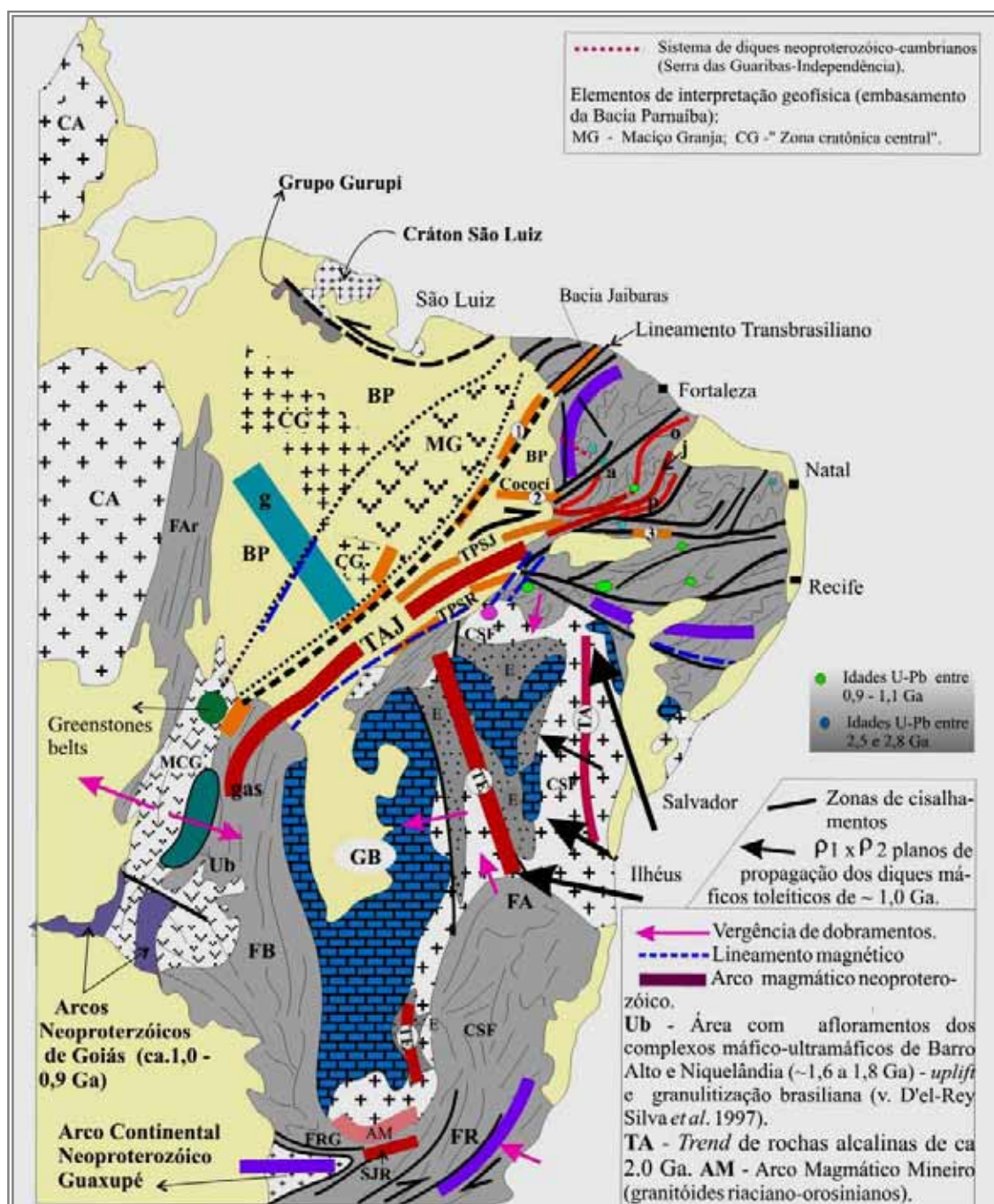


Figura 7.1 - Alguns traços Tectono-Estruturais do Sudeste, Centro-Oeste e Nordeste do Brasil.

■ Bacias fanerozóicas pós-orovicianas; ■ ■ *Trends* de bacias grabeniformes cambro-ordovicianas e do Proterozóico Superior, respectivamente (sob sedimentos da Bacia Parnaíba PB, delineados por geofísica e perfis de furos de sondagem; simplificado e modificado de Nunes 1993); 1 - Jaibaras, 2 - Cococi, 3 - Iara, TPSJ - São Julião (segundo o Lineamento Piauí-São Julião), TPSR - segundo o Lineamento Paranagua-São Raimundo Nonato; GB, E - Coberturas cratônicas neoproterozóico-cambrianas e paleo-neoproterozóicas; *Trends* ■ bacias estaterianas, em parte em formas vestigiais: TAJ - Arai-Jaguaribe (gas - Grupos Arai e Serra da Mesa; a, o e j - Grupo Orós nas faixas Arneiróz, Orós e Jaguaribe, respectivamente; p - Grupo Serra de São José na Faixa Extremo Oeste Potiguar); TE - Espinhaço (grupos Rio dos Remédios e Paraguaçu); SJR - Grupo São João Del'Rey. Faixas de dobramentos neoproterozóico-cambrianas: FR - Ribeira, FA - Araçuaí, FB - Brasília, FA - Araguaia. Crátons brasileiros: CA - Amazônico, CSF - São Francisco.

imaturidade e pela contribuição vulcanoclástica (rifte), passando mais para oeste a se processar em ambientes parálico-deltáicos (mais preservados no Grupo Orós), cujas modificações ambientais impostas pelo vulcanismo associado, não foram possíveis de precisar.

Ainda, como provável cronocorrelata ao Grupo Orós, cita-se parte das rochas metassedimentares, associadas a metavulcânicas ácidas e básicas, que ocorrem na região entre Zorra e Arneiróz, também abaixo da Zona de Cisalhamento Senador Pompeu e fora do limite oriental da área que foi objeto de cartografia geológica 1:250.000 (Fig. 7.2 e Anexos I e II). Em contato com as mesmas, ocorre um corpo granítico porfirítico gnaissificado de tendência alcalina, cujos dados químicos plotam no limite entre os campos anorogênico e pós-colisional.

Diversas outras seqüências, como as de Bixopá e Itaiçaba, também merecem, preliminarmente, este tipo de consideração.

7.3 - O plutonismo granítico de 1,8-1,7 Ga

Pelo desenho da distribuição dos corpos de *augen* gnaisses (Suite Magmática Serra do Deserto), é provável que o *emplacement* do magma gerador dos seus protólitos (granitos porfiríticos), se deu, em grande parte, controlado por descontinuidades pré-existent.

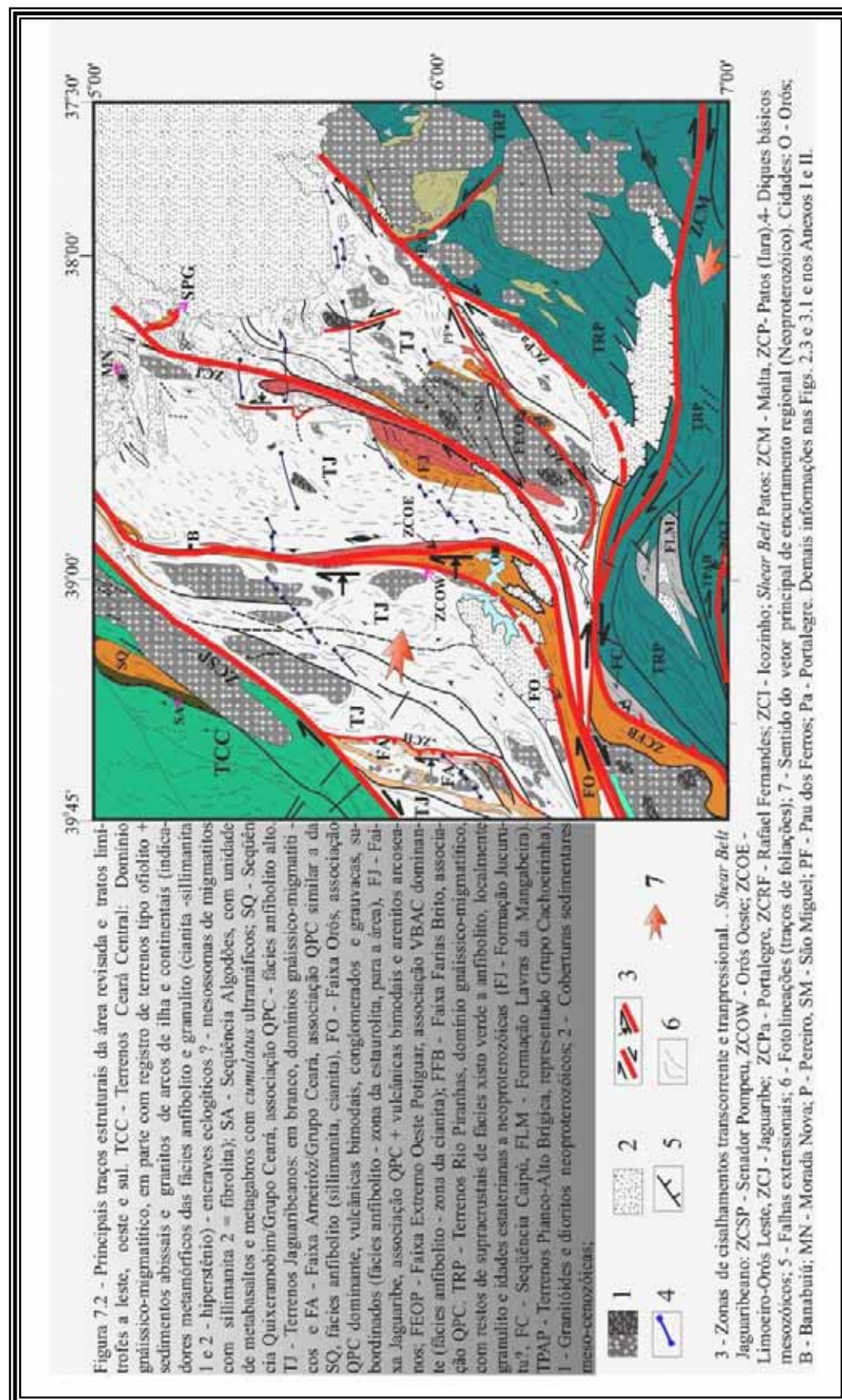
Os dados de cronologia radiométrica U-Pb, dos *augen* gnaisses das faixas Orós e Jaguaribe, apontam para duas fases plutônicas (ca. 1700 para a primeira e ca. 1800 para a segunda - Sá 1991 e Sá *et al.* 1997). Contudo, admite-se no presente trabalho, com base nos informes de campo e no estudo de Figueiredo Filho (1994), um posicionamento numa mesma suite magmática, de afinidades alcalinas com assinatura de granitos intraplacas.

7.4 - O magmatismo ca. 1,0 Ga

Esse evento magmático parece ter repercussão por amplos tratos da Faixa Orós e daí para oeste (Bloco Banabuiú e Terrenos Ceará Central).

Nessa faixa, são representados por corpos máficos e máfico-ultramáficos, com idade em torno de 0,9 Ga (Sá 1991).

Confirmando-se essa cronologia, ter-se-ia na região reflexos de uma importante extensão crustal ligada as primeiras fases da evolução neoproterozóica dos domínios tectônicos Central e Meridional da Província Borborema, mostrando similaridade com o que aconteceu no Cráton São Francisco, através de uma marcante fase de diques de magmas básicos toleíticos (v. Correa-Gomes & Oliveira 1997 e Fig. 7.1), cronologicamente posicionada no intervalo da chamada Tafrogênese Santo Onofre, entre 1,0 – 0,9 Ga (v. Schobbenhaus 1996).



7.5 - Fases deformacionais e metamórficas, e o magmatismo neoproterozóico - eopaleozóicos (0,5 a 0,8 Ga).

