UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA DO PRÉ-CAMBRIANO DA REGIÃO MEIO NORTE DO BRASIL E SUA CORRELAÇÃO COM A ÁFRICA OCIDENTAL

Tese Apresentada por

FRANCISCO DE ASSIS MATOS DE ABREU

como requisito parcial à obtenção do grau em

DOUTOR EM CIÊNCIAS

Na área de

GEOLOGIA

Conferido pelo Curso de Pós-Graduação em

Geociências da

Universidade Federal do Pará

Aprovado: 04.12.90

Comitê de Tese

YOCITERU HASUI (ORIENTADOR)

MARCOS AURÉLIO FARIA DE OLIVEIRA

RAIMUNDO NETUNO NOBRE VILLAS

BENJAMIM BLEY DE BRITO NEVES

GILBERTO AMARAL

U N I V E R S I D A D E F E D E R A L D O P A R Á

CENTRO DE GEOCIÊNCIAS

CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA DO PRÉ-CAMBRIANO DA REGIÃO MEIO NORTE DO BRASIL E SUA CORRELAÇÃO COM A ÁFRICA OCIDENTAL

TESE DE DOUTORAMENTO APRESENTADA POR:

FRANCISCO DE ASSIS MATOS DE ABREU

B E L É M
- 1990 -

DEDICATÓRIA

Gilka

Dedico a você este trabalho. Você que tanto me deu apoio, amizade e sobretudo amor, a mim próprio e aos nossos filhos nesse longo período e a quem tão pouco retribuí.
Sem você teria sido bem mais difícil fazê-lo. Mesmo sem nada haver escrito, saiba que você aqui está presente, sobretudo pela ausência sua que essa tese me obrigou a viver.

EPÍGRAFE

No branco papel a palavra assentada
é a tentativa de amenizar a solidão
do pesquisador.

" Eu sou eu e minha circunstância"
Ortega y Gasset - filósofo espanhol

AGRADECIMENTOS

O desenvolvimento do presente estudo foi possível graças à colaboração recebida da parte de várias pessoas e instituições a quem torno público o meu profundo agradecimento:

Ao Professor Doutor Yociteru Hasui a quem devo a orientação e um permanente estímulo à realização das atividades deste projeto. A amizade com que me distinguiu nesses quinze anos de trabalho conjunto serviu de forma marcante para tornar a sua valiosa e dedicada orientação ainda mais profícua.

Ao Professor Doutor Raimundo Netuno Nobre Villas devo oportunas considerações quando da análise da minuta deste trabalho.

Às equipes de estudantes do Curso de Geologia da UFPa, participantes da disciplina Estágio de Campo II, no período de 1985 - 1989, pelo manuseio de informações levantadas nos mapeamentos do noroeste do Ceará.

Durante minha permanência em Montpellier (França), tive a orientação do Doutor Renaud Caby e recebi inestimável colaboração do Doutor Alain Lesquer aos quais expresso meus agradecimentos.

Ao Professor Mestre Paulo Sérgio Souza Gorayeb, amigo de muitas andanças, agradeço a troca de idéias e as sugestões valiosas na elaboração deste trabalho.

Às Professoras Doutora Jane Maria Garrafielo Martins e Mestra Ruth Léa Bemerguy pelo incentivo e pela palavra amiga nos momentos de desamor pela ciência, de decepção pelas incompreensões dos homens e de desencontros nos desvãos da vida.

Ao Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará e suas várias divisões que forneceram em grande parte o suporte material e os meios para a realização da presente pesquisa.

À Université des Sciences et Techniques du Languedoc - Montpellier (França) pela oportunidade de um estágio importante à minha formação científica e de grande valia para a realização deste trabalho.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pelo auxílio financeiro, sob a forma de bolsa de estudo durante o estágio em Montpellier.

À Financiadora de Estudos e Projetos (FINEP) pelos recursos financeiros fornecidos através do Projeto Cráton São Luis e suas faixas marginais de dobramentos.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pelo auxílio individual de pesquisa para suportar parte deste trabalho.

Ao Convênio Interuniversidades SUBIN/UFRN/UFC/UFPa pelo suporte financeiro para a realização de trabalhos de pesquisa no noroeste do Ceará.

Para não ser traído pela memória e cometer a indelicadeza do esquecimento, deixo de citar os nomes de tantos outros colegas e amigos que em diversas oportunidades emprestaram a sua colaboração a este trabalho. Sintam todos, no entanto, na medida da sua participação, o meu sentimento de profunda gratidão.

Enfim, ao Criador, agradeço o dom da vida, misteriosa, imprevisível e complicada, como as mulheres, mas por isso mesmo excitante e bela. O prazer de transbordar os sentimentos e de viver intensamente com paixão todas as emoções.

À vida.

Saravá e muito axé.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

FIGURAS p.

Figura 1 - Mapa de localização da área de trabalho 010

Figura 2 - Unidades geotectônicas maiores da África Ocidental e do Brasil Setentrional 011

Figura 3 - Mapa geológico esquemático da região recoberta pelo estudo 012

Figura 4 - Mapa estrutural da África Ocidental 013

Figura 5 - Área recoberta pelo levantamento gravimétrico realizado pela PETROBRAS 017

Figura 6 - Organização do Cráton Oeste-Africano 027

Figura 7 - Organização da Dorsal de Man 028

Figura 8 - Mapa geológico esquemático da parte sul do Cráton Oeste-Africano 030

Figura 9 - Os crátons e as zonas de atuação do Evento Panafricano 034

Figura 10 - Esquema estrutural do Escudo Touareg 035

Figura 11 - Distribuição das unidades rochosas do Hoggar Central 039

Figura 12 - Esboço simplificado do Cinturão Farusiano 044

Figura 13 - Seção geológica entre o Cráton Oeste-Africano e a região do Hoggar 046

Figura 14 - Seção geológica do Cinturão Daomeano 048

Figura 15 - Esboço geológico dos Rokelides 052

Figura 16 - Províncias gecronológicas da Libéria e Serra Leoa 053

p.

Figura 17 - Esquema estratigráfico das coberturas do Cráton Oeste-Africano 057

Figura 18 - Distribuição das províncias estruturais da região central do Brasil 065

Figura 19 - Elementos geofísicos principais de Tocantins e Goiás - articulação geral entre os blocos Brasília e Araguacema 067

Figura 20 - Mapa litoestrutural da zona de articulação dos blocos Araguacema e Brasília 069

Figura 21 - Distribuição geral das braquidobras da Faixa Araguaia 073

Figura 22 - Mapa geológico da Faixa Araguaia, escala de 1:1.000.000 (em anexo)

Figura 23 - Estereogramas de lineações minerais e de estiramento para alguns setores da Faixa Araguaia 083

Figura 24 - Estereograma de polos de foliação do Grupo Estrondo 084

Figura 25 - Representações gráficas em diagramas específicos das rochas do Complexo Colmeia, Gnaisse Cantão e granitos da Faixa Araguaia 088

Figura 26 - Diagramas ACF e A`KF de amostras representativas das formações Xambioá, Pequizeiro e Couto Magalhães 090

Figura 27 - Diagrama isocrônico dos xistos do Grupo Estrondo 093

Figura 28 - Diagrama isocrônico do Grupo Estrondo com dados da literatura 094

p.

Figura 29 - Diagrama isocrônico do granito do Ramal do Lontra 096

Figura 30 - Diagrama isocrônico de referência do Grupo Tocantins na região de Tucuruí 097

Figura 31 - Diagrama isocrônico de referência do Grupo Estrondo na região de Paraíso do Norte 098

Figura 32 - Diagrama isocrônico Rb/Sr, em rocha total, do Gnaisse Cantão 099

Figura 33 - Diagrama isocrônico Rb/Sr de um corpo granítico da Suíte Lageado 101

Figura 34 - Diagrama isocrônico Rb/Sr de referência para o Complexo Colmeia 104

Figura 35 - Diagrama isocrônico Rb/Sr de referência das rochas do embasamento da Faixa Araguaia 105

Figura 36 - Diagrama isocrônico Rb/Sr de referência do embasamento da Estrutura de Lontra 107

Figura 37 - Perfil gravimétrico Redenção-Tupirama 109

Figura 38 - Perfil mostrando as relações de passagem entre as formações Morro do Campo, Pequizeiro e o embasamento 112

Figura 39 - Perfil mostrando as relações de passagem entre a Formação Xambioá e Canto da Vazante, na vertente da Serra do Estrondo 114

Figura 40 - A bacia Araguaia - esquema de implantação 117

Figura 41 - Bloco diagrama esquemático com a evolução da Faixa Araguaia 119

p.

Figura 42 - Corte esquemático mostrando a evolução do preenchimento da bacia do Supergrupo Baixo Araguaia 120

Figura 43 - Mapa de localização da região do Gurupi 130

Figura 44 - Esboço geológico do Gurupi, destacando-se seus domínios geotectônicos fundamentais 139

Figura 45 - Estereograma de pólos da foliação da Formação Santa Luzia 161

Figura 46 - Estereograma de eixos de ondulações da Formação Santa Luzia 162

Figura 47 - Estereograma de eixos de ondulações da Formação Gurupi 163

Figura 48 - Estereograma de lineações de estiramento da Formação Santa Luzia 165

Figura 49 - Estereograma de pólos da superfície considerada como So, de litotipos da Formação Gurupi, ao longo do trecho Kms 224-251 da BR-316 165

Figura 50 - Estereograma de pólos da foliação da Formação Gurupi ao longo da BR-316 166

Figura 51 - Estereograma de pólos do acamamento da Formação Vizeu, próximo à cidade topônima, em cortes ao longo da PA-12 167

Figura 52 - Dobras em escala regional, da Formação Igarapé de Areia, ao sul da BR-316 169

Figura 53 - Distribuição dos resultados K/Ar na região do Gurupi 177

p.

Figura 54 - Distribuição dos resultados Rb/Sr da região do Gurupi 180

Figura 55 - Diagrama isocrônico Rb/Sr do Granitóide de Mirasselvas (I) 183

Figura 56 - Diagrama isocrônico Rb/Sr do Granitóide de Mirasselvas (II) 183

Figura 57 - Diagrama isocrônico - Rochas do embasamento da Bacia do Maranhão 184

Figura 58 - Diagrama isocrônico Rb/Sr para o nefelina - sienito de Boca Nova 185

Figura 59 - Diagrama isocrônico Rb/Sr para o granitóide de Ney Peixoto (I) 186

Figura 60 - Diagrama isocrônico Rb/Sr para o granitóide de Ney Peixoto (II) 186

Figura 61 - Mapa geológico-geotectônico esquemático do embasamento da Bacia do Maranhão 189

Figura 62 - Esboço dos principais elementos geológicos da Província Borborema 202

Figura 63 - Domínios geológicos da Província Borborema 203

Figura 64 - Blocos orogênicos da região noroeste do Ceará 206

Figura 65 - Esboço tectônico-estrutural do Ceará 207

Figura 66 - Perfil esquemático entre Monsenhor Tabosa e Boa Viagem-Ce 212

Figura 67 - Compartimentação geológica do noroeste do Ceará 220

Figura 68 - Mapa geológico do Granito Pedra do Sal-PI 224

Figura 69 - Grábens de Ubajara e Jaibaras e suas relações com as rochas regionais 250

p.

Figura 70 - Estereograma de lineações minerais da região sudoeste do domínio noroeste e da sub-área I 267

Figura 71 - Estereograma de lineações minerais da sub-área II, próximo a cidade de Granja 267

Figura 72 - Estereograma de lineações minerais da sub-área III, região de Martinópole 267

Figura 73 - Estereograma de lineações minerais da sub-área IV 267

Figura 74 - Estereograma de lineações minerais do domínio sudeste 268

Figura 75 - Dobras, em macroescala, desenhadas por rochas supracrustais, na Serra da Ubatuba 271

Figura 76 - Estereograma de eixos de dobras mesoscópicas da região de Ubatuba (sub-área I) 273

Figura 77 - Estereograma de eixos de dobras mesoscópicas da região de Granja (sub-área II) 273

Figura 78 - Estereograma de eixos de dobras mesoscópicas da região de Martinópole (sub-área III) 273

Figura 79 - Estereograma de eixos de dobras mesoscópicas da sub-área IV 273

Figura 80 - Domínios petrográficos/estruturais do Granito Pedra do Sal 276

Figura 81 - Estereograma de pólos da foliação da região de Ubatuba-Petimbú 281

Figura 82 - Estereograma de pólos da foliação das rochas supracrustais da área de Ubatuba-Petimbú-Ibuguaçú 281

p.

Figura 83 - Estereograma de pólos da foliação das rochas gnáissicas migmatizadas de Petimbú-Ibuguaçú 281

Figura 84 - Estereograma de pólos da foliação da sub-área II, região de Granja 281

Figura 85 - Estereograma de pólos da foliação da sub-área III, região de Martinópole 286

Figura 86 - Mapa geológico da região entre Martinópole e Massapê 287

Figura 87 - Estereograma de pólos da foliação da sub-área IV 286

Figura 88 - Estereograma de pólos da foliação do domínio sudeste 290

Figura 89 - Mapa geológico da região Cariré-Jaibaras 291

Figura 90 - Mapa geológico da região Coreaú-Aprazível-Sobral 295

Figura 91 - Padrão conjugado de dobras com desenho em Z 299

Figura 92 - Crescimento dos continentes no Arqueano baseado em modelos de placas tectônicas 306

Figura 93 - Distribuição cartográfica dos graus metamórficos na porção noroeste do Ceará 310

Figura 94 - Diagrama isocrônico Rb/Sr do Complexo de Granja 328

Figura 95 - Isócronas Rb/Sr de referência do Complexo Nordestino (região de Itapipoca-Santa Quitéria) 333

Figura 96 - Isócrona de referência para as rochas metassedimentares da região do rio Curu e sudeste de Forquilha 336

p.

Figura 97 - Isócrona Rb/Sr de referência para o Grupo Martinópole 336

Figura 98 - Diagrama isocrônico para os pontos analíticos de amostras da Formação Caiçaras 337

Figura 99 - Diagrama isocrônico para siltitos argilosos da Formação Pacujá, no Gráben de Jaguarapí 338

Figura 100 - Isócrona verdadeira para rochas da Formação Pacujá, no perfil Sobral-Massapê 338

Figura 101 - Isócrona de referência para os diques graníticos intrusivos no Grupo Ubajara 341

Figura 102 - Diagrama isocrônico para quatro amostras do granito da Serra da Meruoca 341

Figura 103 - Isócrona Rb/Sr para os granitos Meruoca, Mucambo, Serra da Barriga e diques associados 342

Figura 104 - Diagrama isocrônico para o Granitóide Chaval 342

Figura 105 - Diagrama isocrônico para granada-gnaisses da pedreira da Fazenda Morro Vermelho de Cima 344

Figura 106 - Diagrama isocrônico para granada-gnaisses da pedreira da vila Doutor Privat 345

Figura 107 - Diagrama isocrônico composto para os granada gnaisses da região ao norte de Granja 346

Figura 108 - Diagrama isocrônico Rb/Sr, em rocha total, para os gnaisses da pedreira de Granja 347

Figura 109 - Diagrama isocrônico Rb/Sr, em rocha total, para os gnaisses da margem do rio Coreaú 348

Figura 110 - Diagrama isocrônico Rb/Sr, em rocha total, para os gnaisses migmatizados do riacho da Gangorra 349

p.

Figura 111 - Perfil geológico no Cinturão Noroeste do Ceará, mostrando a feição de leques imbricados 355

Figura 112 - Mapa de eixos de anomalias Bouguer, corrigidas dos efeitos atracionais dos sedimentos, de parte das bacias sedimentares do Parnaíba e Amazonas e da porção noroeste do Ceará 360

Figura 113 - Mapa reduzido de anomalias Bouguer da Faixa Araguaia 361

Figura 114 - Mapa geológico do segmento crustal envolvendo a parte sul do Cráton Oeste-Africano e a parte centro-norte do Brasil (em anexo)

Figura 115 - Esboço da distribuição das principais províncias gravimétricas 365

Figura 116 - Mapa de anomalias Bouguer e esquema interpretativo da borda do Cráton Oeste-Africano 366

Figura 117 - Mapa de anomalias Bouguer do sudoesre da Libéria 367

Figura 118 - Mapa de intensidade magnética total da Libéria e sua margem continental 369

Figura 119 - O Cinturão Mauritaniano 370

Figura 120 - Mapa gravimétrico da Cinturão Mauritaniano entre Bakel e Moudjeria 371

Figura 121 - Mapa de anomalias Bouguer da África Ocidental e do centro-norte do Brasil 372

p.

Figura 122 - Esquema interpretativo das cartas Bouguer do oeste africano e do centro-norte do Brasil 374

Figura 123 - Modelo esquemático, especulativo, simplificado, para o crescimento da crosta continental primitiva 376

Figura 124 - Anàlise do **strain** do Gondwana, mostrando a elípse resultante 379

Figura 125 - Esboço da distribuição de núcleos cratônicos, circundados pela extensa zona de cisalhamento dúctil que envolve a porção crustal enfocada 381

Figura 126 - Esquema teórico de representação das direções estruturais, agrupando as mais expressivas faixas de cisalhamento na porção centro-norte do Brasil 383

Figura 127 - Esboço do posicionamento do conjunto Faixa Araguaia-Rokeliana no contexto da Fig. 125. 385

TABELAS

Tabela 1 - Dados analíticos K/Ar do Supergrupo Baixo Araguaia 092

Tabela 2 - Dados analíticos Rb/Sr, rocha total, do Grupo Estrondo na Faixa Araguaia 095

Tabela 3 - Dados analíticos Rb/Sr, rocha total, do granito do Ramal do Lontra 096

Tabela 4 - Dados analíticos Rb/Sr das rochas da região de Tucuruí 097

p.

Tabela 5 - Dados analíticos Rb/Sr, rocha total, para o Grupo Estrondo na região de Porto Nacional 098

Tabela 6 - Dados analíticos Rb/Sr do Gnaisse Cantão 100

Tabela 7 - Dados analíticos Rb/Sr de rochas da Suíte Lageado 101

Tabela 8 - Dados analíticos Rb/Sr, rocha total, do Complexo Colmeia 103

Tabela 9 - Dados analíticos Rb/Sr, rocha total, do núcleo das braquidobras da Faixa Araguaia 106

Tabela 10 - Dados analíticos Rb/Sr, rocha total, da região de Lontra 107

Tabela 11 - Dados analíticos K/Ar da porção centro-norte do Brasil 178

Tabela 12 - Dados analíticos e idades convencionais Rb/Sr das rochas da porção centro-norte do Brasil 180

Tabela 13 - Dados analíticos do Granitóide de Mirasselvas 182

Tabela 14 - Datações Rb/Sr em amostras do embasameto da Bacia do Maranhão 184

Tabela 15 - Descrição mesoscópica e dados analíticos de amostras dos gnaisses alcalinos de Boca Nova e do Granito de Ney Peixoto 187

Tabela 16 - Dados analíticos das determinações K/Ar do Noroeste do Ceará 327

Tabela 17 - Dados analíticos Rb/Sr, em rocha total, do Complexo de Granja 329

p.

Tabela 18 - Dados analíticos Rb/Sr, em rocha total, do Complexo Nordestino (região de Itapipoca-Santa Quitéria) 332

Tabela 19 - Dados analíticos Rb/Sr, em rocha total, do Complexo Nordestino (região sudeste de Forquilha e rio Curu) 334

Tabela 20 - Dados analíticos Rb/Sr, em rocha total, do Grupo Martinópole 336

Tabela 21 - Dados analíticos Rb/Sr para rochas da Formação Caiçaras 337

Tabela 22 - Dados analíticos das determinações Rb/Sr na Formação Pacujá 339

Tabela 23 - Dados analíticos Rb/Sr, em rocha total, para diques graníticos e para o Granito Meruoca 340

Tabela 24 - Dados analíticos Rb/Sr, em rocha total, dos granitos Meruoca, Mucambo, Serra da Barriga e diques associados 343

Tabela 25 - Dados analíticos Rb/Sr, em rocha total, do Granitóide Chaval 344

Tabela 26 - Dados analíticos Rb/Sr, em rocha total, para os granada gnaisses da região ao norte de Granja 345

Tabela 27 - Dados analíticos Rb/Sr, em rocha total, para os gnaisses da pedreira de Granja 347

Tabela 28 - Dados analíticos Rb/Sr, em rocha total, para os gnaisse do rio Coreaú 348

p.

Tabela 29 - Dados analíticos Rb/Sr, em rocha total, para os gnaisses migmatizados do riacho da Gangorra 349

QUADROS

Quadro 1 - Unidades cronoestratigráficas, Eventos ou Ciclos Termotectônicos e Ciclos Tectônicos 020

Quadro 2 - Brasil - África Ocidental: correlação de eventos termotectônicos 021

Quadro 3 - Esquema estratigráfico da Faixa Araguaia 076

Quadro 4 - Arranjo das unidades litoestratigráficas da região do Gurupi 138

Quadro 5 - Proposta estratigráfica e principais eventos geológicos representados na região do Gurupi 192

Quadro 6 - Comparação entre as diversas propostas estratigráficas para a região noroeste do Ceará 251

Quadro 7 - Coluna litoestratigráfica da região de Coreaú-Aprazível 252

ANEXO A - PRANCHAS FOTOGRÁFICAS 424

ANEXO B - MAPAS

S U M Á R I O

	p.
DEDICATÓRIA	I
EPÍGRAFE	II
AGRADECIMENTOS	III
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	VI
SUMÁRIO	XIX
RESUMO	001
ABSTRACT	005

1 - INTRODUÇÃO

1.1 - APRESENTAÇÃO	009
1.2 - A ÁREA ENFOCADA	009
1.3 - OBJETIVOS DO TRABALHO	014
1.4 - ESTRUTURA DA TESE	014
1.5 - METODOLOGIA	015
1.6 - TERMINOLOGIA	019
1.6.1 - Divisão Cronológica do Pré-Cambriano	019
1.6.2 - Eventos Termotectônicos Representados	019
1.6.3 - Correlação de Ciclos Tectônicos Brasil - África	020
1.6.4 - Nomenclatura para as Estruturas	022
1.6.5 - Tratamento Estatístico de Estruturas	024
1.6.6 - Nomenclatura para o Metamorfismo	024

2 - CONTEXTO GEOLÓGICO DA ÁFRICA OCIDENTAL

2.1 - INTRODUÇÃO 026

2.2 - O CRÁTON OESTE-AFRICANO - ORGANIZAÇÃO 026

2.2.1 - A Dorsal de Man 027

2.2.1.1 - Domínio Kenema-Man 028

2.2.1.2 - Domínio Baoulé-Mossi 029

2.2.2 - O Sistema Birrimiano 031

2.3 - SISTEMAS MARGINAIS DO CRÁTON OESTE AFRICANO 032

2.3.1 - Hoggar 032

2.3.1.1 - Faixa Farusiana 033

2.3.1.2 - Província Policíclica do Hoggar Central 038

2.3.1.3 - A Província do Hoggar Oriental-Tenere 040

2.3.2 - Gourma 043

2.3.3 - A Bacia Voltáica 046

2.3.4 - Faixa Daomeana 047

2.3.4.1 - Unidade Estrutural do Tielé 047

2.3.4.2 - Unidade Estrutural de Atacora 048

2.3.4.3 - Unidade Estrutural de Planície do Benin 049

2.3.5 - Faixa Rokeliana 051

2.4 - COBERTURAS DO CRÁTON OESTE-AFRICANO 055

2.5 - APRECIAÇÃO SINTÉTICA SOBRE OS ASPECTOS PRINCIPAIS DA GEOLOGIA DA ÁFRICA OCIDENTAL. 059

3 - FAIXA ARAGUAIA

3.1 - INTRODUÇÃO 064

3.2 - ORGANIZAÇÃO 064

3.2.1 - Embasamento 068

3.2.2 - Estratigrafia 076

3.2.2.1 - Grupo Estrondo 077

3.2.2.2 - Grupo Tocantins 078

3.2.2.3 - Rochas Máficas e Ultramáficas 078

3.2.2.4 - Rochas Granitóides 079

3.3 - ESTRUTURAS 080

3.4 - METAMORFISMO 085

3.5 - ORIGEM DAS ROCHAS DA FAIXA ARAGUAIA 087

3.6 - DADOS GEOCRONOLÓGICOS 091

3.7 - DADOS GRAVIMÉTRICOS 108

3.8 - EVOLUÇÃO 113

3.9 - CONSIDERAÇÕES ADICIONAIS 127

4 - REGIÃO DO GURUPI

4.1 - INTRODUÇÃO 130

4.2 - HISTÓRICO 131

4.3 - DESCRIÇÃO DAS UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS 137

4.3.1 - Domínio Cratônico 137

4.3.1.1 - Complexo Maracaçumé 140

4.3.1.2 - Formação Santa Luzia 141

4.3.1.3 - Formação Gurupi 142

4.3.1.4 - Suíte Granitóide Transamazônica 145

4.3.1.5 - Formação Vizeu 148

4.3.1.6 - Formação Chega-Tudo 148

4.3.1.7 - Formação Igarapé de Areia 150

4.3.1.8 - Formação Piriá 151

4.3.1.9 - Seqüência Camiranga 152

4.3.2. Domínio Móvel 153

4.4 - ESTRUTURAS 158

4.4.1 - Domínio Cratônico 158

4.4.1.1 - Complexo Maracaçumé 159

4.4.1.2 - Formação Santa Luzia 160

4.4.1.2 - Formação Gurupi 163

4.4.1.3 - Formação Vizeu 166

4.4.1.4 - Formação Igarapé de Areia 168

4.4.2 - Domínio Móvel 169

4.5 - DADOS GERAIS DO METAMORFISMO 173

4.6 - APANHADO GEOCRONOLÓGICO 175

4.7 - PROPOSTA ESTRATIGRÁFICA 190

4.8 - RELAÇÕES ENTRE A FAIXA TENTUGAL E O DOMÍNIO MÓVEL 193

4.9 - ESQUEMA EVOLUTIVO 195

5 - NOROESTE DO CEARÁ

5.1 - INTRODUÇÃO 201

5.2 - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA 203

5.3 - O CONTEXTO REGIONAL 205

5.3.1 - Rochas Gnáissico-migmatíticas - embasamento 208

5.3.2 - As Rochas Supracrustais 210

5.3.3 - Relações de contato 210

5.3.4 - Rochas Granulares e Granitos 212

5.3.5 - Considerações sobre o metamorfismo 214

5.3.6 - Aspectos Geocronológicos 215

5.3.7 - Compatibilização Tectônica 217

5.4 - COMPARTIMENTAÇÃO GEOLÓGICA DO NOROESTE DO CEARÁ 219

5.4.1 - Domínio Noroeste 222

5.4.1.1 - Granitóide de Chaval 222

5.4.1.2 - Granitóide de Pedra do Sal 223

5.4.2 - Domínio Granja - Senador Sá 225

5.4.2.1 - Sub-Área I 225

5.4.2.2 - Sub-Área II 230

5.4.2.3 - Sub-Área III 231

5.4.2.4 - Sub-Área IV 240

5.4.3 - Domínio Sudeste 246

5.4.4 - Domínio Ubajara - Jaibaras 248

5.4.4.1 - Grupo Ubajara 253

5.4.4.1.1 - Formação Traplá 253

5.4.4.1.2 - Formação Calçaras 254

5.4.4.1.3 - Formação Frecheirinha 255

5.4.4.2 - Grupo Jaibaras 257

5.4.4.3 - Suíte Parapuí 259

5.4.4.4 - Granitóides Meruoca e Mocambo 259

5.4.4.5 - Formação Aprazível 261

5.5 - ESTRUTURAS 262

5.5.1 - Estruturas Primárias 263

5.5.2 - Estruturas Tectógenas 264

5.5.2.1 - Análise Geométrica das Lineações 265

5.5.2.1.1 - Lineações de Estiramento Mineral 265

5.5.2.1.2 - Lineações de Interseção 269

5.5.2.1.3 - Eixos de Dobras 270

5.5.2.2 - Análise Geométrica das Foliações 272

5.5.2.2.1 - Foliações do Domínio Noroeste 274

5.5.2.2.2 - Foliações do Domínio Granja - Senador Sá 277

5.5.2.2.3 - Foliações da Sub-Área IV 285

5.5.2.2.4 - Foliações do Domínio Sudeste 289

5.5.2.2.5 - Zonas de Cisalhamento Mesoscópicas 290

5.5.2.3 - Foliações do Domínio Ubajara-Jaibaras 294

5.5.2.4 - Dobras 296

5.5.3 - Síntese Geométrica/Cinemática 301

5.6 - MAGMATISMO 305

5.7 - METAMORFISMO 309

5.8 - MIGMATIZAÇÃO 324

5.9 - APANHADO GEOCRONOLÓGICO 325

5.10 - EVOLUÇÃO GEOLÓGICA 350

6 - MODELAMENTO GEOTECTÔNICO

6.1 - INTRODUÇÃO 358

6.2 - DADOS GEOFÍSICOS 359

6.3 - COMPARTIMENTAÇÃO GEOTECTÔNICA 363

6.4 - MODELO GEOLÓGICO INTEGRADO 363

6.5 - CONCLUSÕES 389

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 394

ANEXOS 424

A - PRANCHAS FOTOGRÁFICAS 424

B - MAPAS

MAPA ESTRUTURAL DA FAIXA ARAGUAIA

MAPA GEOLÓGICO/ESTRUTURAL DAS PORÇÕES CENTRO-NORTE DO BRASIL E DO SUL DA ÁFRICA OCIDENTAL

RESUMO

Uma proposta de evolução geotectônica para o Pré-Cambriano da região meio norte do Brasil e sua correlação com a África Ocidental é apresentada, tendo por base a integração de informações geológicas multidisciplinares.

Dois tipos fundamentais de entidades geotectônicas são reconhecidas: áreas estabilizadas ao final do Proterozóico Inferior/início do Proterozóico Médio (núcleos cratônicos) e áreas adjacentes cuja instabilidade tectônica prosseguiu até o Fanerozóico (cinturões móveis). No primeiro caso encontram-se o Cráton Amazônico, não analisado neste trabalho, e o Cráton Oeste-Africano/São Luis. No segundo caso, enquadra-se toda a vasta região que no Brasil corresponde à Faixa Araguaia e à parte noroeste da Província Borborema, as quais, com a porção a sudoeste do Cinturão Tentugal, dão continuidade para sul ao embasamento da Bacia do Parnaíba. No lado da África,na borda oriental do Cráton Oeste-Africano, aqueles cinturões móveis correspondem às faixas Farusiana e Daomeana e, do lado ocidental, às faixas Rokeliana e Mauritaniana, esta última com evolução configurada até o Evento Herciniano. Nos núcleos cratônicos encontram-se preservados aspectos geométricos fundamentais das relações pretéritas entre a crosta siálica mais antiga onde se vislumbram a presença de batólitos polidomais globulares, introduzidos em gnaisses de alto grau, fortemente deformados, e sua cobertura muitas vezes representada por seqüências do tipo **greenstone belt**. A formação dessa crosta

continental ter-se-ia dado inicialmente por **underplating**, tendo sido em seguida aumentada horizontalmente pela interação de núcleos cratônicos primários.

Nas áreas onde perdurou a instabilidade tectônica, a litosfera continental foi extremamente modificada dando condições para o estabelecimento de bacias de sedimentação por colapso da supraestrutura, geração de magmas sincronicamente com as deformações plásticas, as quais estabeleceram relações complexas entre os gnaisses e as raízes dessas bacias, gerando terrenos de alto grau, foliações de baixo mergulho e zonas de migmatização.

Na região enfocada, sobretudo para a porção brasileira, essas áreas de instabilidade tectônica compreendem um macrocinturão de cisalhamento de direção NE-SW, que, estendendo-se desde a África, atravessa o noroeste do Ceará e prossegue para sul sob os sedimentos da Bacia do Parnaíba. Em Serra Leoa e na Costa do Marfim, tais orientações se modificam para E-W à proporção que se dirigem para a costa africana, assim prosseguindo na borda do Cráton Amazônico, modificando-se para NW-SE no Escudo das Guianas. Essas direções estruturais compreendem de forma fundamental o Cinturão Noroeste do Ceará (NE-SW) e fortes assinaturas gravimétricas de mesma orientação. As rochas de médio e alto grau dessa região cedem lugar, para noroeste, a rochas de baixo e médio graus do Cráton São Luís e do complexo de bacias vulcano-sedimentares birrimianas. O Cinturão Tentugal, que possui orientação NW-SE, se estabelece discordantemente em relação as estruturas NE-SW do Cinturão Noroeste do Ceará. Zonas com largura menos expressiva e com essas mesmas direções são encontradas na borda ocidental do

Cráton Amazônico. Naquele cinturão teria ocorrido toda uma fenomenologia, em termos de processos deformacionais, que culminou em expressiva granitogênese e cratonização com idades Rb/Sr de 1.900-2.000 Ma, situando assim, temporalmente, o período no qual tiveram lugar esses fenômenos, no Arqueano e início do Proterozóico.

Elementos planares e lineares definem geometricamente nos vários segmentos analisados as posições espaciais dos eixos principais do elipsóide de deformação. Sob o ponto de vista cinemático, a movimentação geral ao longo dos segmentos NE-SW a E-W foi dextral, tendo se definido direções secundárias de cisalhamento NW-SE e ENW-SSE sinistrais.

As condições metamórficas reinantes durante o período considerado assinalam a presença de assembléias minerais estabilizadas em condições de graus baixo a médio no domínio cratônico, enquanto que no cinturão as condições de alto grau e anatexia aconteceram por grandes áreas.

Essa matriz geotectônica passou a condicionar então os fenômenos geológicos acontecidos na região. A estabilidade tectônica advinda deu lugar ao aparecimento de condições para a deposição de seqüências plataformais importantes com início por volta de 1.600-1.700 Ma (Tarkwaiano, Gorotire, Gueib el Hadid etc.).

As condições de instabilidade voltaram a se manifestar por volta de 800-1.000 Ma de forma mais restrita em termos de área de atuação e resultou na formação de uma extensa zona de mobilidade crustal, contornando as áreas cratônicas estabilizadas no início do Proterozóico, a exemplo das faixas Farusiana, Daomeana, Noroeste do Ceará, Tentugal, Rokeliana,

Mauritaniana e Araguaia. Os processos distensivos foram mais importantes na Faixa Farusiana com a formação de uma crosta oceânica (ofiolitos de Bou Azzer-Marrocos) e de uma crosta continental fortemente percolada por rochas básico-ultrabásicas na Faixa Araguaia. Nas outras áreas os processos distensivos foram menos importantes.

Retrabalhamento crustal em grande escala com homogeneização total ou parcial de rochas acontece nessa região bem como granitogênese com idade situada ao redor de 500-600 Ma. Efeitos tardi-cinemáticos que se expressam através de movimentações tectônicas ao longo de zonas lineares estreitas e molassas restritas, acompanham toda essa fenomenologia e são representados pelo Grupo Jaibaras, Formação Pirlá, Formação Rio das Barreiras etc., no limiar do Eon Fanerozóico.

ABSTRACT

This study presents a proposal for the geotectonic evolution for the pre-Cambrian portion of mid north region of Brazil and its correlation with western Africa based on the integration of multidisciplinary geologic information.

Two types of geotectonic units are recognized: estabilized areas at the lower Proterozoic/early mid-Proterozoic (cratonic nuclei) and adjacent areas whose tectonic instability continued until the Phanerozoic (mobile belts). In the first case, one finds the Amazonian craton, not analysed in this work, and the Western African Craton/São Luis. The second case, assesses the vast region known in Brazil as Araguaia Belt and northwest of the Borborema Province that along with the southwest portion of the Tentugal Belt provide south continuity to the Parnaíba basin emergence. On the African side, the easternmost part of the West African Craton corresponding to the Pharusian, Daomeinian and to the west side of the Rocklides and Mauritanides belts, this last one with configurated evolution until the Hercynian Orogeny. In the cratonic nuclei one finds preserved geometric aspects which are fundamental for the past relationship between the more ancient sialitic crust where one visualizes the presence of globular batholiths, incrusted in high degree gneiss highly deformed and its cover often represented by sequences of the "greenstone belt type". The formation of this continental crust would have ocurred initially by underplating being increased horizontally afterwards by

primary cratonic nuclei.

In the areas where tectonic instability continued, continental lithosphere was extremely modified providing conditions for the establishment of sedimentary basins by colapse of the superstructure, generating magma simultaneously with plastic deformation that established complex relationships between gneiss and the roots of these basins, generating high degree terrain, low dip foliations and migmatization zones.

In the studied region, mostly on the Brazilian portion, these areas, where the instability continued, involves a NE-SW macro shear belt, extending itself from Africa, crossing the northwest of Ceará and continuing south under the sediments of the Parnaíba basin. These directions modify to E-W as they approach the African border at Sierra Leone and Ivory Coast at the border of the Amazonian Craton reaching a NW-SE direction in the Guiana Shield. Basically, they encompass the northwest of Ceará in the NE-SW direction and the NE-SW strong gravimetric references. The high and medium degree rocks of this region are replaced in the northwest direction by low to medium degree rocks of the São Luis Craton and by the birrimian complex of volcano-sedimentary basins; the NW-SE Tentugal Belt establishes itself discontinually in relation to the NE-SW structures of the northwest belt of Ceará. Area of less expressive width with these same directions are found west of the Amazonian Craton. There, it would have occurred a wide range of phenomena in terms of deformation processes that reached an expressive granitogenesis and cratonization with Rb/Sr ages with range of 1900-2000 Ma determining, therefore, the period in which these pheneomena ocurred in the Arquean and early Proterozoic.

Plane and linear elements define geometrically in the various segments analyzed the spacial positions of the main axis of the elipsoid of deformation. The general moviment along the NE-SW and E-W segments was dextral, with NW-SE and ENW-SSE secondary sinistral directions of shear.

The prevailing metamorphic conditions in this period mark the presence of estabilized groups of minerals with incipient to medium degree in the cratonic domain, while at the belt the conditions of high degree and anatexia might have occurred for large areas.

Such geotectonic matrix has conditioned geologic phenomena occurred in the region. The tectonic stability occurred was followed by the emergence of conditions for the deposition of important platform sequences with start around 1600-1700 Ma (Tarkwaiano, Gorotire, Gueib at Hadid etc.).

The unstable conditions reappearred around 800-1000 Ma on a more restricted fashion in terms of their area of influence, and it resulted in the formation of an extensive crustal mobility zone contouring stabilized cratonic areas in the early Proterozoic responsible by the development of the Farausian, Daomenian, northwest of Ceará, Tentugal, Rockelian, Mauritian and Araguaia belts. The distention processes were more important in the Farusian Belt with the formation of an ocean crust (Bou Azzer ofiolites - Marrocos) and a continental crust strongly percolated at the Araguaia Belt. In other areas the distention processes were less important.

Large scale crustal reworking with total or partial rehomonization of rocks occurs in this region as well as granitogenesis with age around 500-600 Ma. Tardi-kinematic

effects expressed through tectonic movements along the narrow linear zones and restrict molasses may have followed all these processes and are represented by the Jaibaras Group, Pirlá Formation, Rio das Barreiras Formation, among others, in the early Eon Phanerozoic.

1 - INTRODUÇÃO

1.1 - APRESENTAÇÃO

O Pré-Cambriano do centro-norte do Brasil se expõe segmentariamente a oeste, norte e nordeste da Bacia do Parnaíba, tendo sido descrito genericamente, até o presente, em seus variados aspectos, todavia sem uma visão de conjunto do arcabouço regional e de sua evolução.

A elaboração de uma síntese regional constitui sempre tarefa difícil e mais ainda nessa região, por envolver em sua feitura problemas relacionados com as grandes distâncias entre as exposições analisadas e a dificuldade de obtenção e tratamento de informações adicionais indiretas, sobretudo nas partes relativas às coberturas fanerozóicas.

A síntese agora apresentada para o centro-norte brasileiro, além da validade intrínseca a si própria, permite avançar no problema da correlação com o lado africano, que tem desafiado a comunidade internacional nas últimas décadas. Nessa região se configura uma das situações mais fotogênicas da correlação, facilitada pelo fato dos conhecimentos do lado africano se acharem melhor ordenados e consolidados.

1.2 - A ÁREA ENFOCADA

A área objeto desse estudo, geograficamente, compreende a parte setentrional do Brasil e a porção sul da África Ocidental (Fig.1). Recobre porções das seguintes entidades tectônicas (Fig.2):

a) Província Estrutural Tocantins: o trecho enfocado

corresponde à parte da Faixa Araguaia, compreendendo seu embasamento, exposto nos núcleos das braquidobras ali desenvolvidas, e o Supergrupo Baixo Araguaia que enfeixa todas as meta-rochas do cinturão. Ela se confronta a oeste e leste, respectivamente, com o Cráton Amazônico e o Maciço Goiano.

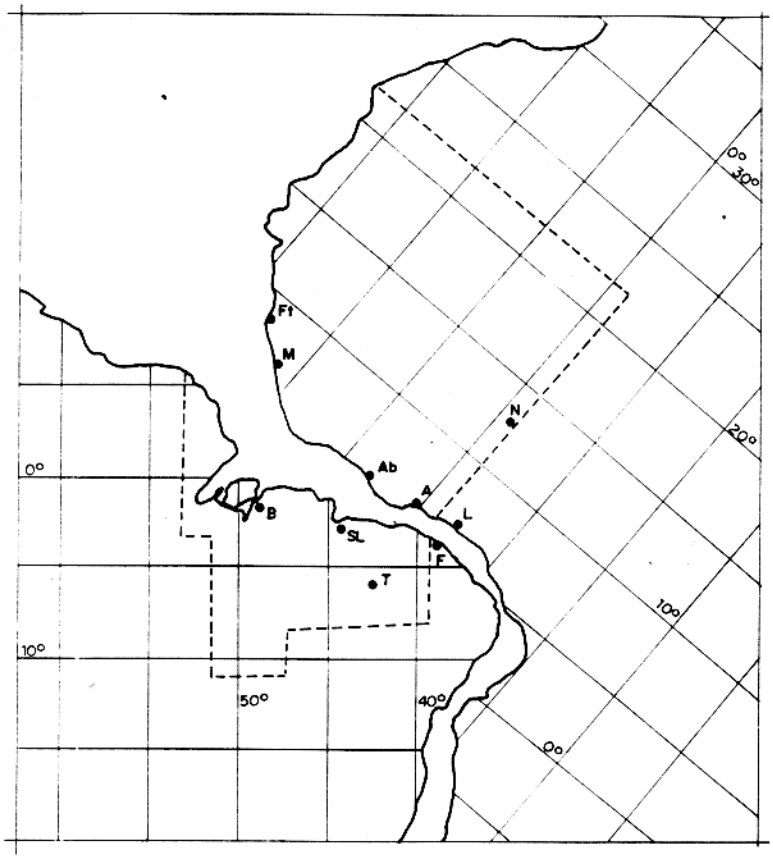


FIG. 01 - *Mapa de localização da área de trabalho. Principais cidades:* A - *Accra*; Ab - *Abidjan*; B - *Belém*; F - *Fortaleza*; Ft - *Freetown*; M - *Monrovia*; L - *Lagos*; N - *Niamey*; SL - *São Luis*; T - *Teresina*.

área considerada no trabalho.

A área compreendendo a porção oriental do Cráton Amazônico e a Faixa Araguaia foi objeto de nossa Dissertação de Mestrado (ABREU, 1979) e serve de base para as considerações para esse setor neste trabalho (Fig.3).

b) Província Estrutural Parnaíba: o trecho enfocado corresponde à Faixa de Dobramentos Gurupí e ao Cráton São Luis.

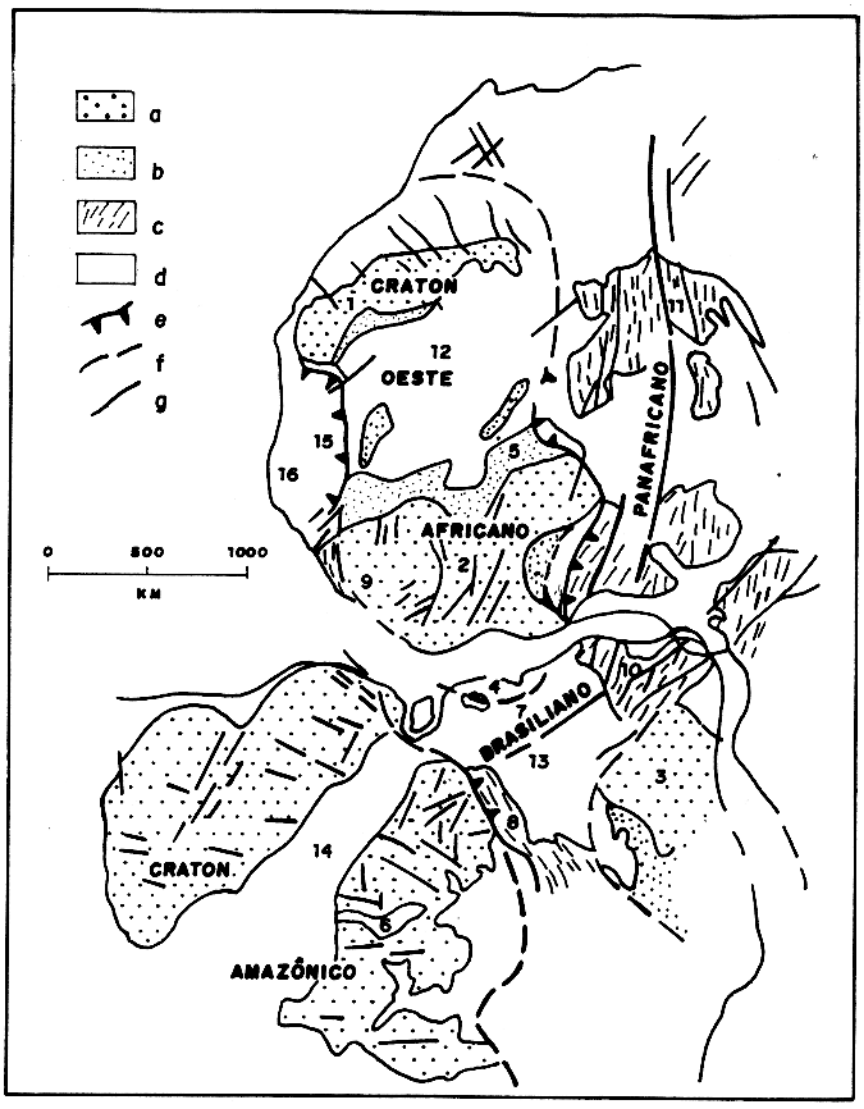


FIG. 02 - Unidades Geotectônicas maiores da África Ocidental e Brasil setentrional. a = áreas cratônicas : 1 - Reguibat ; 2 - Leo ; 3 - São Francisco ; 4 - São Luis ; b = coberturas sedimentares precambrianas : 5 - Aulacógeno do Gourma; 6 - Grupo Beneficiente ; c = áreas de atuação do evento Termo-tectônico Brasiliano-Pan-africano : 7- Gurupi ; 8 - Faixa Araguaia ; 9 - Rokelides ; 10 - Faixa do NW do Ceará ; 11 - Maciço do Hoggar ; d = cinturão fanerozóico e coberturas fanerozóicas não deformadas : 12 - Bacia de Taudeni ; 13 - Bacia do Parnaiba ; 14 - Bacia Amazônica ; 15 - Cinturão Mauritanides ; 16 - Bacia Senegalo-mauritaniana e = frente de cavalgamento ; f = limites de crátons ; g = falhas e descontinuidades principais. (Segundo LESQUER et al 1984, modificado).

c) Província Estrutural Borborema: o trecho enfocado corresponde à porção noroeste, envolvendo a Faixa do Médio Coreaú e seu embasamento.

A nível de análise bibliográfica foi estudada a geologia da África Ocidental, envolvendo o Cráton Oeste-Africano; a cadeia Panafricana que contorna o cráton composta pelas faixas móveis Mauritaniana, Rokeliana, Daomeana ou Beniniana, a região do Hoggar e do Gourma; e as coberturas do Cráton Oeste-Africano (Fig. 4).

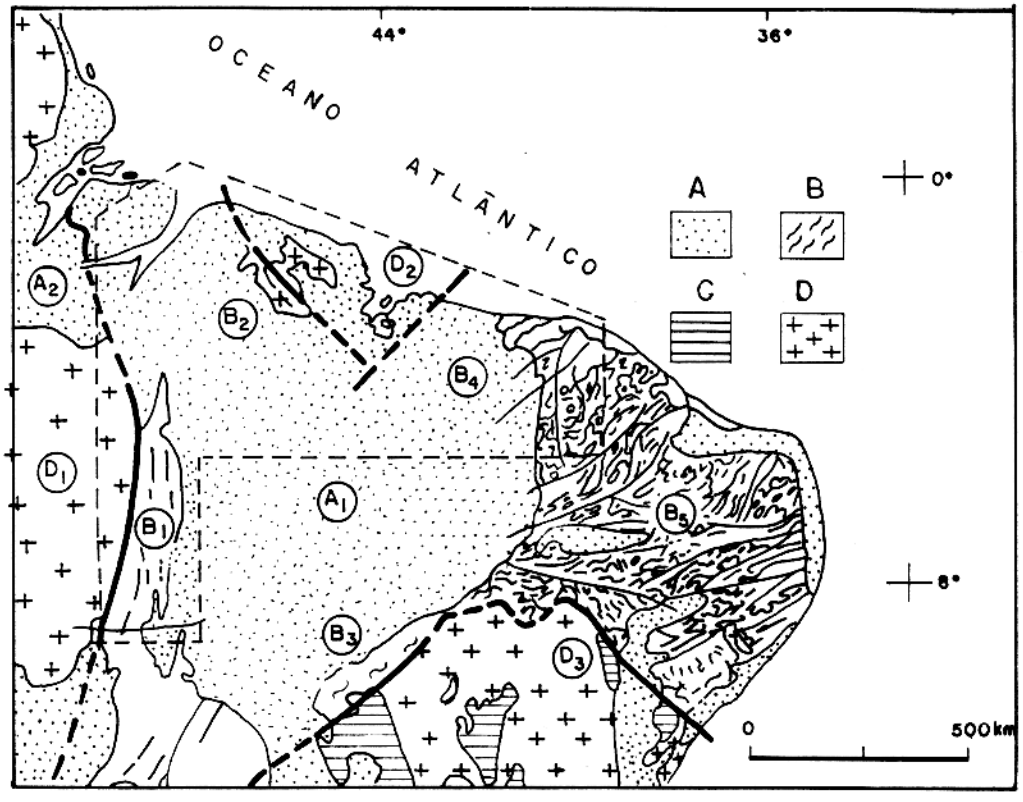


FIG. 03 - Mapa geológico esquemático da região recoberta pelo estudo. (Segundo SCHOBBENHAUS et al 1984 modificado). A - Coberturas Fanerozóicas: A_1 - Bacia do Parnaiba ; A_2 - Bacia Amazônica. B - Faixas de Supracrustais e embasamento: B_1 - Faixa Araguaia ; B_2 - Faixa Tentugal ; B_3 - Rio Preto ; B_4 - Cinturão de cisalhamento NW do Ceará ; B_5 - Nordeste. C - Coberturas sedimentares correlatas ao Ciclo Brasiliano. D - Cratons pre-brasilianos : D_1 - Amazônico ; D_2 - São Luis ; D_3 - São Francisco.