Com base nos dados cronoradiométricos disponíveis, os processos deformacionais e metamórficos que atingiram as rochas dos grupos Orós e Serra de São José, conteceram em tempos neoproterozóicos, ligados ao desenvolvimento do chamado Ciclo Orogênico Brasileiro/Pan-Africano. Isto é consubstanciado através de uma composição destas unidades com o Grupo Seridó (seg. concepção de Santos & Brito Neves 1984), onde os estudos geocronológicos mais modernos apontam para idades não mais velhas do que 0,9 Ga e onde a estruturação é decorrente de uma cinemática transpressional (v. Vauchez *et al.* 1990 e Archanjo & Bouchez 1991) similar a reconhecida para a área estudada, segundo uma mesma malha de zonas de cisalhamentos.

Na Província da Borborema, esse Ciclo Brasileiro envolve um período de convergência de grandes placas litosféricas (crátons Oeste África/São Luiz, São Francisco-Congo), provavelmente incluindo fases intermediárias de amalgamação ou acreções de terrenos, como vem sendo desenhadas abaixo da Zona de Cisalhamento Patos, cujos reflexos nesse Domínio Tectônico Setentrional continuam sendo objeto de especulação.

Para as supracrustais Orós-Jaguaribe-Extremo Oeste Potiguar, os arranjos de estruturas tectônicas refletem 3 fases deformacionais principais, sendo a segunda a mais importante em determinados setores e a terceira noutros.

As evidências de campo, para as fases 2 e 3, apontam para um contínuo deformacional na passagem de uma para outra, estando ligado a uma cinemática transcorrente-transpressiva.

Também para a Seqüência Peixe Gordo, as principais estruturas foram relacionadas as citadas fases 2 e 3.

Na Fig. 7.2, assinala-se algumas conclusões quanto o sentido do vetor de *stress* principal (já bem definido na literatura) e da cinemática das principais zonas de cisalhamento. Esta figura ilustra, ainda, a heterogeneidade deformacional nos diferentes blocos, a preservação das faixas das supracrustais em áreas sob influência das grandes zonas de cisalhamento, bem como a implantação de bacias mesozóicas condicionadas as mesmas.

Excluindo-se a Seqüência Peixe Gordo (fácies xisto verde), as condições metamórficas atingiram PT da fácies anfíbolito (concepção de Winkler 1977), chegando a zona da estauroлита (sillimanita, fora da área estudada) na Faixa Orós, a zona da sillimanita (paragnaisses e micaxistos) na Faixa Jaguaribe e a zona da cianita na Faixa Extremo Oeste Potiguar. Essa configuração, excetuando-se a zona da cianita, aparece relacionada tanto a segunda como a terceira fase deformacional.

Por sua vez, o magmatismo granitóide neoproterozóico - cambriano (650 - 540 Ma) foi extensivo para todos os blocos tectônicos, refletido em suites sintectônicas e tardi - a pós-tectônicas, sendo menos intenso (diagnóstico de superfície) no Bloco Jaguaretama (Terrenos Jaguaribeanos). Os maiores jazimentos encontram-se do lado oriental da Zona de Cisalhamento Portalegre (Bloco Tenente Ananias/Terrenos Rio Piranhas).

Como ponto anômalo, tem-se os granitóides do lado ocidental do Complexo Pereiro, para os quais se confirmada cuja cronologia Rb - Sr em ca. 800 Ma, os colocará como anterior a principal fase sintectônica da região, que é inferida entre 650 e 600 Ma.

7.6 – A geofísica e os limites do Sistema (Terrenos) Jaguaribeano(s).

Em termos da Província Borborema, as mais importantes assinaturas gravimétricas de zonas de suturas brasileiras, só têm sido assinaladas em regiões mais próximas às unidades cratônicas São Francisco (com expressão superficial de complexos máfico-ultramáficos assemelhados a ofiolitos – v. Oliveira 1998) e São Luiz/Oeste África (sem registro geológico de superfície – áreas de coberturas sedimentares fanerozóicas da Bacia Parnaíba – sendo conectada à zona de sutura Faixa Araguaia vs Cráton Amazônico – v. Lesquer *et al.* 1984 e Fig. 7.1).

Para as regiões mais chegadas à área do presente estudo, os sítios de anomalias *Bouguer* com provável assinatura de zona de sutura brasileira, objeto de retrabalhamento intracontinental e sem registro de unidades ofiolíticas cronocorrelatas (tipo criptossutura), relacionam-se à Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II (v. Jardim de Sá *et al.* 1997), onde os tratos orientais possuem indicadores geológicos de uma margem passiva do tipo Andina.

Por seu turno, o mapa de anomalia *Bouguer* da região pesquisada não exhibe qualquer situação que atenda plenamente ao clássico “modelo de sutura” (v. exemplos brasileiros em Marangoni *et al.* 1995, Almeida & Ebert 1997, Malagutti Filho *et al.* 1997). Assim mesmo, os perfis *Bouguer* com fisionomias mais próximas (obviamente excluindo-se aqueles dos espaços das bacias mesozóicas) envolvem os blocos Iracema (anomalias positivas) e Tenente Ananias (anomalias negativas), onde a Zona de Cisalhamento Portalegre (ZCPa) tem projeção nos trechos de gradientes mais fortes.

Diante destas observações, da assinatura gravimétrica da Zona de Cisalhamento Jaguaribe (ZCJ), da constatação cronoradiométrica de rochas estaterianas a leste dessa mesma estrutura e da presumida inexistência do lado oriental da ZCPa, além dos recentes dados que apontam uma idade neoproterozóica para as formações (Grupo) Seridó e Lavras da Mangabeira, o limite oriental do Sistema Jaguaribeano ficou estabelecido nessa ZCPa, com extensividade na Zona de Cisalhamento Farias Brito. Mesmo assim, é interessante ressaltar que a interpretação magnética qualitativa registra como principal limite a ZCJ, encontrando um certo amparo geológico fora da área (p.ex., na região de São Julião-Fronteiras, onde tem sua marca no desenvolvimento de ambientes plutono-vulcanosedimentares neoproterozóico-cambrianas).

Por seu turno, o limite ocidental do Sistema Jaguaribeano foi mantido na Zona de Cisalhamento Senador Pompeu, tendo-se em vista sua melhor expressão geofísico-geológica frente aquela da Zona de Cisalhamento Orós Oeste-Aiuaba, utilizada por Jardim de Sá (1994) como fronteira oeste de sua “Faixa Orós -Jaguaribe”.

Essa ZCSP, mesmo sendo reconhecida como uma importante descontinuidade de escala litosférica, exhibe assinatura gravimétrica que favorece seu registro como unidade estrutural de desenvolvimento intracontinental. Entretanto, ainda não se tem elementos a impedir com vigor especulações sobre a possibilidade da mesma e da ZCPa se constituírem em limites de docagem (sutura transformante) de terrenos (v. Jardim de Sá *et al.* 1997).

Sobre isto, para evitar-se as freqüentes e diversificadas especulações, algumas perguntas carecem de respostas, tais como: - Terrenos arqueanos só do lado ocidental da ZCSP e sul da ZC Malta-Farias Brito? – Qual a configuração espaço-temporal dos corpos eclogíticos e dos prováveis xistos azuis retrometamorfizados dos Terrenos Ceará Central?

– Quais são as relações estratigráficas, envolvendo adequado estudo de cronologia radiométrica, entre as seqüências Choró-Algodões, Quixeramobim, e Arneiroz-Zorra, situadas dos lados ocidental (as três primeiras) e oriental (a última) da ZCSP, e destas com a Seqüência Orós? - As supracrustais relacionadas por Jardim de Sá (1994) à Formação (Grupo) Jucurutu e posicionadas do lado oeste da ZCPa, são realmente paleoproterozóicas ($> 1,8$ Ga)? - Relações ZCPa vs granitos cambrianos de tendência alcalina (tipo Umarizal) vs suturas brasileiras? - Traços das suturas transamazônicas vs brasileiras vs limites dos riftes estaterianos ? Modelamento da evolução vetorial Província Borborema vs Cráton São Francisco vs Cráton São Luís/ Oeste África ?

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abreu, F.A.M.; Gorayeb, P.S.S.; Gama Junior, T.; Hasui, Y. 1988. O Cinturão de Cisalhamento Noroeste do Ceará. In: SBG, Congresso Latino-Americano de Geologia, 7, Belém, *Anais*, 20-34.
- Abreu, F.A.M.; Gorayeb, P.S.S. 1996. Os terrenos granulíticos do NW cearense como indicadores de *Crustal-Stacking-Wedge*. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, *Anais*, 269-272.
- Albuquerque, J.P.T. de 1970. *Inventário hidrogeológico do Nordeste: Folha Nº 15, Jaguaribe - SE*. Recife, SUDENE, 187 p. (Hidrogeologia, 32).
- Almeida, F.F.M.; Hasui, Y.; Brito Neves, B.B.; Fuck, R. 1977. Províncias estruturais brasileiras. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simpósio de Geologia do Nordeste, 7, Campina Grande, *Atas*, 363-391.
- Almeida, S.H.S.; Ebert, H.D. 1997. Assinatura gravimétrica da sutura de Alterosa nos arredores de Alfenas (MG). In: SBGf, Congresso Internacional de Geofísica, 5, São Paulo. *Anais*, 694-696.
- Andsdell, K.M.; Kyser, T.K. 1991. Plutonism, deformation and metamorphism in Proterozoic Flin Flon Greenstone belt Canadá. Limits on timing by zircon Pb evaporation technique. *Geology*, **18**(5):518-521.
- Angelim, L.A. de A. (org.) 1988. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil; Santa Filomena, Folha SC.24-V-A-III - Estados de Pernambuco e Piauí; Texto Explicativo*. Brasília, DNPM/CPRM, 146 p.
- Angelim, L.A. de A.; Oliveira, R.G.; Santos, E.J. dos. 1998. Riacho do Pontal: Uma colagem de terrenos. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Belo Horizonte, *Anais*, 27.
- Araújo, J. S. 1980. *Projeto Aurora - resumo do diário de viagem*. Rio de Janeiro, CPRM, 16p. (Relatório interno)
- Araújo, M.J. de; Archanjo, C.J. 1995. O metamorfismo granulítico da região de Lucrécia, oeste do Estado do Rio Grande do Norte. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simpósio de Geologia do Nordeste, 16, Recife, *Boletim nº 14*, 1:348-351.
- Archanjo, C.J.; Bouchez, Jean-Luc. 1991. Le Seridó, une chaîne transpressive dextre au Protérozoïque supérieur du Nord-Est du Brésil. *Bull. Soc. géol. France*, 162(4):637-647.
- Arthaud, M.H.; Almeida, A.R.; Andrade, J.R.; Maranhão, C.L.L.; Nogueira Neto, J.A.; Parente, C.C.; Sidrim, A.C.G.; Souza, J.V.; Torquato, J.R.F. A utilização dos critérios rotacionais em zonas de cisalhamento dúctil: O exemplo do Complexo Granítico de Quixadá-Quixeramobim – Ceará. 1987. In: SBG, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 1, Salvador, *Boletim de Resumos*, 45-47.
- Arthaud, M.H.; Nogueira Neto, J.A.; Torquato, J.R.F. 1988a. A zona de cisalhamento dúctil Quixeramobim (CE). In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 35, Belem, *Anais*, 5:2248-2256.
- Arthaud, M. H.; Torquato, J. R.; Nogueira Neto, J. A. 1988b. A deformação do granito Serra Branca, Complexo Granítico de Quixadá-Quixeramobim (CE). In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 35, Belém, *Anais*, 3:1015-1027.
- Arthaud, M.H.; Landim, D. F. 1995. Relações da seqüência metassedimentar de Quixeramobim com o seu embasamento. In: SBG, Simpósio de Geologia do Nordeste, 16, Recife, *Boletim nº 14*, 1:125-128.
- Barbosa, O. 1970. *Geologia econômica de parte da região do médio São Francisco, Nordeste do Brasil*. Rio de Janeiro, DNPM, 97p. (Boletim 140).
- Barbosa, O. 1979. Contribuição à metalogenia da seqüência cuprífera de Aurora, Ceará. Rio de Janeiro, CPRM, 3p. (Relatório interno)
- Barreto, A. 1967. *Sumário geológico da região rutilífera de Independência - CE*. Recife, SUDENE, p. 39-47. (Série Geologia Econômica)
- Bedregal, R. P. 1991. *Estudo gravimétrico e estrutural da bacia de Iguatu – CE*. Dep. de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, Dissertação de Mestrado, 154 p.
- Bell, T.H.; Rubenach, M.J. 1983. Sequential porphyroblast growth and crenulation cleavage development during progressive deformation. *Tectonophysics*, **92**:171-194.