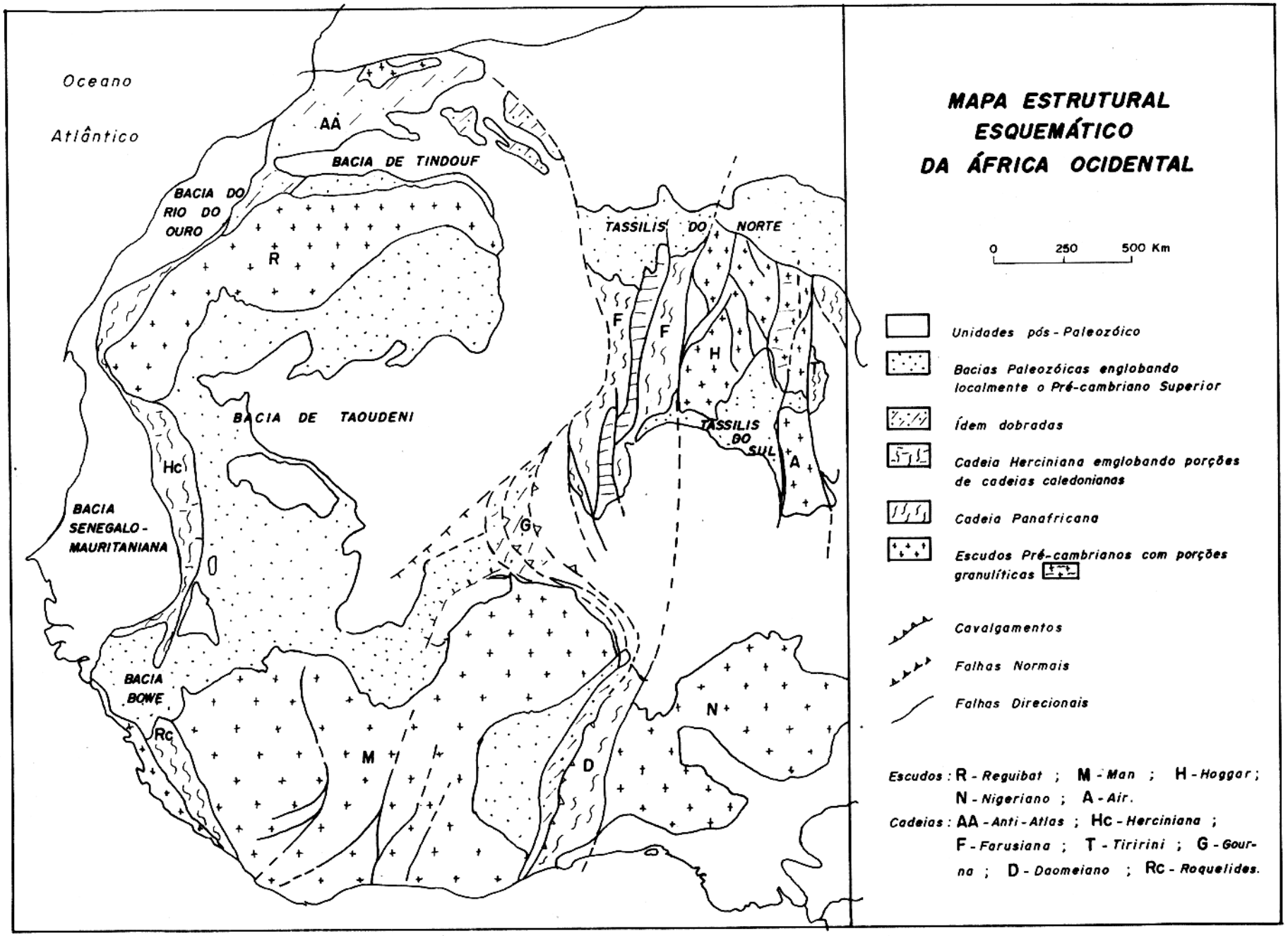


FIG. 04 - Mapa Estrutural da África Ocidental segundo TROMPETTE (1973), BERTRAND et. al. (1978), CABY et. al. (1981), LESQUER et. al. (1984), modificados.

1.3 - OBJETIVOS DO TRABALHO

O estudo ora apresentado tem como objetivos:

- elaboracão de uma síntese da evolução geológica dos diversos setores analisados, assentada nos aspectos cartográficos, lito-estratigráficos, magmáticos, metamórficos, estruturais, geofísicos e geocronológicos, frutos da apreciação crítica do conhecimento adquirido até o presente;

- integração desses setores e a proposição de modelos geotectônicos envolvendo a interpretação de fenômenos e processos bem como sua sucessão e a vinculação com grandes movimentos crustais;

- correlação com o continente africano visando a comparar traços geológicos e entidades geotectônicas, bem como as continuidades físicas existentes entre as diversas feições identificadas nos dois lados.

1.4 - ESTRUTURA DA TESE

Este trabalho constitui-se um ensaio de entendimento da geologia do Pré- Cambriano do centro-norte do Brasil, procurando integrar informações geológicas multidisciplinares e elaborar um modelo geotectônico compatível com o nível de informação coletada até o momento.

É, dessa forma, uma análise global da literatura geológica existente, complementada com dados resultantes de diversas pesquisas por nós realizadas, isolada ou conjuntamente, em vários domínios geológicos, peças individualizadas de um enorme quebra-cabeças que se tenta armar coerentemente.

Avançar no entendimento da geologia dessa porção do território brasileiro, dentro de um contexto mais amplo, não

pode prescindir das correlações com o continente africano. Desse modo, o conhecimento geológico da África Ocidental é tratado a nível de síntese, tendo em vista a grande relevância que o mesmo adquire na compreensão dos fenômenos e dos processos evolutivos que tiveram lugar na porção brasileira.

Por isso, a Tese foi estruturada nos seguintes capítulos:

1- apresentação do esquema geotectônico e evolutivo sintético da África Ocidental, envolvendo o chamado Cráton Oeste-Africano, seu modelo de organização, suas faixas móveis marginais e suas coberturas;

2- apresentação do quadro geológico do Brasil Setentrional, em termos de três domínios distintos, nos quais são enfocados aspectos organizacionais e evolutivos; são também nessa parte analisados os dados gravimétricos que se prestam a extrapolacões sobre a natureza do embasamento das áreas recorbertas pelos sedimentos fanerozóicos;

3- elaboração de uma sequenciação de eventos, buscando-se relacioná-los aos vários ciclos geotectônicos identificados na região, numa tentativa de ordenação da história geológica;

4- utilização dos dados para o estabelecimento de correlacões com a África Ocidental, visando a esboçar uma primeira aproximação em termos de um modelo global de evolução geológica, para os dois continentes em seus arranjos pré-deriva.

1.5 - METODOLOGIA

Para a realização deste trabalho, vários procedimentos metodológicos foram empregados em função do tipo de atividade considerada. Assim, para a cartografia geológica partiu-se da

análise de cartas geológicas existentes e amostragem de rochas, quando disponíveis, bem como da interpretação de produtos de sensores remotos. Com isso, foi possível selecionar-se, sobre os mapas-base, as mais representativas seções geológicas que foram, em seguida, levantadas no campo. Logrou-se dessa maneira estabelecer:(1) o relacionamento espacial entre as várias unidades geológicas encontradas;(2) a identificação das estruturas presentes em cada uma delas e sua seqüenciação no tempo, através das técnicas de análise geométrica, aferindo-se os dados até então disponíveis;(3) e a caracterizacão dos eventos de cristalização x deformação, através do estudo de seções delgadas, e idades absolutas necessárias à ordenação na escala do tempo dos vários eventos identificados.

Em áreas particulares, como por exemplo na região Nordeste do Pará, onde na sua grande maioria as rochas encontram-se em adiantado estado de alteracão intempérica, as separações das unidades foram ainda possíveis de serem realizadas tanto com a aplicação da análise geométrica de estruturas como de técnica de minerais pesados.

Os estudos geocronológicos foram realizados com base em análises pelo método isotópico Rb/Sr. Após os procedimentos rotineiros de preparação, as razões isotópicas de Rb e Sr foram medidas no espectrômetro de massa, modelo ISOMASS 54-E, do Centro de Geociências da UFPa, em Belém.

A informação gravimétrica, tratada a nível qualitativo, foi extraída das cartas de anomalias Bouguer, escala de 1:2.500.000, provenientes em grande parte dos trabalhos realizados pela PETROBRÁS (Fig. 5).

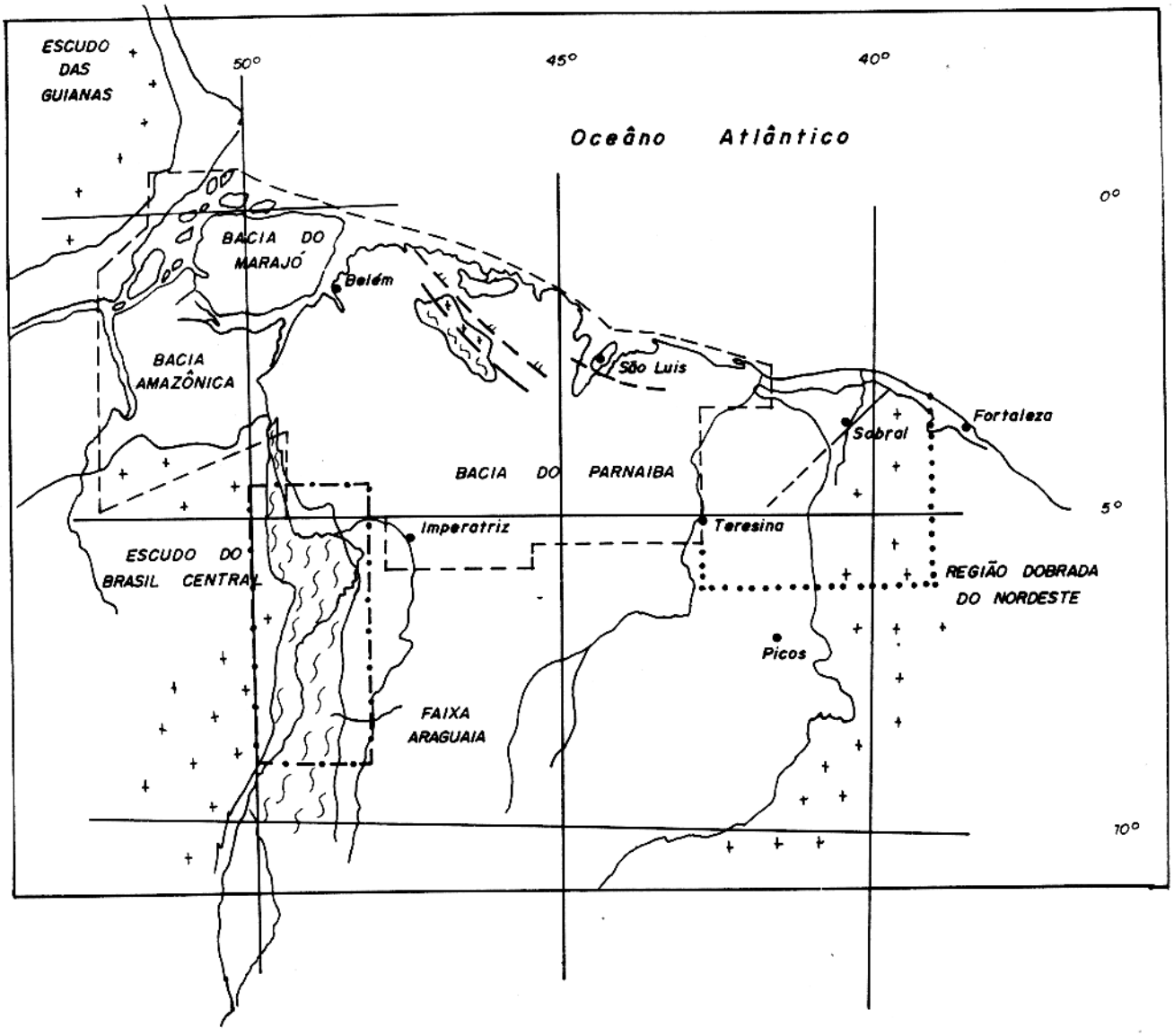


FIG. 05 - Coberturas gravimétricas da região estudada:
_____ PETROBRAS, 1969 ; •-•-•-• CARVALHO, 1988; ..... BELTRÃO, 1989.

Do Mapa Tectônico da América do Sul (BRASIL DNPM 1978), foram extraídas as informações referentes às isobatas do embasamento, das bacias sedimentares do Parnaíba e Amazonas, traçadas a partir de trabalhos sísmicos e sondagens mecânicas da PETROBRÁS. Utilizando-se essas isóbatas e os cortes geológicos encontrados em ALMEIDA et al.(1973), as bacias foram modeladas de forma simples (densidades supostas homogêneas), através de fatias horizontais de formas poligonais (TALWANI & EWING 1960). As atrações para cada uma dessas fatias foram calculadas e, em seguida, subtraídas nos valores da anomalia Bouguer. O cálculo

foi realizado para diversos valores de contraste de densidade, entre a cobertura fanerozóica e o embasamento, sendo usado nesse trabalho o valor de -0,3g/cm3, correspondendo a um contraste de 2,4g/cm3 para a média da cobertura sedimentar e 2,7g/cm3 para o embasamento (BIAMUNGU 1981, ABREU et al.1984).

Para o entendimento das estruturas tectógenas presentes e suas interrelações, buscando se chegar a um quadro evolutivo e desvendar a história complexa da deformação em relação íntima com o metamorfismo, a base metodológica foi a aplicação da análise estrutural.

Segundo TURNER & WEISS (1963), a análise estrutural envolve dois procedimentos filosoficamente distintos: a) estudo e descrição de um corpo rochoso o mais isento possível de inferências e extrapolações; b) interpretação genética dos dados descritivos visando a reconstruir a sua evolução estrutural. Na verdade, a análise estrutural completa de um determinado corpo rochoso deformado envolve três níveis de análise: geométrica, cinemática e dinâmica.

A análise geométrica se refere ao estudo direto da forma, extensão e arranjo de estruturas, levando-se em consideracão suas seqüenciações no tempo. É, assim, uma apreciação das propriedades geométricas e físicas de um corpo deformado. A análise cinemática, tomando por base os dados de análise geométrica, se propõe a reconstituir os movimentos que tiveram lugar durante o processo de deformação. A análise dinâmica objetiva reconstituir a história dos esforços dentro de um corpo geológico e, por conseguinte, as forças externas que levaram ao aparecimento dos esforços desenvolvidos internamente nesses corpos.

1.6 - TERMINOLOGIA

1.6.1 - Divisão Cronológica do Pré-Cambriano

A divisão do Pré-Cambriano tem sido estabelecida com base na identificacão radiocronológica de ciclos tectônicos que envolvem eventos de metamorfismo, dobramento, plutonismo, sedimentação, vulcanismo e outras manifestações tectônicas. Essa série de eventos se estabelece de forma mais ou menos regular em termos de intervalos de tempo nos vários continentes e assinalam, no seu término, marcadores naturais de etapas sucessivas da evolução geológica da crosta continental.

Neste trabalho, as divisões internas do Pré-Cambriano são tomadas no sentido definido por ALMEIDA & HASUI (1984) e resumidas no Quadro 1.

1.6.2 - Eventos Termo-Tectônicos Representados

Os dados geocronológicos para essa macro-região compreendem valores que se estendem de 2,7 a 0,4 Ga e correspodem a determinações através dos métodos Rb/Sr e K/Ar. Alguns intervalos agrupam, no entanto, uma quantidade maior de resultados nas faixas de 2,7 - 2,5 Ga; 2,0 - 1,8 Ga; 1,2 - 0,8 Ga; 0,6 - 0,4 Ga.

De forma mais expressiva, manifestam-se na região os intervalos de valores correspondentes a 2,0 - 1,8 Ga e 0,6 - 0,4 Ga, sendo os demais, 2,7 - 2,5 Ga e 1,2 - 0,8 Ga, de distribuição mais restrita. Pode-se assim dizer que estão bem representados na área os eventos termotectônicos Transamazônico e Brasiliano e em menor expressão os eventos Jequié e Uruaçuano.

Quadro 1 - Unidades Cronoestratigráficas, Eventos ou Ciclos Termotectônicos e Ciclos Tectônicos

IDADES Ma	EVENTOS TERMO-TECTÔNICOS	CICLOS TECTÔNICOS	UNIDADES CRONOGEOLÓGICAS				
			CARTA GEOLÓGICA DO BRASIL AO MILIONÉSIMO		ADOTADA		
					EON	ERA	PERÍODO
400			PALEOZÓICO	o	FANEROZÓICO	PALEOZÓICO	ORDOVICIANO
450	BRASILIANO	BRASILIANO		ε			CAMBRIANO
570			PRÉ-CAMBRIANO	A	PROTEROZÓICO	SUPERIOR	
680		...?...					
1000	URUAÇUANO	URUAÇUANO		B		MÉDIO	
1300		...?...					
1800	TRANSAMAZÔNICO	TRANSAMAZÔNICO		C		INFERIOR	
2100		...?...					
2500							
2600	JEQUIÉ	JEQUIÉ		D	ARQUEANO		
2900	?	...?...					
3300		?					
> 3300?							

1.6.3 - Correlação de Eventos Termo Tectônicos do Brasil e África

Os eventos termo-tectônicos registrados no Brasil e na África mostram relações cronológicas e fenomenológicas que comportam grandes similaridades (Quadro 2). Dentre eles os eventos do início e do final do Proterozóico são os que apresentam maiores similitudes no que concerne aos processos acontecidos.

Para o Arqueano na África, as divisões em termos de

Quadro 2 - Brasil-África - Correlação de eventos termo-tectônicos

IDADES (Ma)	EVENTOS		EON	ERA	PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS
	BRASIL	AFRICA			
450			FANEROZÓICO	PALEOZÓICA	Sedimentação importante em bacias cratônicas.
570	BRASILIANO	PANAFRICANO	PROTEROZÓICO	SUPERIOR	Bacias ensiálicas e ensimáticas, faixas de supracrustais; granitos e migmatização expressivos. Rejuvenescimento isotópico em larga escala. Metamorfismo em fácies anfibolito e xisto verde. Intensa deformação.
1000	URUAÇUANO	KIBARIANO		MÉDIO	Falhamentos e movimentos verticais; dobramentos epicratônicos; sedimentação plataformal e vulcanismo ácido a intermediário. Efeitos de rejuvenescimento isotópico. Metamorfismo restrito. Séries Intermediárias (BESSOLES & TROMPETTE 1980).
1800	TRANSAMAZÔNICO	EBURNEANO		INFERIOR	Granitogênese e migmatização extensivos. Retrabalhamento importante em fácies de alto-baixo grau. Complexos vulcano-sedimentares e seqüencias metassedimentares de grande expressão (birrimiano).
2500	JEQUIÉ	LIBERIANO	ARQUEANO		Complexos e cinturões granulíticos. Associações vulcano-sedimentares do tipo "greenstone belts". Metamorfismo em fácies variando de alto e baixo grau. Deformação intensa com formação de núcleos cratônicos e cinturões de deformações.
3000	GURIENSE				

eventos termo-tectônicos ainda não comportam separações precisas e assim, nesse Éon, apenas o Ciclo Liberiano é mencionado, embora se saiba que entidades lito-estruturais relacionados a ciclos mais antigos, de ocorrência restrita, estejam representadas.

No Proterozóico Médio são reconhecidas seqüências lito-estratigráficas, movimentações tectônicas verticais, às vezes com embaciamentos importantes, bem como colocação de diques básicos. Processos de deformação e metamorfismo de baixo grau e inversão moderada são descritos em alguns locais. Resultados geocronológicos fornecidos por alguns diagramas isocrônicos, relativamente equilibrados, e datações convencionais são assinalados por GRANT (1969), GRANT et al. (1972) na Nigéria. Apesar disso, parece não ter tido lugar, durante essa Era, um conjunto de fenômenos verdadeiramente importantes que permitisse a definição de um ciclo geodinâmico. Muitos autores preferem agrupar toda a fenomenologia do Proterozóico Médio e aquela relacionada ao evento tectono-termal Brasiliano/Panafricano em um grande megaciclo no qual se teriam pulsações episódicas.

1.8.4 - Nomenclatura para as Estruturas

Tendo em vista a diversidade de sistemas de nomenclatura empregados para caracterizar elementos estruturais, precisões serão aportadas quando for sendo descrito cada um deles, com o intuito de serem minimizados os problemas na compreensão dos aspectos geológicos tratados.

Foliação, no sentido de HOBBS et al. (1976), é um termo descritivo abrangente que se refere a superfícies penetrativas,

definidas por descontinuidades (clivagem de fratura), orientação preferencial de minerais ineqüidimensionais, agregados minerais ou combinações dessas microestruturas, encontradas em rochas metamórficas resultantes de modificações na estrutura original das rochas e que estabelecem uma nova organização geométrica de seus constituintes (trama) relacionada à deformação.

Essas superfícies podem ser o resultado da (re) cristalização estática de minerais durante o metamorfismo, associada à deformação, como também podem representar planos de transposição, aleitamento litológico relacionado à diferenciação metamórfica, ou mesmo à misturação tectônica que não deixa de ser, de certa maneira, um fenômeno de transposição.

A análise geométrica da foliação deve ser então feita considerando também os aspectos fundamentais do metamorfismo em termos de intensidade dos processos que geraram diversos tipos de estruturas. Assim, para as rochas de baixo-médio grau de metamorfismo serão usados termos como clivagem ardosiana e xistosidade, quando se tratam, respectivamente, de filitos e xistos.

Para as rochas de grau mais elevado, será usado o termo foliação para se referir, seja ao bandamento félsico-máfico, que é definido pela orientação preferencial de minerais placosos, via de regra filossilicatos, seja às feições planares penetrativas encontradas nas rochas supracrustais representadas por quartzitos, anfibolitos, formações ferríferas etc.

1.6.5 - Tratamento Eatatístico de Estruturas

O tratamento dos elementos estruturais planares e lineares foi realizado tendo por base a confecção de diagramas estatísticos (estereogramas), usando-se o hemisfério inferior da esfera através da rede de igual área de Schmidt-Lambert.

1.6.6 - Nomeclatura para o Metamorfismo

O conceito de fácies metamórfica, bastante usado desde os tempos de Eskola, passando por Turner, Turner & Verhoogen e Winkler (**apud**: WINKLER 1977), tornou-se inconveniente pela multiplicacão do número de fácies e sub-fácies que, com o passar dos anos, foram sendo definidas. Assim é que, na tentativa de melhor ordenar o entendimento dos processos ocorridos durante as modificações de temperatura e pressão, WINKLER (1977) propôs uma subdivisão do campo P-T do metamorfismo em quatro unidades a saber: grau incipiente ou muito baixo, grau fraco ou baixo, grau médio e grau alto, o aumento dos graus metamórficos correspondendo a uma progressão da temperatura.

Ao invés de considerar, como rotineiramente acontecia no conceito clássico de fácies - paragêneses minerais características para uma dada composição e um determinado intervalo de P-T-,a classificação proposta se baseia em reações específicas, em rochas comuns, que se refletem em modificacões significativas das associações minerais.

Dois limites merecem particular importância pelas suas significações geológicas: a separação diagênese-metamorfismo e o início da anatexia. O primeiro assinala o surgimento das reações tipicamente metamórficas, com a formação de uma associação mineral que não pode existir em ambiente sedimentar. Dependendo

da composição da rocha, não é sempre possível observar qualquer modificação nos minerais diagnósticos e, dessa forma, estabelecer esse limite. Nas frações pelíticas das rochas, entretanto, a determinação estatística do grau de cristalinidade da illita, conforme sugeriu KUBLER (1966) pode precisar o final da diagênese (índice de Kubler de 7.5) e a passagem ao grau fraco (índice 4.0) correspondendo esse último ao início da "fácies xisto verde". Esse intervalo corresponde à denominada zona anquimetamórfica.

Outro limite importante corresponde ao surgimento das primeiras fusões parciais em rochas quartzo-feldspáticas que levam à formacão de migmatitos e juntamente com a reação muscovita + quartzo= feldspato potássico + alumino silicato + água, assinalam a passagem do grau médio ao grau alto.

No texto, a preferência será pelo uso do termo grau, na definição das condições do metamorfismo. No entanto, por uma questão de manter a forma original constante na bibliografia referenciada também será usado o termo fácies.

2 - CONTEXTO GEOLÓGICO DA ÁFRICA OCIDENTAL

2.1 - INTRODUÇÃO

A compreensão do esquema geológico da região ocidental da África é de grande importância para se entender os processos evolutivos que tiveram lugar nesse imenso bloco crustal e por toda a área correspondente ao centro-norte do Brasil.

A análise e a síntese a seguir apresentadas buscam verificar as compatibilidades que existem entre os dois blocos continentais, e identificar do lado brasileiro o prosseguimento dos elementos constituintes das várias entidades geotectônicas representadas no lado africano.

2.2 - O CRÁTON OESTE-AFRICANO - ORGANIZAÇÃO

Dentre os aspectos distintivos da geologia da África, o Cráton Oeste-Africano afigura-se como uma entidade geotectônica das mais importantes por encerrar uma história geológica das mais diversificadas. Em grande parte, encontra-se recoberto por formações sedimentares do Proterozóico Superior e Paleozóico, compreendendo as bacias de Tindouf ao norte, Taoudeni na parte central e Voltáica a sudeste. Os afloramentos de importância da porção cratônica estão assinalados em três partes: Dorsal Reguibat ao norte, Dorsal de Man ou de Leo ao sul, e as janelas de Kayes e Kenieba a oeste-sudoeste. Essa porção cratônica é orlada por faixas consideradas de idade

panafricana que recebem denominacões diversas: Cadeia Panafricana do Hoggar; Gourma, Daomeana e Rokeliana (Fig. 6).

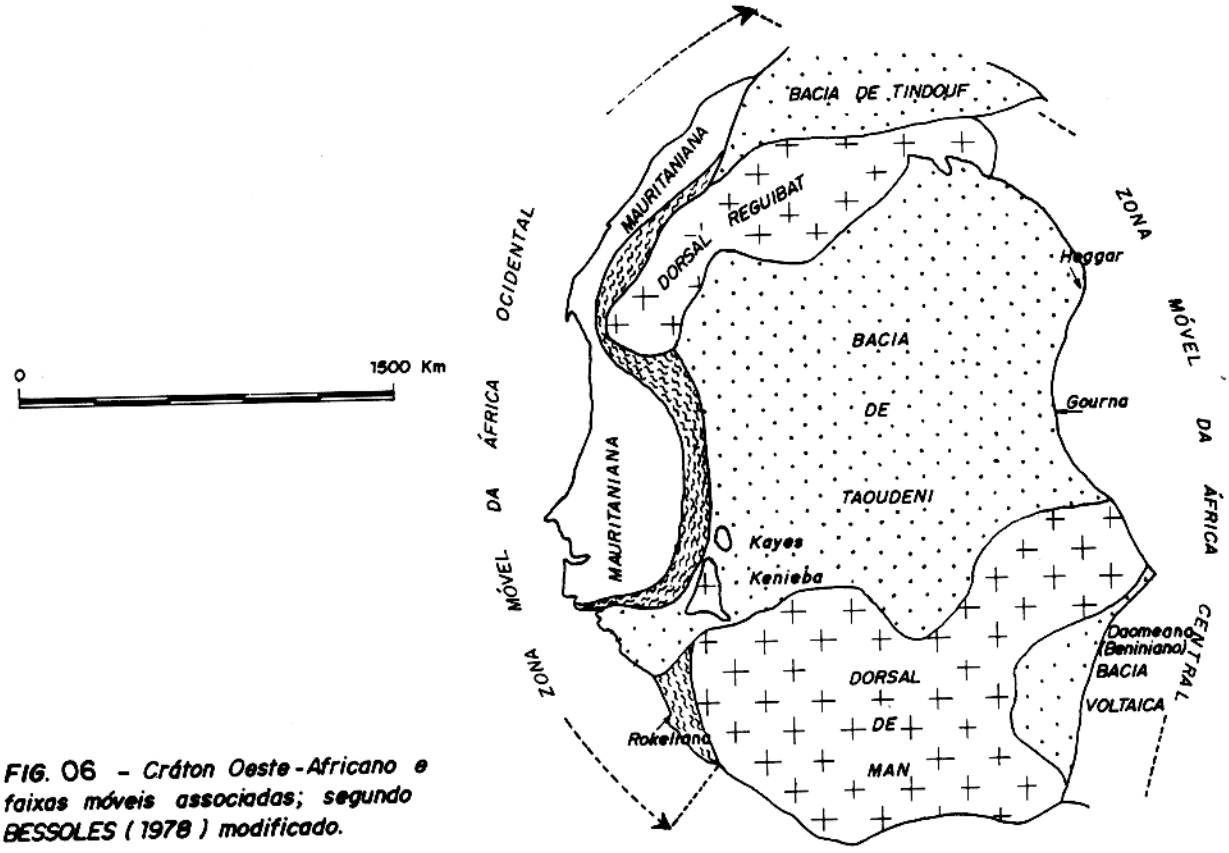


FIG. 06 - Cráton Oeste-Africano e faixas móveis associadas; segundo BESSOLES (1978) modificado.

2.2.1 - A Dorsal de Man

Na Dorsal de Man, cuja infraestrutura foi provavelmente edificada durante o Arqueno, é possível o estabelecimento de uma compartimentação na qual se distinguem o domínio Kenema-Man, onde são restritos os efeitos da reativação pós-liberiana, e o domínio Bauolé-Mossi, ao primeiro justaposto e retomado com intensidade diversas durante o Evento Eburneano (Fig. 7).

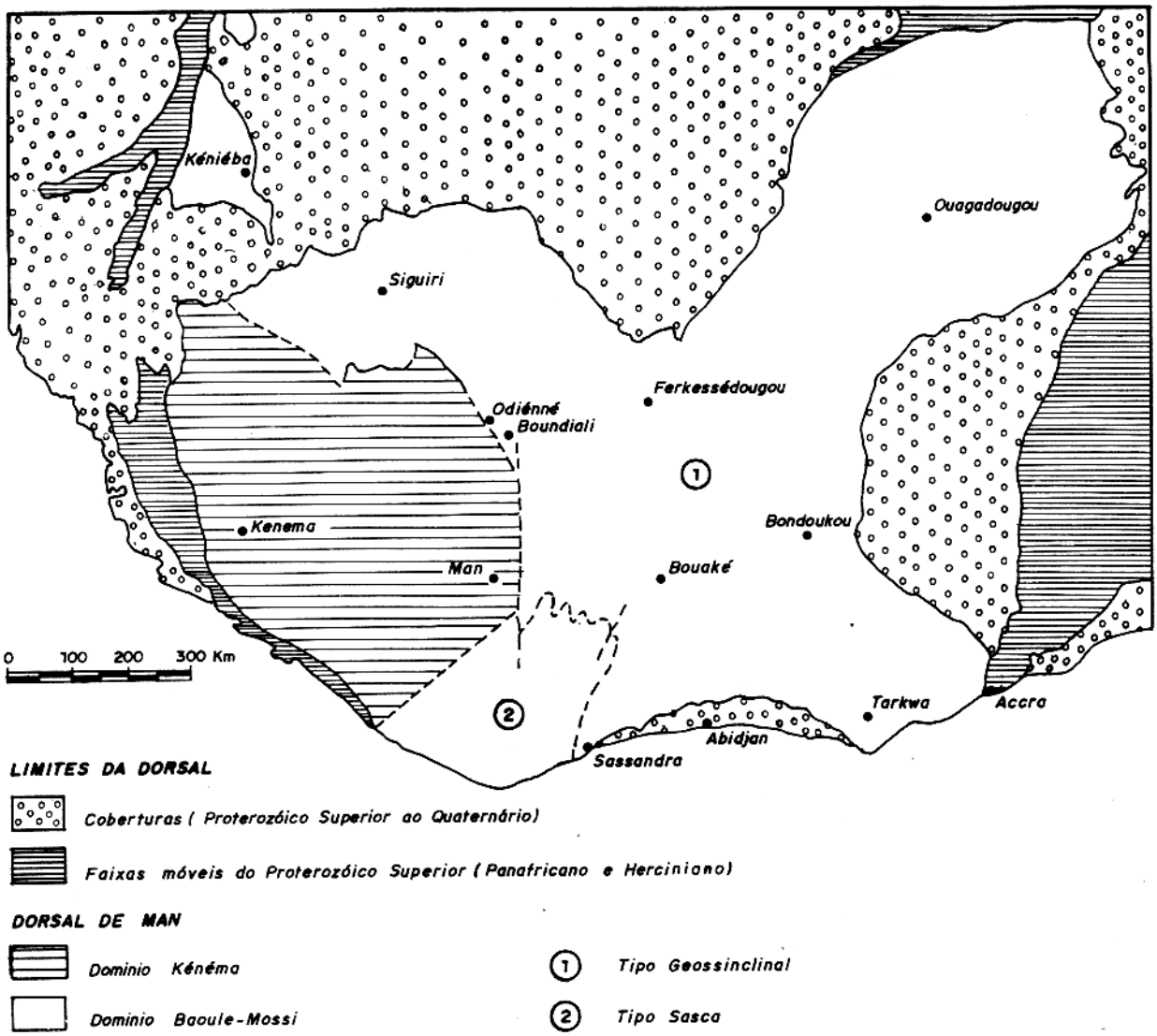


FIG. 07 - Dorsal de Man: Esquema de organização (segundo BESSOLES 1977, modificado).

2.2.1.1 - Domínio Kenema-Man

No domínio Kenema-Man ocorrem gnaisses, migmatitos de composição granítica à tonalítica, charnoquitos, leptinitos, granulitos, como os encontrados na região costeira da Libéria e em Mano Moa, em Serra Leoa; rochas metassedimentares e formações ferríferas, quartzitos e xistos intercalados com anfibolitos (Xistos Kambui), quartzitos com silimanita e raros calcários cristalinos.Essas rochas são cortadas por granitos, associados a migmatitos, granitos porfiróides e granitos aplíticos.

BESSOLES (1977) sugere a existência de uma

discordância intraliberiana entre os granitos da base e as seqüências de xistos, quartzitos e formações ferríferas,também postulada por WOOD (1972) em Serra Leoa, na região da Floresta de Gola, onde identificou uma supraestrutura de Xistos Kambui e uma infraestrutura em que dominam granulitos.

O metamorfismo varia da fácies anfibolito a granulito para a infraestrutura, porém na supraestrutura os efeitos metamórficos são menos intensos, encontrando-se assembléias minerais compatíveis com as fácies anfibolito e xisto verde.

Os grandes traços das estruturas, representadas pelas foliações, alinhamento de relictos sedimentares e falhas, têm a direção geral NNE. Efeitos de deformações superimpostas são encontradas impressos em muitas rochas.

As idades isócrônicas Rb/Sr mostram dominância de valores ao redor de 2.750 Ma, alcancando até 2.820 Ma; em Serra Leoa valores convencionais entre 5,0-4,0 Ga são assinalados e podem ser indicativos de núcleos catarqueanos, ainda sem definição precisa. Evidências do Evento Eburneano são por vezes comuns nessa região.

2.2.1.2 - Domínio Baoulé - Mossi

Nesse domínio, os fenômenos de rejuvenescimento têm larga distribuição e caracterizam duas porções distintas, localmente denominadas: sub-domínio Baoulé-Mossi do tipo Sasca, onde se pode observar fenômenos de rejuvenescimento em rochas indiscutivelmente liberianas; e sub-domínio Baoulé-Mossi do tipo geossinclinal, onde uma remobilização total das rochas apagou os traços liberianos. Aí se encontram as unidades birrimianas, estruturadas sob a forma de bacias que constituem

uma cobertura pós-liberiana, acreditada ter se formado no Evento Eburneano, separadas por dorsais granito-gnáissicas, de direção N-S a NE-SW (Fig. 8).

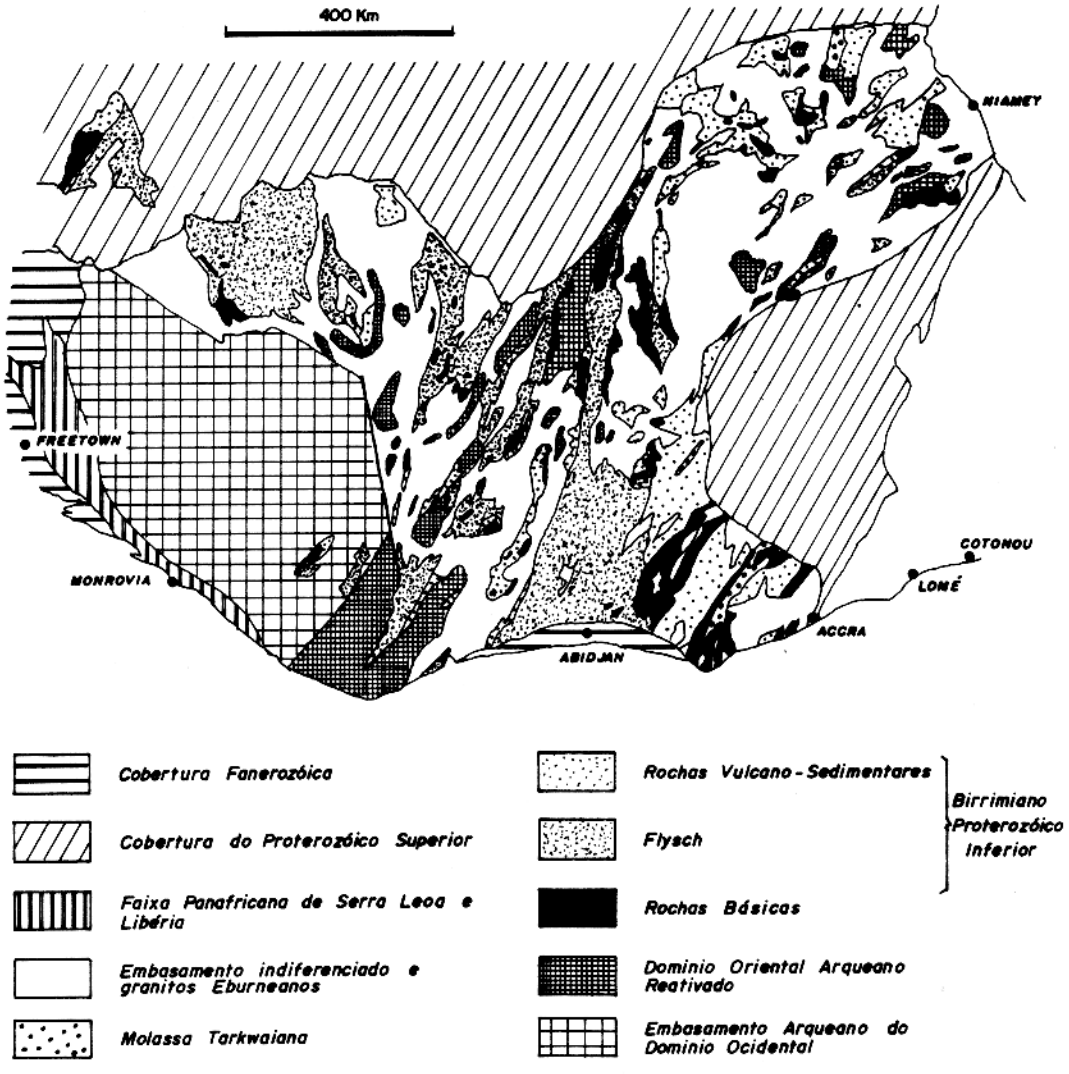


FIG. 08 - Mapa Geológico Esquemático da parte sul do Cráton Oeste Africano, destacando-se as Unidades Birrimianas (segundo PAPON 1973, modificado).

No domínio Baoulé - Mossi, sub-domínio Sasca, são encontrados os mesmos tipos de feições geológicas do domínio Kenema-Man, apenas se distinguindo deste pelo caráter mais generalizado de feições retromórficas, por um metamórfismo em

que dominam assembléias mineralógicas da fácies anfibolito e por um caráter mais intenso de retrabalhamento durante o Evento Eburneano. Sobre essa região começam a se estabelecer de forma mais consistente as bacias birrimianas, que vão adquirindo cada vez mais importância à proporção que se avança para leste.

2.2.2 - O Sistema Birrimiano

O Sistema Birrimiano pode ser compreendido como um conjunto de rochas de origem vulcânica e sedimentar, cuja "colocação" e/ou deposição aconteceram em numerosos sulcos ou bacias intracratônicas. Essas rochas, penetradas por granitos do Ciclo Eburneano, receberam a denominação de "Unidades Birrimianas" (Fig. 8) e podem ser classificadas, segundo PAPON (1973), em três tipos:

a) Unidades tipo I (domínio Baoulé-Mossi do tipo geossinclinal) : rochas vulcânicas e vulcano-sedimentares, que constituem, no geral, variadas seqüências e formações flyschóides. Diversas fases e tipos de rochas graníticas são assinalados, estruturados concordante e discordantemente em relação às unidades birrimianas: granodioritos tidos como iniciais, orientados; granitos com duas micas, considerados como símbolo da granitização eburneana, granodioritos e dioritos não orientados; granitos alaskíticos, bem como granodioritos e sienitos tardios. O metamorfismo regional registrado nessas rochas teve lugar em condições da fácies xisto verde, podendo alcançar até a fácies anfibolito. Os dados geocronológicos existentes para essa região dizem respeito principalmente a resultados obtidos sobre minerais, idades convencionais e, mais ainda, sobre amostras de granitos, em

princípio posteriores às unidades birrimianas. Um valor isocrônico Rb/Sr de 1982 +- 186 Ma foi estabelecido para os metariolitos da região central da Costa do Marfim. Os resultados mostram no geral uma grande homogeneidade dos valores, demonstrativos da força do Evento Eburneano.

b) Unidades do tipo II (domínio Baoulé-Mossi do tipo Sasca): mostram fácies depositadas em bacias de pouca profundidade. As rochas vulcânicas não ocorrem de forma expressiva e podem mesmo estar ausentes, bem como possuem pouca quantidade de rochas flyschóides. As lavas são freqüentemente ácidas, sendo por vezes encontradas lavas básicas a intermediárias e intrusões subvulcânicas de gabro e diorito. São assinalados alguns ultrabasitos. As formações sedimentares são representadas por folhelhos micáceos, grauvacas, quartzitos e leitos conglomeráticos. As rochas granitóides são representadas por granitos, granitos alcalinos porfiríticos, granodioritos, microgranodioritos, dioritos e sienitos. O metamorfismo do conjunto é de epizona, normalmente fraco e por vezes nulo, encontrando-se associações mineralógicas de grau mais alto na fácies de borda, onde as rochas podem estar fortemente tectonizadas, laminadas e milonitizadas. Mostram, no geral, uma orientação das foliações, falhas e eixos de dobras estruturados segundo N-S e NE-SW. As determinações geocronológicas relacionadas a essa unidade são pouco numerosas e dizem respeito somente às rochas plutônicas a elas associadas. São determinações convencionais e estão compreendidas no intervalo de 1.800 - 2.200 Ma.

c) Unidades do tipo III: são ditas pertencerem a um

tipo intermediário e são representadas por dois exemplos na Costa do Marfim e no Senegal. Na dorsal de Man encontra-se também o conjunto denominado "Tarkwaiano", uma seqüência sedimentar com características molassóides, de espessura avaliada em 4.000m aproximadamente, composta por argilitos e sobretudo arenitos conglomeráticos, além de conglomerados. Rochas ígneas ácidas ou básicas, na forma de sills ou diques, estão representadas por granófiros, dolerítos e gabros que cortam o Tarkwaiano, no qual as formações rochosas sofreram metamorfismo muito fraco e mostram-se pouco dobradas.

2.3 - FAIXAS MARGINAIS DO CRÁTON OESTE-AFRICANO

O Evento Termo-tectônico Panafricano do Proterozóico Superior, segundo BLACK (1966, 1967), é um verdadeiro ciclo orogênico com sedimentação, metamorfismo e granitização, e resultou num conjunto de faixas que contornam os crátons da África: Oeste-Africano, Congo, Kalahari e do Nilo ou Nilótico, a seguir em parte brevemente descritas (Fig. 9).

2.3.1 - Hoggar

A cadeia panafricana do Hoggar representa uma zona móvel complexa cujas unidades tectônicas maiores envolvidas são: a oeste, o Cráton Oeste-Africano; na parte central, a Faixa Farusiana; e a leste, o Escudo Touareg. Este útimo é dividido em várias províncias por grandes zonas de cisalhamento submeridianas (Fig. 10).

2.3.1.1 - Faixa Farusiana

Compreende um embasamento pré-Panafricano, representado

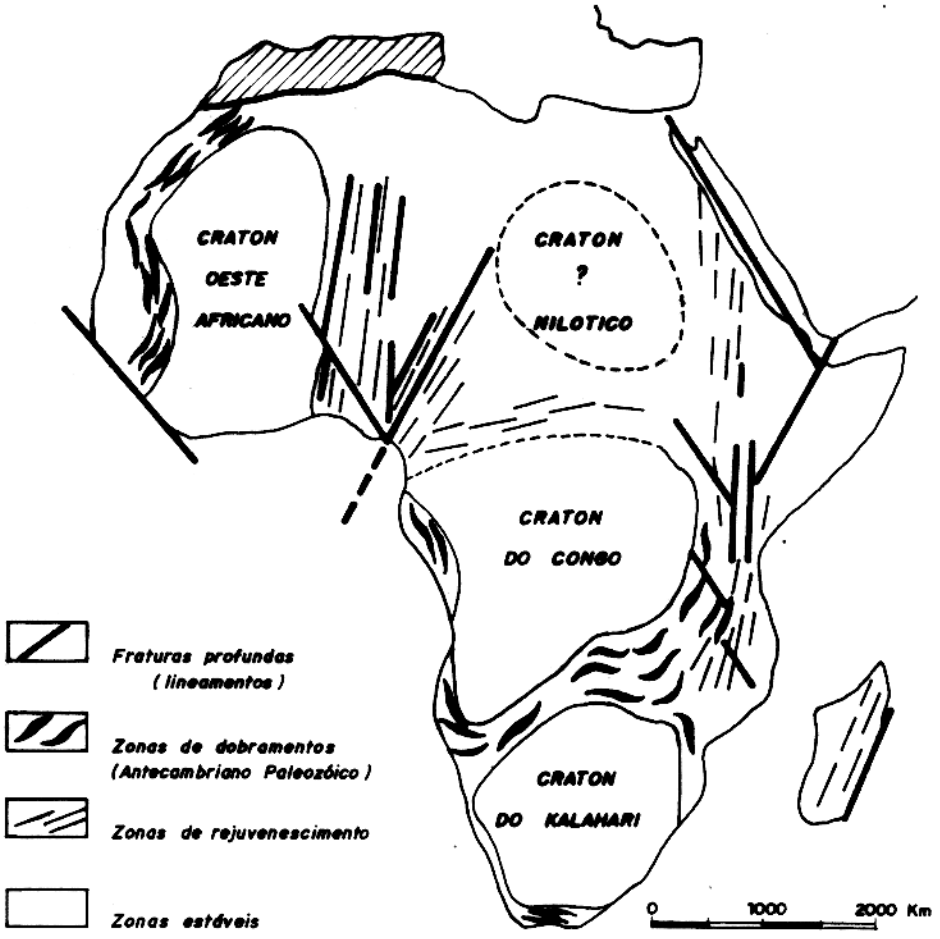


FIG. 09 - Crátons da África e suas zonas de deformação marginais (ROCCI 1965 apud: BESSOLES 1977).

pelo bloco In Ouzzal, formado principalmente por rochas da fácies granulito, granitos eburneanos, seqüências vulcano-sedimentares, e uma cobertura em que se distinguem: **a)** unidades do Proterozóico Médio - ortoquartzitos aluminosos, com meta-pelitos intercalados, mármores dolomíticos, além de gnaisses bandados e gnaisses sieníticos; **b)** unidades do Proterozóico Superior - depósitos plataformais de quartzitos, conglomerados, calcários, dolomitos e siltitos; **c)** unidades ortoderivadas do Proterozóico Superior - vulcânicas e vulcano-clásticas; **d)** sedimentos do Proterozóico Superior ao Cambriano, relacionados ao funcionamento de um Ciclo de Wilson na região.

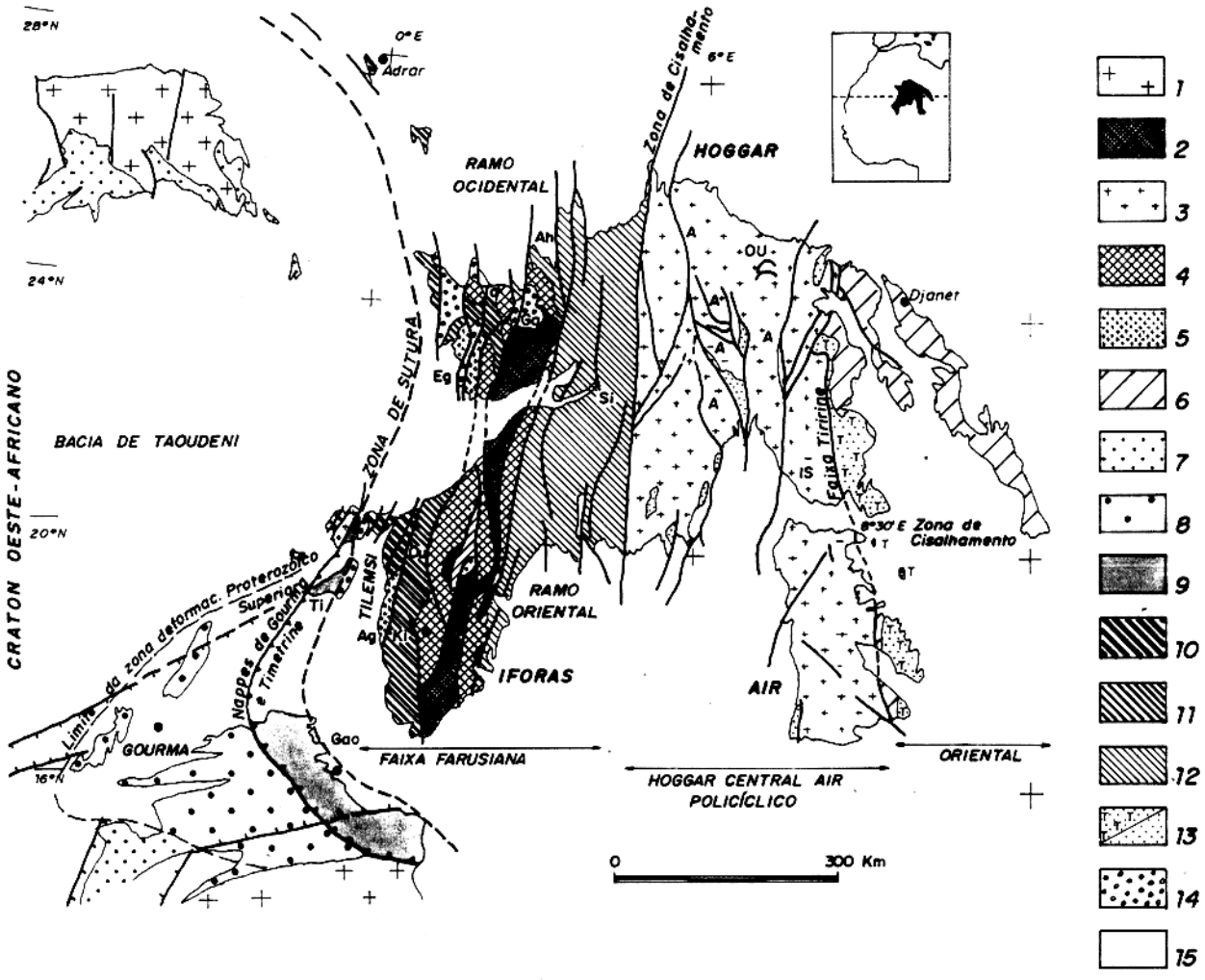


FIG. 10 - Mapa geológico simplificado do Escudo Touareg e áreas adjacentes. 1 = Escudos Reguibat e Man; 2 = granulitos eburneanos levemente reativados dentro do Cinturão Farusiano; 3 = gnaisses pré-panafricanos reativados; 4 = gnaisses indiferenciados, altamente reativados durante o Panafricano; 5 = 4, afetado por metamorfismo tardio HT-LP; 6 = rochas indiferenciadas do Hoggar Oriental (metamorfismo c.a 725 Ma.); 7 = sedimentos plataformais do Proterozóico Superior; 8 = sedimentação do aulocógeno do Gourma; 9 = nappes do Gourma e Timetrine; 10-12 = grauvacas e rochas magmáticas do Proterozoico Superior da zona de acreção do Tilemsi (10), do Cinturão Farusiano Ocidental (11), do braço farusiano oriental (12); 13 = faixas xistosas vulcano-detríticas do Hoggar central e ocidental; 14 = Série "Pouprée" molássica (Eocambriano proparte); 15 = cobertura Paleozoica e Mesozoica (segundo CABY et al. 1981).

Segundo BERTRAND & CABY (1978), no que concerne à Faixa Farusiana, podem ser identificados três estágios paleotectônicos principais delimitados por ciclos magmáticos:

1) Áreas Subsidentes e Magmatismo Cratônico do Proterozóico Médio:

Nesse estágio, depositaram-se os ortoquartzitos aluminosos de origem fluvial ou deltáica contendo pelitos; quartzitos marinhos e dolomitos com estromatólitos, recortados por sills pré-tectônicos alcalinos e hiperacalinos, para os quais foram obtidas idades U-Pb de 1.755 +- 10 e 1837 +- 6 Ma (CABY & ANDREOPOULOS-RENAUD 1983). Intrusões alcalinas se posicionam ao longo de zonas de cisalhamento N-S.

2) Cobertura Sedimentar Cratônica e Ciclo Magmático Básico-Ultrabásico do Proterozóico Superior:

O período compreendido aproximadamente entre 1.000 - 800 Ma caracteriza-se por condições tectônicas estáveis, durante as quais teve lugar uma sedimentação cratônica - depósitos plataformais de arenitos fluviais e conglomerados na base, com calcários, dolomitos, siltitos e arenitos no topo (Grupos Atar e Hank e "Série com estromatólitos"). Essas rochas foram depositadas sobre um embasamento siálico, acreditado existir de modo contínuo do Cráton Oeste-Africano ao Escudo Touareg.

Uma mudança sedimentar importante ocorreu ao redor de 800 Ma, sobretudo no ramo oeste da faixa, e foi acompanhada de manifestações magmáticas relacionadas a um estágio inicial de rifteamento responsável pela colocação de um enxame de diques de riolitos alcalinos e hiper-alcalinos, traquitos, fonolitos e rochas plutônicas de orientação geral N-S. Estas foram seguidas por volumosas intrusões básicas e ultrabásicas , mostrando afinidades geoquímicas com os ofiolitos típicos do Bou Azzer no Marrocos (LEBLANC 1976), que propiciaram uma "basificação" da antiga crosta siálica e sua cobertura, e

iniciaram a formação de uma crosta oceânica em um evento magmático de larga escala ligado à fragmentação continental e com datacão U/Pb de 810 +- 50 Ma.

Esses fenomenos, em regime crustal distensivo, iniciaram o que CABY et al.(1981) denominaram "desenvolvimento de uma margem continental passiva."

3) Ciclo Magmático Cálcio-alcalino do Proterozóico Superior:

Representa o principal processo formador de rochas e se associa a eventos de acreção crustal. Dois tipos de seqüências podem ser distinguidos: a) "Série Verde" - 6.000m de flysch, grauvacas vulcânicas e conglomerados, intercalados com andesitos, dacitos e brechas dacíticas; b) seqüência tardi-panafricana - 5.000m de emissões andesíticas, com piroclastos, dacitos e conglomerados poligênicos continentais, tufos e grauvacas. Os depósitos revelam um arranjo complexo de bacias, fossas e cadeias vulcânicas, acompanhadas por extensivo plutonismo e vulcanismo cálcio-alcalino com duração de mais de 200Ma, como testemunham os resultados U/Pb disponíveis (batólito composto de Silet 887 +- 1 Ma; rochas pré-tectônicas de Tilemsi com 633 +- 3 Ma). Esse magmatismo sugere uma longa evolução do tipo cordilierano.

Segundo CABY et al. (1981), a zona de acreção do Tilemsi, adjacente ao Cráton Oeste-Africano e destituída de embasamento antigo, sugere representar uma transição entre um arco de ilhas a oeste e uma margem continental tipo cordilierano a leste. Os contrastes sedimentológicos e ambientais acontecidos no Proterozóico Superior correspondem à formação de uma margem passiva na borda do Cráton Oeste-Africano e de uma

margem ativa ao longo da borda ocidental do Escudo Touareg.

Durante o Eo-Cambriano/Cambriano desenvolveu-se a "Série Pourprée", que enfeixa depósitos glaciais, conglomerados poligênicos flúvio-glaciais, carbonatos com estromatólitos. CLAUER (1976) determinou valores Rb/Sr de 470 +- 18 Ma em pelitos, interpretados como a idade da diagênese. Com relação à estrutura e ao metamorfismo, CABY (1970), baseado sobretudo em estudos realizados no ramo oeste, caracterizou os seguintes eventos na região:

a) deformação precoce (F1) acontecida nos níveis estruturais mais inferiores; dobras isoclinais quilométricas, tombadas para NNW, desenvolveram-se sobre as formações quartzíticas concomitantemente ao metamorfismo do tipo barroviano, que localmente atingiu as zonas da cianita e sillimanita;

b) fase (F2) que gerou dobras recumbentes N-S, tombadas para oeste;

c) fase (F3) de incidência regional, que produziu dobras com planos axiais verticais e orientação NNW; e

d) deformações tardias, posteriores aos granitos pós-cinemáticos e em parte às formacões molássicas, relacionadas a movimentos horizontais e verticais ao longo das falhas de rejeito direcional e a fortes movimentos diferenciais de blocos ligadas à formação de grábens.

2.3.1.2 - Província Policíclica do Hoggar Central

Nessa província pode-se distinguir unidades rochosas policíclicas e unidades monocíclicas do Proterozóico Superior. As primeiras compreendem um embasamento eburneano a pré-eburneano, composto por gnaisses granodioríticos bandados, augen-gnaisses e alguns metassedimentos metamorfisados em

fácies anfibolito e com eventos de migmatização. No segundo caso, encontram-se complexos anfibolíticos e metassedimentos, estruturalmente discordantes em relação ao embasamento (Fig. 11).

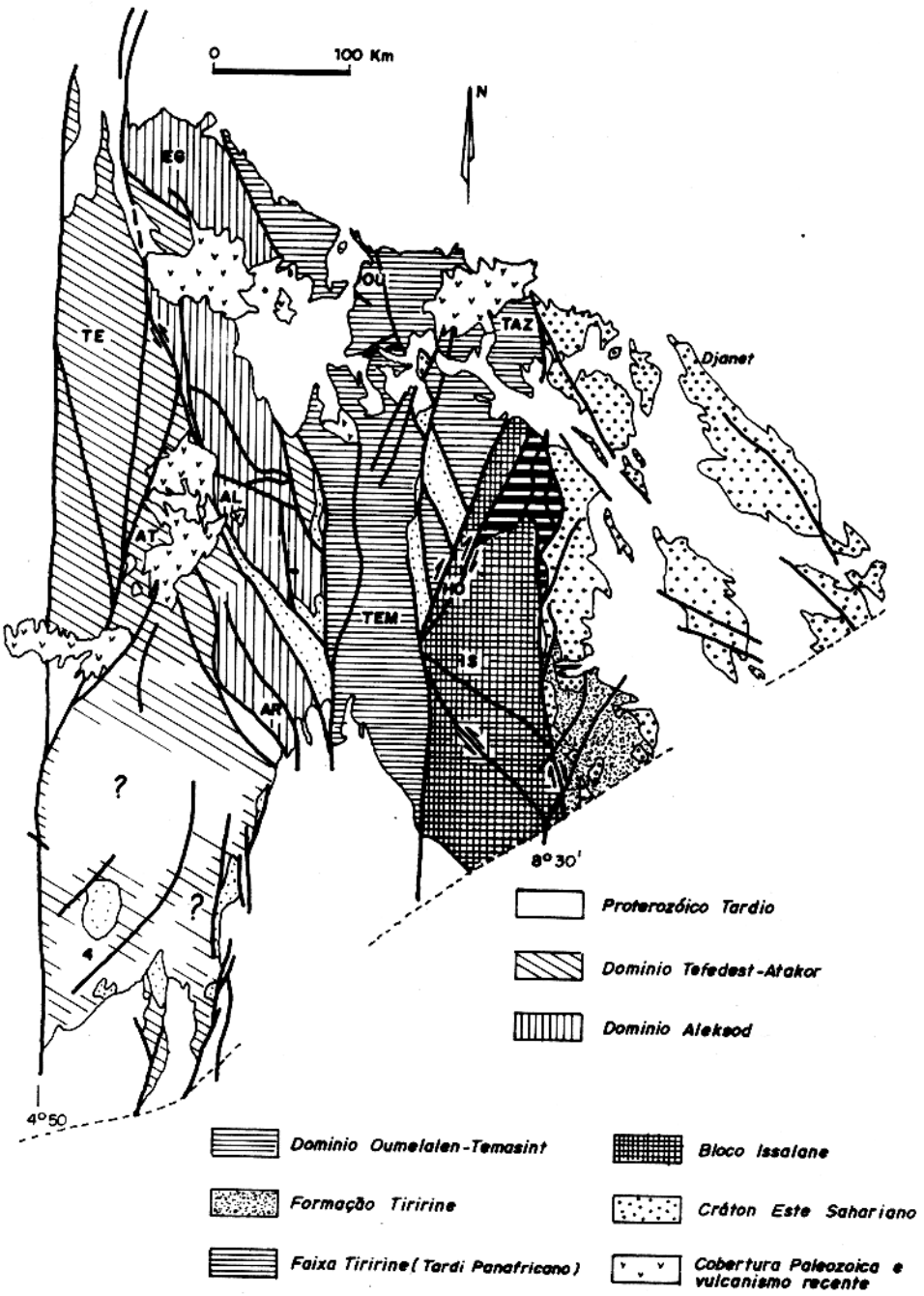


FIG. 11 - Distribuição das unidades rochosas do Hoggar Central segundo BERTRAND e CABY (1978).

As deformações principais são representadas por dobras recumbentes, de grande escala, contemporâneas aos processos metamórficos, às quais se superpõem dobras recumbentes de escala menos expressiva relacionadas ao Evento Kibariano.

Algumas isócronas Rb/Sr existentes indicam valores discordantes para a região: 1.940 Ma (BERTRAND 1974) e 2.500 Ma (BERTRAND & LASSERRE 1973).

2.3.1.3 - A Província do Hoggar Oriental - Tenerê

Comporta duas diferentes entidades: a) embasamento pré-panafricano formado por grandes batólitos graníticos cálcio-alcalinos, gnaisses alcalinos, rochas ultrabásicas e uma seqüência cálcio-silicatada; b) Faixa Tiririne - um cinturão estreito, retilíneo, do Proterozóico Superior, que representa uma cobertura molassóide enfeixada no Grupo Tiririne e formada por argilitos e carbonatos, na base, e sedimentos clásticos com "red beds" no topo. Essa seqüência mostra litologicamente uma analogia notável com a "Série Verde" (Fig. 10).

As rochas desse grupo podem atingir, na parte norte da Faixa Tiririne, espessura de até 8.000m. Estão progressivamente afetadas por deformação e metamorfismo, evoluíndo para a formação de uma faixa dobrada (Fig. 11). O desenvolvimento estrutural da faixa, ligada aos processos de reativação do Hoggar, é fortemente controlado pela extensa zona de cisalhamento N-S, ao longo do meridiano de 8º30' E Gr.

As condições metamórficas podem atingir a fácies xisto verde alta e até anfibolito na parte norte, sendo no geral de baixo grau.

O Hoggar como um todo é recortado por grandes zonas de cisalhamento, com rejeitos que podem alcançar até centenas de

quilômetros, as mais expressivas sendo a zona de cisalhamento de 4º'50', que separa a Faixa Farusiana do Hoggar Central, e a zona de cisalhamento do meridiano de 8º30'que controla em grande parte a Faixa Tiririne.

Muitos corpos graníticos invadiram essa região entre 650-600 Ma e desempenharam um papel importante na reativação dessa entidade (BERTRAND et al. 1978).

À guisa de conclusão, extraímos de CABY et al.(1981) os seguintes aspectos principais com relação aos processos evolutivos dessa imensa área:

a) evidências sugerem a existência de um Ciclo de Wilson finalizado ao redor de 600 Ma, envolvendo subdução de uma crosta oceânica adjacente ao Cráton Oeste-Africano, sob o escudo Touareg, com a colisão e fenômenos de obducção localizados, suturação entre a margem continental passiva do cráton a oeste e a margem ativa do escudo a leste;

b) numa longa história pré-colisão aconteceu uma evolução do tipo cordilierano, na parte oriental do escudo, com a formação de assembléias litológicas típicas;

c) o escudo teve uma história colisional múltipla, envolvendo a estabilização do domínio Hoggar-Tenerê ao redor de 725 Ma; colisão N-S no ramo ocidental da Faixa Farusiana ao redor de 700 Ma; e finalmente colisão contra o Cráton Oeste-Africano a 600 Ma, sugerindo assim que o escudo Touareg é uma amálgama de placas (BLACK 1978).

Os seguintes elementos são apresentados como argumentos no sentido de validar o fenômeno de colisão:

I) Sutura definida no Marrocos pela presença de ofiolitos (LEBLANC 1981). Esse lineamento continua pelo Hoggar

e, mais ao sul, é marcado pela presenca de anomalias gravimétricas positivas alongadas, as quais segundo BAYER & LESQUER (1978), seriam associadas a rochas básico-ultrabásicas, que por vezes afloram . A justaposicão abrupta, ao longo desse lineamento, de sedimentos terrígenos de uma margem continental passiva a oeste e seqüências plutono-vulcano-clásticas, formada por processos de acreção, em margem ativa a leste, é um fato notável que levou BLACK et al. (1979) a considerarem o lineamento como uma zona de sutura;

ii) Nappes sobre o antepaís a oeste da sutura. As nappes externas, com materiais de uma margem passiva metamorfisada em fácies xisto verde e nappes internas formadas por material de natureza oceânica, por vezes submetidas a metamorfismo de alta pressão.

Uma característica notável dessa zona externa da faixa Panafricana, a oeste da sutura e sobre a margem passiva do Cráton Oeste-Africano, é a completa ausência de magmatismo panafricano autóctono;

iii) Faixas metamórficas pareadas - a zona de acreção do Tilemsi, interpretada como relictos de um arco de ilhas e uma cordilheira marginal, mostra a leste unidades rochosas alóctones com metamorfismo do tipo alta pressão-baixa temperatura, enquanto que a oeste as rochas foram submetidas a metamorfismo do tipo baixa pressão-alta temperatura.

d) Reativação extensiva, por milhares de quilômetros, resultado da colisão entre o cráton frio e rígido a oeste e o amálgama de placas relativamente quente e mais dúctil a leste. Superimposição de efeitos metamórficos a nível da fácies xisto

verde sobre assembléias minerais pré-existentes, deformação intracontinental em faixas, encurtamento crustal horizontal e espessamento vertical com geração de granitos;

e) remobilização de antigas zonas de fraqueza e estabelecimento de grandes movimentos horizontais ao longo de falhas N-S e sistema conjugado secundário NE-SW e NW-SE (BALL 1980).

2.3.2 - Gourma

Compreende uma zona triangular alongada, perpendicular à sutura panafricana, marcada por importantes anomalias gravimétricas positivas, onde uma forte subsidência permitiu a formação de um prisma sedimentar que alcançou a leste até mais de 8.000 m de espessura (Fig. 12).

A sedimentação comporta, da base para o topo, uma seqüência clástico-terrígena inferior, uma seqüência carbonática, uma seqüência terrígeno-clástica, e uma seqüência clástica terminal, considerada tardi-tectônica em relação às demais. As características dessa unidade geotectônica permitiram classificá-la como um aulacógeno (MOUSSINE-POUCHKINE & BERTRAND-SARFATI 1978).

As rochas que compõem o Gourma, na sua parte oriental, sofreram os efeitos do Evento Panafricano, manifestado pelo metamorfismo crescente para leste e pela presença de nappes pelliculares.

O metamorfismo de alta pressão-baixa temperatura relacionar-se-ia à subdução dos sedimentos da margem continental sob a crosta oceânica, e a ausência de ofiolitos típicos, eventualmente obductados, se deve ao nível de erosão bastante avançado da cadeia.

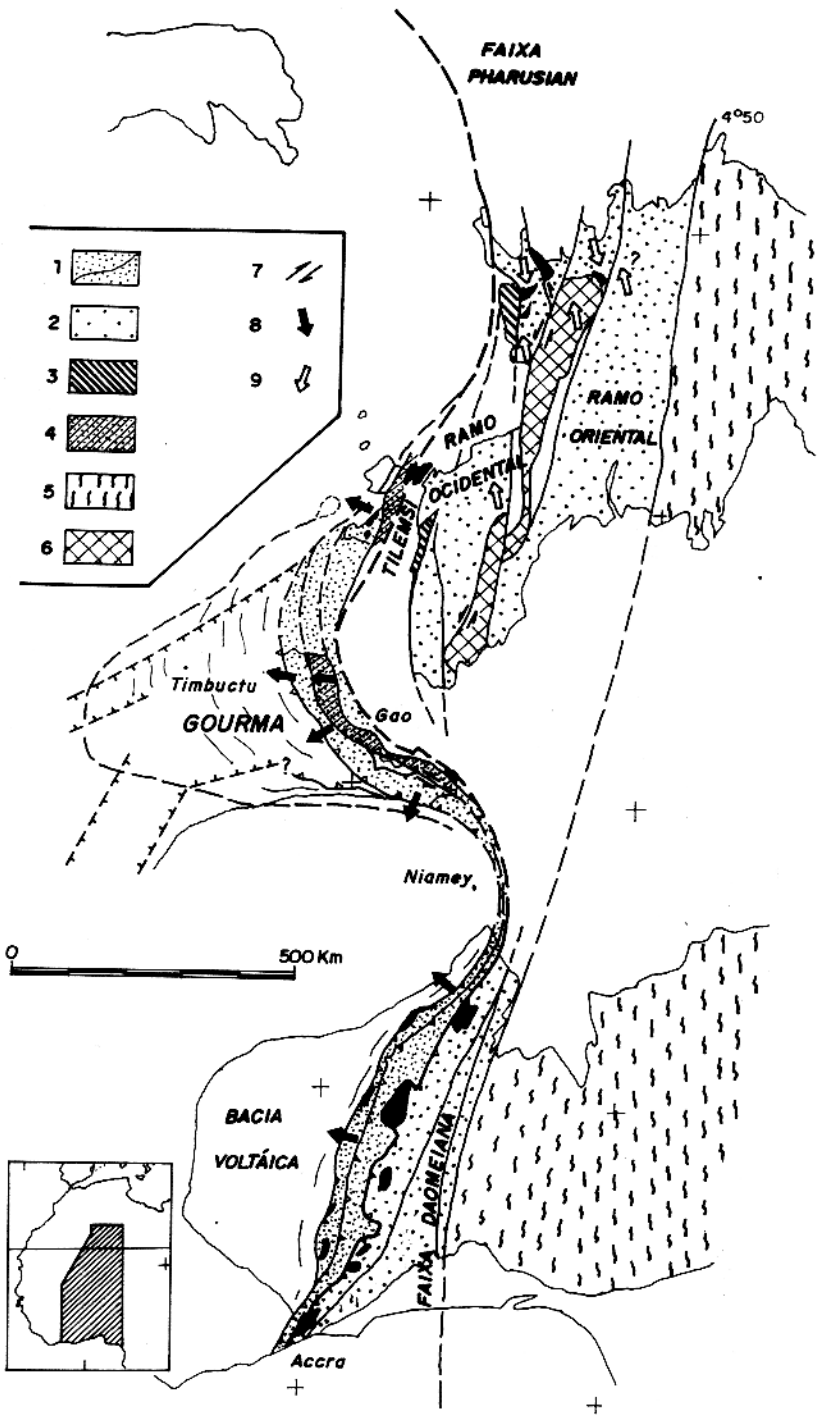


FIG. 12 - Mapa esquemático dos cinturões Farusiano-Daomeiano e do aulocógeno do Gourma. 1 - Nappes do Gourma e Buen-Atacora; 2 - rochas indiferenciadas principalmente do metamorfismo Panafricano; 3 - Gnaisses de Egatalis e Aquelhoe; 4 - Nappes do Gourma HP-LT; 5 - Rochas Panafricanas indiferenciadas; 6 - Granulitos eburneanos; 7 - falhas direcionais; 8 - movimentos tardios da colisão Cráton Oeste-Africano - Escudo Touareg; 9 - colisão precoce da região de Iforas x Hoggar ocidental. Segundo CABY et al. (1981) modificado.

A interpretação de dados gravimétricos da região permitiu a LY et al. (1980) distinguirem três zonas: domínio cratônico, domínio panafricano e uma zona de sutura complexa entre os dois conjuntos.

Os seguintes eventos podem ser enumerados na história geológica do Gourma, segundo CABY (1979):

a - sedimentação cratônica sobre uma extensa área ao redor de 1.000-800 Ma;

b - estabelecimento de uma margem passiva na borda oriental do Cratón Oeste-Africano concomitante com a formação do aulacógeno do Gourma, correspondendo a um braço abortado de um ponto tríplice, estabelecido no Mali, na altura do meridiano de 0º, ao redor de 800 Ma;

c - sedimentação, colocação de rochas básicas e ultrabásicas com oceanização, formação de dobras precoces, orientadas em conformidade como o eixo do aulacógeno;

d - evento compressivo polifásico e efeitos metamórficos, relacionados ao Panafricano, envolvendo uma margem passiva a oeste e uma margem ativa a leste (CABY 1978); metamorfismo de alta pressão, precoce, dos materiais que constituem as nappes internas, resultantes da subducção dos materiais sedimentares da margem continental passiva sob a crosta oceânica, segundo um plano de afundamento mergulhante para leste. Formação das superfícies planares S1 e S2;

e - formação de nappes com migração e atenuação das deformações para oeste; xistosidade S3 tardia; falhas de rejeito direcional, perpendiculares à borda do cráton;

f - deformação e metamofismo de fácies xisto verde baixa, relacionados aos efeitos finais do Panafricano;

g - falhas diversas como resultado da interação entre o cráton e a zona móvel (Fig. 13).

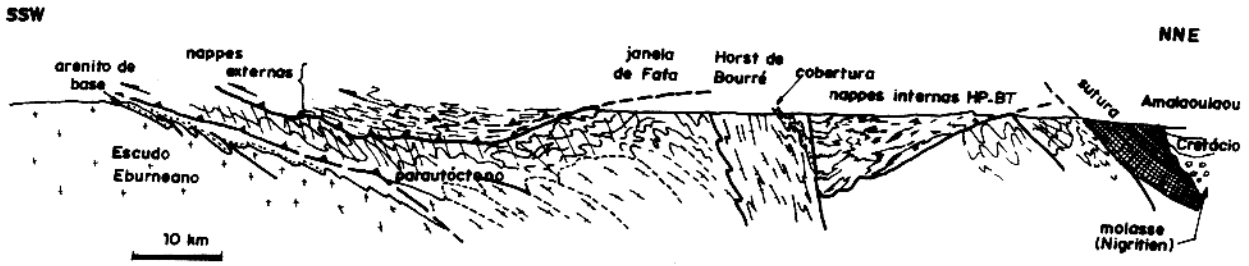


FIG. 13 - Secção geral das nappes entre a zona de sutura e o embasamento eburneano na área do aulacógeno do Gourma. Zonas importantes de "decollements" são deduzidas a partir do forte encurtamento do conjunto autóctono-parautócto (segundo CABY 1979 - modificado).

2.3.3 - A Bacia Voltáica

Compreende uma seqüência cratônica de sedimentos do Proterozóico Superior a qual mostra continuação e semelhança com a parte sul da Faixa Daomeana (Fig. 12).

Comporta três seqüências lito-estratigráficas separadas por discordâncias importantes, registrando-se da base ao topo: a) arenitos variados com raros calcários e espessura da ordem de 300m; b) filito continental, calcário dolomítico, siltitos fosfatados e fosfatos, dolomitos com estromatólitos e pelitos, em geral com espessura de 1.000 - 2.000m; c) arenitos, arcósios e conglomerados, definindo um cojunto psamo-psefítico com espessura de até 500 m. Esse conjunto é interpretado como flúvio-glacial e representaria uma molassa da Faixa Daomeana.

Determinações K/Ar em glauconitas e Rb/Sr em illitas das seqüências média e inferior forneceram repectivamente 620 a

660 +- 8 Ma e 995 +- 62 Ma (CLAUER 1976).

De um modo geral, a Bacia Voltáica mostra-se com uma estruturação sinformal, na qual o flanco leste é dobrado e parcialmente truncado pelos cavalgamentos da Faixa Daomeana. Mostra um espessamento geral das formações para leste, as quais são totalmente desprovidas de qualquer transformação metamórfica.

2.3.4 - Faixa Daomeana

TROMPETTE (1979), com base principalmente em aspectos estruturais e secundáriamente nas rochas, propôs o arranjo seguinte, de oeste para leste, para essa faixa (Fig. 14): **a)** Unidade de Tielê - acavalada sobre a Bacia Voltáica e anquimetamorfizada; **b)** Unidade de Atacora, imbricada com a Unidade de Tielê, ou diretamente sobre o escudo ao sul da cadeia, com eventos polifásicos de dobramentos e metamorfismo; **c)** Unidade da Planície do Benin empurrada sobre a Unidade de Atacora com dobramentos e metamorfismo polifásicos.

2.3.4.1 - Unidade Estrutural do Tielê

O estudo da Unidade de Tielê é feito com base na hipótese de uma evolução lateral de fácies a partir da Bacia Voltáica em direção a Faixa Daomeana (AFFATON 1975, SIMPARA 1978).

A unidade é composta, da base para o topo por arenitos diversos, brechas vulcano-sedimentares, silexitos, arenitos ortoquartzíticos, folhelhos, siltitos e arenitos feldspáticos. O conjunto é, por vezes, cortado por doleritos, serpentinitos maciços, ocasionalmente cromitíferos.

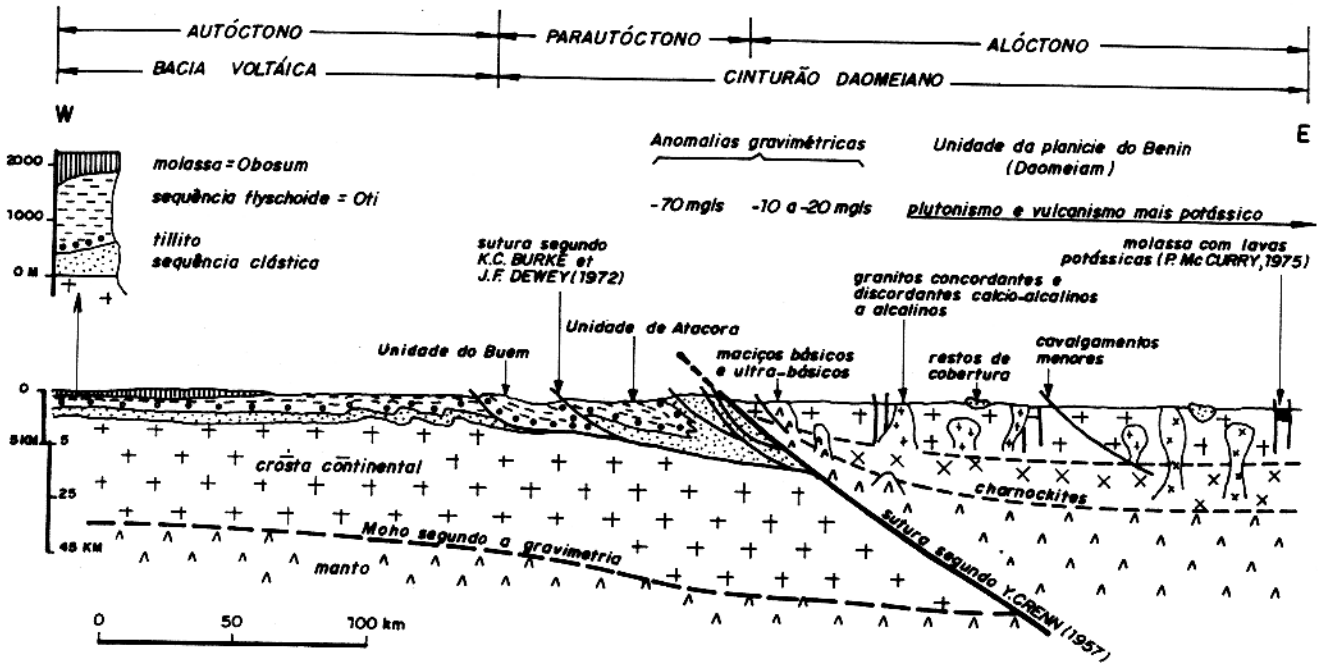


FIG. 14 - Corte Sintético da Bacia Voltáica e da Faixa Daomeiana mostrando as feições de cavalgamento principais, segundo TROMPETTE (1979).

O metamorfismo varia bastante dentro dessa unidade. Na parte oeste as formações estão desprovidas de qualquer transformação metamórfica, enquanto que na parte leste, mostram a fácies clássica do "Buem", representada pela abundância de filetes de quartzo que invadem os arenitos, quartzitos e silexitos e por uma cristalinidade da illita no limite diagênese-anquizona.

A tectônica se manifesta mesoscopicamente pela abundância de vênulas de quartzo invadindo as diversas rochas e macroscopicamente pela presença de um conjunto de falhas imbricadas.

2.3.4.2 - Unidade Estrutural de Atacora

É formada por quartzitos diversos, rochas vulcânicas, conglomerados e, para o topo, xistos e intercalações de

calcários. Esse conjunto é afetado por uma tectônica de imbricação associada a dois eventos de metamorfismo. O primeiro varia de xisto verde a anfibolito, contemporâneo ao dobramento mais antigo, e o segundo foi de fácies xisto verde a transformações anquizonais. É possível a ocorrência de um só evento metamórfico polifásico do tipo barroviano.

2.3.4.3 - Unidade Estrutural da Planície do Benin

É formada por um embasamento em que se distinguem gnaisses, migmatitos e raras rochas supracrustais, apresentando ainda gnaisses básicos, piroxenitos e rochas intrusivas variadas.

Sobre esse embasamento, assenta-se em discordância um pacote metassedimentar composto por quartzitos sacaróides, xistos com sericita, hematita ou grafita, com grau matamórfico mais fraco.

Os trabalhos desenvolvidos por AFFATON (1975) e AFFATON et al. (1978) mostram conclusões importantes sobre o aspecto evolutivo dessa área. Assim, ficaram caracterizados cavalgamentos de dezenas de quilômetros dessa unidade sobre a de Atacora, deformações e metamorfismo policíclico e polifásico, além da caracterização geocronológica e estrutural de tipos litológicos pertencentes ao Liberiano, granitos eburneanos e prováveis seqüências birrimianas, todos enfeixados no embasamento, os quais foram tentativamente separadas das unidades do Proterozóico Superior.

Os vários trabalhos realizados nessa área mostram, apesar das divergências estratigráficas, que os efeitos do Evento Panafricano são de grande significação, dificultando em muito os trabalhos geocronológicos, devido à forte remobilização

que as rochas experimentaram.

BESSOLES & TROMPETTE (1980) ensaiaram para essa região um modelo interpretativo com base na tectônica de placas, postulando a existência de um Ciclo de Wilson, a cuja fase de fechamento estariam ligados fenômenos de colisão e subdução da borda oriental do Cráton Oeste-Africano sob uma placa situada a leste, e cujos efeitos visuais hoje seriam o padrão estrutural assimétrico, a presença de grandes faixas de cisalhamento (pretensas zonas de sutura) com terrenos de alto grau do lado do bloco que cavalgou o Cráton Oeste-Africano, enriquecimento em K2O das rochas plutônicas, para leste, entre outros aspectos.

Pode-se dizer, em conclusão, que muitos dos aspectos de evolução descritos na parte norte da cadeia panafricana (Hoggar, Gourma), encontram similaridades nessa porção meridional. Assim, pode-se destacar os seguintes eventos na evolução dessa região:

1) no Proterozóico Superior a região teria sido recoberta por extensos depósitos tabulares cratônicos, que se iniciaram ao redor de 1.100 Ma, prosseguindo até 800 Ma;

2) espessamento da sedimentação na borda do cráton com a formação de um prisma sedimentar progradante para leste, à semelhança de uma margem passiva. TROMPETTE (1979) cita vulcanitos e espilito-queratófiros na base do Buen, representando não os vestígios de uma crosta oceânica, mas um vulcanismo de tendência alcalina ocorrido em borda de continente. Seria, assim, comparável ao vulcanismo alcalino ligado a uma fase de rifteamento (800 Ma) descrito por CABY (1970) no ramo norte da cadeia.

2.3.5 - Faixa Rokeliana

O esquema estratigráfico da Faixa Rokeliana, a despeito dos vários problemas existentes, pode ser formulado com base em três grandes unidades (Allen 1969): a) Assembléia Kenema - constitui um complexo migmatítico ao qual se associam rochas graníticas gnaisses ácidos e bandas de anfibolitos. Esse conjunto agrupa também os Xistos Kambui, granulitos de Mano Moa, e rochas graníticas e gnaisses ácidos pertencentes provavelmente ao Grupo Kasila; b) Formação Marampa - um conjunto de xistos vulcano-sedimentares; c) Grupo "Rokel River" - composto por uma série de formações representadas por mármores, meta-arenitos, conglomerados e rochas vulcânicas (Fig. 15).

As transformações metamórficas ligadas à faixa que compreende os Rokelides crescem no rumo WSW, passando de rochas praticamente sem metamorfismo até transformações que alcançam a fácies anfibolito.

O Grupo Kasila, da Assembléia Kenema, mostra condições de metamorfismo compatíveis com a fácies anfibolito, embora massas granulíticas e charnockíticas sejam conhecidas.

Os aspectos geocronológicos da Libéria e Serra Leoa foram abordados por HURLEY et al.(1971), oportunidade em que definiram três províncias geocronológicas principais (Fig. 16). A província liberiana, compreendendo rochas graníticas (migmatitos e granulitos) e formação ferrífera, possui valores isocrônicos por volta de 2.7 +- 0.2 Ga; a província eburneana com valores ao redor de 2.0 0 +- 0.2 Ga; e, finalmente, a província panafricana, na parte costeira (rochas sedimentares e ígneas máficas extremamente deformadas) com resultados por volta de 550 Ma.

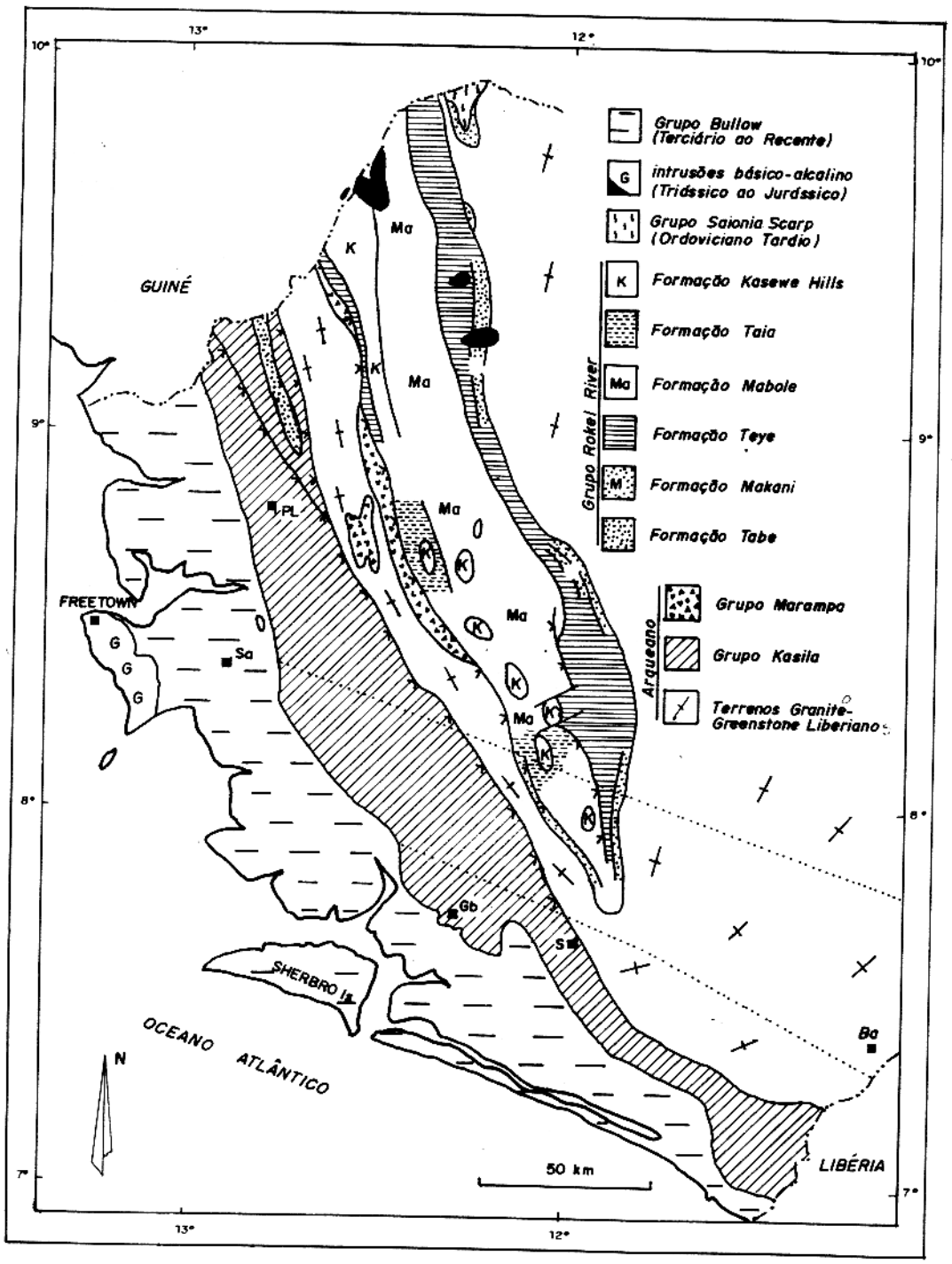


FIG. 15 - Mapa geológico do Oeste de Serra Leoa conforme compilação de CULVER e WILLIAMS (1979).

A cadeia mostra uma orientação geral das estruturas maiores segundo NW-SE sendo os contatos entre grandes unidades

no geral marcados por acidentes geológicos representados por zonas de cisalhamento ou falhas.

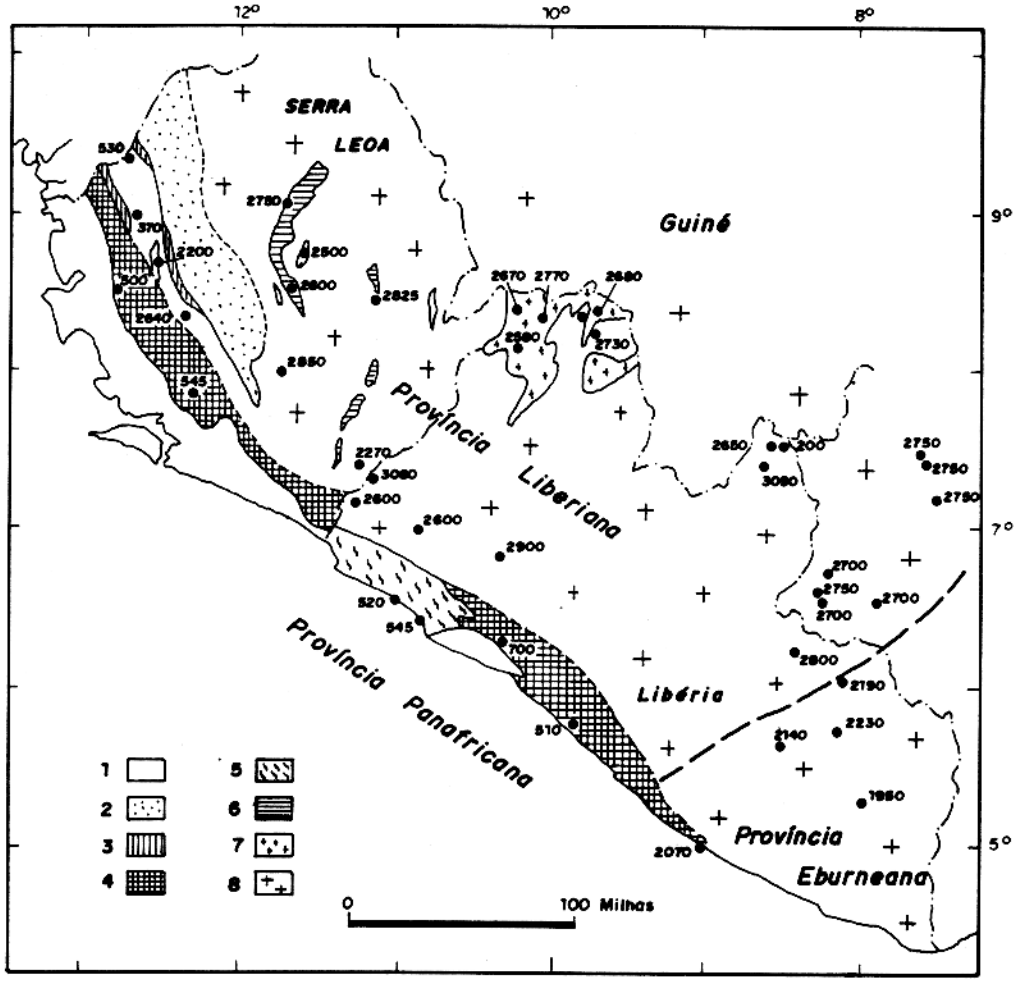


FIG. 16 - Províncias geocronológicas da Libéria e Serra Leoa. - 1 - Áreas sedimentares costeiras ; 2 - Grupo Rio Rokel ; 3 - Formação Marampa ; 4 - Grupo Kasila ; 5 - Faixa panafricana na Libéria ; 6 - Xistos Kambui; 7 - Rochas graníticas do norte da Libéria ; 8 - embasamento indiferenciado (baseado em HURLEY et al. 1971 - modificado).

A interpretação de dados aeromagnéticos, radiométricos e gravimétricos (BEHRENDT et al. 1974, BEHRENDTt & WOTORSON 1974, McMASTER et al. 1975, STRANGWAY & VOGT 1970) tem sido de grande importância na definição das várias províncias geológicas e nas correlações com o continente sul-americano. Com relação aos dados gravimétricos, tem-se a ressaltar a presença de uma anomalia Bouguer da ordem de 40-50 mgal ao longo da

região costeira de Serra Leoa e Costa do Marfim, estabelecida parcialmente sobre terrenos granulíticos. Essas rochas granulíticas, formadas a grandes profundidades na crosta, teriam sido alçadas ao nível atual durante os movimentos tectônicos ligados ao Panafricano e seriam a causa da existência da anomalia descrita. O limite desse bloco corresponde a uma zona de cisalhamento que marca aproximadamente a separação entre as províncias geocronológicas panafricana e liberana. Essa zona representaria na verdade uma faixa com empurrões mergulhando no sentido do mar, a qual pode ser resultante dos esforços compressivos associados ao fechamento de um proto-oceano Atlântico (BEHRENDT et al. 1974).

A história geológica de toda a região, incluindo a borda sudoeste do Cráton Oeste-Africano, a Faixa Rokeliana e a história fanerozóica pode ser sumarizada como se segue, baseado sobretudo no sumário das conclusões aportadas por BEHRENDT et al. (op. cit.):

a) Atividade termotectônica durante o Liberiano (2.700 Ma). Eventos de deformação e metamorfismo de fácies anfibolito resultando no estabelecimento de direções estruturais NE-SW Associam-se anomalias magnéticas de grande comprimento de onda;

b) Atividade termo-tectônica durante o Eburneano (2.000 Ma). Deformação e metamorfismo de fácies anfibolito, dando lugar a estruturas ENE-WSW. Evidência de metamorfismo retrógrado sobre rochas liberianas. Modificação suave do padrão das anomalias magnéticas de grandes comprimentos de onda;

c) Atividade termo-tectônica durante o Panafricano (550 Ma), sobretudo na região costeira da Libéria e Serra Leoa. Efeitos deformacionais importantes, acompanhados de fenômenos de

retrometamorfismo e formação anatética de granitos. Estruturas orientadas NW-SE. Jogo vertical importante de blocos, conduzindo à exposição de rochas pertencentes à fácies granulito. Mascaramento parcial das anomalias magnéticas regionais. Forte anomalia gravimétrica associada às rochas granulíticas;
d) Sedimentação paleozóica.

2.4 - COBERTURAS DO CRÁTON OESTE-AFRICANO

No intervalo de tempo entre as derradeiras manifestações do Evento Eburneano e o início da sedimentação do Proterozóico Superior, depositou-se sobre a região cratônica, em discordância, a denominada Série "Gueib el Hadid" (BESSOLES 1977), formada por arcósios, conglomerados e rochas vulcânicas ácidas. A idade mínima desse conjunto é encontrada indiretamente pela datacão de um dique de dolerito que corta essa série o qual forneceu por radiodatação K/Ar o valor de 1.450 Ma (SABATÉ & LOMAX 1975).

Além dessa série, o cráton porta uma delgada cobertura sedimentar descontínua do Proterozóico Superior, praticamente horizontal, e que forma o enchimento das bacias estruturais de Tindouf a norte, Taoudeni na parte central e Voltáica a sudeste (Fig 6). Essa sedimentação se manifestou também nos domínios das faixas móveis que oriam o cráton, tendo sido ali dobradas e metamorfizadas em diferentes intensidades.

A cobertura repousa em discordância maior sobre a superfície peneplanizada do escudo, tendo começado a se desenvolver, em diversos pontos, ao redor de 1.000 Ma, conforme as determinações geocronológicas de CLAUER (1976).

A sedimentação proterozóica superior que recobre em grande parte o Cráton Oeste-Africano e que é bem representada na Bacia de Taoudeni, iniciou-se com o preenchimento de sub-bacias marinhas profundas, independentes e alimentadas por fontes distintas, cujo resultado se traduz nas seqüências estratigráficas por vezes bastante diferentes, encontradas em cada uma delas. Quando presente, a base da seqüência sedimentar, que assinala o início de um ciclo transgressivo, é marcada por conglomerados com seixos trabalhados eolicamente, e formações detríticas, compostas essencialmente por grãos de quartzo. As sub-bacias foram em seguida abundantemente alimentadas por Ca e Mg, cuja origem vulcânica não é excluída, o que resultou na sedimentação das seqüências carbonatadas para o topo, por vezes em ambiente super-salino, periodicamente colonizado por estromatólitos (Fig. 17).

Discordantemente sobre essa seqüência ocorrem formações glaciais continentais e leitos finos lacustres, estabelecendo-se uma tríade representada por tilito, calcário com barita e folhelhos - silexito, os dois últimos termos marcando a volta do ambiente marinho, que se seguiu ao desaparecimento das geleiras, e constituindo um horizonte-guia da maior importância na estratigrafia do Proterozóico Superior. Esse conjunto é denominado Infracambriano ou Eo-Cambriano e a comparação com outras regiões do mundo (Austrália, Escandinávia, URSS etc.) mostra que essa formação glacial se constituiu no final do Pré-Cambriano, por volta de 650 Ma (TROMPETTE 1973).

Seguem-se formações transgressivas representadas por detritos finos, feldspáticos, leitos de dolomito e calcário dolomítico vermelhos, além de unidades marcadamente vulcano-

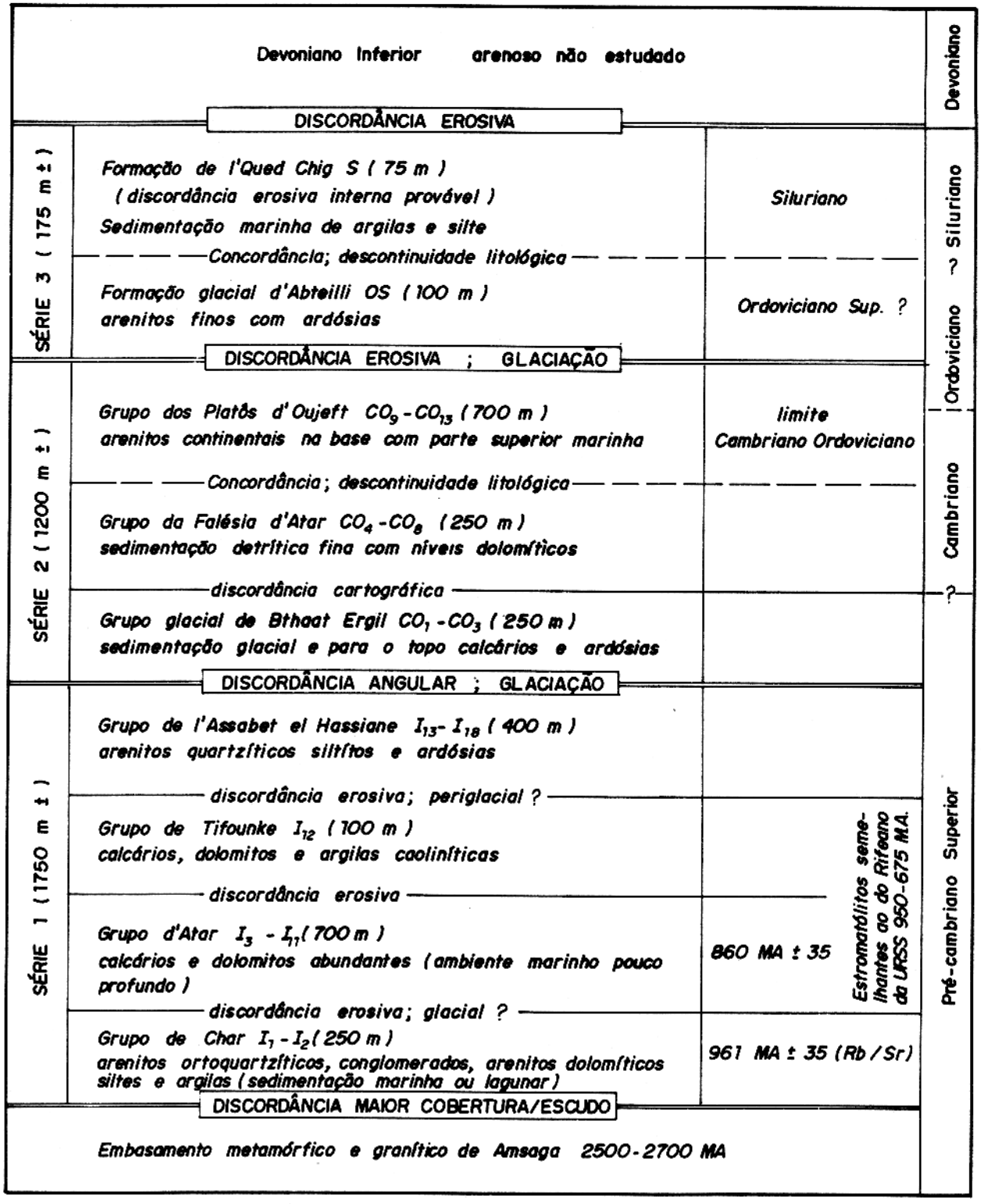


FIG. 17 - Esquema estratigráfico das coberturas do Cráton Oeste Africano (segundo TROMPETTE 1973 - modificado)

sedimentares que passam a arenitos monótonos, transportados a partir de sudeste , através de uma rede fluvial densa.