- Beltrão, J. F. 1989 – *Uma nova abordagem para interpretação de anomalias gravimétricas regionais e residuais aplicada ao estudo da organização crustal – Exemplo da Região Norte do Piauí e Noroeste do Ceará*. Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Tese de Doutorado, 156 p.
- Bezerra, F. H. R.; Fonseca, V. P.; Amaro V. E.; Accioly P. C. 1992. Evidências de uma deformação tangencial na região do Médio Rio Jaguaribe, nordeste do Ceará. Problemas e implicações. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 37, São Paulo, *Boletim de Resumos Expandidos*. 2:328-329.
- Bondenlos, A.J. 1950. *Magnesite deposits of central Ceará, Brazil*. Washington, government, Printing Office, 153p.
- Braga, A.P.G. et al. 1977. *Projeto Fortaleza, relatório final*. Recife, DNPM/CPRM, v. 1 e 2.
- Braga, A.P.G.; Mendonça, J.C.G.S. 1984. *Projeto Mapeamento Geológico, Escala 1:100 000, Folha SB.24-Z-A-I (Orós)*. Fortaleza, Nuclebrás/Ceminas, 56 p.
- Braga, A.P.G.; Mendonça, J.C.G.S. 1984. Sequências vulcanossedimentares de Orós e Jaguaribe - Folha SB.24-Z-A-I - Região Sudeste do Estado do Ceará. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, *Anais*, 5(2512 - 2526).
- Brasil. 1981. *Projeto Radambrasil; Folhas SB.24/25 Jaguaribe/Natal; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra*. Rio de Janeiro. MME/SG, 744p. (Levantamento de Recursos Naturais, 23)
- Brito Neves, B.B. de. 1973. Elementos da geologia pré-cambriana do Nordeste Oriental. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 27, Aracaju, *Anais*, 2:105-134.
- Brito Neves, B.B. de. 1975. *Regionalização geotectônica do Pré-cambriano nordestino*. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 198 p.
- Brito Neves, B.B. de. 1983. *O mapa geológico do Nordeste Oriental do Brasil, escala 1:1.000.000*. Inst. Geociências, Universidade de São Paulo, Tese de Livre Docência, 177 p.
- Brito Neves, B.B. de; Kawashita, K.; Pessoa, D.A.R. 1975. A posição estratigráfica do Complexo Caicó. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simpósio de Geologia do Nordeste, 7, Fortaleza, *Atas, Boletim nº 5*, 289-298.
- Brito Neves, B.B. de; Van Schmus, W.R.; Basei, M.A.S. 1990. Contribuição ao estudo da evolução geocronológica do Sistema de Dobramentos Piancó-Alto Brígida. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal, *Anais*, 6(2697 - 2710).
- Brito Neves, B.B. de; Van Schmus, W.R.; Babinski, M.; Sabin, T. 1993. O evento de magmatismo de 1,0 Ga nas faixas móveis ao norte do cráton do São Francisco. In: SBG, Simpósio sobre o Cráton do São Francisco, 2, Salvador, *Anais*, 243-245.
- Brito Neves, B. B. de; Van Schmus, W. R.; Santos, E. J. dos; Campos Neto, M. C.; Kozuch, M. 1995. O Evento Cariris Velhos na Província Borborema: integração de dados, implicações e perspectivas. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4):281-296.
- Brito Neves, B.B. de; Sá, J.M.; Nilson, A.A.; Botelho, N.F. 1996. A tafrogênese estereariana nos blocos paleoproterozóicos da América do Sul e processos subsequentes. *Geonomos*, 3(2):1-21.
- Caby, R. 1988. Les terrains précambriens du Bénin, du Nigeria et du Nord-est du Brésil et les connections sub-atlantiques au proterozoïque supérieur. In: IGCP/UNESCO/IUGS, International Meeting on Proterozoic Geology and Tectonics of High Grade Terrains, Nigéria, 16 p.
- Caby, R. 1989. Precambrian terranes of Benin-Nigeria and northeast Brazil and the Late Proterozoic south Atlantic fit. *Geological Society of America, Special Paper*, 230:145-158.
- Caby, R.; Arthaud, M.H. 1986. Major precambrian nappes of the Brazilian belt, Ceará, Nordeste Brazil. *Geology*, 14: 871-874.
- Caby R.; Sial, A.; Arthaud, M.H.; Vauchez, A. 1991. *Crustal Evolution and the Brasiliano orogeny in Northeast Brazil*. In: Dallmeyer, R.D.; Lecorché, J.P. (eds.) - *The West African Orogens and Circum Atlantic correlates*. Springer-Verlag, 373-397.
- Caby, R.; Arthaud, M.H.; Archanjo, C.J. 1995. Lithostratigraphy and petrostructural characterization of supracrustal units in the Brasiliano Belt of Northeast Brazil: geodynamic implications. In: Silva Filho, A.F. da & Lima, E.S. de (eds.) *Geology of the Borborema Province, Northeast Brazil. Journal of South American Earth Sciences*, 8(3/4):235-246.

- Campos, M. de; Braga, A. de P.G.; Souza, E.M. de; Silva, F.A. da; França, J.B. de. 1979. *Projeto Rio Jaguaribe, relatório final*. Brasília, DNPM, 149p. (Série Geologia)
- Campos Neto, M. da C.; Bittar, S.M.B.; Brito Neves, B.B. de. 1994. Domínio Tectônico Rio Pajeú – Província Borborema: Orogêneses superpostas no Ciclo Brasileiro/Pan -Africano. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Balneário de Camboriú, *Boletim de Resumo Expandidos*, 221-222.
- Carneiro, C. Dal Ré; Monma, R.; Ferreira, F.J.F.; Dehira, L.K.; Magalhães, F.F. 1988. Ensaio de integração geológico-geofísica sobre o Nordeste Oriental, com base em mapas aeromagnéticos. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, Belém, *Anais*, 5:2122-2136.
- Castaing, C.; Triboulet, C.; Feybesse, J.L.; Chèvremont, P. 1993. Tectonometamorphic evolution of Ghana, Togo and Benin in the light of the Pan -African/Brasiliano Orogeny. *Tectonophysics*, **218**:323-342.
- Castelo Branco, R.M.G.; Souza, M.L. 1997. Modelagem gravimétrica “2D” através do Complexo Granítico Quixadá-Quixeramobim, região de Algodões e Uruquê, Ceará. In: SBGf, Congresso Internacional de Geofísica, 5, São Paulo, *Anais*, 723-726.
- Castro, D.L. de. 1997. Mapa gravimétrico integrado do Nordeste Setentrional Brasileiro e margem continental adjacente e suas implicações no estudo geodinâmico regional. Departamento de Física Teórica e Experimental, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 25 p. (inédito).
- Castro, D.L.; Medeiros, W.E. de. 1997. Afinamento crustal associado à implantação das bacias intracratônicas do *Trend* Cariri-Potiguar. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simpósio de Geologia do Nordeste, 17, Fortaleza, *Resumos Expandidos, Boletim nº 15*, 334-338.
- Castro, D. L.; Barbosa, V. C. F.; Silva, J. B. C.; Medeiros, W. E. de. 1997a. Relevo da interface crosta - manto no Nordeste Setentrional do Brasil: comparação entre os vínculos de isostasia e suavidade. In: SBGf, Congresso Internacional de Geofísica, 5, São Paulo, *Anais*, 682-685.
- Castro, D. L.; Medeiros, W. E. de; Moreira, J. A. M.; Jardim de Sá, E. F. 1997b. Mapa gravimétrico do Nordeste Setentrional do Brasil e margem continental adjacente. In: SBGf, Congresso Internacional de Geofísica, 5, São Paulo, *Anais*, 678-681.
- Cavalcante, J.C. 1980. Contribuição à geologia do Projeto Aurora - Ceará. Rio de Janeiro, Dep. Geologia, CPRM, 25 p. (Relatório interno)
- Cavalcante, J.C. 1982. Revisão, compilação, integração e elaboração da coluna estratigráfica dos domínios precambriano-eopaleozóicos. In: Coutinho, M.G. da N. 1982. Mapa Geológico do Estado do Piauí. Brasília, MME/DNPM/CPRM. (Inédito)
- Cavalcante, J.C. 1987. Estratigrafia das folhas Mombaça e Catarina - uma proposta. 1987. Fortaleza, CPRM/REFO, 15p. (Relatório Interno)
- Cavalcante, J.C. 1993a. A estratigrafia precambriana do Estado do Ceará - uma síntese. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simpósio de Geologia do Nordeste, 15, Natal, *Atas, Boletim nº 13*, 313 - 316.
- Cavalcante, J.C. 1993b. Geologia Estrutural e Tectônica. In: Oliveira, J.F. de; Cavalcante J.C. (orgs.), *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, Mombaça, Folha SB.24 -V-D-V, Estado do Ceará, Escala 1:100 000, Texto Explicativo*. Brasília, DNPM/CPRM, 141-145.
- Cavalcante, J.C. 1993c. A gigafatia crustal Centro Goiano-Hoggar Central - Um elemento importante na evolução proterozóica superior-fanerozóica do Brasil-África. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simpósio de Geologia do Nordeste, 13, Natal, *Atas, Boletim nº 13*, 311-312.
- Cavalcante, J.C. 1993d. Geologia Estrutural e Tectônica. In: Medeiros, M. de F.; Cavalcante J.C.; Souza, E.M. de (orgs.), *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, Catarina, Folha SB.24 -Y-B-II, Estado do Ceará, Escala 1:100.000, Texto Explicativo*. Brasília, DNPM/CPRM, 115-131.
- Cavalcante, J.C.; Ferreira, C.A.; Armesto, R.C.G.; Medeiros, M. de F.; Ramalho, R.; Braun, O.P.G.; Baptista, M.B.; Cunha, H.C.da S. 1983. *Mapa Geológico do Estado do Ceará; Escala 1:500.000*. MME-DNPM/MI-SUDENE/Governo do Estado do Ceará, Fortaleza.
- Cavalcante, J.C.; Sá, J.M. 1997. A Sequência Peixe Gordo no contexto da Faixa Jaguaribeana, Província Borborema, NE do Brasil. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simpósio de Geologia do Nordeste, 17, Fortaleza, *Resumos Expandidos, Boletim nº 15*, 16-19.
- Cavalcante, J.C.; Medeiros, W.E.; Castro, D. L.; Sá, J.M. 1998. A Faixa Jaguaribeana (parcial): integração