No final da sedimentação dos arenitos, novo episódio glacial importante teve lugar no limite Ordoviciano-Siluriano, estabelecendo sobre o Oeste da Africa um grande "inlandsis", cujos produtos sedimentares continentais, embora não sejam típicos, mostram feições geomorfológicas características (vales em forma de U, paleoeskers etc). Essas condições prevaleceram até o Siluriano, quando folhelhos com graptólitos marcam a volta do mar com a fusão do "inlandsis" e mudanças climáticas que se estendem pelo Devoniano e Carbonífero inferior e que são representadas por bancos arenosos, com base marinha e topo que pode ser continental. Para o topo, são encontrados leitos calcários com características de sedimentação em plataforma continental de mar pouco profundo (fosfato, oólitos). No topo ainda se encontram arenitos, e siltitos com crinóides que indicam sedimentação marinha.

A sedimentação que recobre o Cráton Oeste-Africano, reúne uma série de características importantes, quais sejam: pequenas espessuras de sedimentos sobre grandes áreas; grande homogeneidade lateral de fácies; perenidade dos mecanismos responsáveis pelo espalhamento da sedimentação; grande importância dos sedimentos continentais das fácies de transição; enormes descontinuidades ligadas a fenômenos tectônicos ou climáticos. Essas particularidades levaram BERTRAND-SARFATI et al. (1977) a cunharem a expressão "área sedimentar cratônica", aplicável ao Cráton Oeste-Africano e a outras regiões do mundo, a exemplo da Bacia do Transvaal(Africa do Sul) e Hemersley (Austrália), repousando respectivamente sobre os

crátons arqueanos do Kaapvaal e de Yilgarn, Bambuí sobre o Cráton São Francisco, séries do Proterozóico Superior e do Paleozóico da Plataforma Russa, repousando sobre o Escudo Kareliano. Todas essas áreas sedimentares possuem as seguintes características gerais: vasta extensão, superfície de base plana, grande estabilidade do embasamento atestada pela homogeneidade de fácies dos sedimentos, evidências de movimentos localizados refletindo a estrutura do escudo.

Sob o ponto de vista tectônico, uma das características do Cráton Oeste-Africano durante a deposição da sua cobertura é a sua grande estabilidade, perturbada por basculamentos de pouca expressão, e traduzida na sedimentação pelo aparecimento de discordância, por flexuras e quebramentos e seu cortejo de diáclases e intrusões doleríticas, por ondulacões de grande comprimento de onda, sobretudo nas formações inferiores.

2.5 - APRECIAÇÃO SINTÉTICA SOBRE OS ASPECTOS PRINCIPAIS DA GEOLOGIA NA ÁFRICA OCIDENTAL

Os aspectos principais que são apresentados nessa síntese evidenciaram os seguintes pontos a merecerem destaque:
1) as rochas descritas como representando a infraestrutura do cráton são encontradas na região costeira da Libéria e Serra Leoa e pertencem aos graus alto e médio (fácies granulito e anfibolito alta). Na direção NE, a partir dessa zona, aparecem rochas metassedimentares descritas por alguns autores como **greenstone belts**, em aparente discordância com as primeiras. A presença das rochas de alto grau, associadas a discontinuidades crustais importantes, assinala nessa região o limite de um bloco

cratônico de consolidação arqueana a nordeste e de uma zona móvel a sul que explicaria a presença dos granulitos ao nível da superfície talvez já em época bem mais antiga;

2) as idades nessa região indicam valores acima de 2.5 Ga, definindo dessa forma um núcleo estável a partir do final do Arqueano;

3) fora dessa zona, embora se reconheça que a infraestrutura tem o mesmo caráter daquela definida como arqueana, os efeitos de retrabalhamento foram de tal monta que a assinatura eburneana é a mais comum em todas as rochas;

4) as bacias do sistema birrimiano e toda a importante granitogênese que fecha o Ciclo Eburneano, constituem-se as feições principais formadas durante esse evento, sendo o seu embasamento de idade pré-eburneana, o que demonstra a pujança dos processos que tiveram lugar nessa região durante o Arqueano, considerado, assim, como o período principal da formação das rochas ali representadas;

5) o Tarkwaiano representa uma cobertura sedimentar que registra, sobre a região cratônica, um período de quietude e de grande estabilidade. Ela pode ter o mesmo significado de coberturas tipo Roraima e Prosperança do Cráton Amazônico, encontradas também em outras regiões cratônicas consolidadas definitivamente durante o evento que se encerra por volta de 2.000 +- 200 Ma, bem representado em várias regiões do mundo. Pode ser relacionada também à cobertura do Gueib el Hadid, entendida, no todo, como representando produtos do desmantelamento da cadeia eburneana;

6) uma importante cobertura, essencialmente sedimentar, se desenvolveu por grandes extensões do Cráton Oeste-Africano

a partir de 1.000 Ma, apresentado grande similaridade em todas as bacias onde a mesma se encontra. Tal cobertura em alguns locais tem uma historia sedimentar que se prolonga até o Carbonífero.

Sob o ponto de vista das faixas móveis que oriam o cràton, podemos ressaltar os seguintes pontos:

1) a região do Hoggar compreende um conjunto de blocos crustais, ou províncias estruturais, separadas por grandes zonas de cisalhamento. Nelas se distinguem um embasamento pré-Panafricano, de evolução muitas vezes complexa, e rochas relacionadas a uma fenomenologia desenvolvida durante o Proterozóico Superior, geratriz de uma cobertura diversificada;

2) na Faixa Farusiana, já a partir do Proterozóico Médio, se estabelece uma tendência à movimentação tectônica com magmatismo cratogênico cortando sedimentos plataformais, que prossegue com um ciclo magmático básico-ultrabásico ao redor de 1.0 - 0.8 Ga, o qual interrompe processos de sedimentacão cratônica do Proterozóico Superior. Tais manifestações magmáticas teriam conduzido a uma fragmentação definitiva desse segmento crustal e à formação de crosta oceânica;

3) ainda na Faixa Farusiana muitas das características litológicas dos tipos presentes são sugestivas de uma evolução do tipo cordilierano, que indicaria a existência de uma margem passiva ao longo do Cráton Oeste-Africano e uma margem ativa ao longo do limite ocidental do Escudo Touareg, no curso do Proterozóico Superior;

4) na região central do Hoggar os trabalhos de BOULLIER et al. (1978), BOULLIER (1979) e BOULLIER & BERTRAND (1981) levantam questões importantes, como o problema da idade da

foliação milonítica sub-horizontal, encontrada em muitas unidades dessa região e considerada como ocorrendo precocemente durante o Evento Panafricano. Um problema que parece de fundamental importância, é que aquela foliação, através de processos de retrometamorfismo, é superposta por uma nova, estabelecida em condições de fácies anfibolito e que ambas são posteriores a um episódio de metamorfismo em condições catazonais. Nesse episódio, que é responsável pela formação das rochas de fácies granulito, não se considera a possibilidade, em qualquer dos trabalhos examinados, de ser a foliação uma estrutura de geração tardia e relacionada a um período de movimentação que culminou com a colocação das rochas granulíticas a níveis mais rasos. Esse fato ocorreria em outros locais da área central da África Ocidental, domínio do Escudo Touareg;

5) a região do Gourma se caracteriza também por uma evolução em que predominam os processos relacionados a tectônica de placas no sentido moderno do termo, tendo lugar ao longo do Proterozóico Superior;

6) a Bacia Voltáica mostra características de uma sedimentação em área cratônica estável a partir do início do Proterozóico Superior, a qual se acha envolvida, para leste, nos efeitos deformacionais do Evento Panafricano;

7) na Faixa Daomeana destinguem-se dois conjuntos estruturalmente distintos, ambos envolvidos nos fenômenos relacionados ao Evento Panafricano. O embasamento onde dominam unidades liberianas, eburneanas e kibarianas (?) e uma supraestrutura na qual estão presentes rochas relacionadas a uma evolução durante o Proterozóico Superior. A tectônica tangencial

durante o Panafricano mostra-se importante, como bem demostra a presença de cavalgamentos de dezenas de quilômetros;

8) com relação à Faixa Rokeliana, a compartimentação tectônica apresentada, em consonância com os resultados geocronológicos e gravimétricos, mostra que os processos ocorridos durante o Panafricano foram importantes na medida em que propiciaram uma atividade tectônica capaz de levar a uma reomogenização isotópica das rochas afetadas, além da formação anatética de granitos. Com relação à colocação dos granulitos ao nível atual de erosão, no entanto, os movimentos ocorridos durante o Evento Panafricano não foram, aparentemente suficientes para justificá-la, pelo menos nessa região.

3 - FAIXA ARAGUAIA

3.1 - INTRODUÇÃO

Na região central do Brasil, o Cráton Amazônico é contornado por um conjunto de rochas deformadas e metamorfisadas que se estende do Paraguai para norte, até se perder sob os sedimentos mesozóico-cenozóicos das bacias do Parnaíba e Amazonas, à altura do paralelo 3º30'S. Compreende, em termos cartográficos, uma faixa estreita com uma largura máxima de 120 km, e extensão que alcança mais de 3.000 km.

Essa faixa de rochas está encravada na porção ocidental da Província Tocantins que, por sua vez, está situada entre os crátons Amazônico e São Francisco (Fig. 18). Estruturalmente, compreende ainda as seguintes regiões distintas: a central, correspondendo em grande parte ao Maciço de Goiás, e a oriental onde se situam as faixas móveis Uruaçu e Brasília (ALMEIDA et al. 1977).

Essas rochas, no seu todo ou em parte, têm recebido várias denominações, em função do enfoque tectônico sob o qual foram analisadas, ao longo da evolução do conhecimento geológico do país. Um apanhado histórico pode ser encontrado em ALMEIDA (1965), BARBOSA et al. (1966), PUTY et al. (1972), SILVA et al. (1974), AMARAL (1974), HASUI et al (1977, 1980, 1984b), ABREU (1979) e DALL' AGNOL et al. (1988), sobretudo para o setor situado ao norte do paralelo 13ºS. Alguns trabalhos são aqui destacados por se constituirem peças fundamentais nessa análise. ALMEIDA (1965) definiu o Geossinclíneo Paraguaio. Em seguida, com base na correlação por ele admitida entre as

unidades Cuiabá (Geossinclíneo Paraguaio) e Tocantins, estendeu para o centro-norte do País aquela entidade geotectônica denominando-a Geossinclíneo Paraguai-Araguaia (ALMEIDA 1967). Reconheceu, dessa forma, a Faixa Paraguai-Araguaia, desenvolvendo-se por mais de 3.000 km, desde a região do rio Apa até o baixo vale do rio Tocantins.

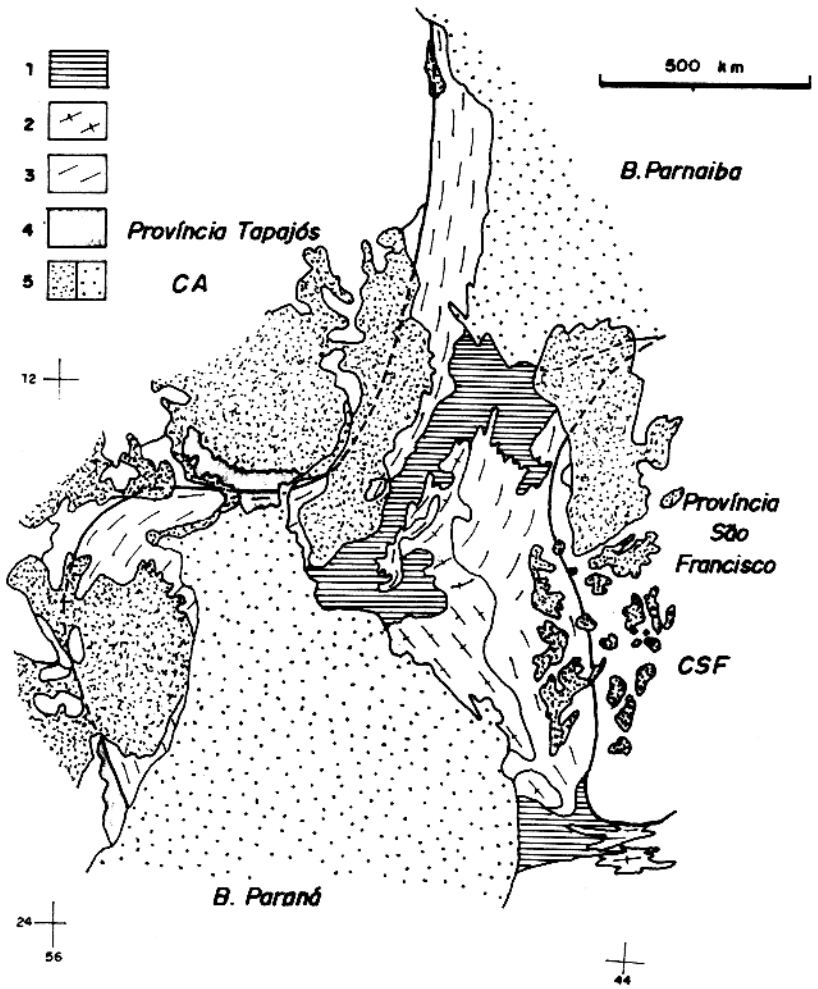


FIG. 18 - Província Tocantins. CA = Cráton Amazônico; CSF = Cráton São Francisco; B. Parn. = Bacia do Parnaiba; B. Par. = Bacia do Paraná; 1 = Embasamento antigo retrabalhado (Maciços Goiano e Guaxupé na porção sudeste); 2 = Cinturão Uruaçu; 3 = Faixa Araguaia bordejando o CA e Faixa Brasília bordejando o CSF; 4 = Coberturas sedimentares do Proterozóico Superior; 5 = Coberturas fanerozóicas. Segundo ALMEIDA et. al (1981) modificado.

ALMEIDA (1974 b), analisando os aspectos do limite entre o Cráton Amazônico e a faixa móvel desenvolvida na sua borda oriental, considerou que a instabilizacão que resultou na implantação da faixa, se relacionaria com uma geossutura marginal, denominada Tocantins-Araguaia, à qual se ligaria, entre outras feições, o extenso cinturão de rochas máfico-ultramáficas associadas a descontinuidades de natureza transcrustal.

A organização lito-estrutural e o esquema evolutivo dessa faixa móvel e de suas zonas limítrofes têm sido objeto de estudo, entre outros, de diversos pesquisadores da Universidade Federal do Pará, a partir da segunda metade da década de 70. Esse continuado esforço de investigação, seja em áreas restritas ou de cunho regional, tem levado a um significativo avanço no conhecimento, consubstanciado em mais de uma trintena de trabalhos, e culminando ultimamente com a proposição de modelos geodinâmicos para o entendimento da faixa, no contexto maior de geologia do Brasil Central.

A denominação atual de Faixa Araguaia foi proposta por HASUI et al. (1980), com base na vinculação da evolução da mesma ao Ciclo Uruaçuano, estabelecido através de datações geocronológicas realizadas pelos métodos K/Ar e Rb/Sr.

3.2 - ORGANIZAÇÃO

A Faixa Araguaia encontra-se assentada sobre a borda oriental do Bloco Araguacema, separado do Bloco Brasília, a sudeste, por uma descontinuidade gravimétrica maior, a qual se associa, no lado do Bloco Brasília, o cinturão granulítico Médio Tocantins (HARALYI & HASUI 1981; HASUI et al. 1984 b; HASUI &

HARALYI 1985; COSTA et al. 1988 a HASUI & MIOTO 1988) (Fig. 19).

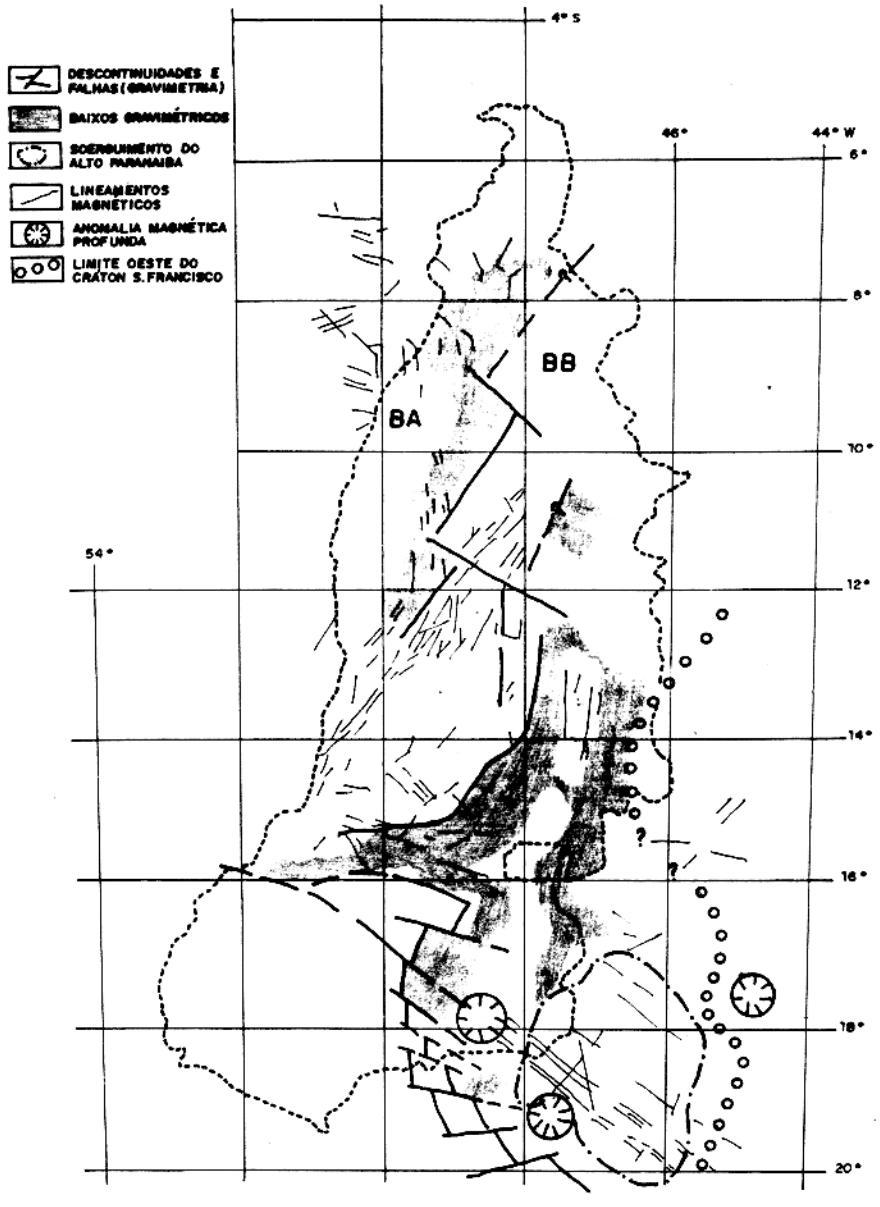


FIG. 19 - Elementos geofísicos principais de Tocantins e Goiás. BA = Bloco Araguacema; BB = Bloco Brasília. Segundo HASUI e HARALYI (1985).

O esquema geral a seguir apresentado se baseia nos trabalhos de ABREU (1978, 1979), ABREU & HASUI (1978), COSTA (1980), GORAYEB (1981), CUNHA et al. (1981), MATTA (1982) HASUI et al. (1981, 1984 b), HARALYI & HASUI (1981), HASUI & HARALYI

(1985), COSTA (1985), COSTA et al (1988 a.b) e DALL'AGNOL et al. (1988).

3.2.1 - Embasamento

O embasamento da Faixa, e por extensão do Bloco Araguacema como um todo, compreende os complexos gnáisico-granitóides Xingu e Colméia, a leste e sudeste. Nesse último, nas proximidades de Paraíso do Norte, foi identificada uma seqüência vulcano-sedimentar com características de **greenstone belt**, denominada Rio do Coco (BARREIRA & DARDENE 1981, HASUI et al. 1984 b).

No limite sudeste do Bloco Araguacema são descritos ainda o Complexo Rio dos Mangues e a Suíte Matança (COSTA et al. 1983), unidades anteriormente acomodadas no Complexo Goiano (CUNHA et al. 1981) (Fig. 20).

COSTA (1985) agrupou todas essas unidades edificadas durante o Arqueano como representando o embasamento da Faixa. O Complexo Colméia é constituido, de forma essencial, por gnaisses tonalíticos, graníticos normais e porfiróides, cálcio-silicáticas, além de pequenas intercalações de rochas supracrustais, na forma de lentes, representadas por quartzitos, micaxistos, anfibolitos, estruturalmente concordantes. Veios quartzo-feldspáticos são por vezes encontrados, concordantes e discordantes ao bandamento gnáissico.

A seqüência vulcano-sedimentar do Rio do Coco (BARREIRA 1980), elevada à categoria de grupo por COSTA et al. (1983), compreende quartzo-micaxistos, rochas quartzo-fedspáticas com leitos de pirita e arsenopirita, clorita-xistos, serpentinitos, esteatitos, tremolita- actinolita xistos, bem como itabiritos e

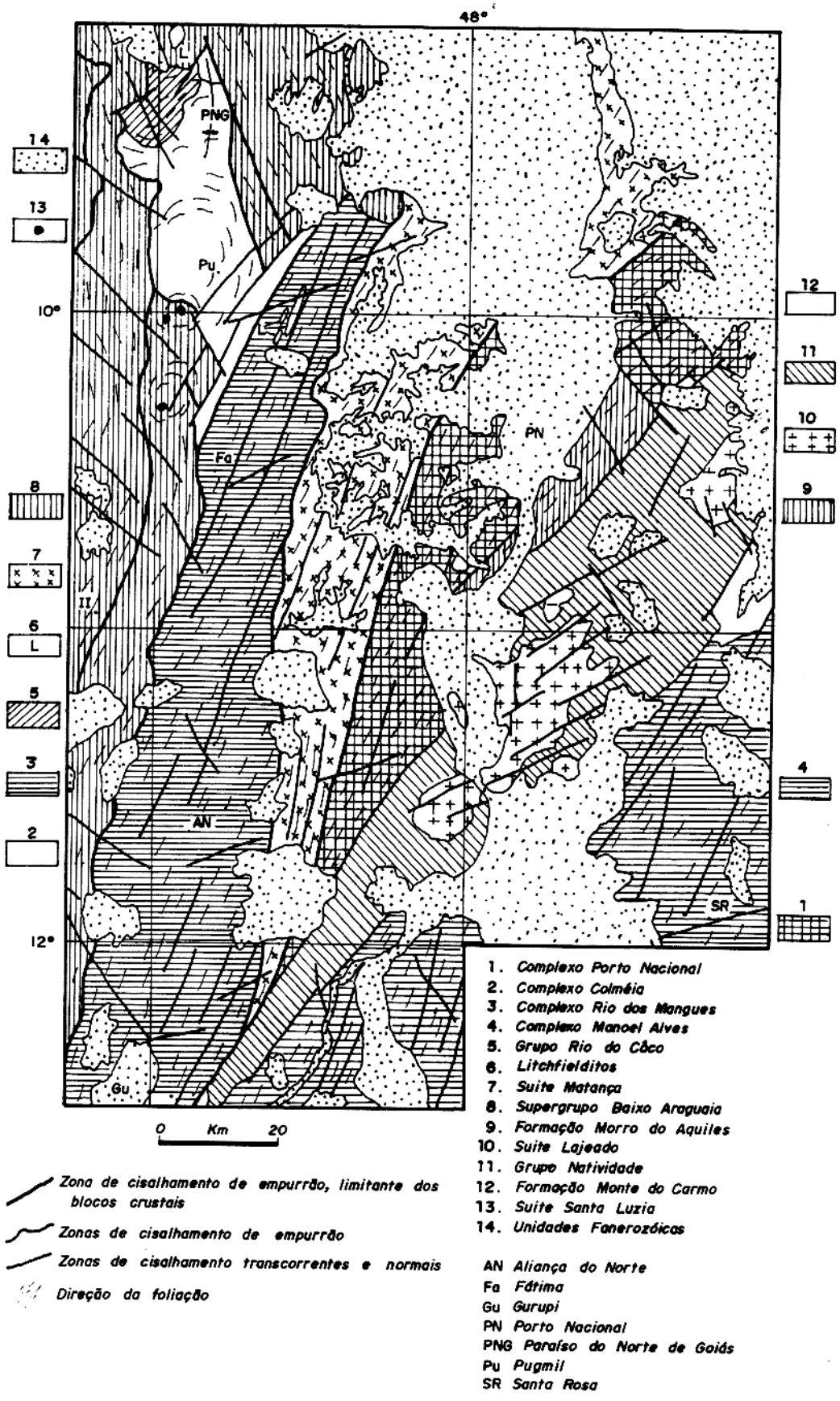


FIG. 20 - Mapa lito-estrutural da zona de articulação dos blocos Araguacema e Brasília, segundo COSTA et. al (1988).

chertes ferruginosos que se intercalam aos metapelitos e metaultramafitos.

O Complexo Rio dos Mangues, conforme definição de HASUI et al. (1984 b), é formado por gnaisses tonalíticos e cálcio - silicáticos, com leitos métricos e até quilométricos de litchfieldítos, anfibolitos, xistos diversos e quartzitos com granada. Granitos gnáissico e pegmatóides, sob a forma de lentes e camadas, intercalam-se nos xistos.

A Suíte Matança compreende corpos granitóides com orientação NE-SW, estendendo-se por cerca de 250 km com largura máxima de pouco mais de 20 km. É representada por rocha de granulação grossa, cujo aspecto textural é variável, em função do maior ou menor desenvolvimento de matriz e dos megacristais de feldspato potássico (COSTA et al. 1984).

O arranjo cartográfico regional mostra para o conjunto uma organização segundo faixas de dimensões quilométricas, orientadas segundo NE-SW e tendo, no geral, mergulhos das feições planares para o lado leste. As condições metamórficas alcançadas por esse conjunto situam-se na fácies anfibolito alto a xisto verde.

Compondo ainda o embasamento da Faixa Araguaia, encontra-se, em seu limite ocidental, o Complexo Xingu (SILVA et al. 1974), unidade que agrupa rochas mais antigas, ainda em grande parte indiferenciadas e pertencentes ao domínio da Província Tapajós (Fig. 18). As rochas são muito diversificadas e são representadas de forma dominante por granitóides de composição tonalítica, gnaisses de tipos diversos migmatizados em diferentes graus , aos quais se associam, de modo restrito, anfibolitos, quartzitos, micaxistos,

intrusões de gabros, anortositos e diabásios. São feitas referências ainda a charnockitos, granulitos, leptinitos além de sequências vulcano-sedimentares referidas como **greenstone belts.**

Na sua porção limítrofe, o Complexo Xingu mostra coberturas representadas pelas rochas pouco ou não-metamorfisadas da Faixa Araguaia, que compõem a porção tabular do Grupo Tocantins, tratado a seguir, e na sua parte setentrional, pelo Grupo Tucuruí. Essa última unidade, conforme redefinição de MATTA (1982), é constituída da base para o topo, por ardósias grauváquicas, metabasaltos com intercalações de brechas basálticas e metagrauvacas: metagrauvacas arenosas e argilosas. Esse pacote foi desmembrado em duas formações. A unidade inferior, denominada Formação Caraipé é representada, na base por arenitos bem estratificados e siltitos cinza, sobre os quais repousam derrames basálticos com algumas centenas de metros de espessura. No topo e na base dos derrames individuais são comuns brechas basálticas com matriz grauváquica e faixas de basaltos amigdalóides. A unidade superior, designada Formação, Morrote, inicia-se com brechas, que, para o topo, passam para um pacote de sedimentos grauváquicos, com espessura de até 250 m.

HASUI **et al.** (1977) correlacionaram o Grupo Tucuruí à Formação Gorotire, cuja idade mínima de 1.500 Ma foi estabelecida por AMARAL (1974) com base na datação de diques de diábásio que a atravessam. Na área da Folha SC-22 Tocantins, CUNHA **et al.** (1981) apresentam idade Rb-Sr de 1.641 +- 22 Ma (razão inicial Sr87/Sr86 de 0,703 +- 0.0030) para massas graníticas da Suíte Tarumã, que atravessam arenitos correlacionáveis àquela unidade. O termo Formação Gorotire

(Cubencranquém) é aqui usado no sentido da definição de HASUI et al. (1984a), tendo em vista fugir à controvérsia e às dúvidas que envolvem a correlação, extrapolação e nomenclatura das várias unidades que compõem as coberturas do Cráton Amazônico.

A estruturação mais importante mostrada pelas rochas do Complexo Xingu é segundo NW-SE a WNW-ESE, em padrões superimpostos. Os grandes lineamentos são também assim orientados e constituem-se feições expressivas que deslocam algumas vezes os trends estruturais principais da Faixa Araguaia, já no domínio da Província Tocantins.

No núcleo das grandes braquiantiformas desventradas da Faixa Araguaia, na sua quase totalidade, também se expõem rochas mais antigas, tidas como seu embasamento. Rochas atribuídas ao Complexo Colméia são encontradas nas estruturas de Colméia, Xambioá, Lontra, Cocalândia e Grota Rica, enquanto que nas braquidobras de Cantão, Rio Jardim e Rio Cunhãs, as rochas do Complexo Colméia se associam ao Gnaisse Cantão (SOUZA 1984) que se constitui, nas mesmas, o termo dominante (Fig. 21).

Em Colméia , o embasamento antigo é constituído de gnaísses bandados, migmatitos, granitóides e pequenas intercalações de rochas supracrustais representadas por quartzitos e xistos, além de anfibolitos, estruturalmente concordantes. Os migmatitos, por vezes expressivos, mostram padrões geométricos de distribuição que comparados ao rumo geral da foliação permitem reuní-los em vários grupos.

Duas fases principais de deformação foram referidas . A primeira gerou dobras de eixos E-W, desenhadas pelo bandamento, e formou uma foliação plano-axial. À segunda relacionam-se feições de redobramento das estruturas pretéritas, orientadas

também segundo E-W (COSTA 1980).

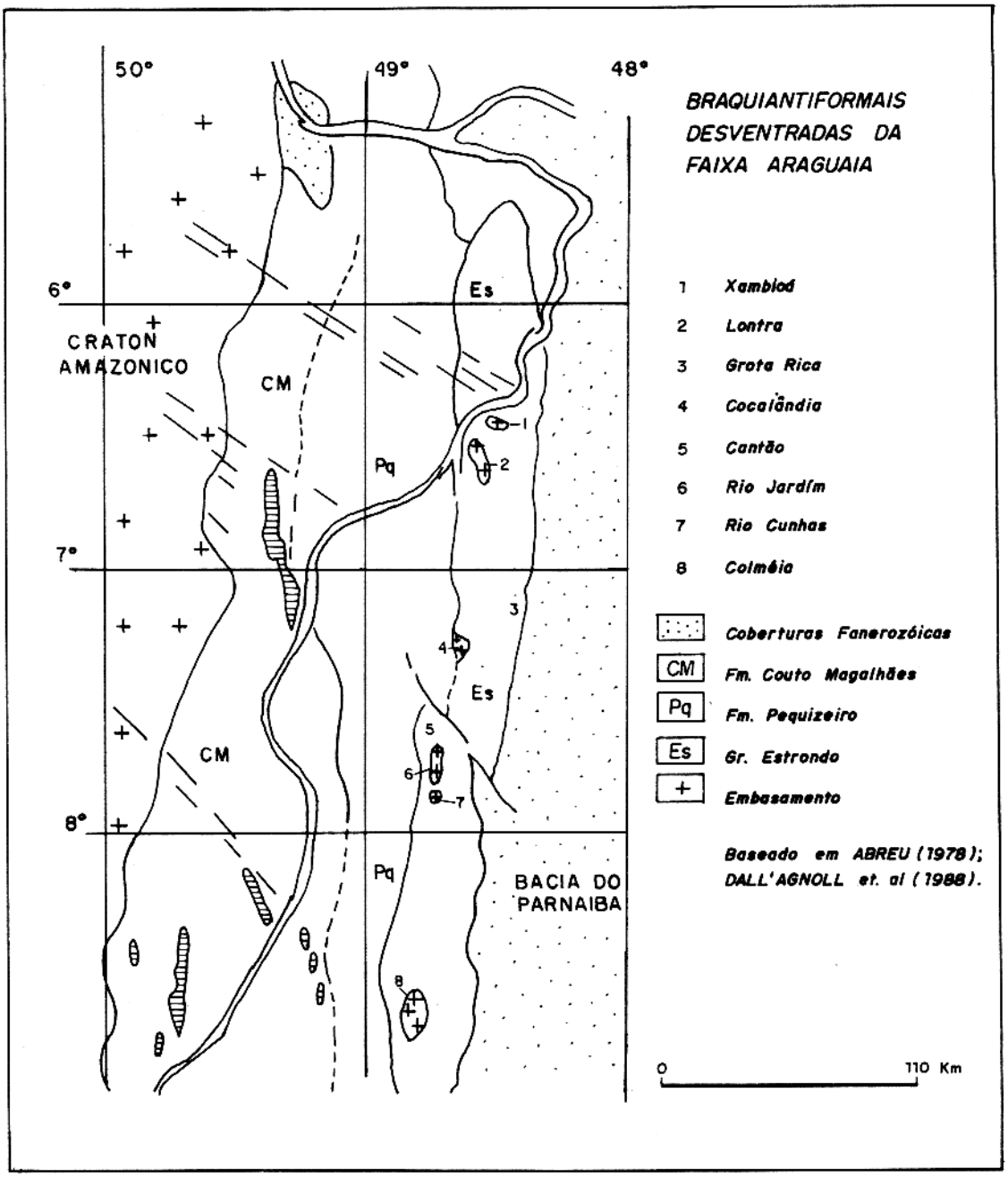


FIG. 21 - Braquiantiformas da Faixa Araguaia onde se expõem rochas do embasamento e do Gnaisse Cantão. Base Geológica simplificada.

Os dados geocronológicos disponíveis para a região de Colméia (HASUI **et al.** 1980, Sá **et al.** 1980, CUNHA **et al.** 1981)

indicam que as rochas ali presentes relacionam-se a uma evolução durante o Arqueano, com idades situadas ao redor de 2.600 Ma, e a efeitos não bem entendidos de rejuvenescimento isotópico por volta de 2.000 +- 200 Ma.

Na região da branquiantiforma do Lontra, MACAMBIRA (1983) descreveu o embasamento como composto por gnaisses trondhjemíticos de forma predominante, muitas vezes cortados por veios quartzo-feldspáticos, e por migmatitos com estruturas nebulíticas, representando provavelmente porções remobilizadas dos gnaisses trondhjemíticos, além de migmatitos estromatíticos; anfibolitos e granito-gnaisses, estes em corpo restrito na Serra da Ametista. Esse embasamento representa rochas ígneas ácidas gnaíssificadas e migmatizadas, além de rochas básicas subordinadas, com fenômeno de metamorfismo de todo o conjunto.

As condições metamórficas hoje registradas nessas rochas indicam transformações na fácies anfibolito baixa a média. Com relação aos dados geocronológicos, foi estabelecida, através do método Rb/Sr para os gnaisses, uma isócrona com idade de 1.872 +- 46 Ma. (RI=0.7082). Os dados K/Ar para cristais de biotita e muscovita apresentam valores de 535 e 531 Ma. respectivamente (MACAMBIRA op. cit).

Na região de Xambioá , SANTOS (1982) definiu o embasamento como sendo formado por ortognaisses de composição trondhjemítica e migmatitos com paleossoma trondhjemítico e neossoma de composição granítica, além de rochas de composição anfibolítica ocorrendo de modo restrito. Estabeleceu correlações entre as rochas ali presentes e aquelas do Complexo Colméia existentes no núcleo da estrutura homônima.

SOUZA (1984) descreveu, na porção mediana da faixa, três

braquiantiformas (Rio Jardim, Rio Cunhãs e Cantão), nas quais se expõe o Complexo Colméia, acompanhado de forma dominante pelo litotipo denominado Gnaísse Cantão. Essa última unidade é encontrada também fora do domínio das braquidobras, na porção norte da Serra do Estrondo. Conforme descrito por SOUZA et al. (1985), constitui-se de biotita gnaisses e biotita muscovita gnaísses monzograníticos como termos dominantes, além de hornblenda-biotita-gnaisses granodioríticos e muscovita-biotita-gnaisses sienograníticos. Associados aos gnaísses foram encontrados anfibolitos. A foliação geral orienta-se segundo N-S, com caimentos médios ora para leste ora para oeste, ou amolda-se à configuração dos domos. A ausência quase total de veios quartzo-feldspáticos não aponta fenômeno de migmatização importante nessa unidade. A idade isocrônica Rb/Sr atribuida por SOUZA (1984) para essa unidade é de 1.750 +- 40 Ma (RI= 0,707).

A análise global do embasamento da Faixa Araguaia mostra que aparentemente não existem diferenças significativas que comportem uma separação geotectônica entre os complexos Xingu, Colméia e Goiano.

Um limite geotectônico de grande expressão a assinalar situa-se na zona de articulação dos blocos Araguacema e Brasília (Porangatu) que expõem níveis crustais marcadamente diversos.

Assim, o estabelecimento da Faixa Araguaia teria sido realizado sobre um mesmo embasamento, diferenciado apenas, por retrabalhamentos em escalas diversas que, localmente, conduziram a padrões particulares, sejam estruturais, metamórficos e/ou geocronológicos.

3.2.2 - Estratigrafia da Faixa

As rochas que compõem a Faixa Araguaia foram reunidas por ABREU 1978, 1979) em uma unidade litoestratigráfica denominada Supergrupo Baixo Araguaia (Quadro 3). Este compreende os Grupos Estrondo e Tocantins, divididos respectivamente nas Formações Morro do Campo, Xambioá e Canto da Vazante; Couto Magalhães e Pequizeiro. Associam-se a esse conjunto manifestações magmáticas que cortam as rochas originais do Supergrupo Baixo Araguaia, ora concordante ora discordantemente (Fig. 22).

PERÍODO	GRUPO	FORMAÇÃO	SEÇÃO COLUNAR	DESCRIÇÃO LITOLÓGICA
FANEROZÓICO	COBERTURAS FANEROZÓICAS INDIFERENCIADAS INTRUSÕES BÁSICAS			ROCHAS SEDIMENTARES DA BACIA DO PARNAÍBA E COBERTURAS CENOZÓICAS. DIQUES E "STOCK" DE ROCHAS BÁSICAS.
PROTEROZÓICO MÉDIO A SUPERIOR	RIO DAS BARREIRAS			DEPÓSITOS CLÁSTICOS: CONGLOMERADO POLIMÍTICO EM MATRIZ CARBONÁTICA.
	SUPERGRUPO BAIXO ARAGUAIA — GRUPO TOCANTINS	PEQUIZEIRO		CLORITA-XISTOS, QUARTZO-CLORITA-XISTOS ABUNDANTE CORPOS MÁFICOS-ULTRAMÁFICOS ASSOCIADOS
		COUTO MAGALHÃES		FILITOS COM QUARTZITOS INTERCALADOS, LENTES FINAS DE CALCÁREOS; ANQUIMETAMORFITOS. ROCHAS MÁFICAS ASSOCIADAS.
	GRUPO ESTRONDO	CANTO DA VAZANTE		BIOTITA-XISTOS FELDSPÁTICOS INTERCALADOS EM XISTOS GRANADÍFEROS E MUSCOVITA-BIOTITA-XISTOS.
		XAMBIOÁ		MUSCOVITA-BIOTITA-XISTOS E CÁLCIO-MUSCOVITA-BIOTITA-XISTOS. XISTOS GRANADÍFEROS; CORPOS ANFIBÓLICOS. GRANITOS TARDI- E PÓS-TECTÔNICOS. VULCANISMO MÁFICO
		MORRO DO CAMPO		QUARTZITOS PUROS E MUSCOVITA-QUARTZITOS, SERICITA, CIANITA, E MAGNETITA-QUARTZITOS; XISTOS SUBORDINADOS. INTERCALAÇÕES DE NÍVEIS CONGLOMERÁTICOS, GNAISSES (?) NA BASE DA SEQUÊNCIA.
ARQUEANO PROTEROZÓICO INFERIOR/MÉDIO	COMPLEXOS XINGU, COLMÉIA E GOIANO COBERTURAS DO PROTEROZÓICO MÉDIO			ROCHAS CRISTALINAS REPRESENTADAS POR GRANITOS, GNAISSES, GRANULITOS, SEQUÊNCIAS SUPRACRUSTAIS E COBERTURAS ANTIGAS FORMADAS POR GRAUVACAS E ARENITOS CONGLOMERÁTICOS A FINOS.

QUADRO 3. - *Esquema estratigráfico da Faixa Araguaia, segundo ABREU (1979), COSTA (1981) modificados.*

3.2.2.1 - Grupo Estrondo

Essa denominação foi introduzida por HASUI et al (1975) para os metassedimentos da porção inferior do Supergrupo Baixo Araguaia, os quais foram relacionados por ABREU (1978) a formações distintas, muito bem definidas, sobretudo na região de Xambioá . A unidade basal, denominada Formação Morro do Campo, compreende um pacote espesso do quartzitos puros e muscovita quartzitos e quartzitos hematíticos. Leitos conglomeráticos e de mármores são encontrados na parte norte da Faixa. Intercalações de biotita xistos, quartzo micaxistos e xistos grafitosos estão presentes.

Estratigraficamente acima e em passagem transicional, encontra-se a Formação Xambioá representada por espessos pacotes de muscovita xistos; biotita xistos e calcita-muscovita xistos. Ocorrem também camadas de mármores, metagrauvacas e xistos ricos em estaurolita e cianita, xistos granatíferos e grafitosos, além de biotita xistos feldspáticos, principalmente no topo da seqüência, aos quais COSTA (1980), na região de Colméia, chamou Formação Canto da Vazante. São freqüentes corpos de anfibólio xistos e anfibolitos, serpentinitos, talco xistos, tremolita xistos e massas metaultramáficas associadas (Prancha 1.a).

A comparação entre as seções litológicas do Grupo Estrondo em diferentes pontos da faixa mostra que, na parte sul, as rochas são quartzitos, xistos e cálcio-xistos restritos, enquanto, para norte, a proporção relativa de sedimentos químicos, representados hoje por mármores, acentua-se um pouco mais, chegando a formar camadas expressivas. As condições de sedimentação, assim, devem ter sido diversas para permitirem a

deposição de seqüências ligeiramente distintas.

3.2.2.2 - Grupo Tocantins

Denominado inicialmente por MORAES REGO (1933) como Série do Tocantins, foi elevado a categoria de grupo por ALMEIDA (1969) e corresponde à parte superior do Supergrupo Baixo Araguaia. Na base do Grupo Tocantins são encontrados ardósias, metassiltitos, metarcóseos metagrauvacas, quartzitos, bem como intercalações de calcários, quartzitos hematíticos e jasperóides, denominados Formação Couto Magalhães (HASUI et al. 1977).

Os metamorfitos que compõem essa unidade, para oeste, gradam lateralmente para sedimentos que recobrem discordantemente o Complexo Xingu.

Sobre esse conjunto encontra-se a Formação Pequizeiro (HASUI et al. 1977), correspondendo à parte oriental do Grupo Tocantins. É constituída de forma essencial por clorita-xistos e quartzo-clorita-xistos bandados e, subordinamente, por talco-xistos, serpentinitos e metabasitos que na região de Tucuruí e do rio Mojú, se relacionam originalmente a gabros, diabásios, basaltos e talvez tufos.

As relações espaciais entre as unidades do Grupo Tocantins mostram que as mesmas têm contatos estruturalmente concordantes.

3.2.2.3 - Rochas Máficas e Ultramáficas

A Faixa Araguaia é percolada de forma marcante, principalmente na sua porção ocidental, por um enxame de corpos máfico-ultramáficos, por vezes de dimensões consideráveis e que são anteriores aos processos metamórficos ali acontecidos. Esses

corpos foram vinculados à Geossutura Tocantins-Araguaia (ALMEIDA 1974), descontinuidade maior que permitiu a ascensão de material do manto até as partes superiores da crosta e que em grande parte controlou o próprio estabelecimento da faixa móvel como um todo.

3.2.2.4 - Rochas Granitóides

Poucas são as rochas granitóides reconhecidas no domínio da Faixa Araguaia e menos ainda são aquelas estudadas sob o ponto de vista geocronológico.

Estão descritas no rio Muricizal e igarapé Jacaré Grande, cortando os metassedimentos do Grupo Estrondo (PUTY et al. 1972); às proximidades de Colméia (COSTA 1980); na fazenda Marinheiro, no núcleo da branquidobra do Ramal do Lontra e nas proximidades de Presidente Kennedy (BULHÕES & DALL'AGNOL 1985). No Ramal da Lontra, MACAMBIRA (1983) descreve um conjunto representado por granito, albita-granito e veios pegmatíticos intrusivos nos micaxistos e quartzitos da base do Grupo Estrondo, cujo resultado isocrônico, através do método Rb/Sr, forneceu uma idade de 469 +- 46 Ma (RI = 0,7053).

Em Presidente Kennedy, trata-se de monzogranitos e granodioritos com duas micas, de derivação ígnea, intrusivos nos xistos da Formação Xambioá, os quais, nas proximidades dos contatos com os granitos, se apresentam geralmente enriquecidos em feldspatos. A datação do corpo forneceu, conforme DALL'AGNOL et al. (1988), uma idade próxima de 500 Ma., com base em diagrama isocrônico Rb/Sr sobre minerais.

3.3 - ESTRUTURAS

As estruturas tectógenas impressas nas rochas do Supergrupo Baixo Araguaia, que por vezes mostram correspondência nas rochas que compõem seu embasamento, aflorante no núcleo das braquidobras, foram seqüênciadas e arranjadas em escalas regional e local por ABREU & HASUI (1978), ABREU (1979), COSTA (1980), HASUI et al, (1980 e 1981), MATTA (1982) e COSTA et al (1988). Foram reconhecidos diversos eventos de formacão de dobras, feições planares e lineares em associação por vezes complexas. As feições tectôgenas principais que podem ser ressaltadas enumeram-se a seguir:

1) dobras centimétricas e métricas, isoclinais, intrafoliais, com planos axiais paralelos à xistosidade/foliação e ao bandamento metamórfico, desenhadas pela foliação e/ou acamamento transposto. Têm orientacão geral submeridiana e valores de mergulho das estruturas planares, flancos e planos axíais variando de fracos a moderados. Os eixos são sub-horizontais (Pranchas 1.d, 1.e).

2) dobras em bainha, encontradas sobremodo nos quartzitos da Formação Morro do Campo (Prancha 1.f).

3) dobras centimétricas a decimétricas relacionadas a processos de crenulação (Prancha 1.g), dando lugar ao surgimento de dobras de ordem maior em escala métrica. Mostram planos axiais empinados e eixos orientados segundo N-S e NW-SE.

4) dobras quilométricas descontínuas, desenvolvidas na porção oriental da faixa, no domínio das rochas do Grupo Estrondo, e que definem um cordão de braquidobras . Têm planos axiais sub-verticais e orientacão geral dos eixos N-S, à exceção da braquidobra de Xambioá e de outras menores a ela associadas que

se orientam aproximadamente segundo E-W (Fig. 22);

5) feições planares definidas espacialmente por arranjos minerais, que conduziram ao aparecimento de foliacões, bem como superfícies axiais relacionadas a várias etapas de formacão de dobras;

6) estruturas lineares formadas durante a evolução da faixa são representadas por interseções de superfícies planares, eixos de dobras e orientações minerais ligadas a processos metamórficos e tectônicos do início da deformacão;

7) zonas de cisalhamento configurando expressivos lineamentos estruturais, tais como:

- Lineamento Iriri-Martírios, orientado segundo NW-SE e se estendendo por mais de 650 km (SILVA et al. 1974). Por seu traço retilíneo, pode ser dito tratar-se de uma zona de transcorrência sinistral que imprimiu inflexões à Faixa Araguaia e feições de dobramentos locais encontrados sobremodo na região de Xambioá;

- Zona de Empurrão de Tucuruí, responsável pela movimentacão que permitiu o cavalgamento do Grupo Tocantins sobre o Cráton Amazônico. Essa descontinuidade mostra um mergulho de 20º para leste e se caracteriza, na sua zona mais importante, por apresentar uma faixa milonítica de alguns metros de espessura. A ela associam-se ondulações das rochas em diferentes escalas, xistificações, recristalização e mobilização de soluções em toda a zona de deslocamento;

8) descontinuidades são representadas por juntas, cuja importância resta a precisar, posto que, não existe, até agora, um tratamento sistemático sobre as mesmas. Elas constituem de três ou quatro famílias de juntas.

Numa apreciação global das feicões estruturais da Faixa

Araguaia, alguns aspectos são particularmente importantes e merecem ser ressaltados:

- as foliacões encontradas na região apresentam-se genericamente mergulhando para E, via de regra com valores baixos a médios. Em termos direcionais, existe uma certa variação para as foliações, que a partir da posicão submeridiana, podem apresentar desvios de até 30º para leste e oeste. Geralmente, próximo às principais zonas dúcteis ou rúptil-dúcteis, de orientação NW-SE, que cortam a faixa, as foliações são em grande parte rotacionadas no sentido de se paralelizarem a essa orientacão (Fig. 22). Foliações anastomosadas, miloníticas, de ocorrência geral, vêm sendo descritas nos últimos trabalhos de campo, nas rochas do Grupo Estrondo, nas Serras do Estrondo e das Cordilheiras;
- embora o padrão dominante seja o de mergulho geral das estruturas para leste, encontra-se também uma incidência bem menor de mergulhos para oeste;
- as zonas de empurrão provadas (Tucuruí, Serra das Andorinhas, Ramal do Lontra) mostram transporte tectônico de leste para oeste: isto parece valer também para outras presumidas (Serra do Estrondo, Quatipuru, Oeste de Colméia);
- presença de dobras inversas e recumbentes assinaladas em escala mesoscópica (Pranchas 1.b, 1.c);
- lineações minerais e de transporte, contidas nos planos de foliação, têm caimentos suaves, no geral para o quadrante SE (Fig. 23). Nas proximidades das braquidobras, as lineações, bem como as foliações, assinalam o caráter tardio da formacão daquelas estruturas o que é demonstrado pela ocorrência de pólos em quadrantes opostos dos estereogramas (Figs. 23 e 24);

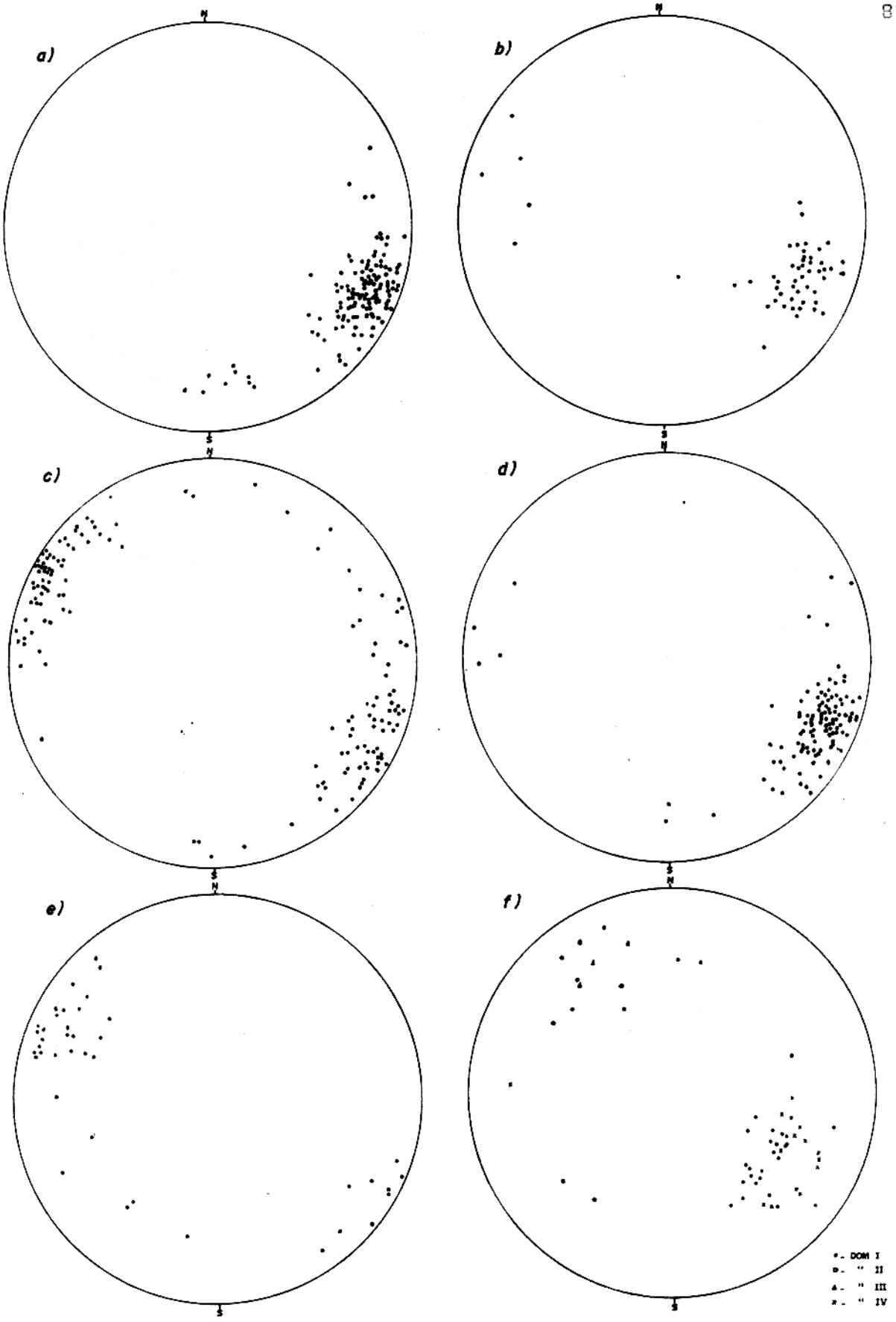


FIG. 23 - Estereograma de lineações minerais e de estiramento para alguns setores da Faixa Araguaia. a) Grupo Estrondo, Folha Xambioá; b) Grupo Estrondo, Serra das Andorinhas; c) Porção norte da braquidobra de Xambioá; d) Porção sul e oriental da braquidobra de Xambioá; e) Parte ocidental da braquidobra de Xambioá; f) Estrutura de Colméia; segundo ABREU (1979).

- ondulações de grande comprimento de onda da faixa, dando lugar ao aparecimento de feições anticlinoriais e sinclinoriais, sobretudo na porção ocidental;

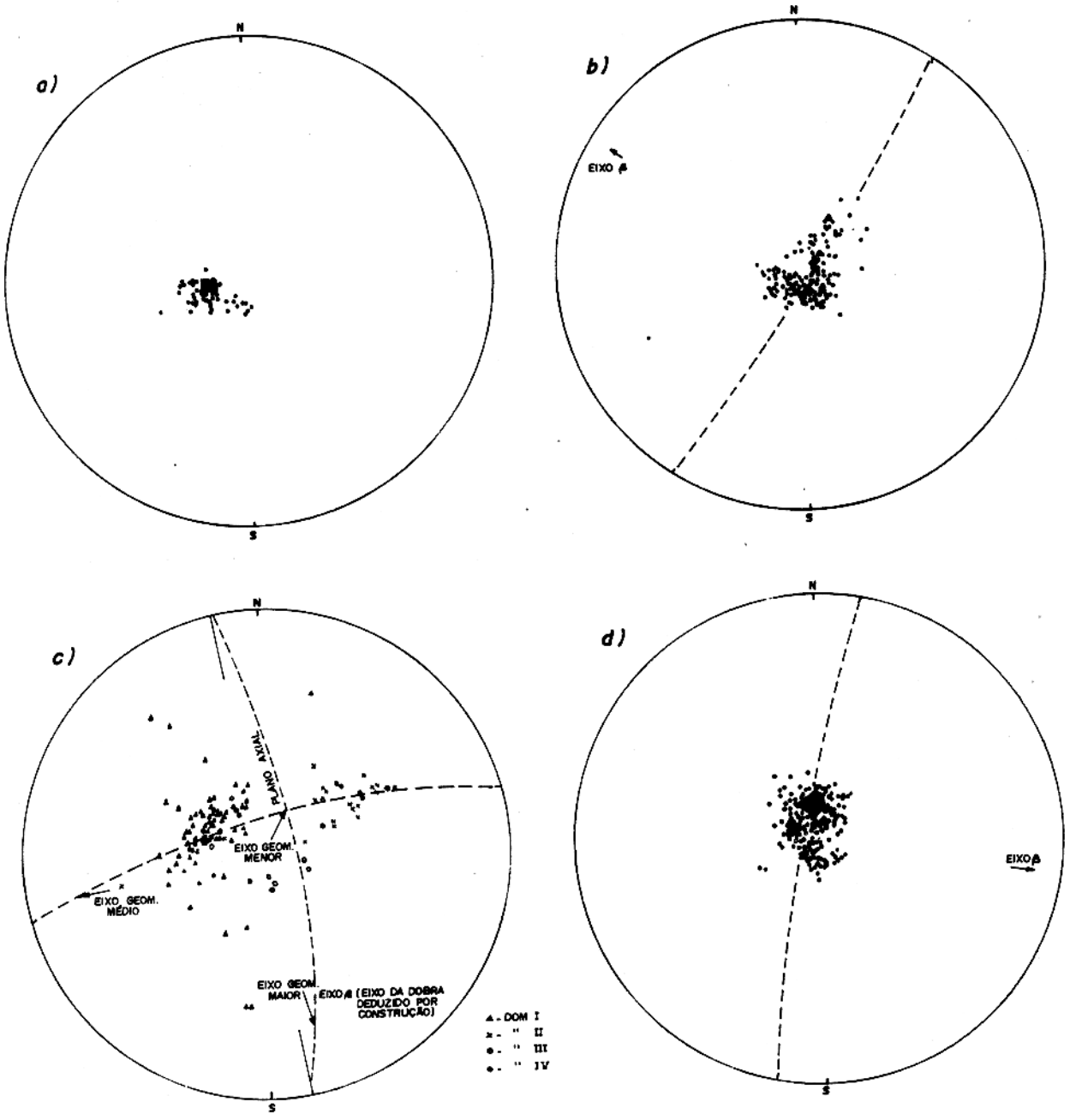


FIG. 24 - Estereogramas de Polos de foliação do Grupo Estrondo: a) Folha Xambioá; b) Parte ocidental da braquidobra de Xambioá; c) Braquidobra de Colméia; d) Parte oriental da braquidobra de Xambioá. Segundo ABREU (1979).

- envolvimento do embasamento nos processos deformacionais acontecidos, uma vez que o mesmo ocupa sempre o núcleo das braquidobras;
- corpos máfico-ultramáficos, no geral sub-horizontais, concordantes com a postura das rochas (Prancha 1.a).

3.4 - METAMORFISMO

O metamorfismo, em escala regional e local, foi estudado por SILVA & HASUI (1978), SILVA (1980), GORAYEB (1981), SANTOS (1982), MATTA (1982), MACAMBIRA (1983), COSTA et al. (1983), HASUI et al. (1984), TEIXEIRA (1984), DALL'AGNOL et al. (1988) e GORAYEB (1989). Varia de nulo a incipiente (anquimetamorfismo) a oeste, até a fácies anfibolito média a alta nas proximidades das braquidobras a leste, no que se refere ao domínio do Supergrupo Baixo Araguaia. No embasamento exposto ao longo do cordão de braquidobras, as características apresentadas pelas rochas do Complexo Colméia são compatíveis com um metamorfismo de grau médio envolvendo processo de anatexia. COSTA (1980), TEIXEIRA (1984) e DALL'AGNOL et al. (1988) estimaram que as condições reinantes foram subsaturação em H_2O, temperaturas entre 600-650º C; pressões entre 6-7 kbar.

Com relação ao denominado Gnaisse Cantão, suas características evidenciaram não terem sido alcançadas as condições para a anatexia.

A distribuição regional das isógradas da sericita, clorita e biotita, para as rochas do Supergrupo Baixo Araguaia, dá-se de oeste para leste, segundo faixas orientadas aproximadamente N-S. A isógrada da granada não tem uma distribuição tão regular como as precedentes. No geral circudam as braquidobras como no caso de Xambioá, Lontra, Ramal do Lontra

e extremidade sul da Serra das Andorinhas (MACAMBIRA 1983). Mais para o centro das estruturas, outras isógradas são definidas. Em Colméia encontra-se a isógrada da estaurolita; em Lontra são descritas as isógradas da estaurolita, cianita e da sillimanita, sem grande precisão; em Xambioá, estaurolita e cianita.

A passagem entre as isógradas é tida como acontecendo de modo gradativo. GORAYEB (1981) assinala que a mudança das isógradas da sericita e clorita tem lugar nas proximidades do contato entre as formações Couto Magalhães e Pequizeiro, o que poderia ser indicativo de limite tectônico entre as unidades.

Outra passagem marcante de rochas acontece entre Colméia e Lageado e envolve tanto os xistos miloníticos sub-horizontais que sustentam as serras do Estrondo e das Cordilheiras, a leste, como os quartzitos e xistos basais de mergulhos fortes que se encontram a oeste, na descida da serra e daí no rumo a Colméia.

Se existem outras quebras importantes, representando limites tectônicos entre litotipos, avaliados como formações geológicas, eles ainda não foram identificados, seja pelo caráter regional de grande parte dos trabalhos já realizados ou por se tratar de investigação sobre pequenas áreas enfocando apenas uma formação geológica.

Considerando-se que a estruturação regional dos elementos planares por toda a faixa segue um padrão de mergulho para leste, e que as isógradas refletem de modo geral as condições físicas do metamorfismo, o qual é crescente para leste, se visualiza uma situação em que as isógradas de condições físicas mais vigorosas encontram-se sobre outras de

condições menos importantes, caracterizando assim suas inversões.

Regionalmente, pode-se definir a série metamórfica como de pressão média de Miyashiro ou de pressão média a alta de Turner, intermediária entre os tipos barroviano e New Hampshire.

As relações de cristalizacão-deformação verificadas por SILVA (op.cit.) permitiram definir microtexturas, formadas gradativamente e em várias etapas.

Para as rochas da Formacão Xambioá, o pico do metamorfismo alcançou temperaturas de 500+ 30ºC e pressões de 5-6 kbar, estabilizando a associação almandina + estaurolita + cianita, compatível com condições de grau médio (TEIXEIRA 1984).

Talvez, em níveis mais profundos, as condições de fusão tenham sido alcançadas, o que se traduziria na geracão de corpos graníticos restritos e de neossomas graníticos, injetados nas rochas do Complexo Colméia.

3.6 - ORIGEM DAS ROCHAS DA FAIXA ARAGUAIA

As rochas que compõem o Complexo Colméia são na sua totalidade de ortoderivação. Segundo DALL' AGNOL et al. (1988), tanto os gnaisses como os mesossomas dos migmatitos são petrográfica e quimicamente típicos trondhjemitos continentais. Os leucossomas dos migmatitos não foram gerados a partir de fusão "in situ" dos gnaisses trondhjemíticos, mas estavam ligados a injeções, a partir da anatexia de gnaisses outros, ou derivados de algumas rochas graníticas que se encontram em alguns locais da faixa (Fig. 25).

O Gnaisse Cantão, gerado a partir de rochas ígneas pré-tectônicas ao desenvolvimento da Faixa Araguaia, com predomínio

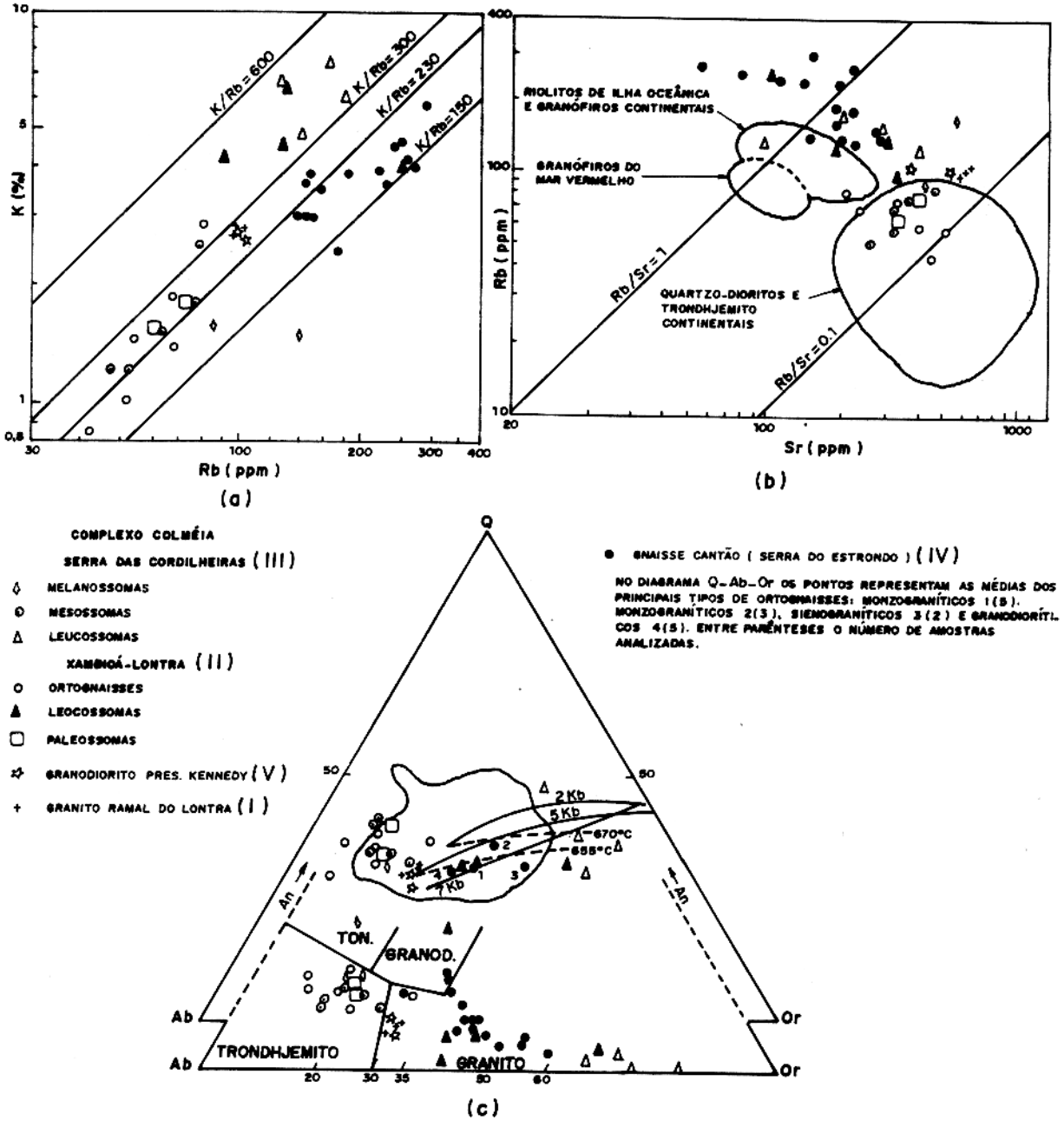


FIG. 25 - Representação das rochas do Complexo Colméia, Gnaisse Cantão e granitos da Faixa Araguaia nos seguintes diagramas:
a) Diagrama K/Rb. b) Diagrama Rb/Sr, campos, segundo COLEMAN e PETERMAN (1975). c) Diagramas normativos: An-Ab-Or, campos segundo BARKER (1979); Q-Ab-Or, campos das rochas graníticas, linhas cotéticas isobáricas e temperaturas de fusão segundo WINKLER (1979).
I) MACAMBIRA (1983); II) SANTOS et al.(1984); III) TEIXEIRA et al. (1985); IV) SOUZA et al. (1985); V) DALL'AGNOL (Dados inéditos). Segundo DALL'AGNOL et al. (1988).

de monzogranitos e variações de granodioritos e sienitos (SOUZA 1984), mostra no diagrama discriminante da Fig. 25 a sua diferença em relacão às rochas do Complexo Colméia.

As rochas que compõem o Supergrupo Baixo Araguaia se enquadram na categoria de rochas originalmente sedimentares, nas quais se diferenciam contribuicões psamíticas e psefíticas restritas aos domínios das formações Morro do Campo e Couto Magalhães (pro-parte) e associada localmente a pelitos e matéria orgânica. A sedimentação tem continuidade com os pelitos e grauvacas, com contribuição carbonática restrita, que devem ter ter dado origem às formações Morro do Campo (em parte), Xambioá, Canto da Vazante e Pequizeiro.

As informações químicas referentes às unidades mencionadas, sintetizadas na Fig. 26, mostram que os xistos da Formação Xambioá e os clorita-xistos e, de forma menos pronunciada os pelitos da Formação Couto Magalhães, não definem campos particularizados nos diagramas discriminantes. No diagrama ACF, vê-se que as duas primeiras unidades correspondem a argilas, folhelhos e grauvacas dos campos IB, II. Com relação ao diagrama A'FK pode-se abstrair uma tendência mais aluminosa para os materiais da Formação Pequizeiro em relação aos da Xambioá, sem contudo se afastar do campo das grauvacas. As amostras da Formação Couto Magalhães são ainda mais aluminosas. Assim, não existe nitidamente, à luz dos conhecimentos atuais, uma separação química clara entre as várias unidades. Por outro lado, o fato delas se enquadrarem em um mesmo campo não pode ser argumento insofismável de pertencerem a um mesmo pretérito conjunto sedimentar.

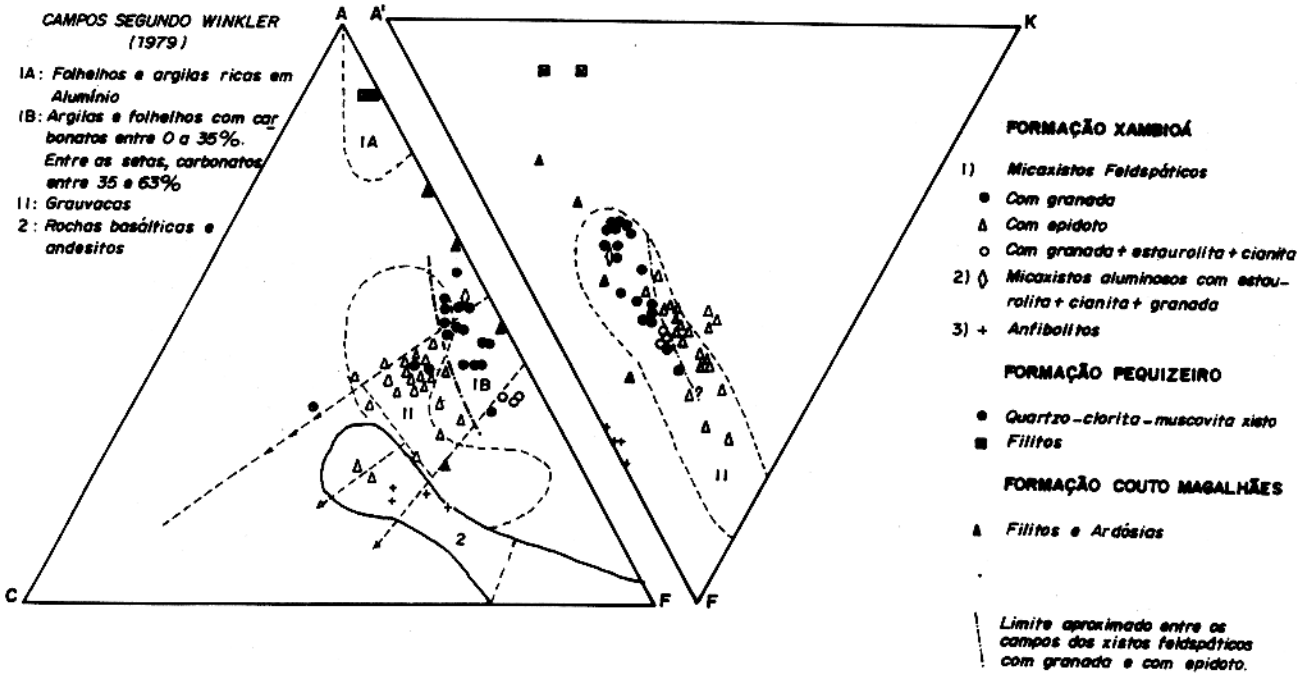


FIG. 26 - Diagramas ACF e A'KF de amostras representativas das Formações Xambioá, Pequizeiro e Couto Magalhães. Baseado em GORAYEB (1981) e TEIXEIRA et al. (em impr.) com acréscimo. Segundo DALL'AGNOL et al. (1988).

Um fato importante nesses resultados é que eles mostram a origem sedimentar dos materiais, em oposição às idéias iniciais de HASUI et al. (1977) e ABREU (1978) que indicavam uma contribuição vulcânica importante para os materiais da Formacão Pequizeiro, como de resto já demonstrara GORAYEB (1981). De todo modo, esses dados litoquímicos são localizados e isso limita, em parte, essas generalizações.

À sedimentação se associa também um expressivo magmatismo básico, representado por toleítos , bem como serpentinitos, esteatito- talco-xistos, clorita xistos, tremolita - actinolita xistos, compondo um conjunto ultrabásico, de natureza essencialmente peridotítica a dunítica. Segundo GORAYEB (1989), esses podem ser considerados corpos magmáticos essencialmente ultramáficos, de derivação mantelítica, pré-tectônicos, tanto nas rochas da faixa como no seu embasamento.

São na sua grande maioria corpos alóctones, movimentados quando da inversão daquela bacia de sedimentação.

Os corpos graníticos restritos, encontrados sobretudo na parte oriental do cinturão, sob a forma de pequenos stocks e corpos menores, dão conta da existência de fusões, injetadas tardiamente ao desenvolvimento da estruturação das rochas da faixa, posto que lhe são secantes.

3.6 - DADOS GEOCRONOLÓGICOS

Os resultados geocronológicos sobre a Faixa, provindos da aplicação dos métodos K/Ar e Rb/Sr, mostram os seguintes aspectos considerados como mais significativos:

1) As datações K/Ar e Rb/Sr realizadas sobre as rochas do Supergrupo Baixo Araguaia mostram valores que se situam entre 420-570 Ma, atribuídos ao final do Evento Brasiliano (SILVA 1974, HASUI et al. 1975, MACAMBIRA 1983, SÁ inédito). Os dados constantes na Tabela 1 mostram que existe uma compatibilidade estatística nos resultados alcançados. Em algumas amostras, como os dos gabros do Grupo Tocantins, em que foram analisados cristais de plagioclásio, a porcentagem de Ar40 atmosférico é muita elevada e os resultados devem ser tomados com reservas, a despeito de apresentarem valores que não fogem ao padrão geral da Faixa. As amostras também em que a percentagem de potássio é muito pequena, menor que 0,1%, devem ser avaliadas com cuidado, sobretudo se a porcentagem de Ar40 atmosférico for elevada.

2) Sobre os xistos do Grupo Estrondo foram estabelecidos por MACAMBIRA (1983) diagramas isocrônicos Rb/Sr de referência

SPK	Nº DE CAMPO	ROCHA	MATERIAL ANALISADO	UNIDADE	%K	$Ar^{40}x10^{-6}rad.$	$\%Ar^{40}$ atm	IDADE K-Ar 10^6 anos	REF.
4273	CL-1	xisto	biotita	Est.	7,89	16,48	5,06	553±16	1
4274	CL-2	anfibolito	anfibólio	Est.	0,061	1,55	29,55	558±23	1
4275	CL-10	anfibolito	anfibólio	Est.	0,484	12,48	9,89	565±20	1
4276	CL-17	xisto	biotita	Est.	5,881	137,2	3,41	518±12	1
4277	CL-17	xisto	muscovita	Est.	6,857	165,1	1,71	533±16	1
2059	GO-514	quartzito	muscovita	Est.	8,31	181,7	4,6	491±23	2
2056	GO-495	gnaisse	biotita	Est.	7,40	174,9	13,6	516±10	2
1704	GO-PN-443	gnaisse	biotita	Est.	7,65	145,7	1,9	426±22	2
1712	GO-MN-445	gnaisse	biotita	Est.	7,66	164,1	3,6	474±25	2
1718	GO-MN-427	gnaisse	biotita	Est.	7,14	157,1	3,3	485±26	2
1706	GO-MN-428	gnaisse	biotita	Est.	7,92	156,9	11,2	440±24	2
1711	GO-MN-429	xisto	biotita	Est.	7,90	151,8	3,3	434±23	2
1701	GO-PN-419	gnaisse	biotita	Est.	7,85	175,4	1,3	491±24	2
1700	GO-BN-402	xisto	biotita	Est.	7,89	168,6	2,3	473±25	2
4165	CO-80A	gabro	plagioclásio	Toc.	0,24	3,21	13,4	780±12	3
4166	CO-80B	gabro	plagioclásio	Toc.	0,039	0,83	81,9	480±22	3
4164	CO-81	gabro	plagioclásio	Toc.	0,80	20,56	20,5	565±6	3

Tabela 1 - Dados analíticos K/Ar do supergrupo Baixo Araguaia. Est. = Grupo Estrondo; Toc. = Grupo Tocantins. Constantes utilizadas: TOTAL = $0,530 \times 10^{-9} anos^{-1}$; K = $0,585 \times 10^{-10} anos^{-1}$; $\%K^{40}$em TOTAL = 0,0119. Referências: Índice remissivo para as tabelas geocronológicas deste capítulo: 1 = JOSÉ HAROLDO S. SÁ (inédito); 2 = HASUI et al.(1980); CUNHA et al. (1981); 4 = MACAMBIRA (1983); 5 = SOUZA (1984); 6 = COSTA (1985).

sobre rocha total. O primeiro forneceu um valor de 593 +- 5,0 Ma, com razão inicial muito alta de 0,7117 e MSWD +- 0,14, a partir de cinco amostras de região do Lontra e Ramal do Lontra. (Fig. 27).

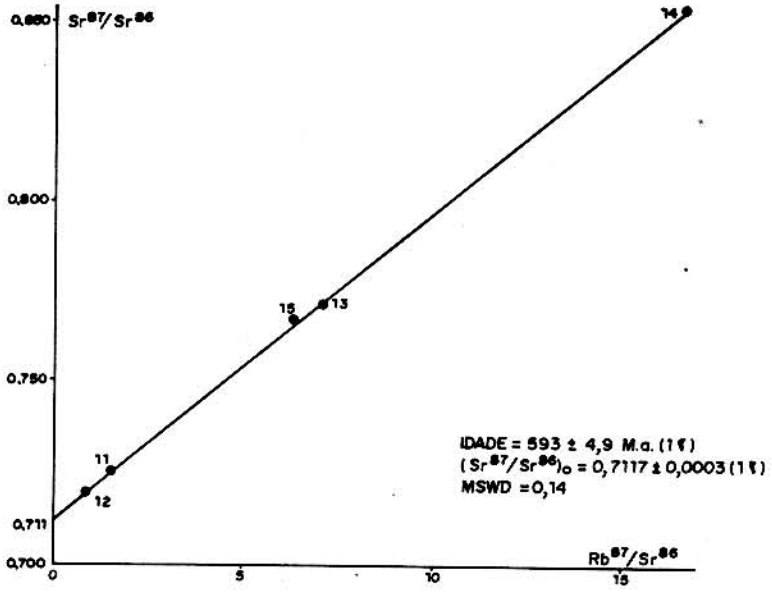


FIG. 27 - Diagrama isocrônico Rb/Sr de referência - Grupo Estrondo. Segundo MACAMBIRA (1983) (modificado).

A isócrona obtida pode ser considerada boa. Os pontos apresentam um bom espalhamento e o MSWD baixo empresta maior confiabilidade ao resultado. O valor da razão inicial está de acordo com um material metassedimentar, que deve ter tido assim um tempo relativamente longo de residência crustal. A segunda apresenta um resultado de 590 +- 19 Ma, razão inicial de 0,7117 e MSWD de 2,76 com quinze amostras, dez delas com dados analíticos tomadas da literatura. HASUI et al. (1980), SÁ et al. (1980), forneceram resultados semelhantes (Fig. 28, Tabela 2).

3) O granito do Ramal do Lontra, intrusivo nos metassedimentos do Grupo Estrondo, forneceu em isócrona Rb/Sr de

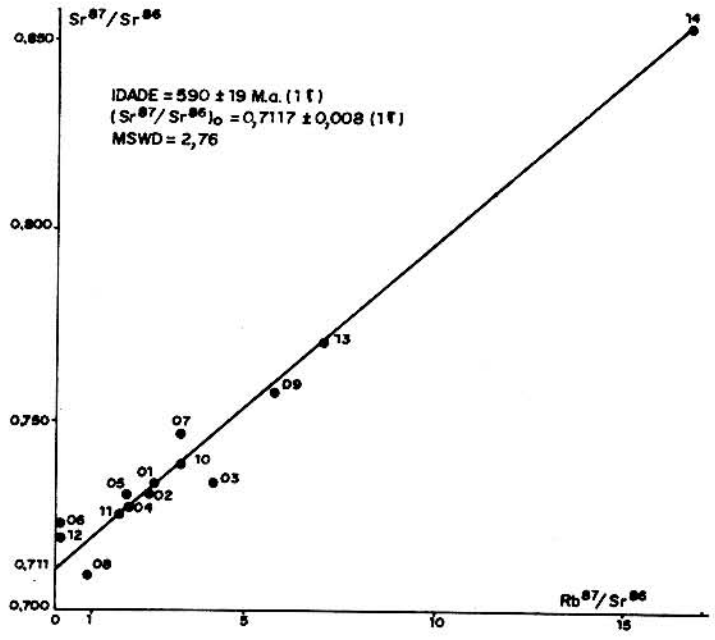


FIG. 28 - Diagrama isocrônico Rb/Sr de referência. Rochas do Grupo Estrondo. Segundo MACAMBIRA (1983) (modificado).

referência (rocha total com três pontos) idade de 496,7 +- 46,4 Ma, com razão inicial de 0,7053 e MSWD = 0,0339, em que pese a dificuldade de não obtenção de um ponto próximo ao eixo das ordenadas para melhor se determinar a razão inicial (Fig. 29, Tabela 3). O erro de medição da ordem de 10% e os pontos muito próximos entre si e distantes da origem emprestam pouca confiabilidade ao resultado, a despeito do baixo valor do MSWD.

Sobre o granodiorito Presidente Kennedy, intrusivo nos micaxistos do Grupo Estrondo, DALL'AGNOL et al. (1988) citam uma idade Rb/Sr próxima a 500 Ma, sem um bom alinhamento no diagrama isocrônico que foi obtido através de pontos representando minerais.

4) O valor de 850 Ma encontrado para os filitos do Grupo Tocantins por HASUI et al. (1980), interpretado como representando o reaquecimento induzido pelo empurrão, deve ser considerado com reservas face ao sensível desequilíbrio

Nº	SPK	Nº DE CAMPO	ROCHA	Rb(ppm)	Sr(ppm)	Sr^{87}/Sr^{86}	Rb^{87}/Sr^{86}	REF.
01	4113	HS-Fx-14	xisto	158,1	184,2	0,7306	2,89	1
02	4114	HS-Fx-13	xisto	122,1	188,5	0,7266	1,89	1
03	4116	HS-Fx-15	xisto	150,7	164,7	0,7332	2,65	1
04	4117	HS-Fx-20	xisto	141,6	232,2	0,7260	1,77	1
05	4118	HS-Fx-23	xisto	127,3	193,2	0,7298	1,91	1
06	4119	HS-Fx-24-B	xisto	88,6	219,3	0,7220	1,17	1
07	1260	GO-530	gnaisse	168,8	145,9	0,746	3,36	2
08	3781	CO-67-B	xisto	78,4	231,2	0,709	0,98	2
09	3601	CO-67-A	xisto	363,7	180,5	0,757	5,86	2
10	3622	CO-68-B	xisto	186,8	162,8	0,738	3,33	2
11	4317	CL-17	xisto	123,4	226,4	0,7251	1,58	4
12	4319	CL-19-B	xisto	91,0	293,0	0,7194	0,90	4
13	4325	CL-42	xisto	48,0	19,0	0,7706	7,092	4
14	4326	CL-37	xisto	149,0	24,0	0,8539	16,732	4
15	4324	CL-15	xisto	52,0	24,0	0,7661	6,368	4

Tabela 2 - Dados analíticos Rb/Sr, rocha total do Grupo Estrondo na Faixa Araguaia. Constantes utilizadas em todos os cálculos $Rb = 1,42x 10^{-11}$ anos^{-1}; Sr^{86}/Sr^{89}

isotópico apresentado pelas amostras (Fig 30, Tabela 4). Além disso os filitos reconhecidamente não são materiais de boa qualidade para trabalhos geocronológicos.

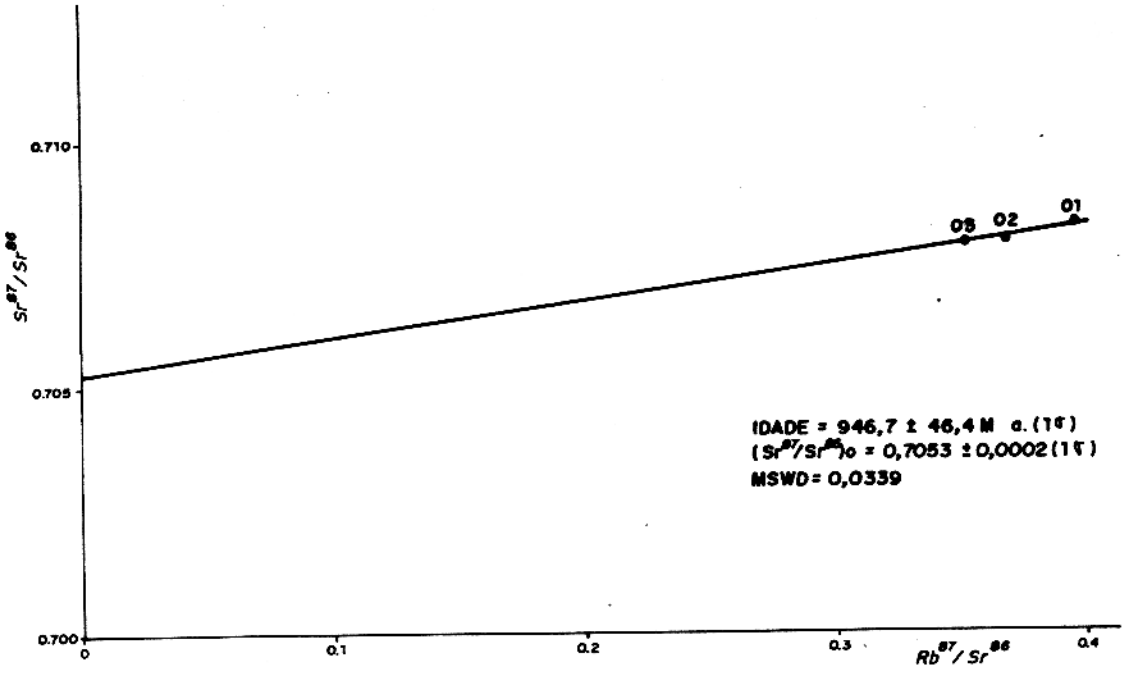


FIG. 29 - Diagrama isocrônico Rb/Sr de referência - Granito do Ramal do Lontra. Segundo MACAMBIRA (1983) modificado.

Nº	SPK	Nº DE CAMPO	Rb(ppm)	Sr(ppm)	Sr^{89}/Sr^{86}	Rb^{87}/Sr^{86}	REF.
01	5776	289-B	82,0	600,0	0,70815	0,396	4
02	5777	289-D	78,9	620,4	0,70792	0,369	4
03	5778	MD-1	76,1	625,4	0,70784	0,352	4

Tabela 3 - Dados analíticos Rb/Sr, rocha total do Granito do Ramal do Lontra.

5) Na região de Paraíso do Norte, o Grupo Estrondo apresentou, segundo os dados de HASUI et al. (op. cit), recalculados por CUNHA et al. (1981), isócrona Rb/Sr de 974 +- 95 Ma, atribuída ao metamorfismo regional, e 560 Ma em xistos feldspatizados junto ao "Granito Barrolândia", interpretada como refletindo reomogenizacão isotópica brasiliana (Fig. 31, Tabela

5). O diagrama, do ponto de vista resolutivo é pobre. O erro é elevado e a escolha dos pontos para a composição das retas parece ser um tanto subjetiva, além do espalhamento ser muito deficiente.

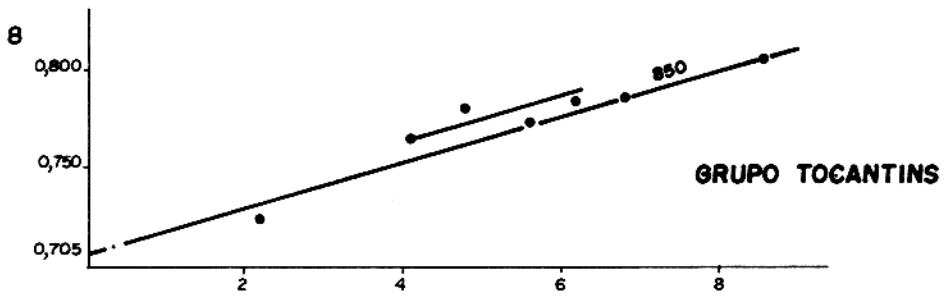


FIG. 30 - Diagrama isocrônico de referência do Grupo Tocantins na região de Tucurui. Segundo HASUI et al (1980).

SPK	Nº DE CAMPO	MATERIAL ANALISADO	UNIDADE	Rb(ppm)	Sr(ppm)	Sr^{87}/Sr^{86}	Sr^{87}/Sr^{86}	REF.
4512	SR-608-26	FIL	TOCAN	22,4	182,5	0,36	0,7099	2
4514	SR-332-28	FIL	TOCAN	92,1	47,7	5,62	0,7747	2
4515	SR-337-15	FIL	TOCAN	416,3	49,5	12,83	0,8579	2
4516	SR-333-17	FIL	TOCAN	88,3	62,6	4,10	0,7659	2
4517	SR-332-17	FIL	TOCAN	105,9	45,4	6,80	0,7873	2
4589	SR-332-32	FIL	TOCAN	81,6	49,9	4,79	0,7835	2
4590	SR-333-16	FIL	TOCAN	88,5	41,4	6,23	0,7865	2
4577	SR-607-25	FIL	TOCAN	51,5	67,6	2,21	0,7237	2

Tabela 4 - Dados analíticos Rb/Sr das rochas da região de Tucuruí. FIL = Filelo; TOCAN = Grupo Tocantins; (2) Normalizado para Sr^{86}/Sr^{88} = 0,1194, segundo HASUI et al. (1980).

6) Para o Gnaisse Cantão os dados de Rb/Sr em rocha total obtidos por SOUZA (1984), mostrado na Fig. 32 (Tabela 6), permitiram o traçado de duas retas isocrônicas. A primeira, tracejada, com nove pontos, apresenta boa confiabiliadede (MSWD = 1,82). A segunda, excluindo o ponto 7, o qual se afasta um

pouco da reta traçada, possui excelente confiabilidade (MSWD = 0,90).

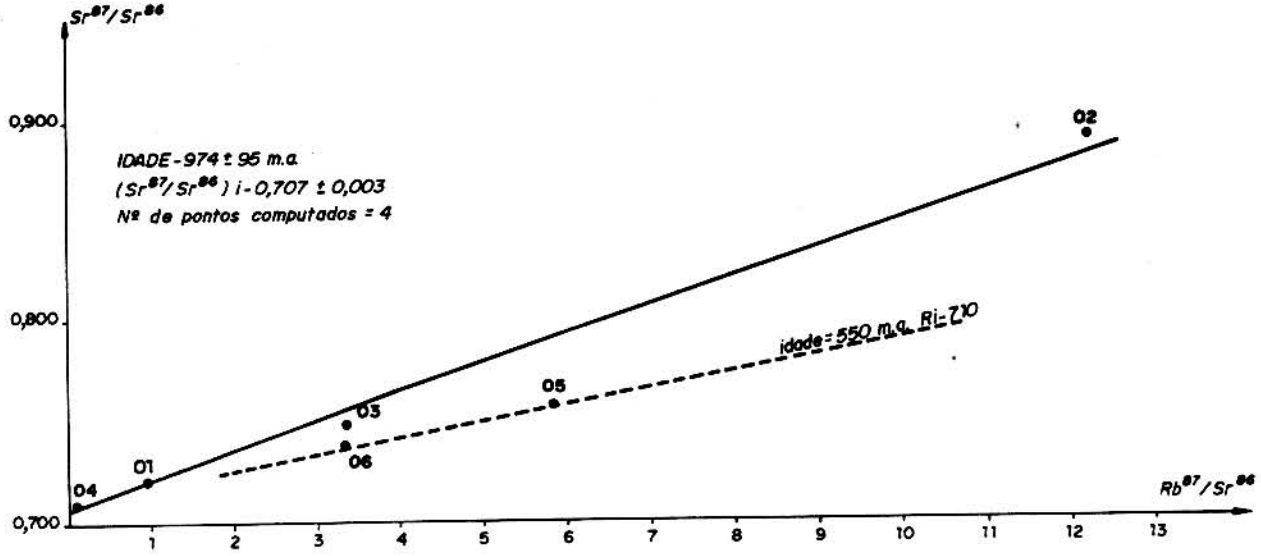


FIG. 31 - Diagrama isocrônico Rb/Sr de referência para o Grupo Estrondo.

SPK	Nº DE CAMPO	LITOLOGIA	Rb(ppm)	Sr(ppm)	Sr^{87}/Sr^{86}	Rb^{87}/Sr^{86}	IDADE(MA)	REF.
3781	CO67B	xisto	78,4	231,2	0,7189	0,98	-	2
3782	CO70	gnaisse	390,6	83,9	0,8909	12,26	1.060+34	2
1268	GO530	gnaisse	168,8	145,9	0,7461	3,36	-	2
1277	GOPN422	gnaisse	18,5	1007,0	0,7099	0,05	-	2
3601	CO67A	biot.xisto	363,7	180,5	0,7572	5,86	693+33	2
3622	CO68B	xisto	186,8	162,8	0,7379	3,33	-	2

Tabela 5 - Dados analíticos Rb/Sr, rocha total para o Grupo Estrondo região de Paraiso do Norte. Razão (Sr^{87}/Sr^{86}) = 0,710.

Considerando-se que as duas isócronas mostram valores próximos de razão inicial e idades, e sem haver argumentos que permitem escolher uma das duas, foi adotada a idade de 1750 +- 40 Ma (RI = 0,707 +- 0,002) como representativa dos dados obtidos. Esse valor pode ter duas interpretações: a) homogenização isótopica durante a formação de pretéritos corpos

ígneos intrusivos no Complexo Colméia, que não foi modificada durante o metamorfismo, que os envolveu a seguir, juntamente com os metassedimentos da Faixa Araguaia; **b)** reomogenização isotópica durante o metamorfismo envolvendo esses corpos ígneos e os metassedimentos da Faixa Araguaia.

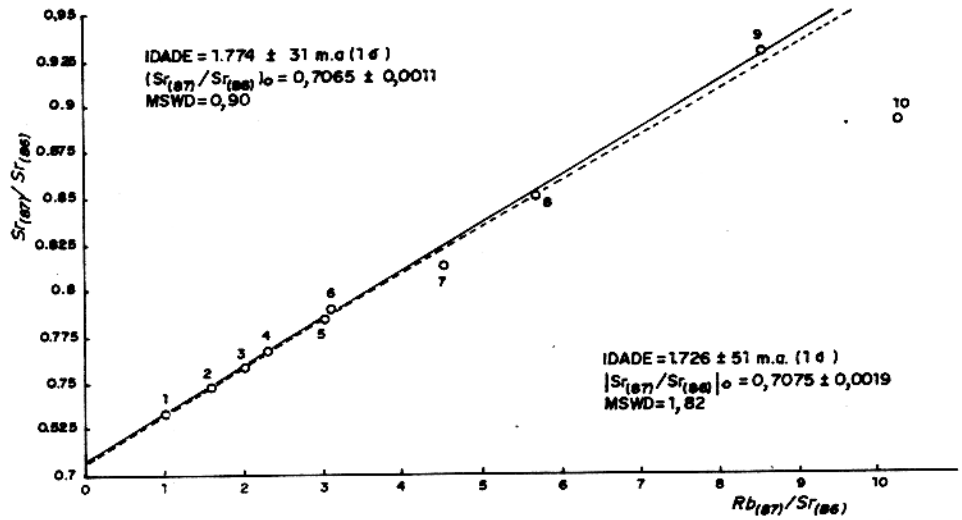


FIG. 32 - Diagrama isocrônico Rb/Sr em rocha total do Gnaisse Cantão. Serra do Estrondo, (GO). Segundo SOUZA (1984).

Uma idade Pb/Pb em zircão extraído desse gnaisse forneceu um resultado de 1,84 Ga, compatível com a idade encontrada por SOUZA (op. cit.). Resultados Sm/Nd, por sua vez, mostram valores de 2,4 e 2,8 Ga para os dois conjuntos de amostras do gnaisse Cantão que podem representar idades dos protolitos, a partir dos quais essa unidade foi formada (CÂNDIDO A.V. MOURA, comunicação verbal).

7) No Bloco Brasília, no seu limite com o Bloco Araguacema, na região central de Tocantins, COSTA (1985), em rochas graníticas da Suíte Lajeado, granitos com borda granofíricas e leucogranitos, estabeleceu uma isócrona Rb/Sr de 1873 +- 25 Ma (RI = 0,708 e MSWD = 0,89) (Fig. 33, Tabela 7).

Nº	REF.	Rb(T)	Sr(T)	Rb^{87}/Sr^{86}	Sr^{87}/Sr^{86}	CLASSIFICAÇÃO PETROGRÁFICA	REF.
01	AC-22 A*	129	388	1.009	0,732970	Bt Gnaisse Monzogranítico	4
02	FC-103*	151	290	1,576	0,746810	Bt Gnaisses Monzogranítico	4
03	FC-127	146	202	2,016	0,756800	Anf-Bt Gnaisse Grenodiorítico	4
04	FC-34	178	226	2,319	0,766100	Anf-Bt Gnaisse Granoriorítico	4
05	FC-44*	155	151	3,040	0,783010	Mv-Bt Gnaisse Sienogranítico	4
06	FC-54	223	202	3,110	0,787640	Bt Gnaisse Monzogranítico	4
07	FC-29	232	154	4,548	0,611620	Mv-Bt Gnaisse Monzogranítico	4
08	FC-30*	246	121	5,718	0,647850	Mv-Bt Gnaisse Monzogranítico	4
09	AC-31	251	83	8,568	0,927380	Mv-Bt Gnaisse Sienogranítico	4
10	FC-68	272	59	10,285	0,889930	Mv-Bt Gnaisse Monzogranítico	4

Tabela 6 - Dados analíticos Rb/Sr do Gnaisse Cantão.

*Amostras analisadas por diluição isotópica (SP). Erro experimental estimado para as demais amostras igual a ± 2%. Teores de Rb e Sr expressos em ppm.

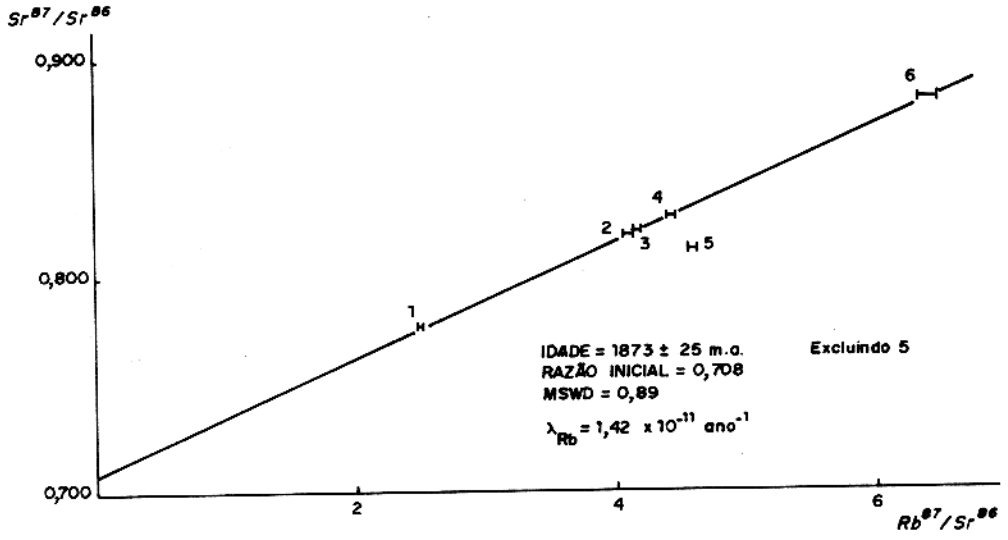


FIG. 33 - Isócrona Rb/Sr de um corpo granítico da Suite Lajeado. Segundo COSTA (1985).

Nº	Nº DE CAMPO	MATERIAL	Rb(ppm)	Sr(ppm)	Rb/Sr	Rb^{87}/Sr^{86}	Sr^{87}/Sr^{86}	REF.
01	PPN/VI/39	granito	83,96	97,41	0,86	2,511	0,776406	6
02	PPN/VI/10	granito	111,10	79,33	1,40	4,096	0,819530	6
03	PPN/VII/24	granito	98,60	69,26	1,42	4,164	0,819648	6
04	PPN/VI/30	granito	108,50	71,77	1,51	4,425	0,828249	6
05	PPN/VI/24	granito	110,30	70,05	1,57	4,604	0,811930	6
06	PPN/VII/24B	granófiro	110,50	50,69	2,18	6,413	0,882281	6

Tabela 7 - Dados analíticos Rb-Sr das rochas da Suíte Lajeado.