- geológico-gravimétrica. In: SBG/Núcleo Minas Gerais, Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Belo Horizonte, *Anais*, 13.
- Cavalcante, J.C.; Sá, J.M.; Macedo, M.H. de F. 1998. A delimitação da Faixa Jaguaribeana: novos dados geocronológicos Pb-Pb e Rb-Sr. In: SBG/Núcleo Minas Gerais, Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Belo Horizonte, *Anais*, 11.
- Collinson, J.D.; Thompson, D.B. 1984. *Sedimentary structures*. Londres, George Allen & Unwin Ltda. 194 p.
- Condie, K.C. 1989. *Plate tectonics and crustal evolution*. 3ª edição, Pergamon Press, Oxford, 476 p.
- Coney, P. J.; Jones, D. L.; Monger, J. W. H. 1980. Cordilleran suspect terranes. *Nature*, **288**:329-333.
- Costa, M.J. 1980. *Rock and soil geochemical investigations on sulphide-bearing precambrian metavolcanics in Aurora, Ceará state, northeast Brazil*. Fac. Sciences, Universidade de Leicester, Leicester, Dissertação de Mestrado, 129 p.
- Correa-Gomes, L.C.; Oliveira, E.P. 1997. O enxame radial gigante de diques máficos da Província Bahia-Congo. Implicações reológicas e tectônicas da presença de uma pluma mantélica na interface América do Sul-África, 1.0 Ga atrás. In: SBG/Núcleo Brasília - Unb/Departamento de Geologia, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 6, Pirenópolis (GO), 52-55.
- CPRM. 1981. *Projeto Aurora. Relatório final de pesquisa*. Fortaleza, CPRM/SUREG-FO, 1981. 57p. (Relatório interno)
- CPRM. 1988. *Projeto Encanto. Relatório final de pesquisa*. Recife, CPRM/SUREG-RE, 16p. (Relatório interno)
- Dantas, E. L.; Hackspacher, P.C.; Kawashita, K.; Lafon, J.M. 1991. Datações Rb-Sr nas ortoderivadas dos grupos São Vicente/Caicó - Província Borborema. In: SBG/Núcleo Nordeste, 14, Recife, *Atas, Boletim nº 12*, 248-250.
- Dantas, E.L.; Cordani, U.G.; Van Schmus, W.R.; Hackspacher, P.C.; Brito Neves, B.B. de; Nutman, A.P. 1995. Terrenos arqueanos e paleoproterozóicos do Maciço Caldas Brandão na Província Borborema. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simpósio de Geologia do Nordeste, 16, Recife, *Boletim nº 14*, 2:423-427.
- Dantas, E.L.; Cordani, U.G.; Hackspacher, P.C.; Van Schmus, W.R.; Brito Neves, B.B. de. 1997. Diferentes episódios de magmatismo e acreção arqueana no Maciço Caldas Brandão, Província Borborema - RN. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simpósio de Geologia do Nordeste, 17, Fortaleza, *Resumos Expandidos, Boletim nº 15*, 24-27.
- Dantas, E.L.; Hackspacher, P.C.; Van Schmus, W.R.; Brito Neves, B.B. de. 1998. Archean accretion in São José do Campestre Massif, Borborema Province, Northeast Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **28**(2):221-228.
- Davison, I. 1987. Acreção de terrenos e a colisão oblíqua do Proterozóico Superior na Faixa Sergipana. In: UFBa/Curso de Pós-graduação em Geologia, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 1, *Boletim de Resumos*, 87-88.
- Davison, I.; Santos, R. A. 1989. Tectonic evolution of the Sergipano fold belt, NE Brazil, during Brasiliano orogeny. *Precambrian Res.*, **45**:319-342.
- D'El-Rey Silva, L.J.H. 1995. Tectonic evolution of the Sergipano Belt, NE Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **25**(4):315-332.
- Dominguez, J.M.L. 1993. As coberturas do Cráton do São Francisco: Uma abordagem do ponto de vista da análise de bacias. In: Dominguez, J.M.L.; Misi, A.(ed.) O Cráton do São Francisco. Salvador, SBG/Núcleo Bahia-Sergipe, SGM, CNPq, 137-159.
- Dover, J.H. 1990. Problems of terrane terminology, causes and effects. *Geology*, 487-489.
- Ebert, H. 1969. *Geologia do Alto Seridó (Nota explicativa à Folha Geológica Currais Novos 1:250.000)*. Recife, SUDENE, Div. Geol., 117p. (Série Geologia Regional, 11).
- Ebert, H. 1970. The pre-cambrian geology of the "Borborema Belt" (States of the Paraíba et Rio Grande do Norte, Northeast Brazil) and the origin of its mineral provinces. *Geol. Rundsch.* **59**(3):1292-1326.
- Evans, K.V.; Fischer, L.B. 1986. U-Pb geochronology of two augen gneiss terrains, Idaho - New data tectonic implications. *Can. J. Earth Sciences*, **23**:1919-1927.

- Fernandes, T.M.G.; Brito Neves, B.B. de. 1998. Estratigrafia e Geocronologia da parte sul do Maciço Caldas Brandão-PB. In: SBG/Núcleo Belo Horizonte, Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Belo Horizonte, *Anais*, 22.
- Ferreira, J.A.M. 1967. Considerações sobre uma nova estratigrafia do Seridó. *Engenharia Mineração Metalurgia*, 45(265):25-28.
- Ferreira, J.A.M.; Albuquerque, J. do P.T. 1969. Sinópsese da Geologia da Folha Seridó. Recife, SUDENE, 47 p. (Série Geologia Regional, 5)
- Ferreira, C.A. 1997. Novas considerações sobre a Faixa Seridó e terrenos adjacentes, com base na integração geológica da Folha Caicó, escala 1:250.000. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simpósio de Geologia do Nordeste, 17, Fortaleza, *Resumos Expandidos, Boletim nº 15*, 28-31.
- Fetter, A.H.; Dantas, E.L. 1996. O método U-Pb em minerais contendo U - sua potencialidade e complicações em geocronologia. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, *Anais*, 6:476-480.
- Fetter, A.H.; Santos, T.J.S. dos; Nogueira Neto, J.A.; Van Schmus, W.R. 1995. Geocronologia U-Pb em zircão e Sm-Nd em rocha total do Estado do Ceará - resultados iniciais. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simpósio de Geologia do Nordeste, 16, Recife, *Boletim nº 14*, 2:418-422.
- Fetter, A.H.; Van Schmus, W.R. 1996. Determinação da época do magmatismo e metamorfismo da região noroeste do Ceará, como base na datação de zircão, monazita, titanita e granada. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, *Anais*, 6:467-470.
- Fetter, A.H.; Van Schmus, W.R.; Santos, T.J.S. dos; Arthaud, M.; Nogueira Neto, J.A. 1997. Geocronologia e estruturação do Estado do Ceará: NW da Província Borborema, NE Brasil. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simpósio de Geologia do Nordeste, 17, Fortaleza, *Boletim nº 15*, 32-33.
- Figueiredo Filho, O.A. de. 1994. *Geoquímica e geocronologia de metavulcânicas e metagranitóides dos cinturões Orós e Jaguaribe, Sudeste do Ceará*. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 157 p.
- Figueiredo, L.L. de; Caby, R.; Vauchez, A.; Corsini, M.; Arthaud, M.; Archanjo, C.J.; Jardim de Sá, E. F.; Silva, M.E. da. 1992 - O sincronismo termo-tectônico polifásico dos sistemas cisalhantes Patos-Seridó e Campina Grande (Província Borborema) à luz de datações $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de mono -cristais com sonda-laser. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 37, São Paulo, *Anais*, 2:378-379.
- Galindo, A.C.; Dall'Agnol, R.; McReath, I.; Lafon, J.M.; Teixeira, N.P. 1995. Evolution of Brasiliano - age granitoid types in a shear-zone environment, Umarizal-Caraúbas region, Rio Grande do Norte, northeast Brazil. *J. South American Earth Sci.*, 8(1):79-95.
- Gaudette, H.E.; Lafon, J.M.; Moura, C.A.V.; Scheller, T. 1993. Datação de monocristais de zircão por evaporação de Pb no Laboratório de Geologia Isotópica - UFPA: Metodologia e primeiros resultados. In: SBGq, Congresso Brasileiro de Geoquímica, 4, Brasília, *Boletim de Resumos Expandidos*, 236-245.
- Gibb, R.A. & Thomas, M.D. 1976. Gravity signature of fossil plate boundaries in the Canadian Shield. *Nature*. 262:199-200.
- Gibb, R.A.; Thomas, M.D.; Lapointe, P. L.; Mukhopadhyay, M. 1983. Geophysics of proposed Proterozoic sutures in Canada. *Precambrian Res.* 19:349-384.
- Gomes, F.E.M. 1984. Geologia dos depósitos de cobre na região de Aurora-CE. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, *Anais*, 8:3614-3627.
- Gomes, F.E.M. 1990. Relações litoestratigráfico-estruturais e evolução tectônica na Faixa Riacho do Pontal - região de Paulistana (PI). In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal, *Anais*, 6:2843-2857.
- Gomes, F.E.M.; Ribeiro, J.A.P. 1986. *Projeto mapas metalogenéticos e de previsão de recursos minerais. Carta Geológica. Morada Nova, Folha SB.24 -X-C (Escala 1:250.000)*. Fortaleza, DNPM/CPRM.
- Gomes, F.E.M.; Sampaio, T. de Q. 1989. Tectônica de colisão na Faixa Riacho do Pontal: Modelo proposto para a região de Paulistana-PI e Afrânio-PE. In: SBG/Núcleos Fortaleza, Nordeste e Bahia, Simpósio de Geologia do Nordeste, 13, e Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 2, Fortaleza, *Atas, Boletim nº 11*, 289-293.

- Gomes, F.E.M.; Vasconcelos, A.M. 1993. Aspectos estruturais e evolução tectônica na região centro -sul do Ceará, Folha Iguatu, escala 1:250.000. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simpósio de Geologia do Nordeste, 15, Natal, *Boletim n^o 13*, 250-253.
- Gomes, J.R. de C.; Gatto, C.M.P.P.; Souza, G.M.C. de; Luz, D.S. da; Pires, J. de L.; Teixeira, W. 1981. *Geologia, Mapeamento Regional*. In: Projeto Radambrasil. Folhas SB.24/25, Jaguaribe/Natal; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, MME/SG, 23:27-176.
- Gomes, J.R. de C.; Moura, C.A.V.M.; Torres, P.F.M.; Gomes, I.P. 1997. Metatonalito de Várzea Nova - Sul de Aiuaba, CE. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simpósio de Geologia do Nordeste, 17, Fortaleza, *Resumos Expandidos, Boletim n^o 15*, 12-15.
- Gomes, H.A. 1997. Reavaliação tectono -estratigráfica da Faixa Piancó-Alto Brígida e suas relações com os terrenos adjacentes, na Folha Serra Talhada. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simpósio de Geologia do Nordeste, 17, Fortaleza, *Boletim n^o 15*, 40-44.
- Gorayeb, P.S.S ; Abreu, F.A.M. 1989. A faixa de alto grau da região de Cariré -CE. In: SBG/Núcleos Fortaleza, Nordeste e Bahia, Simpósio de Geologia do Nordeste, 13, e Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 2, Fortaleza, *Atas, Boletim n^o 11*, 261-264.
- Gorayeb, P.S.S.; Abreu, F.A.M. 1998. Granulito Macaco: Nova ocorrência de rochas granulíticas na Província Borborema. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Belo Horizonte, *Anais*, 472.
- Hackspacher, P.C.; Sá, J.M. 1984. Critério litoestrutural para diferenciação do embasamento Caicó do grupo Seridó, RN - Brasil. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simpósio de Geologia do Nordeste, 11, Natal, *Atas, Boletim n^o 9*, 263-277.
- Hackspacher, P. C.; Legrand, J. M. 1989. Microstructural and metamorphic evolution of Portalegre shear zone, northeastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 19:63-69.
- Hackspacher, P.C.; Silva, C.A.; Santos, J.P. 1986. A geologia do Complexo Gnaiss -Migmatítico entre São Vicente e Florânia-RN: uma análise preliminar. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simpósio de Geologia do Nordeste, 12, João Pessoa, *Atas*, 252 - 269.
- Hackspacher, P. C.; Soares, J. W.; Petta, R.A. 1988. Geologia de Grupo Ubajara - região de Frecheirinha (CE). In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 35, Belém, *Anais*, 6:2661-2677.
- Hackspacher, P.C.; Van Schmus, W. R.; Dantas, E. L. 1990. Um embasamento transamazônico na Província Borborema. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal, *Anais*, 6:2683-2696.
- Hackspacher, P.C.; Legrand, J. M.; Petta, R.A.; Magini, C.; Dantas, E. L. 1992. O Batólito São Vicente - Caicó - RN. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 37, São Paulo, *Boletim de Resumos Expandidos*, 2(143-144).
- Hartmann, M.B.; Simões, S.J.C.; Menezes, J.E. de; Silveira, E.L.; Mendes, R.E.; Lima, F.I.C. 1986. O Complexo Pedra Branca (CE) - Aspectos descritivos da deformação crustal profunda. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 34, Goiania, *Anais*, 2:784-792.
- Howell, D. G. 1995. *Principles of Terrane Analysis. New application for global tectonics*. London, Chapman & Hall. (Topics in earth sciences, 8). 245 p.
- Jardim de Sá, E. F. 1981. *Mapa Geológico do Extremo Oeste Potiguar (Escala 1:100.000)*. Natal, Convênio CDM-RN/FUNPEC-RN/UFRN.
- Jardim de Sá, E. F. 1984a. A evolução proterozóica da Província Borborema. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simpósio de Geologia do Nordeste, 11, Natal, *Atas*, 291-316.
- Jardim de Sá, E. F. 1984b. Evolução policíclica e contexto tectônico da faixa Seridó, NE. 1984. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, *Anais*, 3319-3324.
- Jardim de Sá, E. F. 1987a. Evolução orogênica monocíclica vs policíclica: (I) argumentos estratigráficos e geocronológicos no Proterozóico da Província Borborema. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 1, Salvador, *Boletim de Resumos*, p. 9-11.
- Jardim de Sá, E. F. 1987b. Evolução orogênica monocíclica vs policíclica: (II) argumentos estruturais no Proterozóico da Província Borborema. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 1, Salvador, *Boletim de Resumos*, 12-14.