O valor de MSWD confere um grau alto de alinhamento dos pontos e um espalhamento que fornece à isócrona encontrada boa confiabilidade. Tal idade poderia representar o limite mínimo para o cisalhamento transcorrente acontecido na área. Um problema importante que deve ser levantado é que a Suíte Lajeado não intercepta ou interrompe, de forma clara nos mapas analisados, as zonas de cisalhamento dúcteis transcorrentes. Além disso, sobre os corpos graníticos da mesma, estão assinaladas faixas de cisalhamento verticais, até métricas,

com desenvolvimento de milonitos e ultramilonítos como registrou PALERMO (1988) nos corpos da região de Monte do Carmo, nos quais se encaixam veios de quartzo aurífero.

Para o embasamento da faixa, os dados Rb/Sr constantes da Tabela 8, da Branquianticlinal de Colméia, possibilitam o traçado de duas isócronas de referências (Fig. 34). O significado desses resultados ainda resta precisar. Atribui-se o valor de 2.519 +- 64 Ma (RI = 0,705 +- 0,001), estabelecido com oito pontos, a uma possível colocação das rochas do Complexo Colméia sob a forma de grandes massas batolíticas, ou a um primeiro evento metamórfico regional. A segunda reta isocrônica, de 1.834 +- 39 Ma (RI = 0,75 +- 0,001), com quatro pontos, é atribuída à atuação de um evento matamórfico- deformacional que, de certa forma, desestabilizou os sistemas isotópicos, sem desestabilizá-los nas amostras que deram a isócrona de 2.519 Ma. Dependendo dos procedimentos metodológicos empregados na coleta das amostras para a realização dos diagramas, isso é as vezes possível de se verificar. As isócronas, de toda forma, não são, sob o ponto de vista estatístico muito confiáveis, podendo ser traçadas várias outras retas, usando-se os mesmos pontos constantes no diagrama, com inclinações e, por conseguinte, resultados diversos.

Uma outra isócrona de referência com dados Rb/Sr foi construída por MACAMBIRA (1983) com resultados analíticos de todas as estruturas braquiantiformais da faixa, a qual forneceu o valor de 2.010 +- 96 Ma (RI=0,7114 +- 0,0016, MSWD = 9,64) (Fig. 35, Tabela 9), compatível com o valor da segunda reta.

Nº	SPK	Nº DE CAMPO	LITOLOGIA	Rb(ppm)	Sr(ppm)	Sr^{87}/Sr^{86}	Rb^{87}/Sr^{86}	IDADE(MA)	REF.
01	3139	CM-06	Migmatito	134,8	367,9	0,7469	1.07	2.715±163	1
02	3240	CM-07	Migmatito	66,7	501,3	0,7204	0,39	-	1
03	3141	CM-09	Migmatito	80,6	379,6	0,7285	0,62	-	1
04	4124	HS-CM-20	Migmatito	217,9	394,6	0,7587	1,61	2.235±118	1
05	4126	HS-CM-21	Migmatito	154,6	351,0	0,7532	1,28	2.511±133	1
06	4126	HS-CM-22	Migmatito	201,7	302,0	0,7664	1,95	2.183±141	1
07	3824	485-AZ-RM-164,2	Microgranito	163,6	316,9	0,7609	1,50	2.485±130	3
08	4478	497-BC-38,2	Migmatito	197,8	107,7	0,8533	6,39	1.924±68	3
09	4478	497-BC-35	Migmatito	186,2	362,3	0,7008	1,50	2.535±129	3
10	4479	497-BC-37,1	Migmatito granítico	109,4	94,8	0,8310	3,38	2.597±85	3
11	4480	497-BC-21	Migmatito	99,1	477,7	0,7248	0,60	-	3
12	4470	497-BC-04	Migmatito	55,1	583,3	0,7216	0,27	-	3

Tabela 8 - Dados analíticos Rb/Sr, rocha total do Camplexo Colméia.

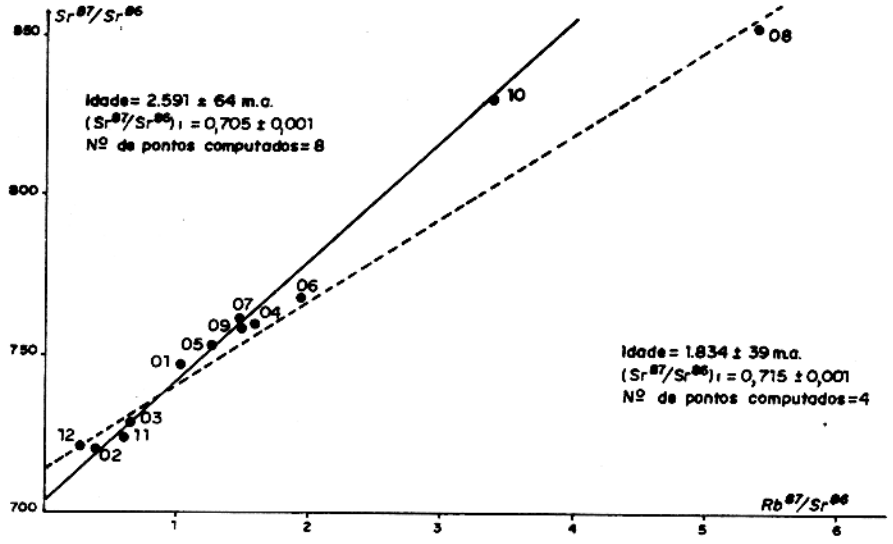


FIG. 34 - Diagrama isocrônico Rb/Sr de referência para o Complexo Colméia. Segundo CUNHA et al. (1981).

Para os gnaisses da região do Lontra, foi encontrada uma idade isocrônica de 1.972 +- 46 Ma (RI = 0,7082 e MSWD = 0,95) (Fig. 36, Tabela 10). O diagrama apresenta um bom espalhamento dos pontos, uma margem de erro razoável e um MSWD baixo, que empresta assim uma maior confiabilidade para o valor isocrônico encontrado, apesar de apoiado em apenas quatro pontos.

Na estrutura de Grota Rica, onde também aflora o Complexo Colméia, chegou-se a uma idade isocrônica Rb/Sr de 2.530 +- 200 Ma (RI = 0,70345 e MSWD = 8,8) bem como idades Pb/Pb obtidas em três cristais de zircão com valores de 2,87, 2,84 e 2,82 Ga (CÂNDIDO A.V. MOURA, comunicação verbal).

Os dados geocronológicos sobre a Faixa Araguaia e seu embasamento são ainda precários para que se possa avançar

considerações mais aprofundadas sobre a cronologia dos processos geológicos. No entanto, alguns aspectos podem ser destacados e se afiguram os mais relevantes:

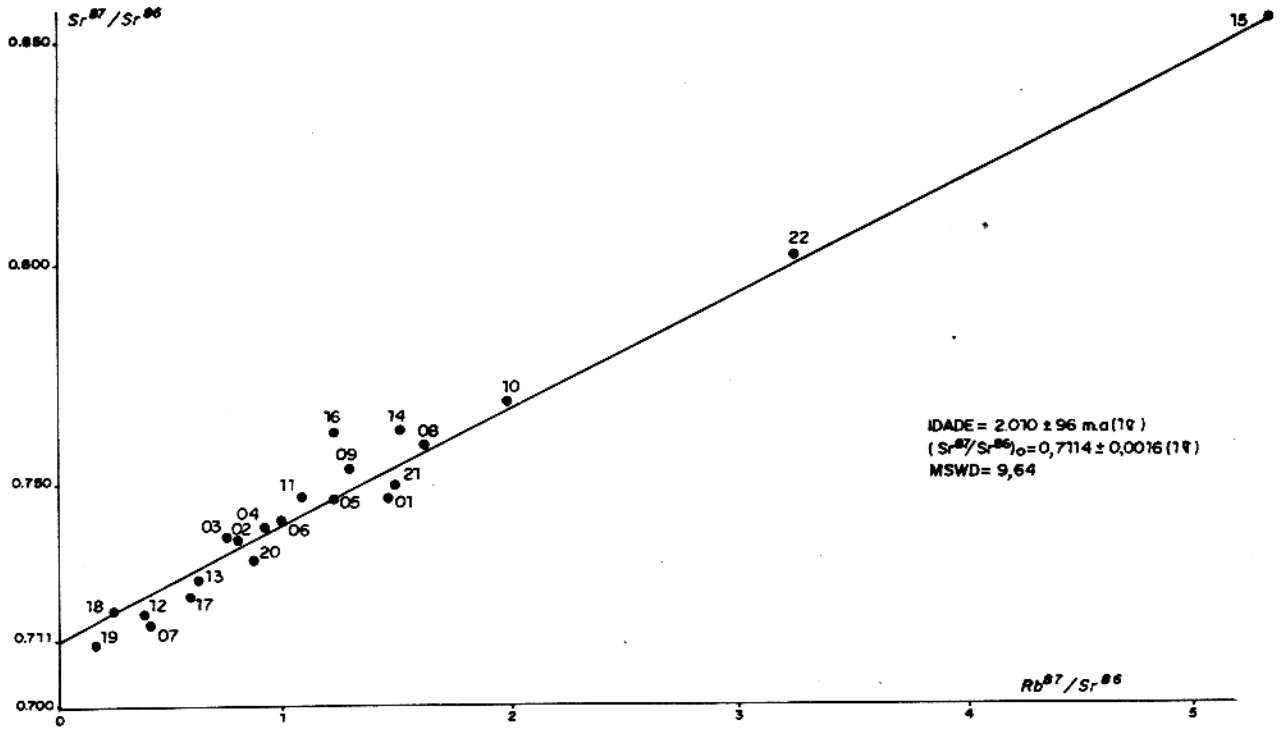


FIG. 35 - Diagrama isocrônico Rb/Sr de referência. Rochas do Embasamento da Faixa Araguaia. Segundo MACAMBIRA (1983) modificado.

a) as idades antigas, por volta de 2,5 Ga, dão conta da existência de litogênese e/ou metamorfismo sobre rochas da infraestrutura crustal dessa região;

b) os valores encontrados em torno de 2,0 Ga, sobretudo o do Gnaisse Cantão e da Suíte Lajeado, são importantes balizadores do Evento Transamazônico como gerador de rochas e estruturas metamórfico-deformacionais;

c) os dados Pb/Pb da Grota Rica (Complexo Colméia) e Sm/Nd do Gnaisse Cantão indicam que os mesmos podem ser derivados de protolitos com idades entre 2,8 - 2,9 Ga, cuja história geológica ainda não foi possível resgatar.

Nº	SPK	Nº DE CAMPO	ROCHA	Rb(ppm)	Sr(ppm)	Sr^{87}/Sr^{86}	Rb^{87}/Sr^{86}	REF.
01	4120	XB-34-B	gnaisse	127,4	253,6	0,7460	1,46	1*
02	4121	XB-34-C	gnaisse	79,2	292,2	0,7376	0,79	1*
03	4122	XB-34-D	gnaisse	82,9	316,1	0,7378	0,76	1*
04	4123	XB-34-E	gnaisse	84,5	270,6	0,7403	0,91	1*
05	4127	GR-02	migmatito	131,5	316,5	0,7466	1,21	1**
06	4128	GR-03	migmatito	114,6	335,3	0,7423	0,99	1**
07	4129	GR-04	migmatito	61,8	421,8	0,7190	0,42	1**
08	4124	CM-20	migmatito	217,9	394,6	0,7587	1,61	1º
09	4125	CM-21	migmatito	154,6	351,0	0,7532	1,28	1º
10	4126	CM-22	migmatito	201,7	302,0	0,7684	1,94	1º
11	3139	CM-06	migmatito	134,8	367,9	0,7469	1,06	1º
12	3140	CM-07	migmatito	66,7	501,3	0,7204	0,39	1º
13	3141	CM-09	migmatito	80,6	379,6	0,7285	0,62	1º
14	3824	RM-164,2	granito	163,6	316,9	0,7609	1,50	2º
15	4476	BC-38,2	migmatito	197,8	107,7	0,8533	5,39	2º
16	4478	BC-35	migmatito	186,2	367,3	0,7688	1,50	2º
17	4480	BC-21	migmatito	99,1	477,7	0,7248	0,60	2º
18	4477	BC-04	migmatito	55,1	583,3	0,7216	0,27	2º
19	4318	CL-22	gnaisse	23,8	393,3	0,7139	0,18	4+
20	4321	CL-29-A	gnaisse	76,4	255,6	0,7325	0,82	4+
21	4320	CL-60	gnaisse	127,0	249,0	0,7490	1,48	4+
22	4323	CL-65	gnaisse	161,0	146,0	0,8010	3,26	4+

Tabela 9 - Dados analíticos Rb/Sr, rocha total do núcleo das braquidobras da Faixa Araguaia. *Xambioá; **Grota Rica; ºColméia; +Lontra.

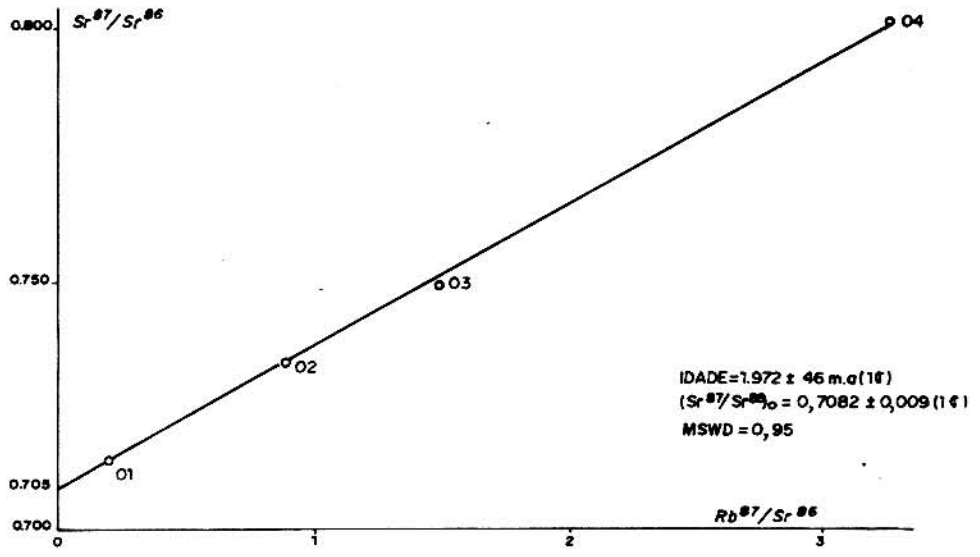


FIG. 36 - Diagrama isocrônico Rb/Sr de referência - Embasamento da Estrutura do Lontra, GO. Segundo MACAMBIRA (1983).

Nº	SPK	Nº DE CAMPO	ROCHA	Rb(ppm)	Sr(ppm)	Sr^{87}/Sr^{86}	Rb^{87}/Sr^{86}	REF.
01	4318	CL-22	Gnaisse	23,8	393,3	0,7139	0,18	4
02	4321	CL-29-N	Gnaisse	76,4	255,6	0,7325	0,87	4
03	4320	CL-60	Gnaisse	127,0	249,0	0,7490	1,48	4
04	4323	CL-65	Gnaisse	161,0	146,0	0,8010	3,26	4

Tabela 10 - Dados analíticos Rb/Sr, rocha total da região de Lontra.

d) as idades situadas em torno de 550 Ma, fornecidas pelo método Rb/Sr, em granitos do Ramal do Lontra e Presidente Kennedy, indicam processos de fusão nessa época, embora em pequena escala. Os resultados K/Ar de grandes áreas e diversas rochas reforçam a existência de processos térmicos e deformacioanais significativos durante o Evento Brasiliano.

3.7 - DADOS GRAVIMÉTRICOS

Os dados gravimétricos existentes para a faixa dizem respeito a um perfil transversal executado entre Rendeção e Guaraí por GUIMARÃES et al. (1978) e ao levantamento em escala de reconhecimento de CARVALHO (1988).

O perfil mais completo dessa região agrupa os dados entre Redenção, situada sobre o Cráton Amazônico, e Tupirama/Pedro Afonso, nas margens do Rio Tocantins, posicionadas sobre as rochas da bacia sedimentar do Parnaíba, após atravessar o setor mais representativo da Faixa Araguaia.

Inicialmente, pode-se dividir a configuracão do perfil nos seguintes setores distintos: a) gradiente suave, descrescente para leste, sobre as rochas do Complexo Xingu; b) patamar com variações de aproximadamente 10 mgal a oeste de Conceição do Araguaia; c) patamar negativo a leste desta cidade com os mais baixos valores da anomalia Bouguer; d) curva ascendente com gradiente forte a leste de Pequizeiro, culminando na elevação de Colméia-Guaraí; e) depressão entre Guaraí e Tupirama (Fig. 37).

A análise qualitativa dos dados mostra as seguintes particularidades:

- o gradiente decrescente da parte ocidental do perfil representa bem o efeito de borda do cráton no qual uma cobertura cada vez mais expressiva tem lugar à proporção que se dirige para leste. A forma da curva, associada aos dados da geologia de superfície, indica uma geometria de cunha para a cobertura ou tendência de espessamento crustal;
- a parte mediana do perfil, a oeste de Conceicão do Araguaia,

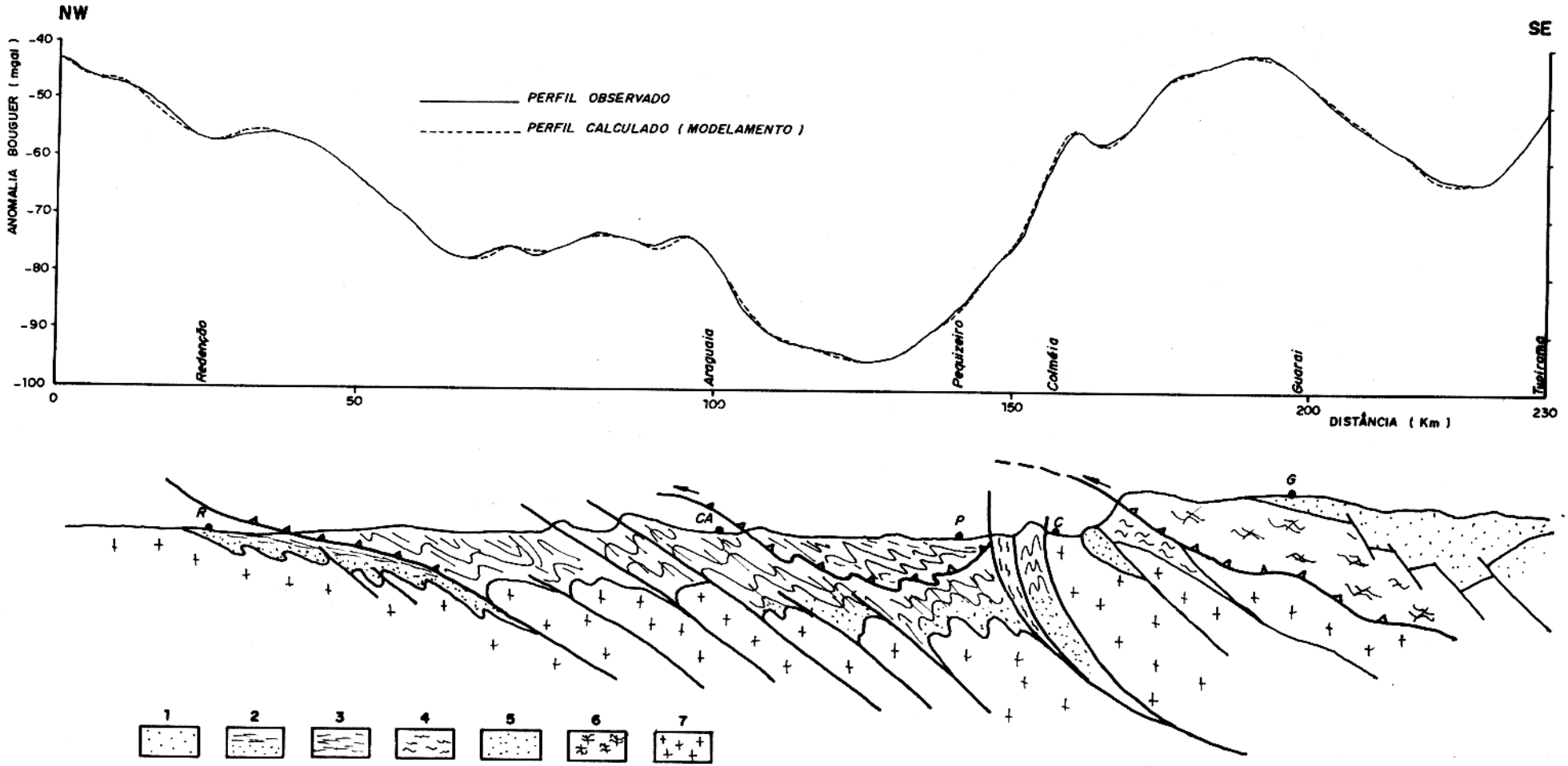


FIG. 37 - Perfil composto gravimetria-geologia entre Redenção (Pa) e Tupiranga (To). Perfil gravimétrico segundo CARVALHO (1988). 1 = Cobertura Fanerozóica da Bacia do Parnaiba; 2 = Fm. Couto Magalhães; 3 = Fm. Pequizeiro; 4 = Fm. Xambioá; 5 = Fm. Morro do Campo; 6 = Fm. Canto da Vazante; 7 = Embasamento granítico-gnaissico. Rochas básicas não representadas.

com variacões locais da ordem de 10 mgal, relaciona-se a uma porção crustal conjutamente negativa, com pequenas feicões particulares (elevações do embasamento), dentro do pacote metassedimentar ou da crosta como um todo. Nesse segmento pode-se ter um conjunto mais espessado com porções localmente mais densas, representadas pela colocação de corpos máfico-ultramáficos, concordantes e discordantes, nas rochas do Supergrupo Baixo Araguaia;

- o segmento a leste de Conceição do Araguaia mostra os mais baixos valores da anomalia Bouguer que podem ser interpretados como uma deficiência de massa nessa região. Aí pode-se ter uma tectônica de imbricamento e superposição de camadas de baixa densidade, representadas pelos metassedimentos do Grupo Tocantins, que, embora percolado por massas máfico-ultramáficas, constituem ainda, no geral, um conjunto gravimetricamente negativo. A profundidade do embasamento granítico, relacionado ao Complexo Xingu, deve ser bem mais acentuada que nos dois segmentos anteriores. Conseqüentemente, os materiais aí presentes, representados pelas rochas do Grupo Tocantins, devem ser bem mais expressivos. A maior espessura do conjunto pode se relacionar a efeitos sedimentares (maior possança das formações), bem como a fatores tectônicos, representados por imbricacão e duplicação por dobramentos e enfatiamento;

- a curva ascendente, a partir de Pequizeiro, e que desenha para leste, a elevação de Guaraí, relaciona-se ao alçamento do embasamento gnáissico-migmatítico, exposto no núcleo da antiforma de Colméia e talvez à presença de rochas mais densas das partes inferiores da crosta. Os valores alcançados pelas anomalias são semelhantes aos encontrados na região de Redenção,

sobre o Complexo Xingu.

Estruturalmente, nesse segmento, pode-se destacar a região de Pequizeiro pelos seguintes aspectos: a) passagem tectônica brusca entre os grupos Estrondo e Tocantins, de forma provável através de uma superfície que apresenta uma componente de cavalgamento importante, do Estrondo sobre o Tocantins: b) passagem das isógradas metamórficas da biotita e granada+estaurolita, coincidente com essa zona tectônica (Fig. 22); c) amarrotamento pronunciado da Formação Pequizeiro a oeste, em padrão de dobras mesoscópicas, decimétricas a métricas, de planos axiais subverticais, indicativos de uma cerragem geral; d) composição em escala regional de uma estrutura sinformal, desenhada pelas rochas da Formação Pequizeiro; e) feições importantes de cavalgamento, com inversão das camadas de quartzito do Grupo Estrondo, posicionados sob as rochas gnáissicas do Complexo Colméia (Fig. 38);

Ainda nesse perfil, a leste de Colméia, na subida da Serra do Estrondo, observa-se uma discordância estrutural marcante, entre os xistos granatíferos da formação Xambioá, orientados segundo N50-70ºE, com mergulhos da ordem de 30º para sudeste, e os xistos miloníticos com feições de migmatização, da Formação Canto da Vazante com direções em torno de N20ºE e mergulhos de 20-30º para SE que se sobrepõem àqueles (Fig. 39);

No início da curva ascendente acontece também a passagem da zona da clorita para a da biotita. Os dados de geologia de superfície são indicativos da presença de descontinuidades importantes nesse trecho que podem representar zonas transcorrentes ou oblíquas. Além disso, os mergulhos

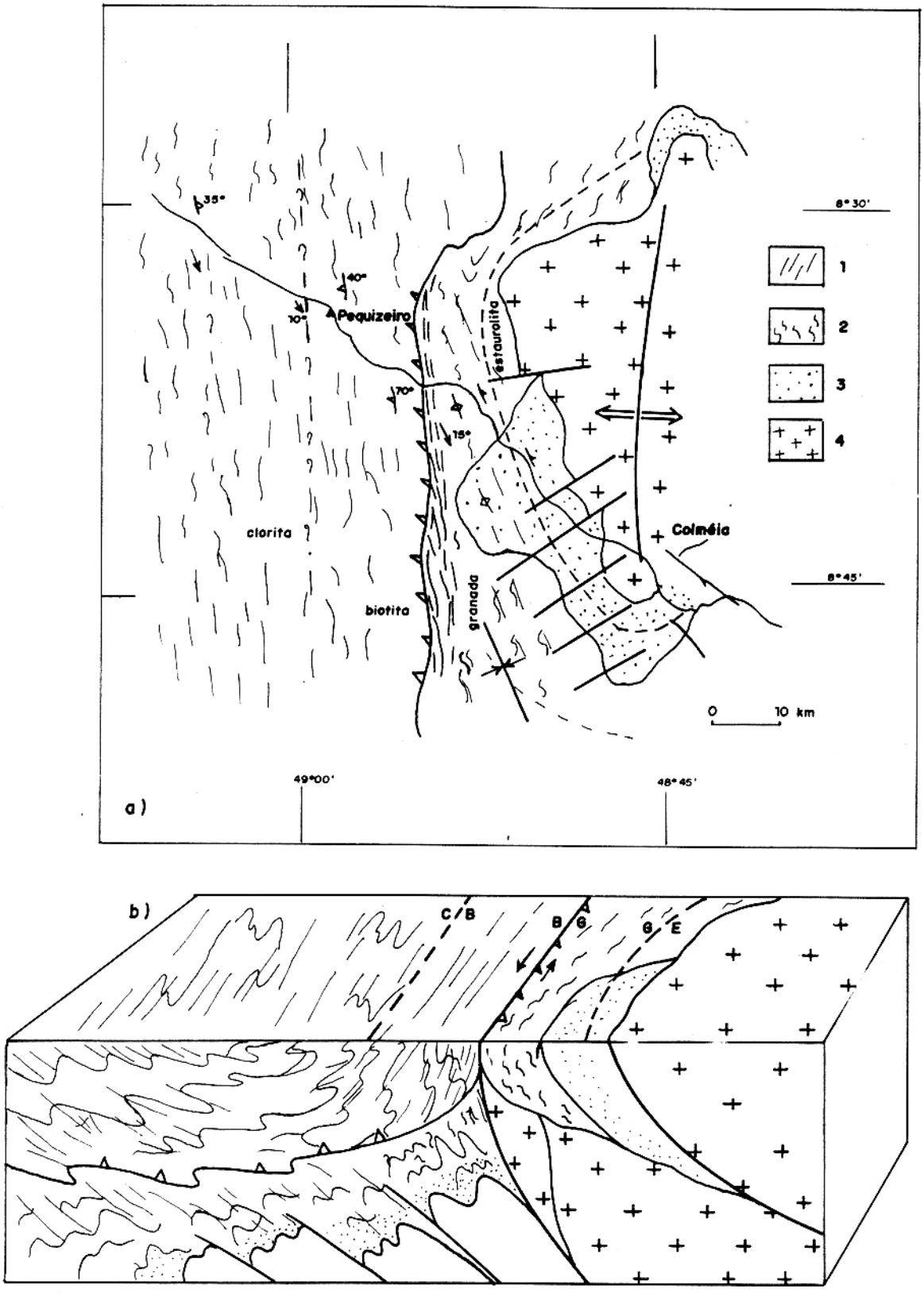


FIG. 38 - a) Mapa geológico da região de Colméia - Pequizeiro, (TO) compilado de ABREU (1978), COSTA (1980) modificados. b) Bloco diagrama mostrando as relações espaciais entre as várias unidades representadas. 1 = Formação Pequizeiro; 2 = Formação Xambioá; 3 = Formação Morro do Campo; 4 = Complexo Colméia. C = clorita, B = biotita, G = granada, E = estaurolita assinalam passagens de isogradas metamórficas.

subverticais e até inversos das camadas de quartzitos e metaconglomerados da Formação Morro do Campo são indicativos do alçamento do conjunto de leste. A oeste, na Formação Pequizeiro, encontram-se mergulhos subverticais ou fortes para oeste, mostrando a complicação estrutural dessa zona de passagem (Fig. 38).

As ondulações do patamar de Guaraí podem ser relacionadas à justaposição lateral de rochas com pequenos contrastes de densidade. Sua forma geral abaulada pode relacionar-se ainda à colocação de lascas individuais com maior contraste de densidades em níveis moderados da crosta.

A depressão situada entre Guaraí e Tupirama, que interrompe esse patamar, é relacionada a jogo de falhas normais da borda da Bacia do Parnaíba, segundo CARVALHO (op.cit.), gerando grábens com abatimentos da ordem de 5 km.

3.8 - EVOLUÇÃO

O conhecimento que se detém hoje sobre a Faixa Araguaia e seu embasamento permite esboçar um esquema de evolução no qual se procura inserir, através de um tratamento crítico, todos os dados geológicos de natureza diversa disponíveis e propor um novo modelo de organização.

Sob o ponto de vista geotectônico, a faixa encontra-se estabelecida sobre o Bloco Araguacema que se limita a leste como o Bloco Brasília, através de descontinuidades geofísicas e geológicas marcadas pela presença de gnaisses granulíticos em superfície (HASUI & HARALYI 1985). Essas descontinuidades, de direção NE-SW são feições importantes, de primeira ordem, e de grande significado para a compreensão do quadro geológico

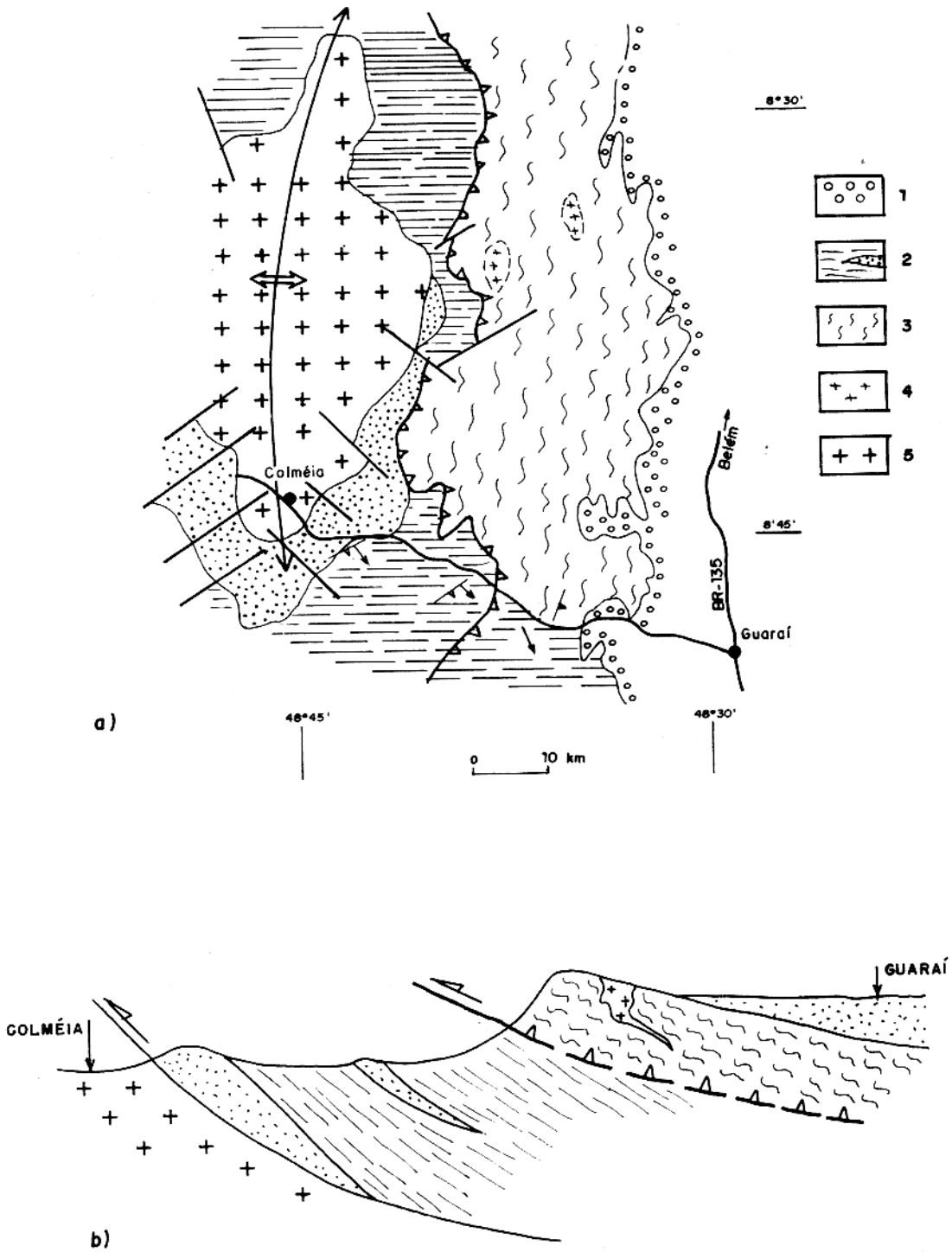


FIG. 39 - Discordância estrutural entre os micaxistos miloníticos da Formação Canto da Vazante e o Grupo Estrondo. a) Mapa geológico baseado em ABREU (1979) e COSTA (1980) destacando a posição dos traços de foliação no trecho Colméia-Guaraí; b) Perfil geológico do trecho considerado. 1 = Sedimentos da Bacia do Parnaíba; 2 = Grupo Estrondo, xistos e quartzitos intercalados; 3 = Formação Canto da Vazante; 4 = mobilizados graníticos; 5 = Complexo Colméia.

regional de todo o Brasil setentrional.

Os processos litogenéticos de formação do embasamento da faixa são em grande parte de idade arqueana, compreendendo a edificação de uma megaunidade que comporta nesse setor os Complexos Xingu, Colméia e Rio dos Mangues (pro-parte). As separações entre estas duas primeiras subunidades é mais geográfica do que geológica, uma vez que entre as mesmas não existem diferenças notáveis que justifiquem as separações hoje existentes.

A geração de granitóides, que se transmutaram ou não em gnaisses (Cantão e assemelhados), é considerada como tendo ocorrido durante o Proterozóico Inferior, conforme idades hoje disponíveis.

Dessa forma, o embasamento arqueano da faixa sofreu retrabalhamento em várias intensidades e em diversas épocas como relatam os conjuntos de idades geocronológicas, por vezes comuns a determinadas regiões. Assim é que são encontradas manifestações de diversos eventos geotectônicos pós-formação dos primeiros núcleos siálicos, all determinados e relacionados a padrões gregários polidomais e associações do tipo granito-greenstone.

No curso do Proterozóico Médio/Superior, em escala global, se depositaram unidades sedimentares sobre as áreas cratônicas consolidadas, do denominado supercontinente proterozóico (PIPER 1975, 1982) freqüentemente em margens continentais rifteadas. Uma sucessão típica envolve sedimentos clásticos de água rasa, carbonatos de plataforma rasa, sedimentos finos laminados de água profunda, flysch e sedimentos molassoídes (WINDLEY 1986). Alguns exemplos podem

ser encontrados no Supergrupo Belt - Purcell do Canadá-Estados Unidos, Sistema Adelaideano, da Austrália etc.

São reconhecidos muitas vezes sedimentos ligadas a um origem glacial ou flúvio-glacial intercalados nessas seqüências.

Talvez esse tipo de sucessão encontre paralelo com as formações basais do chamado Supergrupo Baixo Araguaia no qual são reconhecidos quartizitos e xistos das formacões Morro de Campo e Xambioá, respectivamente. Esses materiais seriam posicionados a seguir em uma bacia estruturada segundo uma orientacão distinta daquela relativa à zona de articulação entre os blocos Brasília e Araguacema, mas a ela vinculada, estabelecendo-se uma bacia meridiana em marcante discordância estrutural em relacão às rochas e estruturas do Cráton Amazônico, no geral orientadas segundo WNW -ESE (Fig. 40).

Dois fatores importantes parecem ter contribuído para o estabelecimento dessa bacia. O primeiro foi a existência de grandes descontinuidades WNW-ESE que funcionariam durante a fase distensiva como falhas de transferência. O segundo diz respeito à provável existência de uma zona de descolamento, quase ortogonal à primeira, que evoluiu no sentido de formação de um proto-rífte na sua fase distensiva mais avançada (Fig. 41).

A implatação da bacia segue os postulados do modelo desenvolvido por WERNICKE (1981, 1985,) e LISTER et al. 1986), que se baseia em um esquema cinemático de cisalhamento simples de escala regional, em regime extensional, compreendendo o envolvimento da litosfera como um todo. Tal modelo foi aplicado inicialmente à Provícia **Basin and Range**, da região meridional da Califórnia - Estados Unidos e, em seguida,

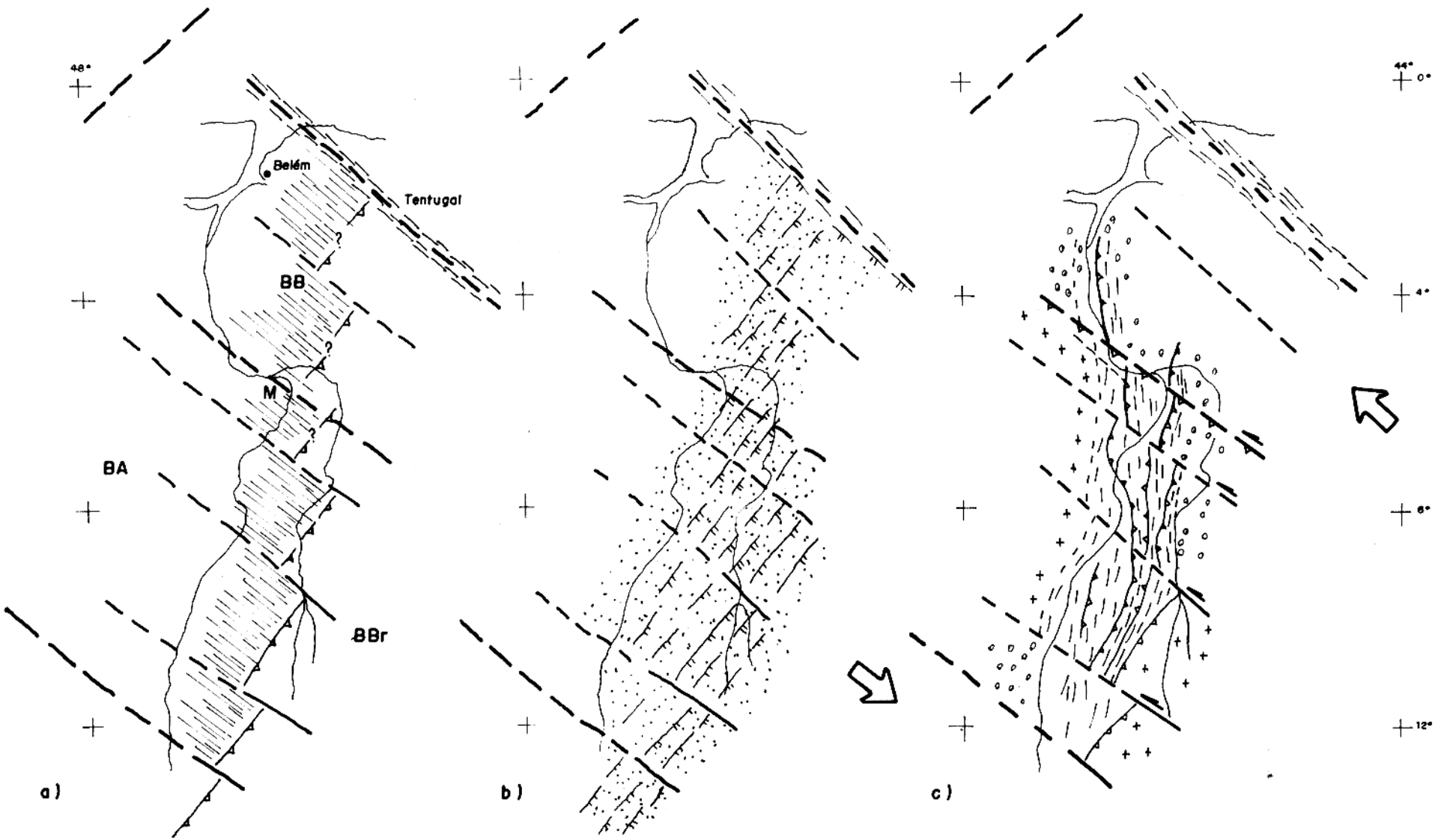


FIG. 40 - A Bacia Araguaia; esquema de implantação. a) Sedimentação controlada pelos limites dos blocos após a interação dos mesmos; b) fase distensiva; c) arcabouço após a inversão; as setas maiores indicam a posição do binário. Blocos: BA = *Araguacema;* BB = *Belém;* BBr = *Brasília.*

à evolução do Mar Vermelho. Posteriormente, passou a ser generalizadamente aplicado.

Um dos aspectos importantes no modelo é a possibilidade de exposição das rochas da infracrosta, milonitizadas em fácies anfibolito ou xisto verde, ainda durante a fase extensional. No caso da Faixa Araguaia, isso se reveste de particular importância, uma vez que acentuaria o desenvolvimento de estruras NE-SW a N-S no Bloco Araguacema em parte já herdadas quando da interação deste com o Bloco Brasília.

Diferenças na natureza da sedimentação foram estabelecidas, tendo em vista uma extensa distribuição geográfica e particularidades locais, resultantes da diferenciação tectônica das bacias que posteriormente, em um processo de subsidência mais acentuado, recolheu os materiais da erosão.

Os materiais sedimentares presentes compreendem uma seqüência sedimentar cratônica na base, anteriormente ao estabelecimento da bacia que se transmutou nas formações Morro do Campo e Couto Magalhães (pro-parte). Esta foi recoberta por sedimentos de ambiência de maior profundidade à medida em que a bacia se desenvolvia, gerando os materiais que originaram as formações Canto da Vazante, Xambioá e Pequizeiro e talvez parte da Formação Couto Magalhães.

Concomitantemente ao aporte dos sedimentos na bacia, verificava-se, de forma diferenciada, a subsidência e relacionada a ela os fenômenos distensivos, que permitiram a formação de descontinuidades profundas e a ascensão dos magmas máfico-ultramáficos. Esses materiais magmáticos intercalaram-se

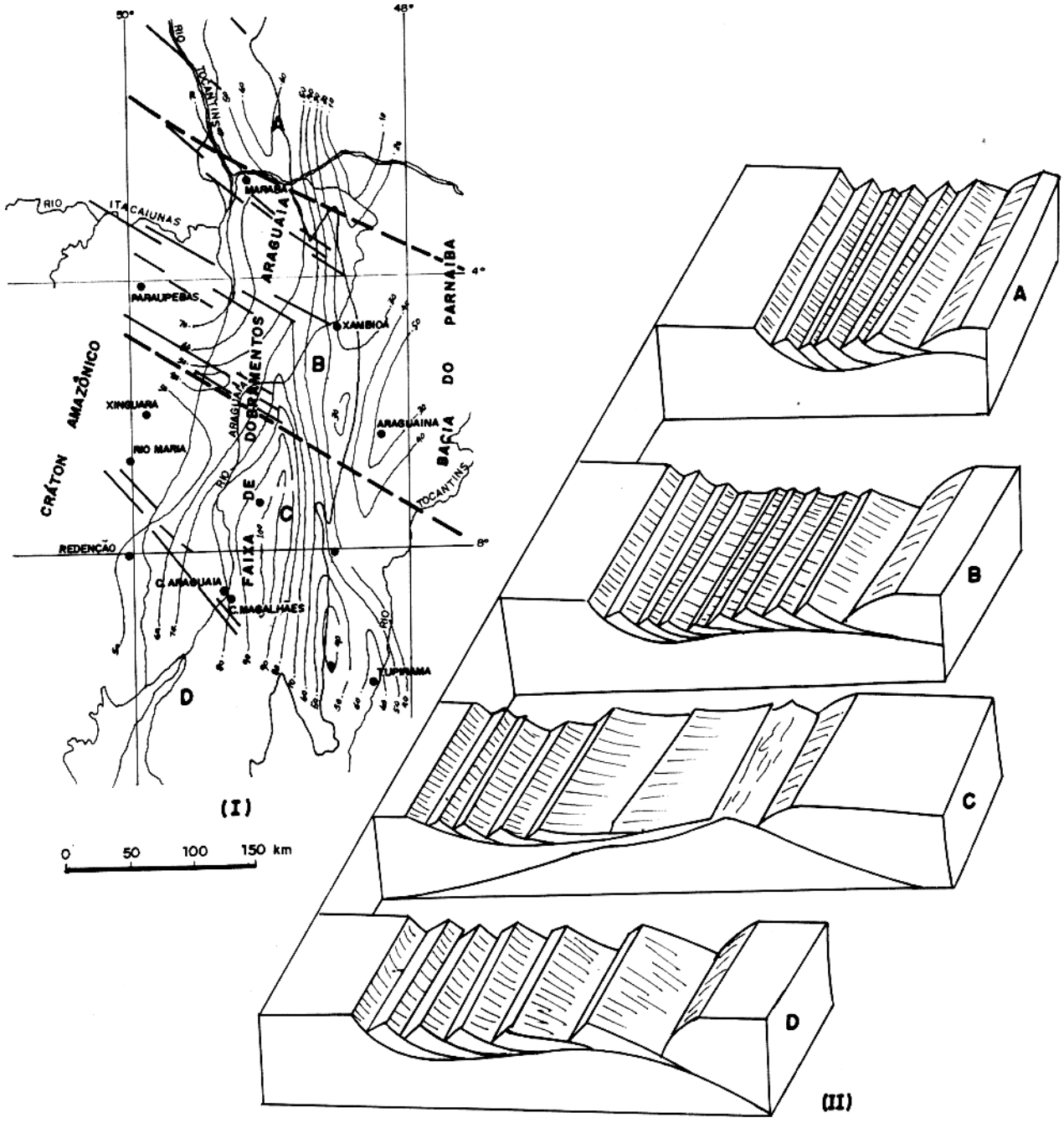


FIG. 41 - Esboço da compartimentação da Faixa Araguaia. (I) Mapa Bouguer com separação de setores gravimetricamente distintos (segundo CARVALHO 1988). (II) Geometria especulativa esquemática dos vários setores, destacando-se os limites como correspondentes a zonas de cisalhamento sinistrais da fase de inversão da bacia.

e cortaram os sedimentos como sills e diques, relacionados em última instância à subida do manto litosférico, por efeito de descompressão resultante da remoção da crosta superior, permitindo assim a elevação rápida das isotermas e os processos de fusão da parte superior do manto ou da base da crosta (Fig. 42).

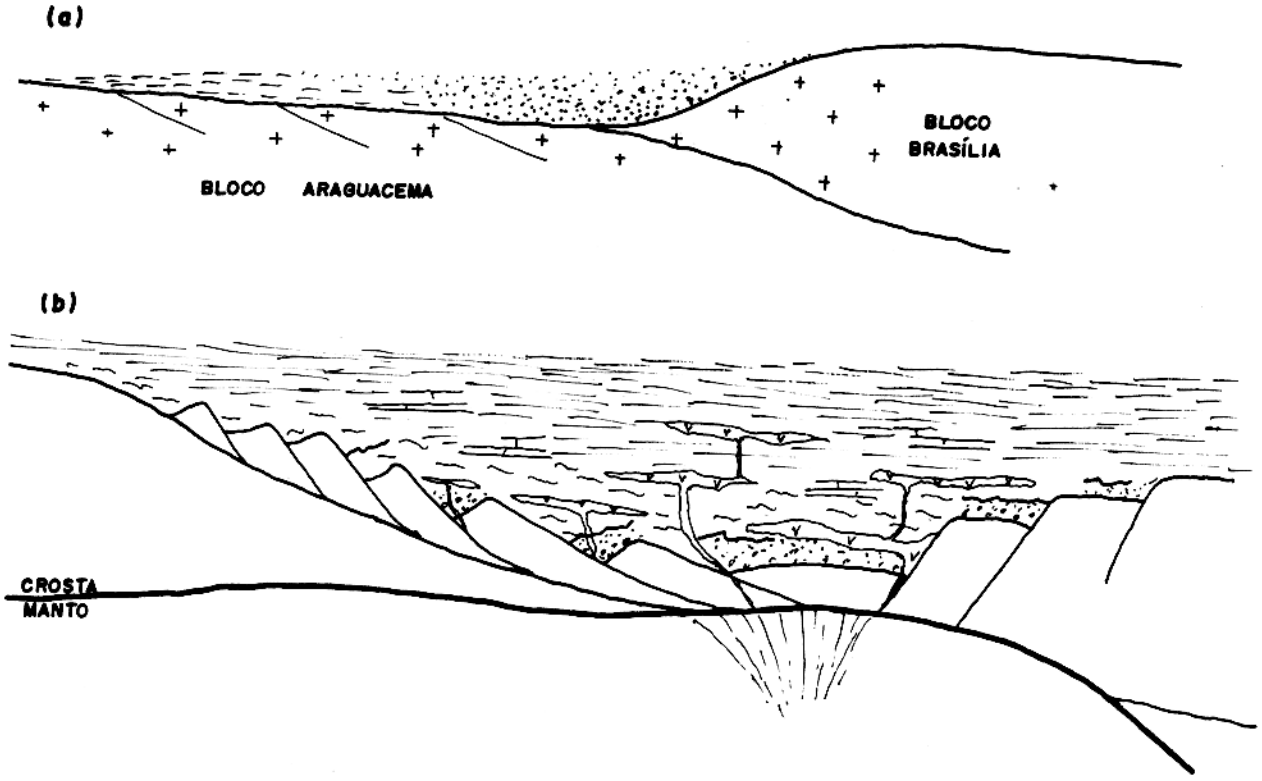


FIG. 42 - Esquema do preenchimento da bacia do Supergrupo Baixo Araguaia (a) Fase cratônica (Formação Morro do Campo e Couto Magalhães "pro-parte"); (b) Fase rifte (Formação Canto da Vazante, Pequizeiro, Xambioá e parte da Couto Magalhães. ~ discordâncias presumidas entre as fases (a) e (b).