- Jardim de Sá, E.F. 1988. Mise a four de la geologie precambrienne du nord-est du Brésil. In: IGCP/UNESCO/IUGS, International Meeting on Proterozoic Geology and Tectonics of High Grade Terrains, Nigéria, 22 p.
- Jardim de Sá, E.F. 1994. *A Faixa Seridó (Província Borborema NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na Cadeia Brasileira/Pan-Africana*. Inst. de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Tese de Doutorado, 803 p.
- Jardim de Sá, E.F. 1998. Geologia do Pré-Cambriano. In: Mont'Alverne, A.A.F.; Jardim de Sá, E. F.; Derze, G.R.; Dantas, J.R.A.; Ventura, P.E (coords.). *Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Norte*. Convênio MME/SMM/DNPM-UFRN-CRM, Natal.
- Jardim de Sá, E. F.; Hackspacher, P. C. 1980. Reconhecimento estrutural na borda nordeste do cráton do São Francisco. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Balneário de Camburiú, *Anais*, 5:1719-1731.
- Jardim de Sá, E. F.; Fowler, F. H. 1981. A orogênese brasileira e suas relações com faixas supracrustais no sudoeste do Ceará. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simpósio de Geologia do Nordeste, 10, Recife, *Atas*, 337-350.
- Jardim de Sá, E.F.; Legrand, J.; Hackspacher, P. C. 1981a. Contraste de estilos estruturais e metamórficos na Faixa Dobrada Sergipana. *Revista Brasileira de Geociências*, 11(3):128-137.
- Jardim de Sá, E.F.; Legrand, J.M.; Sena de Sá, C.A.; Lira, C.P.; Medeiros Neto, F.A.; Rego, J.M.; Souza, L.C. 1981b. Esboço de geologia precambriana do Extremo Oeste Potiguar. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simpósio de Geologia do Nordeste, 10, Recife, *Atas*, 315-328.
- Jardim de Sá, E. F.; Moraes, J. A. C. de; D'El-Rey Silva, L. J. H. 1986a. Tectônica tangencial na Faixa Sergipana. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 34, Goiânia, *Anais*, 3:1246-1259.
- Jardim de Sá, E.F.; Kawashita, K.; Macedo, M.H. de F.; Sá, J.M. 1986b. Supracrustais monocíclicas do Extremo Oeste do Rio Grande do Norte. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simpósio de Geologia do Nordeste, 12, João Pessoa, *Atas*, 62-74.
- Jardim de Sá, E.F.; Souza, L.C. 1989. Relações estratigráficas e a tectônica tangencial transamazônica na borda norte do Cráton São Francisco. In: SBG/Núcleos Fortaleza, Nordeste e Bahia, Simpósio de Geologia do Nordeste, 13, e Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 2, Fortaleza, *Atas, Boletim nº 11*, 237-244.
- Jardim de Sá, E. F.; Macedo, M. H. F.; Fuck, R.A.; Kawashita, K. 1992. Terrenos proterozóicos na Província Borborema e a margem norte do Cráton São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 22(4):472-480.
- Jardim de Sá, E.F.; Medeiros, V.C.; Amaro, V.E. 1995a. Os cisalhamentos brasileiros na Zona Transversal, NE do Brasil: Uma mega-estrutura em domínio. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simpósio de Geologia do Nordeste, 16, Recife, *Boletim nº 14*, 1:134-138.
- Jardim de Sá, E.F.; Macedo, M.H.de F.; Fuck, R.A.; Peucat, J. J. ; Leterrier, J.; Kawashita, K.; Souza, Z.S. de. 1995b. Granitóides sinorogênicos ca. 1,0 Ga na Província Borborema, NE do Brasil: Dados geoquímicos e geocronológicos. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simpósio de Geologia do Nordeste, 16, Recife, *Boletim nº 14*, 1:162-165.
- Jardim de Sá, E.F.; Medeiros, W.E. de; Castro, D.L de. 1997. Contribuição da gravimetria aos modelos de estruturação crustal da Província Borborema, Nordeste do Brasil. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simpósio de Geologia do Nordeste, 17, Fortaleza, *Atas, Boletim 15*, 352-357.
- Kawashita, K.; Mantovanni, M.; Thomas Filho, A.; Torquato, J.R.; Berenholc, M. 1974. Método rubídio - estrôncio. Procedimento das análises no Centro de Pesquisas Geocronológicas da USP. Universidade de São Paulo, São Paulo, 106 p.
- Kawashita, K.; Sonoki, I.K.; Sato, K.; Sonoki, H.M. 1990. Regressões lineares em geocronologia: isócronas, errôcrônicas e pseudoisócronas. *Boletim IG-USP*, 21:53-72.
- Kegel, W. 1965. *A estrutura geológica do nordeste do Brasil*. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, 47 p. (Boletim 227).
- Kober, B. 1986. Whole grain evaporation for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age investigations on single zircons using a double filament thermal ion source. *Contrib. Mineral. Petrology*, 93:482-490.

- Kober, B. 1987. Single-zircon evaporation combined with Pb^{+} emitter bedding for $^{207}Pb/^{206}Pb$ – age investigations using thermal ions mass spectrometry, and implications to zirconology. *Contrib. Mineral. Petrology*, **96**:63-71.
- Legrand, J.M.; Liegeois, J.P.; Deutsch, S. 1991. Datação U/Pb e Rb/Sr das rochas pré -cambrianas da região de Caicó. Reavaliação da definição de um embasamento Arqueano. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simpósio de Geologia do Nordeste, 14, Recife, *Atas, Boletim nº12*, 276-279.
- Legrand, J.M.; Dantas, E.L.; Liegeois, J.P. 1997. Definição e caracterização do embasamento da porção oeste da Faixa Seridó (Província Borborema, NE – Brasil). In: SBG/Núcleo Nordeste, Simpósio de Geologia do Nordeste, 17, Fortaleza, *Atas, Boletim nº 15*, 50-53.
- Lesquer, A; Beltrão, J.F.; Abreu, F.A.M. de. 1984. Proterozoic links between northeastern Brazil and west Africa: A plate tectonic model based on gravity data. *Tectonophysics*, **110**:9-26.
- Lima, E.A.M. et al. 1980. Projeto scheelita do Seridó, Relatório final, texto e mapas. Recife, DNPM/CPRM. (Inédito)
- Lira, C.P. de. 1981. *Geologia do Extremo Oeste Potiguar, Área de Dr. Severiano -Encanto*. Dep. de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, Relatório de Graduação, 43 p.
- Luiz, J.G.; Costa e Silva, L.M. 1995. Geofísica de prospecção. Belém, Universidade Federal do Pará. Pará, 311 p.
- Macambira, M.J.B.; Moura, C.A.V.; Lafon, J.M.; Scheller, T.; Gaudette, H.E. 1994. O método Pb -Pb por evaporação em zircão: avaliação dos dados obtidos no Laboratório de Geologia Isotópica da UFPa. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Balneário Camboriú, *Resumos Expandidos*, **2**:404-405.
- Macedo, M.H.F.; Sá, J. M.; Kawashita, K. 1988. A idade da faixa Orós: dados preliminares. *Revista Brasileira de Geociências*, **18**(3):362-368.
- Macedo, M.H.F.; Jardim de Sá, E.F.; Peucat, J.J.; Souza, Z.S.; Martin, H. 1991. Avaliação dos dados geocronológicos do complexo Caicó (RN) e suas implicações tectônicas. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simpósio de Geologia do Nordeste, 12, Recife, *Atas*, 256 - 259.
- Magini, C.; Brito Neves, B.B. de; Hackspacher, P. C.; Van schmus, W.R.; Dantas, E.L.; Fetter, A. 1997. Sequência das intrusões plutônicas em terrenos paleoproterozóicos no Extremo Oeste Potiguar. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simpósio de Geologia do Nordeste, 17, Fortaleza, *Resumos Expandidos, Boletim nº15*, 56-60.
- Malagutti Filho, W.; Ebert, H.D.; Hasui, Y.; Haralyi, N. L.; Hackspacher, P.C.; Souza, C.A. de. 1997. Mapa de anomalias Bouguer e modelagem gravimétrica do Sul de Minas Gerais. In: SBGf, Congresso Internacional de Geofísica, 5, São Paulo, *Anais*, 708-711.
- Marangoni, Y.R.; Assumpção, M.; Fernandes, E.P. 1995. Gravimetria em Goiás, Brasil. *Revista Brasileira de Geofísica*, **13**(3):205-219.
- Marimon, M.P.C. 1990. *Petrologia e litogeoquímica da seqüência plutono -vulcanossedimentar de Brejo São, município de São João do Piauí, Estado do Piauí*. Inst. de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, Dissertação de Mestrado, 102 p.
- Martin, H. 1994. The Archean grey gneiss and the genesis of continental crust. In: Condie, K. *Archean Crustal Evolution*. Amsterdam. Elsevier, 205-259.
- Martins, G.; Oliveira, E. P.; Souza Filho, C.R.; Lafon, J. M. 1998. Geochemistry and geochronology of the Algodões sequence, Ceará, NE Brazil: a paleoproterozoic magmatic arc in the central Ceará domain of the Borborema Province? In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Belo Horizonte, *Anais*, 28.
- Matos, R.M.D. de. 1992a. *Deep seismic profiling, basin geometry and tectonic evolution of intracontinental rift basins in Brazil*. Universidade de Cornell, Tese de Doutorado, 276 p.
- Matos, R.M.D. de. 1992b. The Northeast Brazilian Rift System. *Tectonics*, **11**(4):766-791.
- McReath, I. 1993. The Proterozoic Orós Belt, Northeast Brazil: Geochemically diverse meta -igneous rocks, lithological associations and tectonic implications. *Geocim. Brasil.*, **7**(2):151-157.
- Medeiros Neto, F. A. 1981. *Geologia do Extremo Oeste Potiguar, Área de Coronel João Pessoa*. Dep. de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, Relatório de Graduação, 75 p.
- Medeiros, M. de F.; Cavalcante, J.C.; Souza, E.M. de. 1993 (orgs.). *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil Catarina, Folha SB.24-Y-B-II, Estado do Ceará, Escala 1:100.000, Texto*

- Explicativo*. Brasília, DNPM/CPRM, 170 p.
- Melo, Z.F. 1977. *Considerações tectono-petrológicas em seqüências molássicas do Nordeste Oriental do Brasil*. Centro Tecnológico, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, Dissertação de Mestrado.
- Mendonça, J.C.G.; Campos, M. de; Braga, A. de P.G.; Souza, E.M. de. 1982. Caracterização estratigráfica dos metassedimentos da região de Itaitia-CE (Grupo Itaitia). In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 32, Salvador, *Anais*, 1:325-338.
- Mendonça, J.C.G.; Braga, A.P.G. 1987. As faixas vulcano-sedimentares de Orós e Jaguaribe: um greenstone belt? *Revista Brasileira de Geociências*, 17(3):225-241.
- Metelo, M.J., Motta, A.C., Oliveira, R.G. de; Rodrigues, J.C.; Cavalcante, J.C. 1993a. Geofísica. In: Oliveira, J.F. e Cavalcante, J.C. 1993. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, Mombaça, Folha SB.24-V-D-V - Estado do Ceará, Escala 1:100.000; Texto Explicativo*. Brasília, DNPM/CPRM, 115-139.
- Metelo, M.J.; Motta, A.C.; Oliveira, R.G. de; Rodrigues, J.C. 1993b. Geofísica. In: Medeiros, M. de F.; Cavalcante, J. C. e Souza, E. M. de. 1993. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, Catarina, Folha SB.24-Y-B-II - Estado do Ceará; Texto Explicativo*. Brasília, DNPM/CPRM, p. 87-114.
- Meunier, A.R. 1964. Succession stratigraphique et passages lateraux dus au metamorphisme dans la Série Ceará, Antecambrien du Nor-Est brésilien. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 259:3796-3799.
- Moura, C.A.V.; Gaudette, H.E.; Macambira, M.J.B.; Lafon, J.M.; Scheller, T. 1996. Datação de monocristais de zircão por evaporação de Pb em filamento simples: comparação com resultados U-Pb. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, *Anais*, 6:480-483.
- Nascimento, D.A. do; Gava, A.; Pires, J. de L.; Teixeira, W. 1981. Geologia; Mapeamento Regional. In: Brasil, MME/SG, Projeto Radambrasil. *Folha SA. 24 Fortaleza; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da Terra*, Rio de Janeiro, 27-133.
- Neves, S.P.; Mariano, G. 1997. Segmentação lateral e transversal da porção leste do Lineamento Pernambuco: implicações tectônicas. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simpósio de Geologia do Nordeste, 17, Fortaleza, *Boletim nº 15*, 91-93.
- Neves, S.P.; Mariano, G. 1998. O Lineamento Pernambuco e sua (in)significância para a evolução tectônica da Província Borborema. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Belo Horizonte, *Anais*, 412.
- Nogueira Neto, J.A.; Fetter, A.H.; Legrand, J.M.; Santos, T.J.S.; Hackspacher, P.C. 1997. Evolução P-T-t da Faixa Granulítica de Granja (NW do Ceará). 1997. In: SBG/Núcleo Brasília – UnB/Instituto de Geociências, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 6, Pirenópolis (GO), 97-99.
- Novais, F.R.G.; Brito Neves, B.B. de; Kawashita, K. 1979. Reconhecimento cronoestratigráfico da região noroeste do Ceará. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simpósio de Geologia do Nordeste, 9, Natal, *Atas*, 93-110.
- Nunes, K. C. 1993. Interpretação integrada da Bacia do Parnaíba com ênfase nos dados aeromagnéticos. In: SBGf, Congresso Internacional de Geofísica, 3, Rio de Janeiro, *Resumos Expandidos*, 152-157.
- Oliveira, D.C. 1992. Geologia do Graben Martinópolis, área Campanário/Paula Pessoa (Granja/CE), implicações na evolução litoestratigráfica e tectonomagmática do Noroeste do Ceará. *Revista Brasileira de Geociências*, 22(2):143-156.
- Oliveira, J.F.; Cavalcante, J.C. (orgs.) 1993. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil; Mombaça, Folha SB.24-V-D-V, Estado do Ceará, Escala 1:100.000, Texto Explicativo*. Brasília, DNPM/CPRM, 195 p.
- Oliveira, R.G. de. 1997. Limites do Cráton do São Francisco na Região da Faixa Riacho do Pontal: Dados Gravimétricos. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simpósio de Geologia do Nordeste, 17, Fortaleza, *Resumos Expandidos, Boletim nº 15*, 98-102.
- Oliveira, R.G. de. 1998. *Arcabouço geotectônico da região da Faixa Riacho do Pontal, Nordeste do Brasil: dados aeromagnéticos e gravimétricos*. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Dissertação de Mestrado, 157 p.
- Oliveira, V.C.; Angelim, L.A. de A.; Santos, E.J. dos. 1998. Caracterização dos segmentos Leste e Oeste

- do Terreno Pernambuco-Alagoas. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Belo Horizonte, *Anais*, 17.
- Page, R.W.; Bell, T.H. 1985. Isotopic and structural responses of granites to successive deformation and metamorphism. *J. of Geology*, **94**:365:379.
- Paquette, J-L.; Nédélec, A.; Moine, B.; Rakotondrazafy, M. 1994. U-Pb, single zircon Pb-evaporation and Sm-Nd isotopic study of a granulite domain in SE Madagascar. *J. of Geology*, 102:523-538.
- Parente, C.V. 1995. *Géologie et paléogéographie d'une plate-forme à évaporites et magnesite d'âge protérozoïque (2 Ga): le cadre géotectonique initial de la ceinture mobile Orós dans la région d'Alencar (Ceará-Brésil)*. Universidade de Nantes, Thèse de Doctorat, 306 p.
- Parente, C.V.; Fuck, R.A. 1987. Geologia da ocorrência de cobre de Mandacaru (PI). *Revista Brasileira de Geociências*, **17**(1):21-32.
- Parente, C.V.; Arthaud, M.H.; Oliveira, F.V.C. de. 1990. Geologia da Bacia Eo -Paleozóica de Iara-CE. *Revista de Geologia*, 3:29-39.
- Parente, C.V.; Arthaud, M.H. 1995. O Sistema Orós-Jaguaribe no Ceará, NE do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4)297-306.
- Parente, C.V.; Arthaud, M.H. 1997. Uma nova proposição à gênese da mineralização de cobre associada à seqüência metavulcano-sedimentar de Aurora - Ceará. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simpósio de Geologia do Nordeste, 17, Fortaleza, *Resumos Expandidos, Boletim nº 15*, 98-102.
- Parente, C.V.; Guillou, J.J. 1995. Geologia e Paleogeografia dos depósitos de magnesitas de Idade Proterozóica (~ 2 Ga) da região de Alencar (Ceará). In: SBG/Núcleo Nordeste, Simpósio de Geologia do Nordeste, 16, Recife, *Boletim nº 14*, 2:428-433.
- Pereira, R. 1988. *Geologia da região Norte de Orós - CE; Área II - Fechados*. Dep. de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, Relatório de Graduação, 101 p.
- Pessoa, R. R.; Archanjo, C. J. 1984. Tectônica de empurrões na região de Tróia-CE. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, *Anais*, 1721 - 1728.
- Pessoa, R. R.; Brito Neves, B. B. de; Kawashita, K.; Pessoa, D. R.; Fuck, R. A. 1986. Contribuição ao estudo da evolução geocronológica do Maciço de Tróia - CE. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simpósio de Geologia do Nordeste, 12, João Pessoa, *Atas*, 75-88.
- Petrobrás. 1993. Mapa Magnético (Campo Total) - Escala 1:1.000.000. DEBAR/DIREX/SERINT, PETROBRÁS.
- Petta, R.A.; Srivastava, N.K.; Gusso, G.; Conceição, L.A.Z. 1989. O Precambriano na borda oeste da Bacia Potiguar emersa (CE). In: SBG/Núcleos Fortaleza, Nordeste e Bahia, Simpósio de Geologia do Nordeste 13, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 2, Fortaleza, *Atas, Boletim nº 11*, 35-39.
- Pimentel, M.M.; Heaman, L.; Fuck, R.A.; Marini, J.O. 1991. U-Pb zircon geochronology of Precambrian tin-bearing continental-type acid magmatism in central Brazil. *Precambrian Research*, **52**:321-334.
- Pimentel, M.M.; Fuck, R. A. 1992. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology*, 20:375-379.
- Pimentel, M.M.; Gióia, S. 1997. Nd isotopic characteristics of the Firminópolis gneiss: Implications for the southeastern limit of the Goiás magmatic arc. In: South-American Symposium on Isotope Geology, Campos do Jordão, São Paulo, Brazil, *Extended Abstracts*, 234-236.
- Prado, F. da S.; Oliveira, A.A. de; Leite, E.A.; Gomes, F.E.M.; Colares, J.Q. dos S. 1980. *Projeto Lavras da Mangabeira. Relatório da Etapa 1*. Fortaleza, DNPM/CPRM, 2 v.
- Prado, F. da S.; Mendonça, J.C.G.S.; Moraes, J.B.A.; Medeiros, M. de F.; Assunção, P.R.S.; Andade, V.A.; Medeiros, R.P. 1981. Geologia da região noroeste do Ceará: Projeto Martinópolis. DNPM/CPRM, 59 p. (Série Geologia Básica, 17)
- Priem, H. N. A.; Boelrijk, N. A. I. M.; Verschure, R. H.; Hebeda, E.H.; Verdurmen, E. A. T. H.; Bom, E.H. 1978. K/Ar dating of a basaltic layer in the sedimentary Lavras basin, northeastern Brasil. *Revista Brasileira de Geologia*, **8**:262-269.
- Pupin, J.P. 1980. Zircon and granite petrology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. **73**:207-220.
- Ramsay, J.G. 1967. *Folding and fracturing of rocks*. New York, McGraw Hill, 568 p.