A subsidência continuou, os processos distensivos se acentuaram, permitindo maior percolação de materiais provindos da base da crosta e do manto superior. Esse segmento crustal evoluiu, então, para um estágio de separacão que pode se assemelhar a um proto-rifte no esquema da tectônica de

placas. Certamente não se formou na bacia uma crosta oceânica verdadeira, mas apenas uma feição continental adelgaçada e fortemente penetrada por diápiros de natureza gabro-peridotítica (Fig. 42).

Nesse sentido, a Faixa Araguaia estaria vinculada a um modelo evolutivo de crosta bastante diferente do reportado por ALMEIDA (1974), quando se referia à Geossutura Tocantins-Araguaia como elemento condicionante principal do estabelecimento da mesma.

Assim, o Supergrupo Baixo Araguaia encerra um conjunto vulcano-sedimentar com duas seqüências sedimentares distintas, provavelmente com discordâncias importantes entre as mesmas. A inferior, compreendendo uma seqüência clástica que originou a Formação Morro do Campo e grande parte da Formação Couto Magalhães. A superior, envolvendo sedimentos mais finos, carbonatos restritos e materiais flyschóides que geraram as formações Canto da Vazante, Xambioá, Pequizeiro e talvez parte da Formação Couto Magalhães (Fig. 22).

A respeito da Formação Couto Magalhães, em que os termos dominantes são os pelitos, não é clara com qual das seqüências seria a sua vinculação. Pelos dados litoquímicos ela poderia representar a extensão para leste das formações Xambioá e Pequizeiro, e ser assim relacionada à seqüência superior. Por sua vez, por encerrar litologicamente também quartzitos, poderia corresponder a uma fácies mais distal da Formação Morro do Campo. Assim, é difícil sustentar o esquema estratigráfico, conforme apresentado no item 3.2.2.

A maneira como, especificamente, se instalou a bacia do Supergrupo Baixo Araguaia já aconteceu de forma assimétrica

(zona de descolamento mergulhando para leste), tendo gradiente mais suave de oeste para leste, isto é, do Cráton Amazônico em direção à zona mais profunda da bacia e um gradiente mais acentuado de leste para oeste, a partir do Complexo Colméia. Essa assimetria foi de grande importância no entendimento do padrão geométrico do edifício orogênico e de todas as feições planares, incluindo-se dobras.

Outra característica importante é que as falhas de transferência separaram no sentido longitudial a bacia em setores diferentes, estabelecendo diversos depocentros. Os dados geofísicos de CARVALHO (1988) mostram a existência, na parte setentrional, de pelo menos três compartimentos maiores (Fig. 41 I).

A distensão foi provavelmente maior ao sul do Lineamento Carajás, segmento onde se concentra a maior quantidade de corpos ultramáficos.

Os arranjos geométricos apresentados para a bacia Araguaia são em parte especulativos por lhes faltarem o apoio geofísico e petrológico indispensáveis.

Uma vez preenchida a bacia e recobertas as áreas estáveis, o processo geral distensivo ultrapassou seu pico e na região como um todo sobrevem um regime compressivo, com inversão geral da mesma, à qual se liga também os fenômenos metamórficos e o magmatismo granítico restrito.

Em termos relativos o processo de inversão na bacia pode ser considerado como variando de fraco na porção ocidental a moderado no lado oriental, mais próximo ao limite leste do Bloco Araguacema, conforme geometrias propostas por DEWEY et al (1986), GILLCRIST et al (1987) com base nos arranjos encontrados

nos Alpes Suíço e Italiano .

A inversão é acompanhada da geracão de estruturas planares, representadas por uma foliação (xistosidade, bandamento, foliação milonítica) com mergulhos fracos a médios, estatisticamente para leste, na parte oriental e para quadrantes opostos nas partes central e ocidental, configurando ondulações maiores. Vários planos ou zonas de concetração de deformação devem ter se formado ou sido reativadas, dando lugar ao aparecimento de imbricações tectônicas e nappismo, em diferentes escalas e intensidades. Concomitantemente, o forte desmembramento acontecido nas rochas propiciou a formação de dobras intrafoliais centimétricas a métricas, sem raizes, acomodadas dentro das fatias individuais e não desenhando padrão regular de dobramentos como anteriormente proposto (Fig. 37).

A estrutura profunda do embasamento influenciou o comportamento espacial da foliação. As zonas de falhas de transferência, funcionando agora como rampas oblíquas e/ou laterais, imprimiram desvios importantes, afastando-as das orientações submeridianas e configurando sinuosidades em planta com feicões de arrasto, por vezes expressivas (Fig. 22).

A estruturação geral, mostrando um padrão de concordância entre as rochas do embasamento e aquelas da Faixa Araguaia, pode ser entendida como relacionada à geração ou remobilização de zonas preferenciais de concentração de deformação. Essas últimas já existiriam nas rochas antigas e seriam relacionadas à estruturação do Cinturão Granulítico do Médio Tocantins e à interação entre os blocos Araguacema e Brasília. Durante uma nova movimentação, essas superfícies favoreceram a rotação dos elementos estruturais internos das

fatias imbricadas, dando um padrão de concordância com as rochas deformadas pela primeira vez. Esse arranjo, em que se verifica a misturação de rochas polideformadas e unideformadas, gerando um cinturão móvel, não é muito diferente do encontrado em outras áreas do mundo a exemplo das cadeias panafricanas da África Ocidental, dos Caledonides, Himalaia etc.

As lineações minerais e de estiramento, encontradas sobretudo na parte oriental da faixa, configuram um transporte de massa de SE para NW, mostrando assim uma movimentacão oblíqua em relação à orientacão meridiana da mesma.

As paragêneses minerais encontradas mostram que as rochas foram submetidas a gradientes térmicos mais elevados na porção oriental, atingindo no pico do metamorfismo as condições limites do grau médio (fácies anfibolito média a alta), induzindo fusão e migmatização como observado em diversos afloramentos ao longo da Rodovia Belém-Brasília, ao sul de Guaraí. Os processos metamórficos não foram, no geral, durante a edificação da faixa, de intensidade tal que pudessem estabilizar novas assembléias minerais sobre todas as rochas do embasamento, uma vez que se preservam feições ígneas em corpos granitóides, bem como corpos máfico-ultramáficos do Grupo Tocantins. Não aconteceu assim, uma reomogenização total das rochas envolvidas, sobretudo as do embasamento.

Os movimentos tectônicos propiciaram a inversão de isógradas metamórficas, daí ser necessária uma revisão das passagens ditas gradacionais entre várias delas, naturalmente em trabalhos de maior detalhe.

As fusões desse embasamento e das rochas da faixa não foram significativas e apenas de modo restrito foram formados

migmatitos e/ou corpos graníticos de pequena dimensão, secantes à estruturação regional. Isso é perfeitamente explicável se se atém a uma análise mais particular das condições metamórficas, sobretudo das temperaturas máximas que as rochas devem ter alcançado, situadas por volta de 600-650ºC, não permitindo assim, uma formação significativa de mobilizados, a não ser sob altas pressões de H2O, o que parece não ter acontecido.

Todas as rochas foram envolvidas nos processos de (re) cristalização e deformação, à exceção dos corpos graníticos tardios, e mostram assinaturas dos eventos sucessivos desse processo evolutivo.

O embasamento, formado por rochas de para- e ortoderivação (complexos Colméia, Xingu, Rio dos Mangues, granitóides tipo Cantão), foi envolvido nesse processo, sendo na parte oriental misturado tectonicamente com as rochas da faixa, através de desmembramentos e formação de falhas ou lascas maiores, gerando o cordão de braquidobras. Isso teve lugar através da reativação das superfícies de descolamento ou dos limites dos blocos menores em que o embasamento foi preteritamente desmembrado e da geração de novas descontinuidades. Estas movimentações induziram deformações na cobertura, traduzidas principalmente pela formação de um cordão de braquidobras onde o embasamento se êxpõe sob a forma de janelas tectônicas, além de misturações e cavalgamentos importantes, como os da Serra do Estrondo e das Cordilheiras.

Esse quadro geral se ajusta bem à atuação de um binário, orientado segundo NNW-SSE, tendente a NW-SE, que induziu movimentos diferenciais dos vários setores, no sentido do Cráton Amazônico. A deformação geral se deu, internamente nos blocos,

conforme um esquema quase que de rampa frontal (observar os diagramas de foliação e lineações), enquanto a movimentação diferencial se acomodava ao longo de rampas laterais ou oblíquas NW-SE (Fig. 40).

O conhecimento atual da faixa, associado aos poucos dados da gravimetria, mostra que a tectônica de imbricação foi importante. Ela serve para explicar a deficiência de massa da região de Conceição do Araguaia, resultante de um espessamento tectônico dos metassedimentos do Grupo Tocantins, que apresentam o mais elevado contraste de densidade em relacão ao embasamento, como também marcam, de forma significativa, e alçamento de rochas mais densas do embasamento e talvez da base da crosta, compatibilizando assim os dados de gravimetria com os de geologia de superfície.

Os dados geocronológicos disponíveis para o metamorfismo, geração de migmatitos e fusão que resultaram na formação de granitos pós-tectônicos, de ocorrência restrita no ambiente da Faixa Araguaia, indicam a compatibilidade com o Evento Termo-Tectônico Brasiliano, com fechamento dos sistemas isotópicos Rb/Sr, a partir de 600 Ma, e K/Ar encerrando-se por volta de 480 Ma.

Com relação ao embasamento, configuram-se dois grupos principais de resultados geocronológicos que podem se relacionar aos eventos Jequié e Transamazônico, sendo o primeiro responsável pelos processos litogenéticos principais da formação da crosta siálica e o segundo pela geração restrita de granitóides, estruturas e remobilização tectônica e geoquímica das rochas já existentes.

Dessa forma, conciliando todas as informações

disponíveis, acredita-se que a explicação mais lógica para o conjunto de idades do Proterozóico Superior seja a de formação das paragênese minerais das rochas da Faixa Araguaia bem como a de geração de corpos graníticos e mobilizados dos migmatitos gerados/transformados em condições mais severas de metamorfismo.

A bacia teria sua história evolutiva completada com a deposição da Formação Rio das Barreiras, entendida como relacionada a gradientes topográficos gerados pelos processos de inversão.

3.9 - CONSIDERAÇÕES ADICIONAIS

O conhecimento da Faixa Araguaia está a merecer o desenvolvimento de uma série de trabalhos de pesquisa, a fim de que se possa avançar, de forma mais segura, na formulação de modelos para a sua evolução. Assim, faltam investigações de maior detalhe, visando a definir as interfaces das várias unidades lito-estruturais e suas relações com as isógradas metamórficas, hoje consideradas como no geral invertidas. Faltam, também, estudos geocronológicos regionais e de detalhe, visando a uma definição mais precisa dos sistemas isotópicos e sua evolução nos vários conjuntos lito-estruturais; trabalhos de análise geométrica de estruturas sobre áreas-chave, para constatação de discordâncias estruturais de importância primária ao entedimento do arranjo lito-estratigráfico dos conjuntos; e estudos petroquímicos visando a definições mais precisas em termos dos protolitos dos materiais da faixa e de seu embasamento.

Hoje, a evolução da faixa enfeixa duas linhas de raciocínio principais, no que diz respeito a sua evolução. Uma,

baseada de forma fundamental nos aspectos dos arranjos geométricos dos conjuntos e outra que procura compatibilizar a história das rochas com os resultados advindos dos estudos geocronológicos. Algumas questões importantes podem ser levantadas com relação ao conhecimento da faixa como um todo.

- A Formação Canto da Vazante, ao longo da Rodovia Belém-Brasília, apresenta feições de migmatização pronunciada e fusões que podem ter formado pequenos **stocks**.

- Rochas gnáissicas intercaladas com quartzitos e xistos na Serra das Andorinhas e atribuídas ao Gnaisse Cantão,estruturadas segundo desmembramentos tectônicos visíveis nas escalas de semi-detalhe, conforme assinalado por SOUZA (1984). Nesse setor, configura-se uma quebra topográfica marcante, na vertente da Serra do Estrondo e das Cordilheiras, assinalando a passagem entre as rochas miloníticas migmatizadas da Formação Canto da Vazante e as outras rochas da Faixa Araguaia o que configura uma discordância estrutural. Ainda não foi possível demarcar com precisão os locais onde, em planta, se assinala essa separação.

Com base nessas considerações pode-se apontar os seguintes aspectos principais da história evolutiva da Faixa Araguaia: **a)** sob o ponto de vista geotectônico, a área comporta a instalação de um proto-rifte estruturado segundo N-S; **b)** do ponto de vista da sedimentação, se depositou no início, provavelmente, uma seqüência sedimentar cratônica na base, recoberta discordantemente por sedimentos de ambiente de maior profundidade. Nessa ocasião, o conjunto foi percolado por massas gabro-peridotíticas sob a forma de diques e **sills**. **c)** a inversão da bacia foi acompanhada de movimentação geral das massas tectônicas para oeste, gerando rampas frontais

internamente nos blocos limitados pelas descontinuidades NW, com estas últimas funcionando como rampas laterais que induziram um traçado sinuoso a foliação a nível geral; d) o embasamento formado por rochas de para- e ortoderivação (Complexo Colméia/Xingu, Complexo Rio dos Mangues, granitóides tipo Cantão), foi envolvido nos processos compressivos. Essa retomada tectônica geral da área seria assinalada pelos resultados geocronológicos que apontam de forma generalizada uma impressão do Evento Brasiliano.

4 - REGIÃO DO GURUPÍ

4.1 - INTRODUÇÃO

Neste capítulo procurar-se-á estabelecer uma visão de conjunto, compatibilizando-se todas as informações disponíveis para a região do Gurupi (Fig. 43).

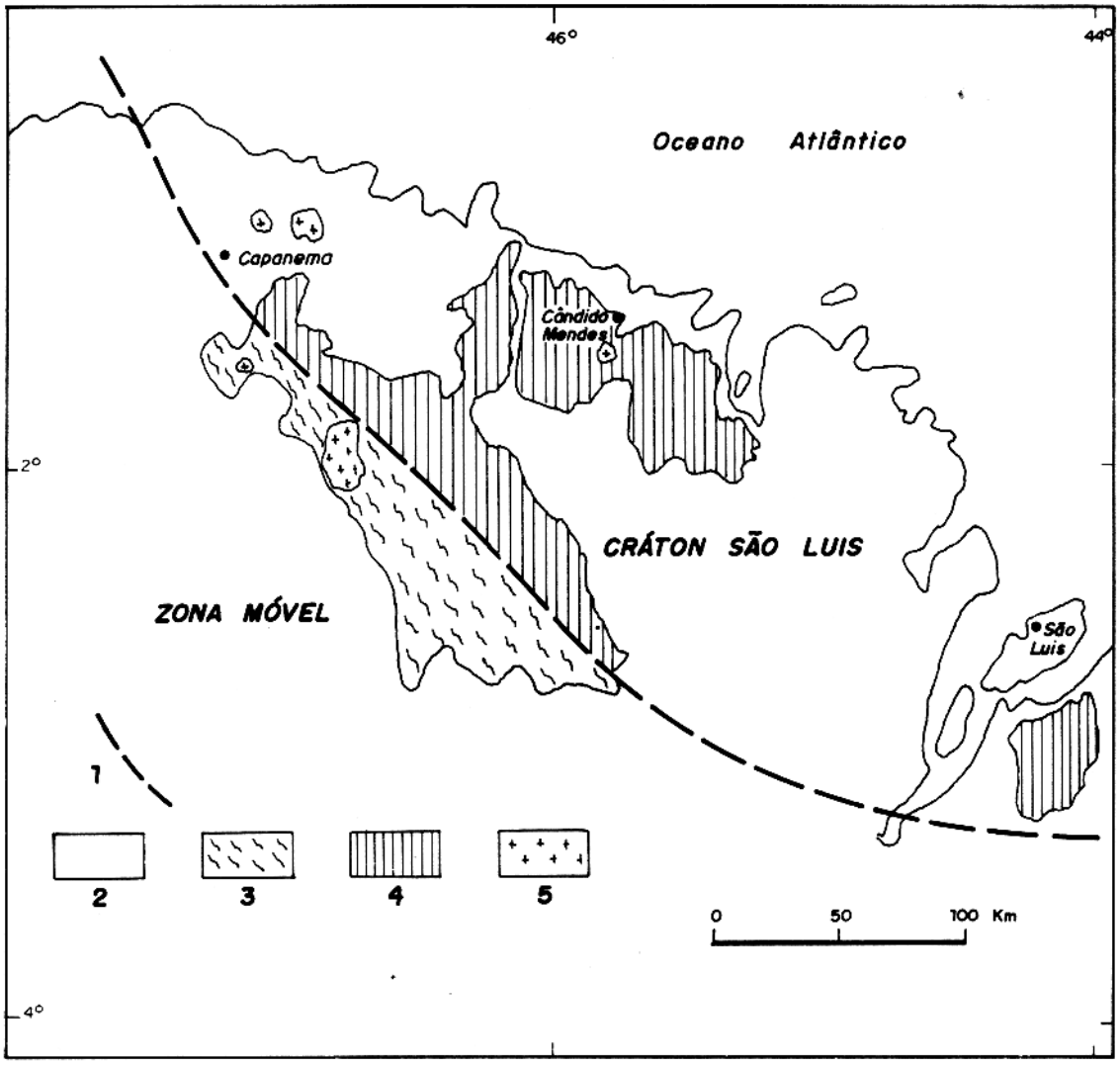


FIG. 43 - Mapa de localização da região de Gurupi. 1 = Limite Cráton São Luis X Zona Móvel; 2 = Bacia do Parnaiba e coberturas cenozóicas; 3 = Rochas da Zona Móvel; 4 = Rochas do Cráton São Luis; 5 = Corpos Graníticos. (Baseado em ABREU et al. 1980, ABREU e LESQUER 1985 - modificados).

Assim, será apresentada uma subdivisão da área em discussão, com base em uma compartimentação tectônica, na qual se distinguem um domínio dito cratônico e um outro afetado de forma significativa pelos fenômenos relacionados ao estabelecimento de uma faixa de retrabalhamento crustal durante o Proterozóico Inferior (Zona Móvel).

Serão analisadas basicamente as rochas pré-cambrianas da região, relacionadas à história geológica do denominado Craton São Luís e faixas metassedimentares e de retrabalhamento a ele associadas, situadas seja na sua periferia ou no seu interior.

4.2 - HISTÓRICO

A região do Gurupi já foi objeto de numerosos estudos, principalmente no que diz respeito a história fanerozóica, com referências bibliográficas datadas desde a segunda metade do século passado: PENA (1876), DERBY (1877), WHITE (1887), OLIVEIRA & GOMES (1926) e SOMBROEK (1926), apud COSTA et al. (1977).

Na década de 30 e 40, a área foi objeto de estudo de maior detalhe e se destacaram os trabalhos de MOURA (1936), que denominou "Série Gurupi" ao conjunto de rochas supracrustais encontrados na região, fazendo referência ainda à presença de rochas ígneas no litoral do Pará e Maranhão; de SOUZA (1938), que se referiu à presença de veios de quartzo auríferos e turmalinníferos no interflúvio Caeté-Turiaçú; e de OLIVEIRA & LEONARDOS (1943) que estabeleceram relações entre a "Série Gurupi" e seqüências semelhantes na África Ocidental.

Na década de 60, destacaram-se os trabalhos de MOLNAR & ALMARAZ (1966) sobre os arenitos da Formação Piriá; os de cunho

geocronológico de ALMEIDA (1967), definindo o núcleo cratônico entre São Luís e Belém; os de HURLEY et al. (1967) que estabeleceram para a área uma separação de províncias geocronológicas transamazônica e brasiliana, a exemplo da parte que lhe é simétrica na África, nos esquemas de ajustes pré-deriva; de CORDANI et al.(1968) e ALMARAZ & CORDANI (1969), que aportaram precisões sobre as províncias geocronológicas anteriormente definidas.

A década de 70, assistiu-aos levantamentos sistemáticos de cunho regional, sintetizados por RESENDE & PAMPLONA (1970), que estudaram geneticamente a evolução do Arco Ferrer-Urbano Santos, por FRANCISCO et al.(1971), que desenvolveram estudos geológicos na Folha SA-23(São Luís), por ARANTES et al.(1972) e NUNES et al.(1973), que contribuíram para o conhecimento dessa área dentro dos programas de levantamento regional patrocinados pelo DNPM, culminando com o trabalho de COSTA et al. (1977). Nesse último, foi apresentado um empilhamento estratigráfico, a definição de novas unidades e datações geocronológicas que permitiram um melhor posicionamento temporal das unidades descritas: Associação Metamórfica Maracaçumé, Grupo Gurupi, Associação Anorogênica Tromaí, Formação Piriá e outras formações de idade fanerozóica.

Também se destacaram nesse período os trabalhos de NEVES (1973), que defendeu a hipótese de conexão entre a área cratônica de São Luís e o Maciço de Granja no Noroeste do Ceará; AMARAL (1974), que postulou a eqüivalência entre o Grupo Gurupi (encontrado na perfuração VNst-1-Pa na Bacia de Bragança, com datação de 2.054 +- 64 Ma) e o Grupo Tocantins (considerado por ele como de idade transamazônica); de OLIVEIRA (1977), que

estudou as ocorrências de fosfatos de Santa Luzia; OLIVEIRA et al. (1978), com discussões sobre a litoestratigrafia do Grupo Gurupi e Formação Pirlá; HASUI et al.(1978) que apresentaram uma visão panorâmica das unidades brasilianas da América do Sul e suas correlações com o continente africano; de COSTA et al.(1980) que realizaram trabalhos sobre as principais ocorrências de fosfato da região lindeira Pará-Maranhão, destacando-se os depósitos de Itacupim, Trauíra, Santa Luzia, Cansa Perna, Pirocaua etc.

Nos anos 80, foram realizados vários trabalhos de integração e reavaliação dos dados já existentes, bem como aportadas novas informações. Assim, WANDERLEY Fo. (1980) apresentou informações sobre o granito de Mirasselvas, nas proximidades de Capanema, no que concerne a aspectos petrológicos e geocronológicos, oportunidade em que definiu para o mesmo idade isocrônica Rb/Sr e K/Ar sobre minerais, compatíveis com o Evento Transamazônico.

VILLAS (1982), estudando as intrusões ígneas da bacia do Rio Guamá, teceu comentários petrológicos suscintos e geocronológicos sobre os gnaisses alcalinos de Boca Nova e o granitóide de Ney Peixoto. Os resultados geocronológicos indicaram valores isocrônicos de 723 +- 30 Ma (RI = 0,704 +- 0,008) e 580 +- 58 Ma (RI = 0,7044 +- 0,0038) para Boca Nova e Ney Peixoto, respectivamente.

LOWELL & VILLAS (1983) estudaram os aspectos petrológicos do nefelina-sienito gnaisse de Boca Nova, com base em dados isotópicos, químicos e texturais, que indicam uma história ígnea pré-metamórfica . Sugeriram assim que essas rochas representam os produtos dos primeiros estágios de

migmatização e foram formados por anatexia de nefelina sienitos ígneos ou seus eqüivalentes vulcânicos. Os termos originais seriam provenientes de magma subsaturado derivado do manto que sofreu processos de cristalização fracionada. As texturas originais foram obliteradas por metamorfismo regional em fácies anfibolito que levou à formação de uma foliação gnáissica dobrada e cortada por veios anatéticos, de fusões provindas dos nefelina sienitos. O metamorfismo e a anatexia teriam reaberto o sistema Rb/Sr de tal modo que o valor isocrônico de 723 +- 30 Ma encontrado por VILLAS (1982) não pode ser interpretado como a idade de cristalização, nem como a idade do metamorfismo e fusão parcial.

VILLAS & DIAS (1983) definiram na área de Chega-Tudo, com base em estudos de testemunhos de sondagem, uma seqüência vulcano-sedimentar onde são encontradas rochas vulcânicas de composição félsica, intermediária e máfica. Os sedimentos compreendem metapelitos intercalados com leitos metaconglomeráticos e leitos ricos em material carbonoso. As assembléias minerais, em que se destacam quartzo, clorita, tremolita-actinolita, sericita, epidoto, calcita e magnetita, dão conta de transformações metamórficas no grau baixo. Em que pese a ausência de rochas ultrabásicas do tipo komatiíto e de texturas **spinifex**, existem grandes similaridades entre esse conjunto e seqüências do tipo **greenstone belt**, sobretudo as altas razões Na2O/K2O dos tipos félsicos, lembrando composição trondhjemítica de ocorrência bastante comum no Arqueano.

ABREU et al.(1984a) apresentaram uma proposta de integração de dados gravimétricos e geológicos da porção setentrional do País e propuseram um esquema de organização

geométrica de blocos crustais com diferentes padrões gravimétricos, bem como o modelo preliminar de evolução geológica. Teceram ainda considerações sobre aspectos gravimétricos e geológicos da África Ocidental, no sentido de encaixar a história evolutiva do final do Pré-Cambriano dos dois continentes no contexto dos eventos Brasiliano-Panafricano, com fenômenos distensivos e compressivos razoavelmente caracterizados.

HASUI et al. (1984a) apresentaram uma síntese sobre a Província Parnaíba, da qual se destaca o setor norte-noroeste, representada por unidades pré-silurianas. Para o esquema estratigráfico, tomaram por base os trabalhos de COSTA et al. (1977) e ABREU et al. (1980), aos quais acrescentaram ligeiras modificações, apresentando as descrições das unidades que compõem a coluna estratigráfica. Destacaram como estruturas maiores a Faixa de Cisalhamento Tentugal, representada por descontinuidades orientadas segundo NW-SE, a qual assinalaria a passagem de unidades geotectônicas: Faixa Móvel a sudoeste e Núcleo Cratônico São Luis (ALMEIDA, 1967,1969) a nordeste, coincidente com os limites de províncias geocronológicas brasiliana e transamazônica (HURLEY et al.1967, AMARAL 1974).

Denominaram também de Maciço Itamataré a unidade rochosa mais antiga, na qual se encaixaram intrusões brasilianas situadas a sudoeste da Faixa de Cisalhamento Tentugal, e de Faixa de Dobramentos Santa Luzia-Viseu, a porção crustal na qual estão inseridas as unidades homônimas, associando a ela as intrusões de Mirasselvas, Tracuateua. Esses corpos e outras manifestações magmáticas da Formação Tromaí pertenceriam ao mesmo evento termotectônico. Aduziram ainda um esboço da

história geológica da região, uma correlação com o continente africano e uma visão panorâmica dos bens minerais presentes.

ABREU & LESQUER (1985) apresentaram uma proposta de evolução, integrando dados geológicos e geofísicos do Cráton Oeste-Africano e da porção setentrional do meio norte brasileiro. Correlacionaram as formações Gurupi, Chega-Tudo, Igarapé de Areia e Viseu ao Sistema Birrimiano da África, cuja evolução teria como fechamento a Suite Granitóide Transamazônica (Formação Tromaí). Mostraram ainda a assinatura gravimétrica da zona de passagem entre o cráton e a faixa móvel, coincidente com a Faixa de Cisalhamento Tentugal. Assinalaram uma fenomenologia relacionada ao Proterozóico Superior, que no trecho situado entre os crátons Amazônico e São Luis/Oeste-Africano teria levado à formação de uma cadeia brasiliana fracamente desenvolvida.

BORGES et al.(1988) apresentaram aspectos estruturais e petrográficos importantes na região de Santa Luzia, do Pará, reconhecendo e descrevendo rochas miloníticas em escala regional e distinguindo, sob o ponto de vista estrutural, movimentações transcorrentes NW-SE e de empurrão supostamente de SW para NE, cujas relações espaço-temporais continuam em aberto. Descreveram também um pequeno stock de biotita monzogranito, intrusivo nas rochas supracrustais da área, ao qual denominaram "Granito Cantão". Aportaram ainda informações adicionais sobre a Formação Piriá encaixada no "Graben do Piritoró", o qual teria sido invertido de forma incipiente.

COSTA et al. (1988), na Faixa de Cisalhamento Tentugal, entre Chatão e Montes Áureos, confirmaram através do estudo de mesoestruturas o caráter sinistral da mesma. Definiram as

características da foliação milonítica presente ao longo desse acidente que chega a alcançar 5 km de largura. Caracterizaram as transformações mineralógicas acontecidas como tendo lugar em condições de fácies xisto verde, durante a atuação dos processos de cisalhamento em regime rúptil-dúctil e se referiram também à mineralogia do ouro nesse segmento, relacionando-a a diversas gerações de veios de quartzo e a faixas estreitas de rochas com "elevadas taxas de deformação".

4.3 - DESCRIÇÃO DAS UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS

A descrição das unidades litoestratigráficas apresentada neste trabalho é baseado em COSTA et al. (1977), ABREU et al. (1980), HASUI et al. (1984), IGREJA (1985) e ABREU & LESQUER (1985). São introduzidas ligeiras modificações, bem como precisões com relação às colunas apresentadas nas duas últimas referências bibliográficas (Quadro 4).

Dois domínios fundamentais podem ser estabelecidos na região, correspondendo respectivamente à porção cratônica a nordeste, indene dos efeitos do evento Brasiliano-Panafricano, e, dessa forma, dita estável, e uma faixa com forte estruturação NW, situada a sudoeste da primeira, na qual se fazem sentir de forma marcante os efeitos do retrabalhamento de rochas antigas. Na passagem entre as duas, se assinala a presença da Faixa de Cisalhamento Tentugal conforme definido por HASUI et al.(1984) Fig. 44.

4.3.1 - O Domínio Cratônico

Compreende unidades lito-estratigráficas que não foram envolvidas nos fenômenos que tiveram lugar durante o Evento

EON / ERA	EVENTO TERMO - TECTÔNICO	UNIDADE LITO-ESTRATIGRÁFICA	CARACTERÍSTICAS PRINCIPAIS
Paleozóico		Sequência Camiranga	- Sedimentação restrita a zonas tectonicamente abatidas; sequências com influência glacial.
Proterozóico Superior a Médio	Evento Brasiliano	Formação Piriá Suite Granitóide Brasiliana	- Reativação de descontinuidades com colocação de alcalinas e rochas densas de uma fase rifte talvez em eventos distintos. - Retrabalhamento crustal com formação de granitóides (Ney Peixoto - 544 ± 22 M.a.); metamorfismo no domínio da zona móvel. - Preenchimento sedimentar de fossas restritas. - Imbricação tectônica
	Evento Uruacuano (?)	Nefelina - Sienito de Boca Nova	
Proterozóico Inferior	Evento Transamazônico	Suite Granitóide Transamazônica Fm. Gurupi Fm. Chega Tudo Fm. Ig. Areia Fm. Viseu	- Metamorfismo em fácies xisto verde. - Granitóides de Tracuateua e Mirasselvas (2.0 Ga.) - Redobramento das supracrustais Santa Luzia. - Zona de Cisalhamento Tentugal induzindo deformações e arqueamentos nas supracrustais do domínio cratônico. Transcorrência.
Arqueano	Evento Jequié	Fm. Sta. Luzia Complexo Maracaçumé	- Metamorfismo em fácies anfibolito e talvez granulito (?); migmatização. Dobramento das supracrustais Sta. Luzia. Eventos termo-tectônicos mais antigos. (?)

QUADRO 4. - Arranjo das unidades lito-estratigráficas da região do Gurupi, segundo ABREU & LESQUER (1985), modificado.

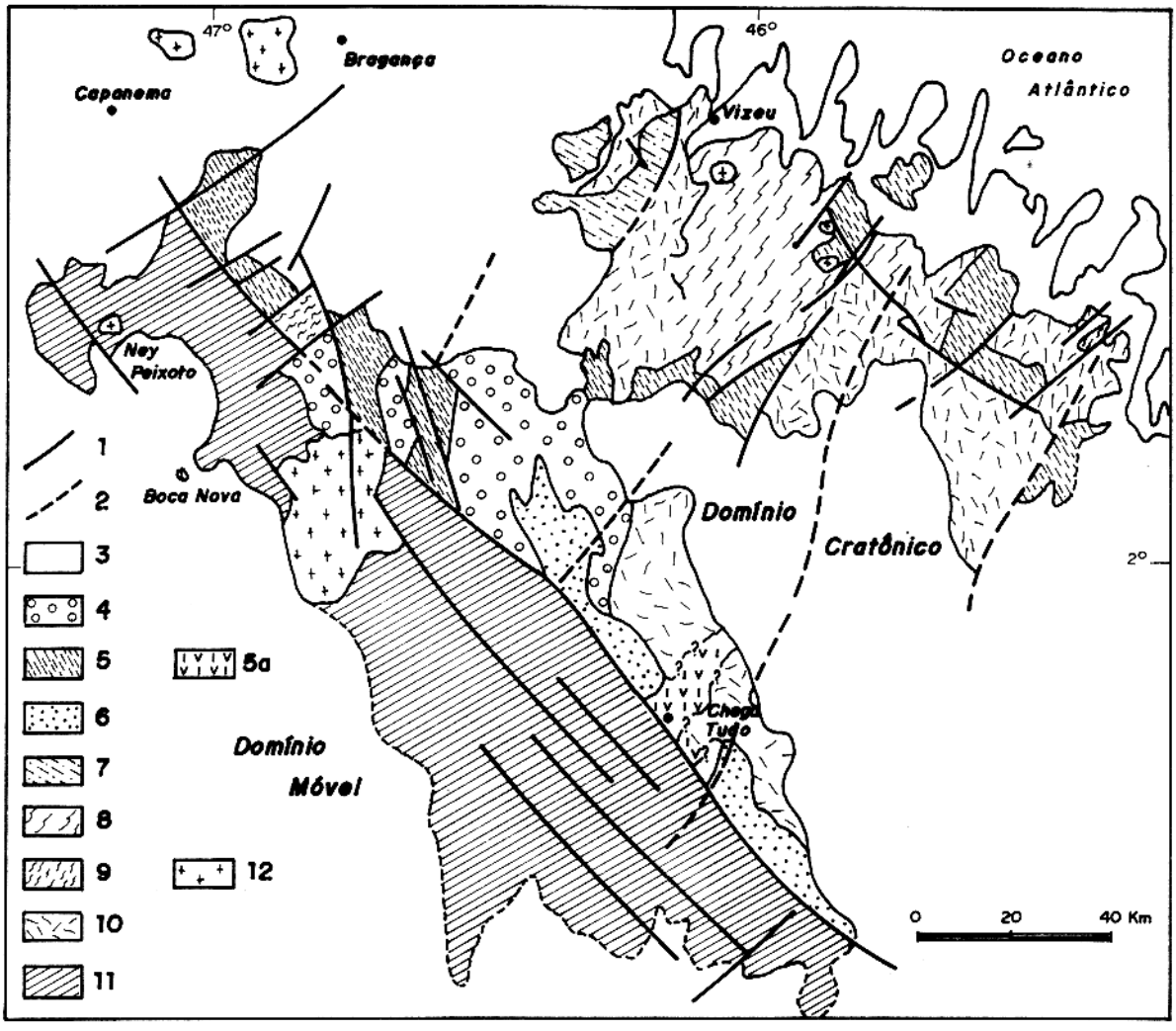


FIG. 44 - Esboço geológico da região do Gurupi. 1 - Zonas de cisalhamento e/ou falhas; 2 - Lineamentos importantes; 3 - Coberturas Fanerozóicas; 4 - Fm. Piriá - grauvacas, arenitos, folhelhos, conglomerados. Domínio Cratônico; 5 - Fm. Gurupi - filitos, ardósias, metatufos e raros quartzitos; 5a - Fm. Chega Tudo - conjunto vulcano-sedimentar; 6 - Fm. Igarapé de areia - arcóseos e arenitos grossos, leitos conglomeráticos; 7 - Fm. Vizeu - arenitos por vezes arcoseanos, metargilitos e ardósias; 8 - Fm. Tromaí - rochas intrusivas e extrusivas diversas - granitos; 9 - Fm. Santa Luzia - xistos diversos; 10 - Embasamento Pré-Transamazônico - Complexo Maracaçumé. Rochas graníticas e migmáticas s. l. Domínio Móvel; 11 - Rocha indiferenciadas retrabalhadas durante o Evento Brasiliano; 12 - Granitos transamazônicos. (segundo ABREU et al. 1980, ABREU e LESQUER 1985, modificados).

Brasiliano, a não ser na área adjacente à Faixa de Cisalhamento Tentugal. A feição fundamental desse domínio, do ponto de vista da organização, é a presença de bacias ou faixas metassedimentares ou vulcano-sedimentares, restritas, orientadas

no geral segundo NE a NNE e separadas por projeções do embasamento, onde se expõem as rochas mais antigas. As unidades presentes compreendem:

4.3.1.1 - Complexo Maracaçumé

Definido inicialmente como Associação Metamórfica Maracaçumé (COSTA et al. 1977), foi classificada como complexo por ABREU et al. (1980). Nessa unidade se agrupam as rochas consideradas mais antigas e que são representadas por gnaisses de tipos diversos, de composição tonalítica a granítica, migmatitos e corpos anfibolíticos subordinados, concordantes com a estruturação dos gnaisses e migmatitos. Essa unidade se expõe de modo mais conspícuo na região ao sul de São Luis, ao longo do rio Gurupi, principalmente ao sul da BR-316, e em zonas isoladas às proximidades da costa maranhense.

O litotipo dominante é o gnaisse tonalítico, constituído, em ordem de abundância, de andesina, hornblenda, quartzo e feldspato potássico, com granulação grossa e textura francamente granoblástica, não sendo raro se encontrar uma textura isotrópica.

Pode apresentar uma foliação por vezes penetrativa, mas em geral incipiente, que se manisfesta pela orientação espacial de cristais de hornblenda. Evidências de cataclase, algumas vezes bastante acentuadas, são reveladas por fragmentação e estiramento de grãos de quartzo e feldspatos. Processos de retrometamorfismo deixaram suas marcas refletidas no desenvolvimento de epídoto, calcita, clorita e sericita, que denotam condições de baixo grau, em desequilíbrio com a assembléia mineralógica de médio grau, fácies anfibolito, que caracteriza os tonalitos dessa região cratônica. Porções

migmatíticas são por vezes bem evidentes, manifestando uma foliação impressa pela presença de leitos félsicos e máficos.

Gnaisses de composição granítica, (Prancha 2.a), rochas anfibolíticas e supracrustais representadas por xistos e micaxistos são também encontradas em menor quantidade. Mostram no geral uma distribuição espacial em concordância com o arranjo geral da foliação do conjunto gnáissico migmatítico.

4.3.1.2 - Formação Santa Luzia

Proposta por ABREU & HASUI (1980), essa formação é representada por biotíta xistos, muscovita xistos, xistos granatíferos, xistos com estaurolita e xistos grafitosos. Ela foi separada do conjunto metapelítico-psamítico referido na literatura geológica como Grupo Gurupi, com base em características metamórficas e estruturais, definidas por ABREU & HASUI (**op. cit.**) e ABREU **et al.**(1980), e em estudo de minerais pesados realizados fundamentalmente sobre as seqüências metassedimentares. Nas rochas da Formação Santa Luzia foram encontradas de forma principal os seguintes minerais: estaurolita, turmalina, zircão, rutilo, cianita e em menores proporções anfibólio(?), sillimanita, pirofilita e epidoto.

De Ourém para sudeste, compreende uma faixa de afloramentos discontínuos que mostram suas melhores exposições ao longo da BR-316, nas proximidades da vila de Santa Luzia, localidade que lhe empresta o nome e em alguns trechos do rio Piriá (Pranchas 2.c e 2.d).

As relações de contato com o embasamento não são conhecidas, devendo, no entanto, no que diz respeito àquele, constiuir-se numa seqüência francamente discordante. Comparando-

a à Formação Gurupi, são destacadas as diferenças estruturais, no que tange a estilo e eventos de deformação presentes nos dois conjuntos. A Formação Santa Luzia encontra-se estratigraficamente abaixo da Formação Gurupi.

A Formação Santa Luzia é cortada também por rochas graníticas encontradas de forma típica na região de Tracuateua e Mirasselvas, na Vila de Cantão, próxima a Santa Luzia, e nas proximidades da costa maranhense, que contém por vezes rochas dessa formação sob forma de encraves métricos.

4.3.1.3 - Formação Gurupi

Tomada no sentido de ABREU et al. (1980), compreende os metamorfitos de baixo grau, representados por ardósias, filitos, metagrauvacas e metatufos e leitos menos expressivos de quartzitos, formações ferríferas e anfibolitos e meta-riolitos. Essas rochas encontram-se extremamente meteorizadas o que torna difícil uma caracterização mais pormenorizada dos seus aspectos mineralógicos e texturais.

A Formação Gurupi tem distribuição bem mais expressiva que a Formação Santa Luzia. É encontrada ao longo das rodovias BR-316 e PA-12, nas proximidades da região costeira Pará-Maranhão, em ocorrências restritas, orientadas no geral segundo NE-SW.

Uma característica fundamental dessa unidade é o aspecto proeminente do cisalhamento dos litotipos e a presença de várias gerações de veios de quartzo, subordinados a esse processo, que encerram em muitos locais importante mineralização aurífera.

Os trabalhos realizados com minerais pesados, tentando buscar critérios de separação entre esta e outras unidades metassedimentares/metavulcânicas, lograram indicar associações

em que foram encontradas os seguintes minerais de forma mais importante: zircão, turmalina e rutilo, com alguma mica (muscovita) nas porções finas.

As seções delgadas de amostras de rochas da região de Aurizona permitiram caracterizar metapelitos, metatufos, formações ferríferas e anfibolitos (?), fortemente cisalhados, permeados, segundo algumas zonas controladas estruturalmente, por veios de quartzo, a maioria dos quais auríferos.

Os metapelitos são compostos essencialmente por quartzo (30-40%), sericita-muscovita (45-55%), turmalina e rutilo (10-15%), feldspatos (2-5%), além de opacos em quantidade subordinada. O quartzo ocorre em pequenos cristais xenomórficos, orientados segundo a estruturação da rocha e também sob a forma de cristais anédricos e subédricos dispersos na "matriz" quartzo-sericítica.

A sericita-muscovita ocorre como agregados de pequenas e finas palhetas, cuja orientação configura o arranjo estrutural interno da rocha. A turmalina ocorre como cristais anédricos prismáticos a aciculares, também formando agregados paralelos à foliação. Do mesmo modo ocorre o rutilo.

O feldspato, provavelmente albita, apresenta em termos de dimensão e hábito, semelhante ao quartzo, o que dificulta sobremaneira sua determinação. No geral, a quantidade de feldspato presente é no máximo de 5% do total dos constituintes da rocha.

Os metatufos caracterizam-se texturalmente pela presença de grandes cristais anédricos de quartzo, fragmentos de rochas e aglomerados de turmalina, em uma matriz microcristalina, foliada, constituída essencialmente por quartzo

e clorita.

O quartzo ocorre sob duas formas distintas: fenoblastos e pequenos cristais normalmente microcristalinos. Apresentam sinais de dissolução, sendo comum a recristalização das suas bordas menores em contatos retos e poligonais. O quartzo da matriz ocorre tanto sob a forma microcristalina entre as palhetas de sericita, assim como formando agregados cristalinos irregulares, dispersos na matriz.

Sericita e turmalina ocorrem sob a forma descrita para os metapelitos, bem como os feldspatos. Fragmentos de rochas, embora não sejam freqüentes em lâminas, são encontrados, sendo constituídos de metarenitos de granulação fina compostos por quartzo e feldspatos (raros).

Em termos de porcentagem aproximada, os minerais estão assim distribuídos: quartzo (42-50%), turmalina dispersa na matriz (8%), turmalina sob a forma de aglomerado (12%), sericita (30-40%), fragmentos de metarenitos (3%), feldspatos (5%) rutilo, opacos (2-3%).

Em Cachoeira, município de Vizeu-Pa, ainda não foram caracterizados, de forma clara tufos, sendo abundantes metapelitos e vulcânicas. A forte meteorização das rochas desfavorece a confecção de boas seções delgadas.

Feições sedimentares, a despeito da forte tectonização das rochas , ainda podem ser observadas, como por exemplo acamamento gradacional nas rochas mais grossas.

Metachertes são também encontrados e devido ao processo de cisalhamento, acham-se fortemente amendoados. Ainda, com certa dificuldade, percebe-se um aleitamento sedimentar nos mesmos.

4.3.1.4 - Suite Granitóide Transamazônica - Formação Tromaí

A dominação Suite Anorogênica Tomaí foi introduzida por COSTA et al. (1977) para um conjunto de rochas extrusivas e intrusivas representadas por tonalitos, quartzo andesitos, granitos, trondhjemitos, granodioritos, riolitos e tufos dacíticos, ocorrentes de forma principal no noroeste do Maranhão.

Os trabalhos de campo realizados nessa área, no entanto, têm demonstrado que muitas dessas rochas estão relacionadas com certeza à ambiências tectônicas distintas e, dessa forma, merecem ser objeto de uma tentativa de melhor compreensão, em termos de unidades lito-estruturais.

O critério que norteou a definição da unidade como anorogênica foi a ausência de estruturas tectógenas que viessem a definir feições planares e lineares penetrativas sobre suas litologias (X.S.JORGE JOÃO, comunicação verbal). Os poucos dados geocronológicos existentes, estabelecidos sobre tipos litológicos acreditados pertenceram a essa unidade, e que forneceram valores em torno de 2,0 Ga, levaram a considerar a sua idade como transamazônica (COSTA et al. 1977, WANDERLEY Fº 1980).

À luz dos dados atuais, preferimos restringir como pertencentes ao Transamazônico os granitóides tipo Tracateua, Mirasselvas, Luís Domingues, Piaba e outros, de composição no geral granítica a granodiorítica e remeter, para as seqüências do tipo Gurupi, os riolitos, andesitos e tufos dacíticos, bem como para o embasamento, representado pelo Complexo Maracaçumé,

tonalitos e trondhjemitos, descritos como pertencentes à Formação Tromaí.

Os tonalitos da região de Rosário, no Maranhão, que sofreram de forma marcante fenômenos de endo-escarnitização, com a formação de epídoto, veios de calcita e produtos de alteração dos minerais dos tonalitos, tiveram reaberto o seu sistema isocrônico Rb/Sr, método pelo qual foram datadas as rochas dessa região as quais forneceram idade transamazônica.

Com relação ao processo de endo-escarnitização, EINAUDI & BURT (1982) assinalam que o grau de desenvolvimento dos endo-escarnitos em rochas plutônicas é função da taxa de permeabilidade que as rochas apresentam, seja devido ao fraturamento intenso que elas encerram ou às interfácies entre rochas diversas, que constituem condutos naturais para a percolação de fluídos metassomáticos, responsáveis pelas transformações minerais. Uma das feições mais conspícuas dos tonalitos de Rosário é exatamente a presença de inúmeras zonas de cisalhamento, onde certamente esses processos tiveram lugar.

Não é descartada a possibilidade de que a desestabilização das assembleias minerais sejam relacionadas à percolação de fluídos ao longo das descontinuidades pré-existentes ou geradas nos tonalitos durante o Evento Transamazônico.

Dessa forma, preferimos nos referir a uma suíte granitóide transamazônica (Suíte Granitóide Tromaí), cujos representantes mais importantes são os granitóides de Tracuateua e Mirasselvas que ocorrem entre as cidades paraenses de Bragança e Capanema. Outros exemplares, e não são tão poucos, estão ainda a merecer detalhamento geológico, buscando melhores definições.

O granitóide de Mirasselvas, de granulação fina a média, apresenta uma foliação marcante e feições migmatíticas principalmente nas fácies de borda. Encontram-se associados veios e massas pegmatíticas, algumas delas encerrando ocorrências de sulfetos, como atesta a molibdenita encontada por LOWELL & WANDERLEY Fº (1980).

Mineralogicamente, compreende quartzo, plagioclásio, microclínio, muscovita e biotita tendo como minerais acessórios pirita, calcopirita e bornita, assim como zircão, apatita e opacos.

Em Tracuateua, encontra-se um granitóide bem mais homogêneo, holocristalino, equigranular leucocrático, de granulometria fina à média, de coloração cinza a rósea. Constitui-se um corpo no geral isotrópico, composto predominantemente por quartzo, microclínio, albita-oligoclásio, muscovita e secundariamente biotita.

A sudeste da vila de Pedra de Fogo, no Maranhão, encontra-se um corpo granítico de forma grosseiramente circular, de granulação média, isotrópico, de cor cinza-rosada e macroscopicamente composto por quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio, muscovita e minerais de alteração.

Nas imediações do Garimpo do Piaba, próximo a costa maranhense, ocorre um outro exemplar de corpo granitóide que muito se assemelha ao de Mirasselvas.

Vários outros corpos granitóides, tais como Japim (Prancha 2.b), Caldeirão, Cantão, nas proximidades da BR-316, e outros, denunciados pelas formas de estruturação circular ou elíptica identificada nos produtos de aerolevantamentos, apenas reconhecidos no momento, não foram ainda descritos. São no geral

intrusivos no Complexo Maracaçumé ou nas rochas supracrustais Santa Luzia e Gurupi.

4.3.1.5 - Formação Vizeu

Proposta por ABREU et al.(1980), essa unidade agrupa um conjunto de epimetamorfito encontrada ao sul da cidade paraense de Vizeu.

É constituída por uma seqüência de metarenitos, com estratificação cruzada que se evidencia pela presença de minerais pesados, notadamente magnetita. Destacam-se também leitos de sedimentos mais grossos, de tendência conglomerática, localmente de natureza arcoseana. Na parte superior do pacote são encontrados predominantemente metapelitos, representados por metargilitos e ardósias.

O melhor controle das áreas de ocorrência das seqüências supracrustais na região do Gurupi permite avançar mais alguns pontos no que se refere a compreender a Formação Vizeu no quadro geológico regional. Assim, considera-se a Formação Vizeu como fazendo parte de um conjunto maior no qual se incluem também a Formação Gurupi. Admiti-se, desta forma, que o "filito" mencionado por AMARAL (1974) encontrado no furo VNst-1-PA do embasamento da bacia de Bragança, datado pelo método K/Ar como tendo 2.054 +- 64 Ma, represente a extensão para sul da Formação Vizeu.

Reconsideramos assim a correlação estabelecida por ABREU et al. (1980) no que se refere a essa ocorrência, tida então como ligada à Formação Santa Luzia.

4.3.1.6 - Formação Chega-Tudo

Descrita informalmente por ABREU et al.(op. cit.),

compreende um conjunto de rochas esverdeadas que incluem xistos diversos com clorita, sericita, magnetita, xistos grafitosos e passagens conglomeráticas, que são mais facilmente estudadas ao longo de uma faixa de orientação NW e com forte controle estrutural. Dentro desta e tectonicamente imbricadas e misturadas, podem ocorrer fatias do embasamento, representadas por tonalitos fortemente transformados.

Os trabalhos desenvolvidos por VILLAS & DIAS (1983) em testemunhos de sondagens realizadas na área de Chega-Tudo, situada sobre essa zona de cisalhamento, revelaram constituirem esses xistos uma seqüência vulcano-sedimentar, encravada no Complexo Maracaçumé, alí representado por tonalitos. As unidades metavulcânicas englobam rochas de composição intermediária e ácida. Mostraram texturas reliquiares típicas de rochas ígneas em que fenocristais de albita e quartzo se destacam dentro de uma matriz fina, recristalizada, de provável origem tufácea. Ocorrem também metapelitos intercalados, leitos conglomeráticos e camadas com material carbonoso.