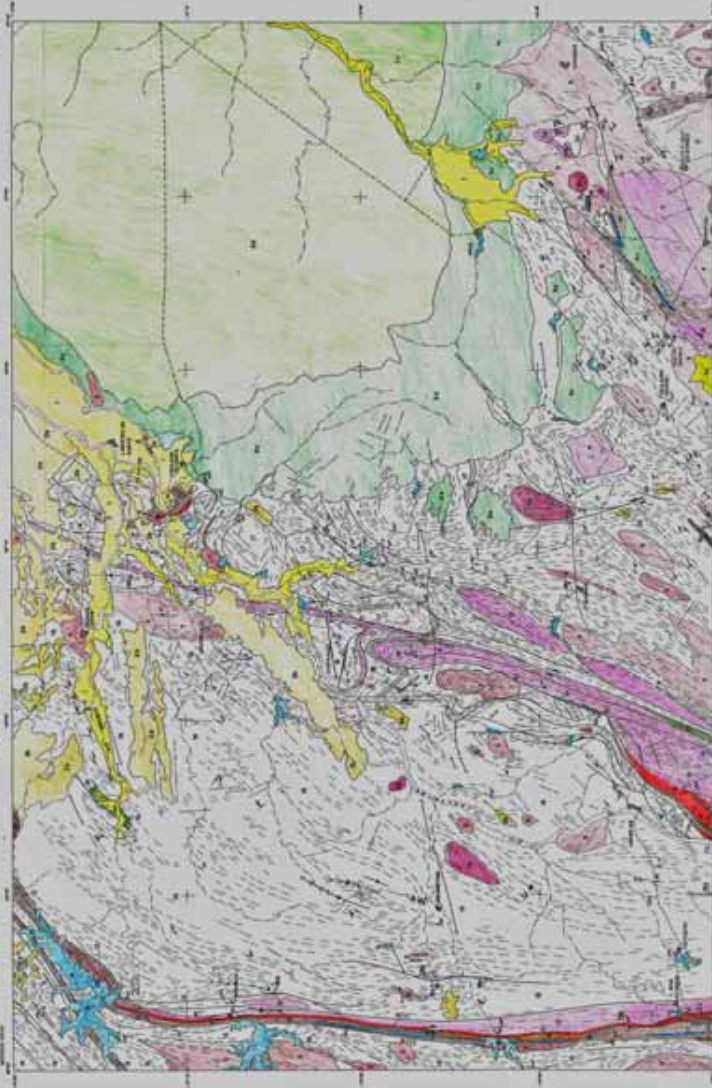
- Rêgo, J.M. do. 1981. *Geologia do Extremo Oeste Potiguar – Área de São Miguel*. Dep. de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, Relatório de Graduação, 33 p.
- Ries, A.C. 1977. Stromatolites in the Ceará group (precambrian) in Brazil. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simpósio de Geologia do Nordeste, 7, Campina Grande, *Atas*, 392-396.
- Sá, J. M. 1991. *Evolution géodynamique de la ceinture Protérozoïque d'Óros, Nord-Est du Brésil*. Faculdade de Ciências, Universidade de Nancy I, Nancy, França, Tese de Doutorado, 177p.
- Sá, J.M.; Bezerra, F.H.R.; Macedo, M.H. de F.; Pereira, R. 1988. Middle Proterozoic supracrustals and Brasiliano orogeny in the southeast Ceará state: a monocyclic evolution. In: SBG, Congresso Latino-Americano de Geologia, 7, Belém, *Anais*, 1:35-48.
- Sá, J.M.; Leterrier, J.; Bertrand, J.M. 1990. Petrologia e Evolução geodinâmica da Faixa Orós: evidências de uma bacia tardi-transamazônica. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal, *Boletim Resumos*, 300-301.
- Sá, J.M.; Leterrier, J.; Bertrand, J.M. 1994. As faixas Orós -Jaguaribe-Oeste do RN (Província Borborema): Distensão crustal a 1,8 Ga. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Balneário Camboriú, *Anais*, 1:237-239.
- Sá, J.M.; McReath, I.; Leterrier, J. 1995. Petrology, geochemistry and geodynamic setting of Proterozoic igneous suites of the Orós fold belt (Borborema Province, Northeast Brazil. In: Silva Filho, A.F. da; Lima, E.S. de (eds.). *Geology of the Borborema Province, Northeast Brazil. J. of South American Earth Sciences*, 8(3/4)299-314.
- Sá, J.M.; Leterrier, J.; Bertrand, J.M.; Silva, E.R. da. 1997. *Augen* gnaisses vs *augen* gnaisses da Faixa Jaguaribeano, NE do Brasil: estratigrafia, geoquímica e idades U -Pb. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simpósio de Geologia do Nordeste, 17, Fortaleza, *Resumos Expandidos, Boletim nº 15*, 113-117.
- Sá, J.M.; Macedo, M.H. de F.; Fernandes, N.H. 1998. Ambiente tectônico da parte oriental da Sequência Salgueiro-Cachoeirinha, Província Borborema. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Belo Horizonte, *Anais*, 15.
- Sá, N.C. 1994. Redução de observações gravimétricas (teoria e prática). São Paulo, Inst. Astr. Geof. – Dep. de Geofísica, Universidade de São Paulo, 84 p.
- Santos, E.J. dos. 1993. O episódio magmático de 1,1-0,9 Ga do Domínio Extremo Nordeste. In: SBG/Núcleo Nordeste, 15, Natal, *Boletim nº 13*, 322-323.
- Santos, E.J. dos. 1995. *O Complexo Granítico Lagoa das Pedras: acreção e colisão na região de Floresta (Pernambuco), Província Borborema*. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 219 p.
- Santos, E.J. dos. 1996. Ensaio preliminar sobre terrenos e tectônica acrescionária na Província Borborema. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, *Anais*, 6:47-50.
- Santos, E. J. dos; Caldasso, A.L. da S. 1978. Síntese dos conhecimentos e ensaios interpretativos da área do Riacho do Pontal, Nordeste do Brasil. In: SBG/Núcleo Bahia, Reunião preparatória para o simpósio sobre o Cráton do São Francisco e suas faixas marginais, Salvador, *Boletim Especial*, 3:399-426.
- Santos, E.J. dos; Coutinho, M.G. da N.; Costa, M.P. de A.; Ramalho, R. 1984. A região de dobramentos Nordeste e a Bacia do Parnaíba, incluindo o Cráton de São Luís e as bacias marginais. In: Schobbenhaus, C.; Campos, D. de A.; Derze, G.R.; Asmus, H.E. (coords.), *Geologia do Brasil (Texto Explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente incluindo Depósitos Minerais, Escala 1:2 500 000)*. MME-DNPM, Brasília, 131-189.
- Santos, E.J. dos; Brito Neves, B.B. de 1984. Província Borborema. In: Almeida, F.F.M. de; Hasui, Y. (coords.). *O Pré-Cambriano do Brasil*. Edgard Blucher, São Paulo, 123-186.
- Santos, E.J. dos; Van Schmus, W.R.; Brito Neves, B.B. de. 1994. Investigação geocronológica U -Pb e Sm-Nd em zona de colisão múltipla de arcos na região de Floresta (PE), Faixa Pajeú -Parnaíba, Província Borborema. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Camboriú, *Anais*, 1(247-249).
- Santos, E.J. dos; Oliveira, R.G.; Paiva, I.P. 1997. Terrenos no Domínio Transversal da Província Borborema: controles sobre acreção e retrabalhamento crustais ao sul do Lineamento Patos. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simpósio de Geologia do Nordeste, 17, Fortaleza, *Boletim nº 15*, 141-144.
- Santos, T.J.S. dos; Fetter, A.H.; Nogueira Neto, J.A.; Hackspacher, P.C.; Van Schmus, R. 1998. In: SBG,

- Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Belo Horizonte, *Anais*, 29.
- Schobbenhaus, C.; Campos, D. de A.; Derze, G.R.; Asmus, H.E. (Coords.). 1982. *Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica adjacente, incluindo Depósitos Minerais. Escala 1:2 500 000*. Brasília, MME/DNPM.
- Schobbenhaus, C.; Campos, D. de A. 1984. A evolução da Plataforma Sul -Americana no Brasil e suas principais concentrações minerais. In: Schobbenhaus, C.; Campos, D. de A.; Derze, G. R.; Asmus, H. E. *Geologia do Brasil (Texto Explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente incluindo Depósitos Minerais, Escala 1:2.500.000)*. MME/DNPM, Brasília, 9-53.
- Schobbenhaus, C. 1996. As tafrogêneses superpostas Espinhaço e Santo Onofre, Estado da Bahia: Revisão e novas propostas. *Revista Brasileira de Geociências*, 26(4):265-276.
- Sena de Sá, C.A. 1981. *Geologia do Extremo Oeste Potiguar, Área de Riacho de Santana -São Rafael*. Dep. de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, Relatório de Graduação, 70 p.
- Sial, A.N. 1989. *Petrologia e geoquímica de elementos maiores, traços, terras raras e isótopos (Sr, O, H) nos batólitos da Meruoca e Mocambo, Ceará, Nordeste do Brasil*. Centro de Tecnologia, Universidade de Pernambuco, Tese para o concurso de Professor Titular do Departamento de Geologia.
- Sibson, R. H. 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *J. Geol. Soc. London*, **131**:191-213.
- Silva, E.R. da. 1997. *Mapeamento geológico de uma área a sul de Jaguaribe-CE*. Dep. Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Relatório de Graduação, 97 p.
- Silva Filho, M. A. da. 1995. A Província Borborema: nova abordagem geotectônica. SBG/Núcleo Nordeste, Simpósio de Geologia do Nordeste, 16, Recife, *Boletim nº 14*, 2:384-390.
- Silva, J. M. R. da; Campos Neto, M. da C.; Brito Neves, B. B. de. 1995. Deformação e metamorfismo principais de uma parte da Faixa Sul-Alagoana (Complexo Macururé), Sistema de Dobramentos Sergipano, Nordeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, **25**(4):343-350.
- Silva, L.C. da; McNaughton, N.J.; Vasconcelos, A.M.; Gomes, J.R.C.; Fletcher, I.R. 1997. U-Pb SHRIMP ages in southern State of Ceará, Borborema province, NE Brazil: Archean TTG accretion and Proterozoic crustal reworking. In: SBG/Núcleo Bahia, International Symposium on Granites and Associated Mineralizations, 2, Salvador, *Anais*, 280-281.
- Souza, E.M. de; Braga, A.P.G. 1984. *Mapeamento geológico, Folha Itapiúna-CE (SB.24-X-A-IV)*. Fortaleza, Nuclebrás/Ceminas, 76p.
- Souza, C.N. de. 1984. *Geologia do Extremo Oeste Potiguar - Área de Luís Gomes*. Dep. de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, Relatório de Graduação, 75 p.
- Souza, E.C. de. 1993a. Litogeoquímica. In: Oliveira, J.F. de; Cavalcante, J.C., *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil; Mombaça, Folha SB.24-V-D-V, Estado do Ceará, Escala 1:100.000, Texto Explicativo*. Brasília, DNPM/CPRM, 69-113.
- Souza, E.C. de. 1993b. Panorama litogeoquímico das rochas ácidas e básicas da Folha Iguatu. Rio de Janeiro, DG-CPRM, 15 p. (Relatório interno)
- Souza, J. D. de; Fernandes Filho, J.; Guimarães, J. T.; Lopes, J. N. 1979. *Projeto Colômi.. Relatório Final (Geologia da Região do Médio São Francisco. Texto e mapas)*. Salvador, DNPM/CPRM, v. 1, 389 p.
- Souza, J.M.P. de. 1982. *Geologia do Extremo Oeste Potiguar, Área de Alexandria (RN)*. Dep. de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, Relatório de Graduação, 72 p.
- Souza, Z.S.; Martin, H.; Macedo, M.H de F.; Peucat, J.J.; Jardim de Sá, E.F. 1993. Un segment de croûte continentale juvénile d'âge protérozoïque inférieur: Le Complexe Caicó (RN, NE -Brésil). *C. R. Acad. Sci. Paris, III*, **316**:201-208.
- Souza, L.C. de; Hunziker, J.; Verkaeren, J.; Legrand, J.M. 1998. A termocronologia $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e história termal dos micaxistos encaixantes do Maciço Granítico de Acari – RN, durante pelo menos 98 Ma. In: SBG/Núcleo Minas Gerais, Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Belo Horizonte, *Anais*, 14.
- Srivastava, N.K.; Lima, M. do S.; Nogueira, A. M. B.; Martins, G.; Pereira, M. A. F. 1989. Geologia e estratigrafia das bacias de Pau dos Ferros e do Rio Nazaré (Rio Grande do Norte). In: SBG/Núcleos Fortaleza, Nordeste e Bahia, Simpósio de Geologia do Nordeste, 13, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 2, Fortaleza, *Atas, Boletim nº 11*, 157-159.
- Steiger, R.H.; Jäger, E. 1977. Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants

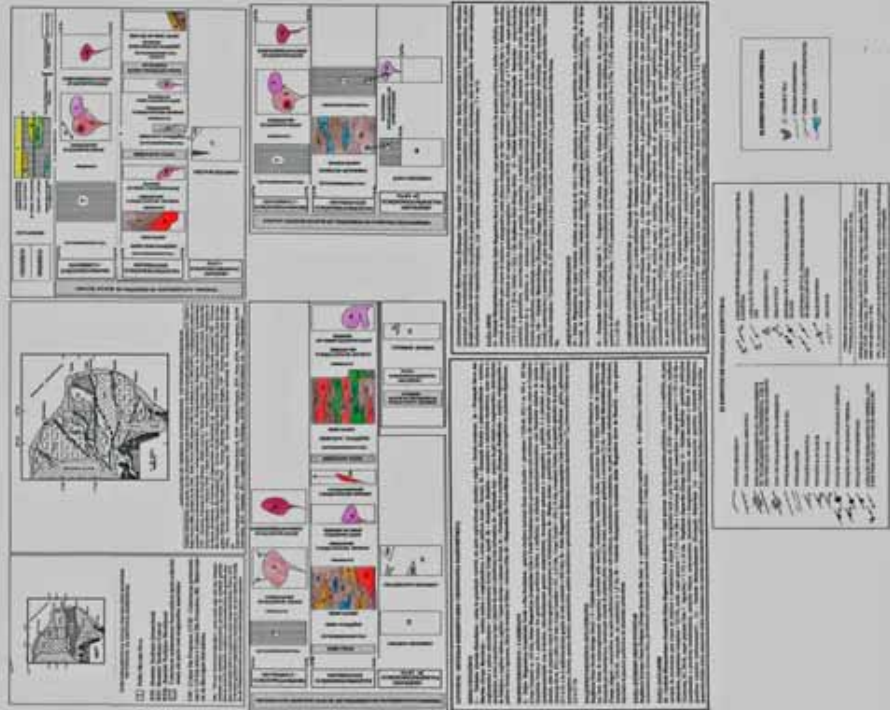
- in geo and cosmochemistry. *Earth Planetary Science Letters*, **36**:359-362.
- Svenningsen, O. M. 1994. Tectonic significance of the meta-evaporitic magnesite and scapolite deposits in the Seve Nappes, Sarek Mts., Swedish Caledonides. *Tectonophysics*, **231**:33-44.
- Torquato, J.R. 1995. A Geologia do Noroeste do Ceará (Uma revisão histórica). *Revista de Geologia*, **8**:7-183.
- Torquato J.R.; Pereira, L.H.; Cavalcanti, V.M.M. 1986. Reconhecimento geocronológico e químico da província sub-vulcânica de Maracá - Folha Santa Quitéria (CE). In: SBG/ Núcleo Nordeste, Simpósio de Geologia do Nordeste, 12, João Pessoa, Atas, 94-108.
- Trompette, R.; Egidio-Silva, M.; Tommasi, A.; Vauchez, A.; Uhlein, A. 1993. Amalgamação do Gondwana ocidental no Panafricano-Brasileiro e o papel da geometria do Cráton do São Francisco na arquitetura da Faixa Ribeira. *Revista Brasileira de Geociências*, **23**(3):187-193.
- Van Schmus, W.R.; Brito Neves, B.B. de; Hackspacher, P.C.; Babinski, M. 1993. Identification of Crustal Blocks in Northeast Brazil using Sm-Nd and U-Pb Geochronology. In: SBG, Simpósio sobre o Cráton do São Francisco, 2, Salvador, Anais, 239-242.
- Van Schmus, W.R.; Brito Neves, B.B. de; Hackspacher, P.C.; Babinski, M. 1995a. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of the eastern Borborema Province, Northeastern Brazil: initial conclusions. In: A. F. Silva Filho and E. S. Lima, (eds.) Geology of the Borborema Province, Northeast Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **8**(3/4):267-288.
- Van Schmus, W.R.; Brito Neves, B.B. de; Hackspacher, P.C.; Babinski, M. 1995b. Neoproterozoic and Late Mesoproterozoic sedimentary and volcanic sequences in the Borborema Province. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simpósio de Geologia do Nordeste, 16, Recife, *Boletim nº 14*, 2:391-393.
- Van Schmus, W.R.; Dantas, E.; Brito Neves, B.B. de; Hackspacher, P.; Babinski, M. 1996. Neoproterozoic age for Seridó Group, NE Borborema Province, Brasil. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, Anais, **6**:152-155.
- Van Schmus, W.R.; Brito Neves, B.B. de; Hackspacher, P.C.; Babinski, M.; Fetter, A.H.; Dantas, A. L. 1997. Application of U-Pb and Sm-Nd geochronology to understanding the geotectonic history of the Borborema Province, NE Brazil and its implication for the evolution of West Gondwana. In: South-American Symposium on Isotope Geology, São Paulo, *Extended Abstracts*, 27-29.
- Vasconcelos, A.M.; Gomes, F.E.M.; Prado, F. da S. 1993a. *Programa Levantamento Geológicos Básicos do Brasil; Iguatu, Folha SB.24-Y-B, Estados do Ceará e Piauí, Escala 1:250.000 – Mapa Geológico*. Fortaleza, CPRM-REFO. (Minuta revisada)
- Vasconcelos, A.M.; Gomes, F.E.M.; Paiva, I. de O. 1993b. Geologia da Região Centro-Sul do Ceará – Folha Iguatu. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simpósio de Geologia do Nordeste, 15, Natal, *Boletim nº 13*, 247-249.
- Vauchez, L.; Corsini, M.; Jardim de Sá, E.F.; Archanjo, C. J. 1990. The Patos Shear Zone-Seridó Belt System: A model of deformation transfer. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal, *Boletim Resumos*, 254-255.
- Vauchez, A.; Neves, S.; Caby, R.; Corsini, M.; Egidio-Silva, M.; Arthaud, M.; Amado, V. 1995. The Borborema shear zone system, NE Brazil. In: Silva Filho, A.F.; Lima, E. Santos de (eds.), Geology of the Borborema Province, Northeast Brazil. *J. of South Am. Earth Sci.* **8**(3/4):247-266.
- Williams, J.H. 1968. Least-squares fitting of a straight line. *Canadian Journal of Physics*. **46**:1845-1847.
- Williams, G.D.; Chapman, T.J. 1979. The geometrical classification of noncylindrical folds. *J. of Structural Geology*, **1**:181-186.
- Winkler, H.G.F. 1977. *Petrogênese das rochas metamórficas*. 4ª ed., Porto Alegre, Edgard Blücher Ltda, 254 p.
- Yardley, B.W.D. 1994. *Introdução a petrologia metamórfica*. 1ª ed., Brasília, Ed. Universidade de Brasília, 340 p.

ANEXOS

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO NORTE
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E NATURAIS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOPHÍSICA

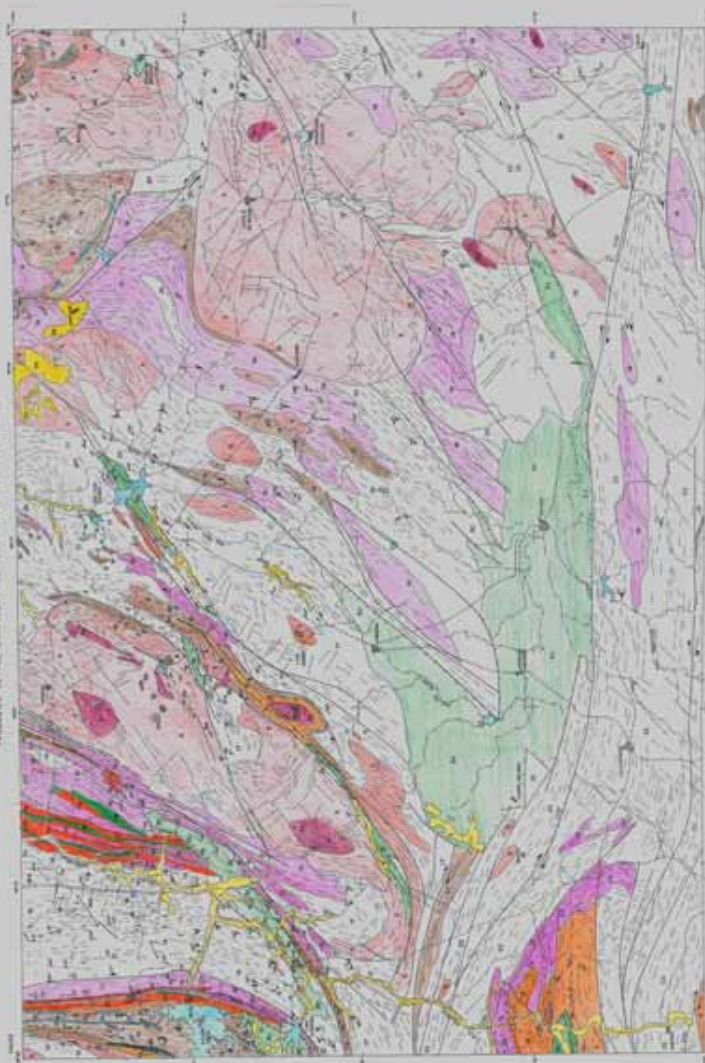


Este trabalho foi realizado no âmbito do Projeto de Pesquisa em Geologia, sob a orientação do Prof. Dr. [Name], com o objetivo de mapear a geologia da região estudada. O trabalho foi desenvolvido a partir de dados de campo, levantamentos geofísicos e estudos de literatura. Os resultados são apresentados neste relatório, que inclui a descrição das unidades geológicas, a interpretação dos dados geofísicos e a elaboração do mapa geológico. O mapa geológico foi elaborado em escala de 1:50.000, com base em dados de campo e estudos de literatura. O mapa mostra a distribuição das unidades geológicas na região estudada, bem como as estruturas tectônicas e as feições geomórficas. O trabalho foi concluído em [Date].



Este trabalho foi realizado no âmbito do Projeto de Pesquisa em Geologia, sob a orientação do Prof. Dr. [Name], com o objetivo de mapear a geologia da região estudada. O trabalho foi desenvolvido a partir de dados de campo, levantamentos geofísicos e estudos de literatura. Os resultados são apresentados neste relatório, que inclui a descrição das unidades geológicas, a interpretação dos dados geofísicos e a elaboração do mapa geológico. O mapa geológico foi elaborado em escala de 1:50.000, com base em dados de campo e estudos de literatura. O mapa mostra a distribuição das unidades geológicas na região estudada, bem como as estruturas tectônicas e as feições geomórficas. O trabalho foi concluído em [Date].

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO NORTE
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA TERRA
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOTECNIA



Este trabalho foi realizado em cumprimento das exigências do curso de Pós-Graduação em Geologia e Geotécnica, sob a orientação do Prof. Dr. [Name], e tem como objetivo principal a elaboração de um mapa geológico da região do Rio Grande do Norte, com base em dados coletados durante as atividades de campo e em estudos bibliográficos.

Unidade Geológica	Cor	Simbolização
Sedimentares	Pink	Linhas retas
Igneas	Green	Linhas onduladas
Metamórficas	Yellow	Linhas pontilhadas



Este trabalho foi realizado em cumprimento das exigências do curso de Pós-Graduação em Geologia e Geotécnica, sob a orientação do Prof. Dr. [Name], e tem como objetivo principal a elaboração de um mapa geológico da região do Rio Grande do Norte, com base em dados coletados durante as atividades de campo e em estudos bibliográficos.



RESUMO
Este trabalho tem como objetivo principal a elaboração de um mapa geológico da região do Rio Grande do Norte, com base em dados coletados durante as atividades de campo e em estudos bibliográficos. O mapa foi elaborado com base em dados coletados durante as atividades de campo e em estudos bibliográficos. O mapa foi elaborado com base em dados coletados durante as atividades de campo e em estudos bibliográficos.

ABSTRACT
This work has as its main objective the elaboration of a geological map of the Rio Grande do Norte region, based on data collected during field activities and bibliographic studies. The map was elaborated based on data collected during field activities and bibliographic studies. The map was elaborated based on data collected during field activities and bibliographic studies.

INTRODUÇÃO
A geologia é a ciência que estuda a Terra, sua composição, sua estrutura, sua história e sua evolução. A geologia é a ciência que estuda a Terra, sua composição, sua estrutura, sua história e sua evolução. A geologia é a ciência que estuda a Terra, sua composição, sua estrutura, sua história e sua evolução.

CONCLUSÃO
Este trabalho teve como objetivo principal a elaboração de um mapa geológico da região do Rio Grande do Norte, com base em dados coletados durante as atividades de campo e em estudos bibliográficos. O mapa foi elaborado com base em dados coletados durante as atividades de campo e em estudos bibliográficos. O mapa foi elaborado com base em dados coletados durante as atividades de campo e em estudos bibliográficos.

Unidade Geológica	Cor	Simbolização
Sedimentares	Pink	Linhas retas
Igneas	Green	Linhas onduladas
Metamórficas	Yellow	Linhas pontilhadas