A interpretação de imagens de radar dessa região mostra que, na área do Chega-Tudo, a faixa de rocha orientada segundo NW-SW é, na verdade, parte de uma feição bem mais expressiva, que configura uma ocorrência dessas rochas segundo uma zona que se estende para NNE, definindo provavelmente uma bacia vulcano-sedimentar bem mais significativa. As comparações lito-estruturais realizadas com outras seqüências supracrustais da região indicam que a suíte Chega-Tudo, compreendida de forma restritiva como uma seqüência vulcano-sedimentar, pode ser tratada juntamente com as formações Gurupi e Vizeu, configurando uma grande unidade estratigráfica que mostraria variações

faciológicas, em função de ambiência tectônica onde as rochas se posicionaram.

4.3.1.7 - Formação Igarapé de Areia

Essa denominação foi introduzida por ABREU et al.(1980) para um conjunto representado por arcóseos e arenitos grossos com estratificação cruzada, bem marcada pela presença de filmes de minerais pesados (especialmente magnetita), de cor amarelada e avermelhada (Prancha 2.g). Esse conjunto apresenta ainda leitos conglomeráticos na base e sedimentação tendendo a pelítos para o topo, sendo encontrado essencialmente ao sul da BR-316, no interflúvio Maracaçumé-Piriá.

Essa unidade mostra um estilo de deformação que se define pelo padrão de dobras métricas a quilométricas abertas com eixos subhorizontais e com planos axiais sub-verticais, paralelos no geral à Faixa de Cisalhamento Tentugal. Recobre uma área relativamente grande, se comparada às demais rochas supracrustais da região.

As rochas da Formação Igarapé de Areia estão afetadas pelo cisalhamento da Faixa de Cisalhamento Tentugal e, na região de Chatão, Chega-Tudo e Montes Áureos, desenvolvem uma conspícua foliação cataclástica, relacionada a esse acidente maior e que concorda com as direções gerais dos elementos planares desenvolvidos no embasamento e sobre as unidades de Formação Gurupi.

A Formação Igarapé de Areia pode ainda se configurar como uma seqüencia sedimentar depositada quando das manifestações finais relacionadas ao Evento Transamazônico. Representaria assim uma cobertura cratônica do final do Proterozóico Inferior-início do Proterozóico Médio envolvida

pelos processos deformacionais ligados ao Evento Brasiliano. Nesse sentido, poderia corresponder a seqüência denominada Tarkwaiano, que ocorre, de forma restrita, na porção sul do Cráton Oeste-Africano.

As relações de contatos com o Complexo Maracaçumé são sempre através de uma discordância litológica, entre os tonalitos do complexo e os metarcóseos que a compõem. Não foram ainda procedidas determinações geocronológicas para avaliar a idade de diagênese dessa unidade, uma vez que as rochas aparentemente não foram envolvidas em processos metamórficos significativos.

4.3.1.8 - Formação Piriá

Essa unidade se expõe de forma principal entre Santa Luzia e o rio Gurupi, em afloramentos descontínuos, nos cortes de estradas, leitos dos rios, bem como sob a forma de blocos rolados. Assenta-se discordantemente sobre o Complexo Maracaçumé e a Formação Gurupi. Trata-se de uma seqüência que, no domínio do cráton, apresenta espessura não muito importante. Compreende arcóseos e sub-arcóseos, finos a grossos, de cor cinza esverdeada a esbranquiçada, descritos na região por TRUCKENBRODT & CORREA (1985). Sob o ponto de vista da composição, o feldspato é o mineral mais freqüente, com predominância de plagioclásio, seguindo-se quartzo e fragmentos de rochas. A matriz é formada por clorita e ilita, bem cristalizada, sendo de quartzo o cimento mais freqüente. Nos concentrados de minerais pesados se identificam epidoto, muscovita, biotita, clorita, turmalina, zircão, granada, titanita, rutilo e hornblenda. O epídoto ocorre sob duas formas diferentes: grãos sub-angulares a sub-

arredondados e como neoformados, que se traduz pelo sobrecrescimento do epídoto e, mais frequentemente pelo preenchimento de espaços intersticiais do arcabouço.

Arenitos intemperizados são também descritos, além de folhelhos cinza a cinza-esverdeados, que se constituem também importantes litotipos dessa formação.

Perfurações na Bacia de São Luís realizadas pela Petrobrás dão conta de uma seqüência de folhelhos escuros e arenitos com aproximadamente 1.000 metros de espessura, tidos como Proterozóico Superior/Eopaleozóico e que poderia ser atribuída à Formação Piriá (MIÓRA & BARBOSA 1972).

4.3.1.9 - Seqüência Camiranga

Na região entre Cachoeira e o rio Gurupi, principalmente ao longo da rodovia BR-316, ocorre uma formação sedimentar recobrindo discordantemente as unidades descritas, que informalmente foi denominada Seqüência Camiranga, por IGREJA (1985). Com base nas características paleontológicas, litológicas e paleoambientais, foi dividida por aquele autor nas seguintes unidades da base para o topo: a) Unidade Paca - paraconglomerados polimíticos com matacões de dimensões até métricas, cujo sistema deposicional admitido é de regime glacial de alta energia; b) Unidade Alto Bonito - orto e para conglomerados polimíticos, arenitos e siltitos ricos em estruturas sedimentares sindeposicionais, compatíveis com processos sedimentares relacionados a leques deltáicos parálicos; representaria uma transição entre as unidades Paca e Santa Cruz a seguir descrita; c) Unidade Santa Cruz - folhelhos pretos e siltitos cinza-esverdeados carbonosos, cujo desenvolvimento sedimentar está ligado a ambiente marinho de

águas profundas e muito frias (posição periglacial),como atesta seu conteúdo fossilífero.

As relações de passagem entre as unidades é considerada como transicional.

4.3.2 - O Domínio Móvel

Aí são encontradas rochas envolvidas nos processos que tiveram lugar durante o evento Brasiliano (Fig. 44). Nesse domínio aparece como característica importante a orientação estrutural NW-SE que afeta todas as rochas encontradas da Faixa de Cisalhamento Tentugal para sudoeste, superpondo por vezes de forma marcante direções estruturais NE-SW. É muito grande a dificuldade de acesso à área e a pobreza de afloramento dificulta qualquer trabalho geológico de maior detalhe.

As rochas encontradas nessa porção são representadas por gnaisses migmatíticos e corpos granitóides, alguns dos quais já descritos na literatura geológica regional, tais como o granitóide de Ney Peixoto (Pranchas 2.e e 2.f) e a Alcalina de Boca Nova. Outros estão apenas assinalados e merecerão no futuro, trabalhos mais acurados, como é o caso dos granitóides de Japim e Caldeirão, que afloram ao longo do rio Piriá, a montante da ponte da BR-316.

Nesse domínio, não forão descritas até o presente formações rochosas eqüivalentes àquelas encontradas no domínio cratônico, o que pode ser creditado à área relativamente pequena onde se expõem as rochas pré-silurianas. No entanto , além dos granitóides, são descritas rochas supracrustais de ocorrência restrita ou sob a forma de encraves nos corpos granitóides, o que faz antever a possibilidade da existência de outras

rochas, além daquelas até agora descritas.

O granitóide de Ney Peixoto situa-se à margem esquerda do Rio Guamá, a montante de São Miguel do Guamá, e expõe-se em uma área relativamente grande. Trata-se de rocha de cor cinza, mesocrática, homogênea com foliação bem marcada, principalmente por cristais de mica orientados segundo a direção N50-70ºN e apresentando forte caimento para SW. Veios pegmatíticos centimétricos a decimétricos e dobras ptigmáticas com eixos paralelos a essa direção são comuns (Prancha 2.e). Nelas, os minerais micáceos se orientam segundo a foliação que, dessa forma, é secante, em muitos pontos, a essas estruturas, assinalando assim o caráter tardio da geração da foliação no granitóide. Os veios podem se apresentar muitas vezes budinados.

Mineralógicamente, é composto por microclínio pertítico, quartzo, plagioclásio, biotita e muscovita e tem como acessórios zircão, apatita e opacos. A textura é inequigranular, xenomórfica a hipidiomórfica. Quando a quantidade de minerais micáceos é mais significativa, observa-se uma foliação mais pronunciada. Assinalam-se também micas, que não mostram de modo evidente uma orientação definida. Algumas feições de alteração são marcadas pela presença de clorita e sericita. A razão molar $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O) > 1$ empresta às rochas um caráter peraluminoso (VILLAS, 1982).

As relações de contato com outras rochas não são observadas, uma vez que o corpo ocorre sob a forma de janela na imensa cobertura fanerozóica.

O nefelina-sienito gnaisse de Boca Nova compreende poucos afloramentos no vale do rio Guamá, no leito do rio e em pontos ao longo da estrada Boca Nova-Garrafão após a travessia

do rio. A rocha é encontrada em afloramentos naturais e em uma pedreira à margem direita da estrada para Garrafão, não se conhecendo, dessa forma, face à cobertura sedimentar, a real extensão do corpo.

Trata-se de uma rocha de cor cinza, de granulometria média, com uma foliação gnáissica penetrativa, orientada segundo a direção N15º-25º W e caimento para o quadrante SW ao redor de 60º-70º. A foliação se manifesta por um bandamento dado por leitos que possuem uma maior ou menor quantidade de biotita. A nível das lâminas delgadas, observa uma tendência geral à orientação dos minerais o que mostra a importância dos processos metamórfico-deformacionais atuantes.

A rocha é cortada por veios pegmatíticos centimétricos a decimétricos concordantes com a foliação e por um conjunto de vênulas milimétricas a centimétricas que podem ser ou não concordantes com a feição planar impressa nos gnaisses. Os veios são por vezes budinados.

Os dados levantados pelos estudos de VILLAS (1982) e LOWELL & VILLAS (1983), com base na informação isotópica e química, indicam que esse corpo foi derivado de precursor pré-metamórfico ígneo, um nefelina sienito ou seu eqüivalente vulcânico sendo ainda a baixa razão Sr87/Sr86 (0,7034) indicativa de uma derivação mantelítica.

A feição petrográfica mais importante, indicada pelos autores, é a presença de duas gerações distintas de plagioclásio, microclínio e nefelina. A primeira geração é representado por relictos ígneos e fases sin-cinemáticas. A geração tardia é marcada por um evento anatético pós-cinemático, o qual obliterou as texturas pretéritas. A esse evento se

relacionaria uma assembléia em equilíbrio composta por biotita rica em ferro, plagioclásio peristerítico, microclínio, nefelina, zircão.

No leito do rio Guamá, na cidade de Ourém, a juzante da ponte sobre o rio, observam-se afloramentos de uma rocha granitóide média, bastante alterada com orientação NNW. Trata-se de um biotita-gnaisse com veios pegmatíticos centimétricos, concordantes a sub-concordantes e veios de quartzo tardios, por vezes secante à foliação (Prancha 2.a).

No médio e no alto curso do rio Piriá são encontradas rochas supracrustais, migmatitos e gnaisses facoidais, além de anfibolitos em faixas centimétricas a decimétricas no geral, paralelas à foliação das rochas. Dentre as rochas supracrustais, assinala-se a presença de micaxistos com estaurolita e granada e xistos biotíticos. Os gnaisses e migmatitos são bastante recortados por veios pegmatíticos e mobilizados centimétricos a decimétricos, paralelos, mas por vezes secantes à foliação geral. Essa é também a forma sob a qual ocorrem rochas de composição granítica na localidade de Nova Colônia, na margem direita da estrada Capitão Poço-Ourém.

No médio curso do rio Piriá, ocorre ainda os corpos graníticos de Caldeirão e Japim (KORPERSHOEK & SILVA 1977), alongados na direção NE-SW. Na localidade de Japim, o granitóide alí existente corresponde a um gnaisse grosso de características facoidais e fraca foliação, concordante com o padrão estrutural NW-SE.

Os corpos granitóides de Japim (Prancha 2.b) e Caldeirão destacam-se no panorama litológico da área dominado por xistos, gnaisses e migmatitos, além de camadas de

anfibolitos, e fazem destacada marcação fotogeológica nos produtos de sensores.

No médio Gurupi, a partir da Cachoeira Algibeira, as rochas dioríticas e tonalíticas do embasamento começam a manifestar, para sul, feições cada vez mais acentuadas de cisalhamento, com a formação desde proto- até ultramilonitos. O rio é nesse trecho caracterizado por corredeiras e grandes ilhas onde ocorrem as rochas graníticas. Devido aos efeitos de cisalhamento, os minerais são fortemente transformados. O plagioclásio é saussuritizado, a hornblenda cloritizada e epidotizada e o quartzo exibe forte extinção ondulante.

Mais para sul, no trecho que se estende até a localidade de Chatão, o processo de cisalhamento é ainda mais intenso, emprestando à rocha uma feição de gnaisse, dada pelo desenvolvimento de zonas cada vez mais penetrativa de milonitos e uma intensa laminação e xistificação das rochas originais. Como resultado desse processo, formam-se, por vezes, rochas de cor cinza escuro e granulometria fina, em que porfiroclástos de quartzo e feldspatos restritos são envolvidos por uma matriz fina, caracterizando o conjunto como ultramilonitos. O plagioclásio é alterado e se transforma em sericita, epídoto e calcita; a biotita se altera para clorita bem como a hornblenda.

Esse trecho, onde as transformações das rochas são ainda mais intensas, assinalaria a passagem da zona cratônica para a faixa móvel.

Os trabalhos pioneiros de MOURA (1936) e COSTA (1977), indicam para montante do Chatão, na Cachoeira Itapeúna, a ocorrência de granito laminado como microclínio, micropertita e oligoclásio, em parte saussuritizado, além de biotita, clorita,

muscovita e veios pegmatíticos injetados no plagioclásio-gnaisse. São descritos também biotita-actinolita xistos, granitos aplíticos e biotita-quartzo-diorito, gnaisse fortemente injetados por veios de quartzo. Seqüências supracrustais típicas não foram alí reconhecidas.

4.4 - ESTRUTURAS

Para a análise das estruturas nessa área, há que se considerar preliminarmente os aspectos geométricos a nível regional, individualizando o domínio cratônico e o domínio dito móvel (Fig. 44). Em cada uma delas procurar-se-á descrever as estruturas a nível mesoscópico e macroscópico, seus tipos e interrelações.

4.4.1 - O Domínio Cratônico

De forma genérica, pode-se dizer que o arranjo geométrico das unidades litológicas e das descontinuidades principais estabelecem-se, nessa área, segundo o rumo NNW a NE, sendo diferente apenas a sudoeste do domínio, onde se encontram descontinuidades e foliações miloníticas orientadas segundo NW-SE, por influência das deformações ligadas aos processos tidos lugar na zona móvel.

No entanto, quando se analisa as unidades litológicas, visando a caracterizar suas estruturas internas, verifica-se que as mesmas não estão muitas vezes em concordância com este padrão, o que vem trazer maior complexidade, em termos de entendimento da geometria desses litotipos.

No domínio cratônico, sob o ponto de vista estrutural, pode-se distinguir o embasamento representado pelo Complexo

Maracaçumé e conjuntos supracrustais onde se destacam: a) Formação Santa Luzia; b)Formações Gurupi e Chega Tudo; c) Formações Vizeu e Igarapé de Areia; d)Formação Piriá.

4.4.1.1 - Complexo Maracaçumé

Na área de ocorrência do Complexo Maracaçumé, a drenagem dendrítica, fortemente ravinada orienta-se, de forma principal, segundo NW-SE e essa parece ser uma direção estrutural importante nesse segmento pré-cambriano, principalmente na área mais próxima do litoral. A ela associa-se uma outra direção de controle da drenagem NE-SW, tendendo a N-S, direção das bacias de rochas supracrustais.

Esses alinhamentos de drenagem correspondem nos afloramentos à presença de zonas de concentração de deformação rúptil-dúctil, nas quais muitas vezes se desenvolve uma foliação incipiente. Os alinhamentos maiores estão condicionados por falhas e fraturas de gerações distintas.

Em alguns trechos, as rochas do Complexo Maracaçumé, principalmente onde as mesmas sofreram fortes efeitos metamórfico-deformacionais, que as levaram a manifestar um comportamento dúctil, desenvolveram-se foliações bem marcadas, bandamento e migmatização, como é o caso da área costeira maranhense. Em outros locais, os tonalitos acham-se orientados apenas de modo incipiente, observando-se de forma clara sua textura ígnea pretérita. Isso é muito comum na região do Rosário (MA), no leito do Rio Gurupi e seus afluentes, a montante da ponte da BR-316. Nessa última região da bacia hidrográfica do médio Gurupi, o Complexo Maracaçumé é representado por rochas tonalíticas e dioríticas, grossas, homogêneas, que nào mostram qualquer estruturação penetrativa, a não ser quando desenvolvem

faixas centimétricas a métricas orientadas segundo NW-SE, sub-verticalizadas ou apresentando forte mergulho para SW, nas quais os processos de cisalhamento relacionados à Faixa de Cisalhamento Tentugal se estabeleceram de forma marcante.

Nesse segmento, importante formação vulcano-sedimentar, definida inicialmente como "Suíte" Chega-Tudo, se implanta com forma bastante irregular, grosseiramente NE-SW e mostra contatos difusos com rochas do Complexo Maracaçumé.

A presença de rochas supracrustais e anfibolitos associados às rochas dessa unidade dão conta de uma evolução complexa ainda não bem caracterizada.

4.4.1.2 - Formação Santa Luzia

ABREU & HASUI (1980), estudando em detalhe as unidades supracrustais que ocorrem ao longo da BR-316, no trecho Capanema-rio Piriá, definiram dois conjuntos estruturalmente distintos, nomeados formações Santa Luzia e Gurupi. A primeira seria mais antiga por apresentar maior número de fases de deformação que a segunda.

A Formação Santa Luzia ocorre caracteristicamente apenas em um pequeno trecho da BR-316, próximo à vila topônima. Ela bem poderia representar eqüivalentes mais deformados da Formação Gurupi, colocados em nível topográfico semelhante por efeitos tectônicos. Os contatos por falhas, estabelecidos algumas vezes entre essas unidades, favoreceriam essa interpretação. No entanto, o comportamento estatístico dos elementos planares, representados pela foliação metamórfica, mostra uma expressiva diferença entre os dois conjuntos, a despeito de estarem justapostas. Ademais, a presença de restos de rochas supracrustais no Complexo Maracaçumé poderia ser indicativa da

existência pretérita de bacias vulcano-sedimentares, podendo tais restos ser atribuídos à Formação Santa Luzia. Na ausência de informações mais seguras e convincentes, prefere-se manter a separação apontando os aspectos estruturais distintivos.

A foliação presente nessas rochas é marcada pela presença de uma estrutura anastomosada, definindo-se fatias, amêndoas, budins e ocelos de minerais ou grupos de minerais, de dimensões centimétricas a decimétricas, separadas por uma matriz em que se distinguem principalmente filossilicatos (Pranchas 2.c e 2.d). Esse tipo de arranjo compõe uma foliação milonítica conforme BORGES **et al.**(1988).

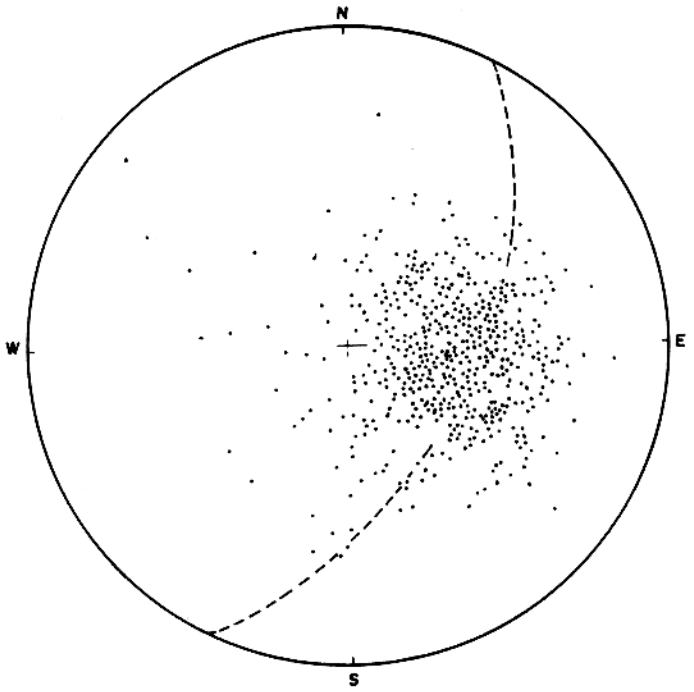


FIG. 45 - *Estereograma de polos da foliação da Formação Santa Luzia (509 medidas).*

Os pólos dessa estrutura planar definem um máximo, que

indica ter essa estrutura, na área, direção NNE-SSW, mergulhos bastante variáveis, mas no geral em torno de 40-60º/NW (Fig. 45). O diagrama mostra uma certa dispersão dos pólos que deve ser creditada aos efeitos de deformações posteriores, marcados por ondulações do plano da foliação. Essas configuram dobras centimétricas a métricas do tipo **kink** ou **chevron**, cujos eixos estão plotados na Fig. 46. Aparentemente, as ondulações não definem preferência clara em termos de direção. No entanto, quando comparado com o diagrama de ondulações para a Formação Gurupi (Fig. 47), observa-se que aquele compreende dois conjuntos distintos de ondulações, sendo um deles comuns às duas unidades (eixos NW-SE), e ondulações apenas marcadas na Formação Santa Luzia (eixos NE-SW).

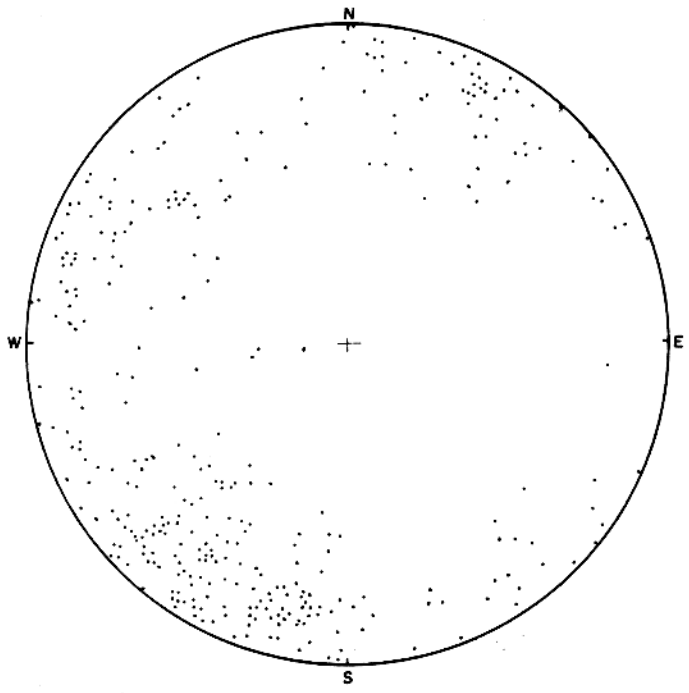


FIG. 46 - Estereograma de eixos de ondulações da Formação Santa Luzia (342 medidas).

As lineações de estiramento colhidas por BORGES (**op.cit.**) mostram um arranjo concordante com os padrões dos eixos de ondulações e uma dispersão muito grande. Devem ter uma história relacionada ao funcionamento de movimentações em direções diversas (Fig. 48).

4.4.1.3 - Formação Gurupi

A Formação Gurupi mostra uma distribuição bem mais expressiva em termos de ocorrência, estando representada em vários locais do domínio cratônico. Apresenta estruturas tanto primárias (acamamento, feições ígneas), como tectógenas (foliações, dobras, fraturas).

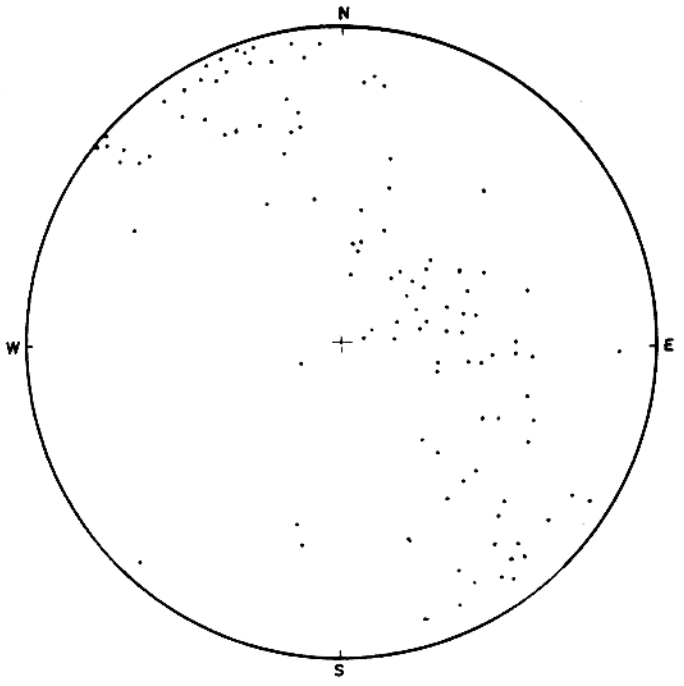


FIG. 47 - Estereograma de eixos de ondulações menores da Formação Gurupi (108 medidas).

Como feição primária, o acamamento é indicado em muitos locais pela diferença composicional dos litotipos, bem como

pela presença de gradações em termos de dimensão dos grãos presentes configurando um acamamento gradacional. Suspeita-se, tendo em vista o processo de transposição intensa das rochas, embora se possa verificar em campo o contato entre diversos litotipos, que eles talvez representem interfaces tectônicas e não planos pretéritos da superfície So, definidora do acamamento. Configurariam, assim, um arranjo de fatias métricas de rochas, misturadas tectonicamente.

Na região da BR-316, o diagrama sintético (Fig. 49), elaborado por ABREU & HASUI (1980), mostra que as rochas supracrustais da Formação Gurupi têm no geral esse acamamento suposto (So) orientado conforme NNW-SSS a N-S e mergulhos no geral fortes, da ordem de 70 -80º ,para quadrantes opostos. Tal mergulho pode mesmo se verticalizar. Esse comportamento configura nas imagens de radar lineamentos bem marcados nas áreas de ocorrência da Formação Gurupi.

Os trabalhos desenvolvidos mostram que a foliacão apresenta um mergulho forte para os quadrantes NE e SW, próximo à linha E-W, não muito diferente da postura espacial do dito acamamento. O diagrama de síntese elaborado por ABREU & HASUI (op. cit.) mostra uma certa dispersão desses elementos estruturais, entendida como relacionada às deformações posteriores sofridas pelos litotipos Gurupi e que se manifestam muitas vezes por uma tectônica de blocos (Fig. 50).

A foliação, nesse caso específico uma xistosidade, é definida sobretudo nas fácies mais pelíticas, pelo desenvolvimento de micas, representadas, no geral, pela sericita e por uma incipiente recristalizacão do quartzo. Nas rochas mais grossas, essa feição não é, por vezes, evidente, tornando-

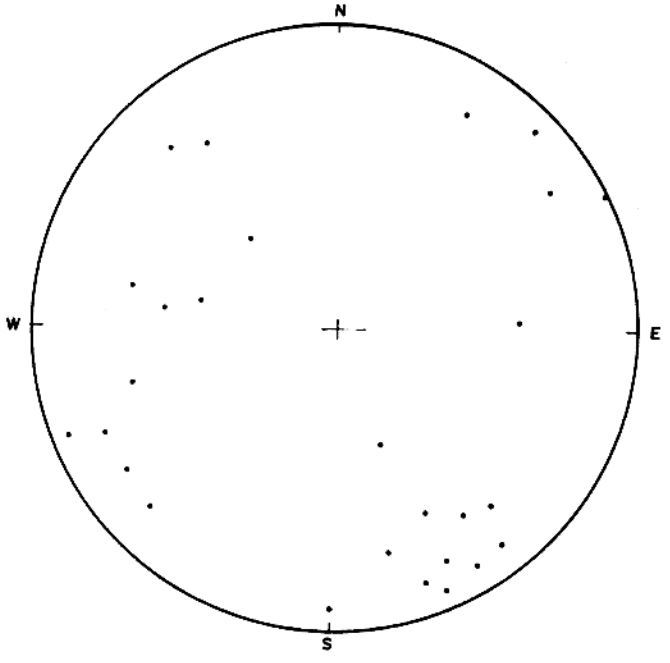


FIG. 48 - Estereograma de lineações de estiramento impressos na Formação Santa Luzia (28 medidas). (Dados de BORGES et al. 1988).

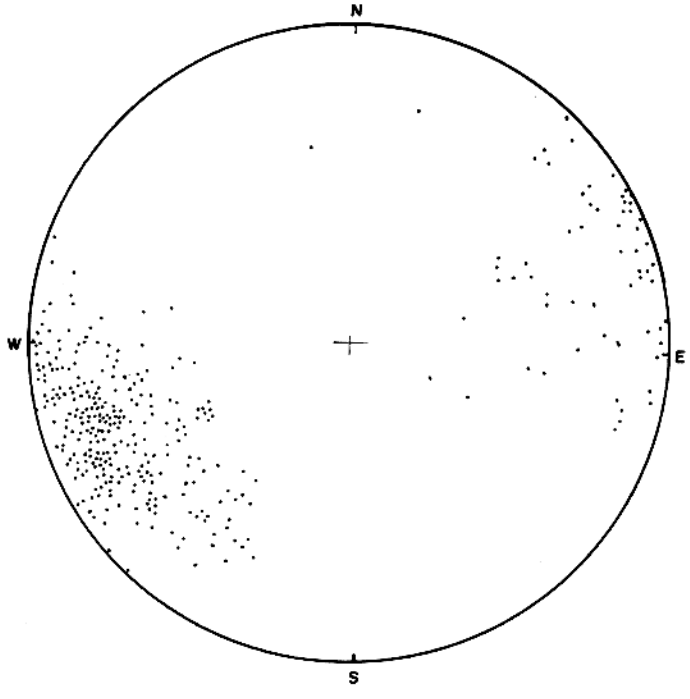


FIG. 49 - Estereograma de polos do acamamento S_o da Formação Gurupi

se difícil de ser caracterizada.

A ocorrência de dobras nas rochas supracrustais Gurupi não é muito comum. Em poucos afloramentos são encontradas dobras no geral métricas, de planos axiais subverticais, desenhadas pelo acamamento/foliacão . São via de regra apertadas, com tendência a isoclinal. Os eixos são sub-horizontais, orientados no geral segundo N10-20ºW.

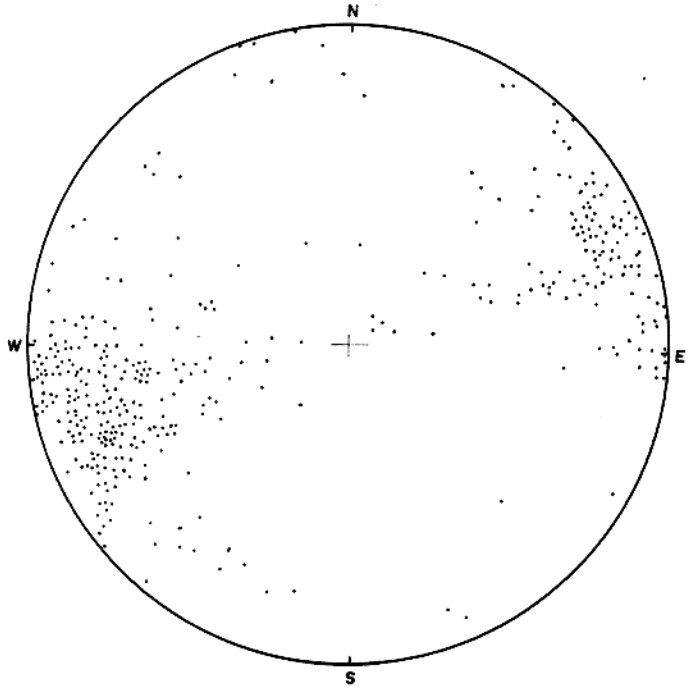


FIG. 50 - Estereograma de polos da foliação da Formação Gurupi.

Sobre a Formação Chega-Tudo, muito pouca informação estrutural existe. Na região topônima, as rochas vulcânicas e vulcano-clásticas presentes estão envolvidas nos processos tectônicos da Faixa de Cisalhamento Tentugal, apresentando foliações NW-SE subverticalizadas.

4.4.1.4 - Formação Vizeu

Os dados estruturais existentes sobre essa formação não

são ainda muitos, sendo dessa forma difícil caracterizá-la com precisão. Seus metassedimentos preservam feições primárias de estratificacão cruzada, que permitem bem caracterizar o acamamento (So). Analisando-se o diagrama da Fig. 51, observa-se a tendência dos pólos de So definirem dois máximos situados sobre um mesmo grande círculo. Na seção geológica de Vizeu para SW, através da PA-12, também se observa o acamamento caíndo ora para SW, ora para NE, mostrando que o mesmo se encontra ondulado. Com base nos dados de campo e nas relacões geométricas da Fig. 51, pode-se dizer que So desenha dobras com ângulos interflancos da ordem de 120-130º, eixos orientados segundo NNE-SSW e planos axiais sub-verticais.

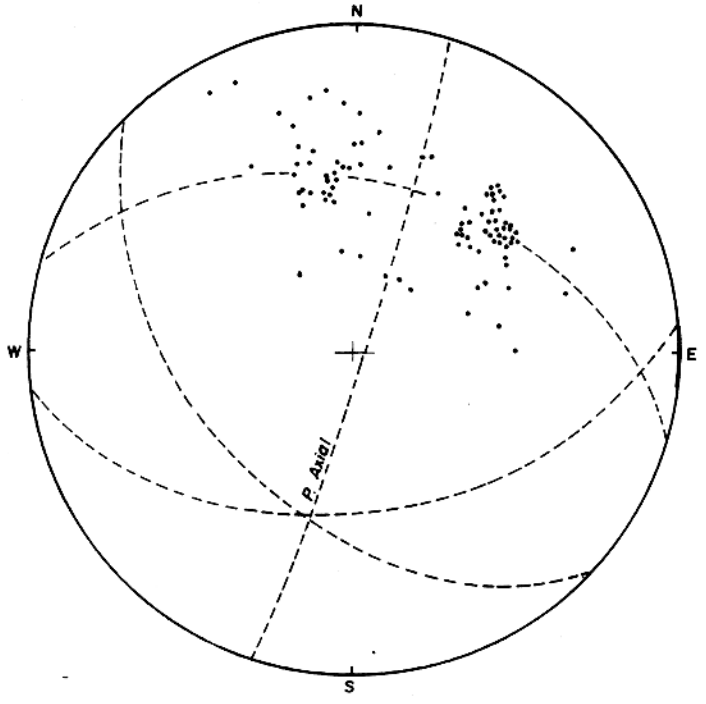


FIG. 51 - *Estereograma de polos do acamamento da Formação Vizeu (96 medidas).*

Na Formação Vizeu, a xistosidade encontra-se desenvolvida de modo incipiente e poucas são as medidas que se pode considerar com segurança. Não se conhece a relação dessa

estrutura com as dobras, muito embora as poucas medidas tomadas indiquem ter a mesma uma posição plano axial em relação às dobras geradas contemporameamente.

4.4.1.5 - Formação Igarapé de Areia

Uma das feições mais conspícuas na Formação Igarapé de Areia é a estratificação cruzada que ocorre sobre os arcóseos, o que permite evidenciar o acamamento So (Prancha 2.g). Ainda mais, são bastante comuns as alternâncias de sedimentos finos dentro do pacote arcoseano. Aparentemente, conforme os dados colhidos em nível de reconhecimento, para o topo do pacote, parecem predominar sedimentos mais finos. O acamamento mergulha com valores da ordem de 20-40º, ora para NE, ora para SW. As medidas tomadas não permitem um tratamento estatístico dessa feição planar.

A Formação Igarapé de Areia é a unidade na qual as dobras ocorrem de forma mais marcante (Fig. 52). São dobras desenhadas pelo acamamento, abertas, de dimensões quilométricas, plano axiais subverticais e eixos orientados segundo N40-50º W. Compõem anticlinais e sinclinais sucessivos, paralelos a sub-paralelos à Faixa de Cisalhamento Tentugal.

Em poucos afloramentos, foi possível medir-se a foliação, a qual é representada mais por uma feição de cataclase do que efetivamente de (re)cristalização de minerais. Tem no geral uma orientação aproximadamente concordante com a zona Tentugal e caimentos fortes, em torno de 70-80º para sul, genericamente, chegando a subvertical. Dentre os minerais presentes nas rochas dessa unidade, com tendência a definirem uma foliação, destaca-se a sericita.

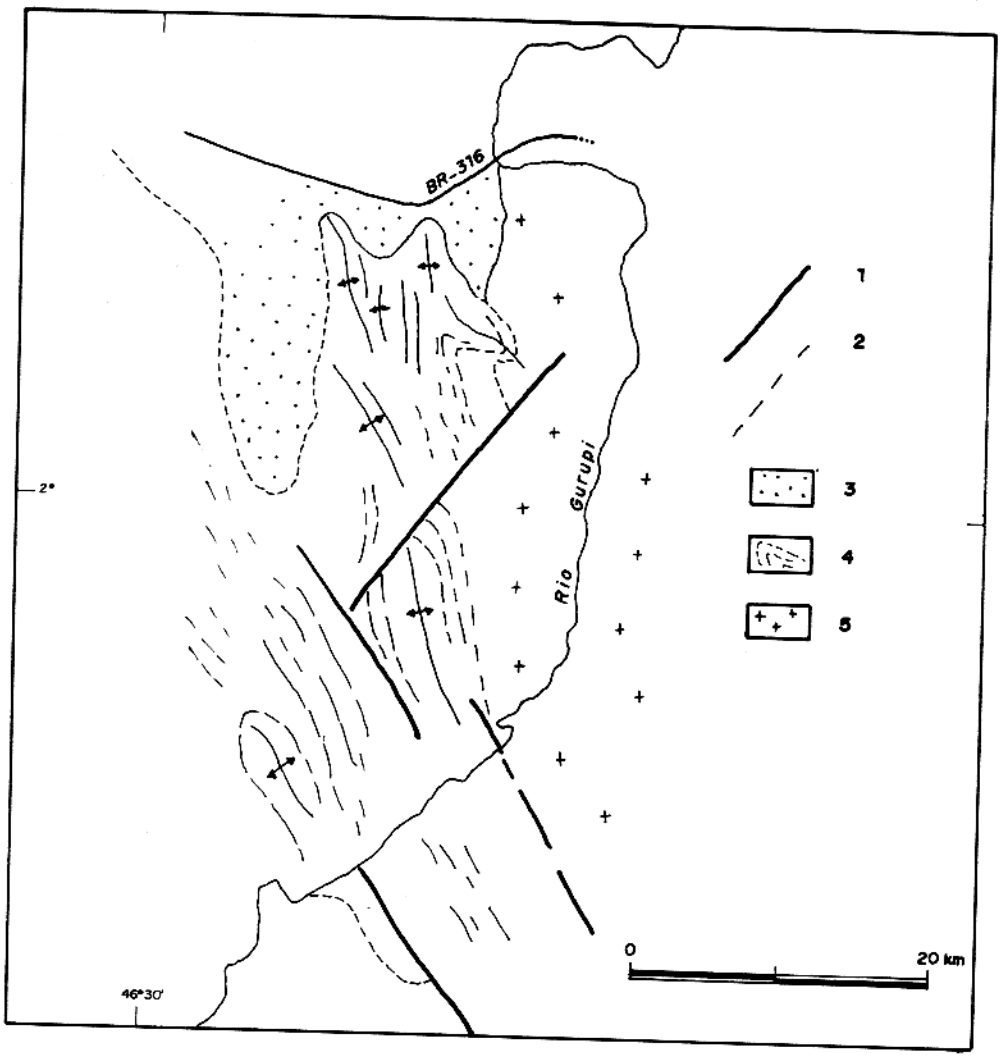


FIG. 52 - Padrão regional de dobras da Formação Igarapé de Areia ao sul da rodovia BR-316. 1 - Zonas de cisalhamento ou falhas; 2 - Contatos geologicos; 3 - Coberturas diversas; 4 - Formação Igarapé de Areia com indicacão de linhas estruturais; 5 - Rochas diversas do Complexo Maracaçume e Grupo Gurupi (Baseado em dados de campo e análise de imagens de radar).

4.4.2 - O Domínio Móvel

A Faixa de Cisalhamento Tentugal, definida pela presença notável de descontinuidades reconhecidas e presumidas, de orientação NW-SE, marca a separação entre duas províncias geocronológicas, das quais a situada a sudoeste é dita

representar um domínio móvel por ter assinaturas do Evento Brasiliano (Fig. 44).

As informações existentes sobre essa área são relativamente pobres e restringem-se a algumas seções ao longo de rios e observações em pontos isolados. No entanto, algumas feições fundamentais podem ser extraídas no que se refere à estruturação das rochas presentes.

Com relação às feições planares, caracteriza-se uma foliação marcada pela presença de um evento dinamo-metamórfico, que imprimiu uma laminação acentuada nas rochas presentes, já notada de forma não-penetrativa no domínio cratônico, nas proximidades da Faixa de Cisalhamento Tentugal. Os tonalitos e dioritos encontrados, por exemplo, no médio curso do rio Gurupi, mostram, em muitos locais, megacristais de quartzo e feldapatos estirados e envolvidos numa matriz de aparência fluidal, granular, formada de sericita, feldspato e quartzo, denotando uma feição milonítica.

De Chatão para sul, essa estrutura, tornando-se cada vez mais penetrativa, associada à presença de um número crescente de fases mobilizadas, denota uma progressão dos efeitos dos processos deformacionais, em consonância com o aumento das condições de temperatura e pressão a que as rochas aparentemente estiveram submetidas durante a formação dessa estrutura.

A foliação milonítica está orientada nesse trecho segundo N60-80ºW, mostrando mergulhos fortes da ordem de 60-80º e apenas raramente de 30-40º, voltados regionalmente para S-SW. Ela é visível ainda nos granitóides de Caldeirão e Japim, e nos gnaisses, anfibolitos e xistos do médio rio Piriá.

Na região de Boca Nova, Ney Peixoto e Nova Colônia,

encontra-se também uma foliação, fortemente marcada sobre as rochas presentes. Em Boca Nova, aparentemente, e segundo os estudos de LOWELL & VILLAS (1983), essa foliação se superpõe a uma estrutura planar mais antiga encontrada de forma mais conspícua a sudeste.

No granitóide Ney Peixoto, está presente apenas uma foliação dada por micas, biotita e muscovita, orientada segundo a direção N20-30º W e com mergulhos fortes para SW. Em Nova Colônia encontra-se um granitóide que lembra muitas vezes um migmatito de injeção estruturado, da mesma forma que a de Ney Peixoto (Pranchas II.5 e II.6).

Analisando regionalmente essa área, no que se refere às estruturas, pode-se dizer que aparecem de forma marcante dois tipos fundamentais de feições planares: a) foliação milonítica presente de modo definido na porção sudeste e desenvolvida preferencialmente segundo faixas de espessuras milimétricas a decamétricas, orientadas segundo NW-SE. Nessa porção da área, expõem-se de forma significativa os tonalitos e granodioritos do Complexo Maracaçumé; b) foliação penetrativa encontrada sobre as rochas da porção noroeste, onde ocorrem os granodioritos brasilianos e a intrusão alcalina de Boca Nova, cujas orientações podem ser variáveis. Aí encontram-se nos granitóides uma foliação não muito forte, essencialmente NW-SE, bem como foliações NNW e até NE nos gnaisses e migmatitos. Nessa porção, encontra-se impressa também a foliação descrita em a).

As relações espaciais estabelecidas entre essas duas foliações leva a um processo de formação de amêndoas, em várias dimensões e escalas, configurando um sistema anastomosado de zonas de cisalhamento que, no estágio limite da deformação

finita, tendem a rotacionar todos os corpos para uma situação de paralelismo com a direção NW-SE da Faixa de Cisalhamento Tentugal.

Um feição de quebra e cominuição de rochas, gerando uma foliação cataclática subverticalizada, orientada segundo NW-SE, também se estabeleceu nesse setor, provavelmente de forma tardia em relação a geração de foliação milonítica. Nela, muitas vezes se encaixam veios de quartzo de várias possanças, concordantes a secantes à foliação, os quais hospedam, em muitos casos, importantes mineralizações auríferas.

Tais zonas de cisalhamento configuram alinhamentos estruturais bem definidos em imagens de radar, interpretados no geral como falhas e que podem se estender longitudinalmente por quilômetros.

São feições que se formaram durante o estágio em que as condições mecânicas da deformação eram rúptil-dúcteis, uma vez que se vê, de forma mais ou menos comum, recristalizações de quartzo e micas ao longo dessas faixas, associadas tardiamente à tectônica de quebra.

Algumas das zonas de cisalhamento descritas podem se projetar no sentido do cráton, dando lugar à geometria de zonas com forte ângulo em relação à Faixa de Cisalhamento Tentugal.

A análise macroscópica dos elementos estruturais presentes nessa área, excluídas particularidades locais, mostra um comportamento singular para as zonas de cisalhamento e os elementos estruturais em geral. Assim, tomando-se as seqüências supracrustais que compõem as formações Gurupi, Chega-Tudo, Vizeu e Igarapé de Areia, observa-se que existe uma tendência a uma orientação NW-SE das estruturas à proporção que se aproximam da

Zona de Cisalhamento Tentugal. Com o afastamento da zona, para nordeste, observa-se que, cada vez mais, as estruturas vão se fletindo, até alcançarem, na costa maranhense, orientações NE-SW. Em que pese a descontinuidade dos afloramentos das formações citadas, esse comportamento configura um arqueamento regional das estruturas, cuja convexidade se volta para oeste.

Para sul, embora não se tenha um controle mais rigoroso de campo, as direções estruturais definidas pelos eixos de anomalias gravimétricas apresentam um desenho inverso do descrito a nordeste, qual seja um arqueamento com convexidade voltada para SE (Fig. 112).

Tal arranjo em arco, como já mostraram ABREU & LESQUER (1985), denota uma movimentação essencialmente sinistral do cráton em relação à parte dita móvel, o que, aliás, vem sendo corroborado pelas análises das estruturas mesoscópicas da Faixa de Cisalhamento Tentugal realizadas recentemente por COSTA et al.(1988) e BORGES et al.(1988).

Feição semelhante a essa é descrita no sudeste da África por COWARD (1980), envolvendo o Cinturão Limpopo e o Cráton da Rodésia.

4.5 - DADOS GERAIS DO METAMORFISMO

As condições metamórficas presentes nas rochas da região do Gurupi ainda não foram investigadas sistematicamente. Para o Complexo Maracaçumé, a presença de rochas gnaissificadas e migmatitizadas são evidências de que as condições de grau médio extremo foram atingidas, com a geração de líquidos graníticos. Não é sabido se a Formação Santa Luzia chegou a alcançar essas condições. Registrou-se apenas, através de estudo de minerais

pesados, a presença de paragêneses minerais de grau médio (fácies anfibolito).

Em todo o conjunto supracrustal representado pelo Grupo Gurupi, reconhecem-se que as transformações metamórficas se situaram dentro da fácies xisto verde a no máximo anfibolito baixo, no limite dos graus fraco a médio, em que pesem as transformações que os minerais sofreram após alcançarem as condições máximas do metamorfismo, transformações essas relacionadas a desestabilização das paragêneses pretéritas por efeito de tectonismo, arrefecimento e presença de soluções hidrotermais ao longo dos planos estruturais, bem como as transformações intempéricas de toda a ordem.

O fato de que, associado temporalmente ao processo metamórfico das rochas supracrustais ou posteriormente a elas, tenha tido lugar importante granitogênese, evidencia que, em níveis profundos, as condições de fusão foram alcançadas, permitindo a colocação dessas massas na parte superior da crosta sob a forma de corpos diapíricos que geraram **stocks** de várias dimensões. Até o presente, não foram descritas evidências de reações ligadas a processos de metamorfismo de contato por efeito dessas rochas.

Dentro da domínio móvel, os efeitos dos processos metamórficos dínamo-termais em condições de fácies xisto-verde levaram à desestabilização das paragêneses minerais existentes nas várias rochas, sendo bastante comum cloritização e epidotização em larga escala. Nessas zonas, a disponibilidade de fluídos favorece também o desenvolvimento de transformações hidrotermais que se encontram ao longo das zonas de cisalhamento que, a partir da Faixa Tentugal, penetram no

cráton.

No que concerne à Formação Piriá, os dados de TRUCKENBRODT & CORREA (1985) indicam condições anquimetamórficas de transformação para as rochas a ela associadas.

Novamente, o problema da geração de granitóides se apresenta, posto que com idade relacionada ao Evento Brasiliano e se situando dentro do domínio móvel, ocorrem o granitóide de Ney Peixoto e talvez até Cantão (BORGES et al. 1988). Seria novamente preciso invocar condições de fusão em profundidade para explicar esses corpos, como reportado para a suíte transamazônica. Nesse caso, assume-se a contemporaneidade entre o anquimetamorfismo da Formação Piriá e a geração desses corpos o que pode necessariamente não ser verdadeiro. A Formação Piriá podia ter tido sua evolução metamórfica completada antes do Proterozóico Superior. Nesse aspecto merece melhor investigação as relações espaciais entre a Formação Piriá e o Granito Cantão que lhe pode ser secante. Nesse caso, o corpo granítico poderia ter ligação com a distensão cambriana, responsável pela geração de granitóides pós-cinemáticos, tipo Meruoca, encontrados no noroeste do Ceará em condições tectônicas assemelhadas.

4.6 - APANHADO GEOCRONOLÓGICO

As determinações geocronológicas existentes sobre a região pré-cambriana do nordeste do Pará/noroeste do Maranhão perfazem algumas dezenas, incluíndo-se resultados fornecidos pelos métodos K/Ar e Rb/Sr.

O quadro geral dessas informações mostra que a região compreende dois domínios geocronológicos distintos, que podem

ser relacionados à separação estrutural antes reportada. Assim, distinguem-se, ao sul e sudeste da Faixa de Cisalhamento Tentugal, um domínio geocronológico, no qual estão fortemente impressos efeitos do Evento Brasiliano e, adjacente a este, a nordeste, um outro domínio, no qual se encontram resultados geocronológicos indicando fechamento do sistema isotópico no Evento Transamazônico.

Os dados K/Ar disponíveis são plotados na Tabela 11 e seus locais de amostragem são indicados na Fig. 53. Em termos qualitativos, os dados mostram os seguintes aspectos a destacar: a) no geral as porcentagens de potássio nas rochas situam-se acima de 0,5%; b)as porcentagens de argônio atmosférico encontrado nas medições situam-se dentro de limites aceitáveis.Alguns valores, no entanto, são elevados e sobre eles pode se observar que se referem à determinações em rochas com baixa percentagem de potássio, menor que 1,5% sendo também na maioria deles cristais de anfibólio os materiais analisados; c) existe ainda uma certa relação entre as características descritas em b) e os valores normalmente encontrados na faixa de duas-três centenas de milhões de anos; d) na área correspondente ao domínio cratônico a qualidade dos resultados é bem melhor e os dados assim mais confiáveis. Observa-se, nesse caso, que os resultados estabelecidos sobre anfibólios são estatisticamente mais elevados que aqueles obtidos em micas ou rocha total.

A interpretação que se pode apresentar para os resultados da Tabela 11 é a da existência de um bloco crustal que, a partir do final do Proterozóico Inferior, não mais sofreu eventos termo-tectônicos capazes de, em nível regional reabrirem o sistema K/Ar, definindo assim um segmento

estável, desde o limite Proterozóico Inferior/Médio, por volta de 2,0 Ga. Esse segmento representaria o Cráton São Luís, segundo ALMEIDA (1967), uma unidade geotectônica consolidada ao final do evento termo-tectônico Transamazônico.

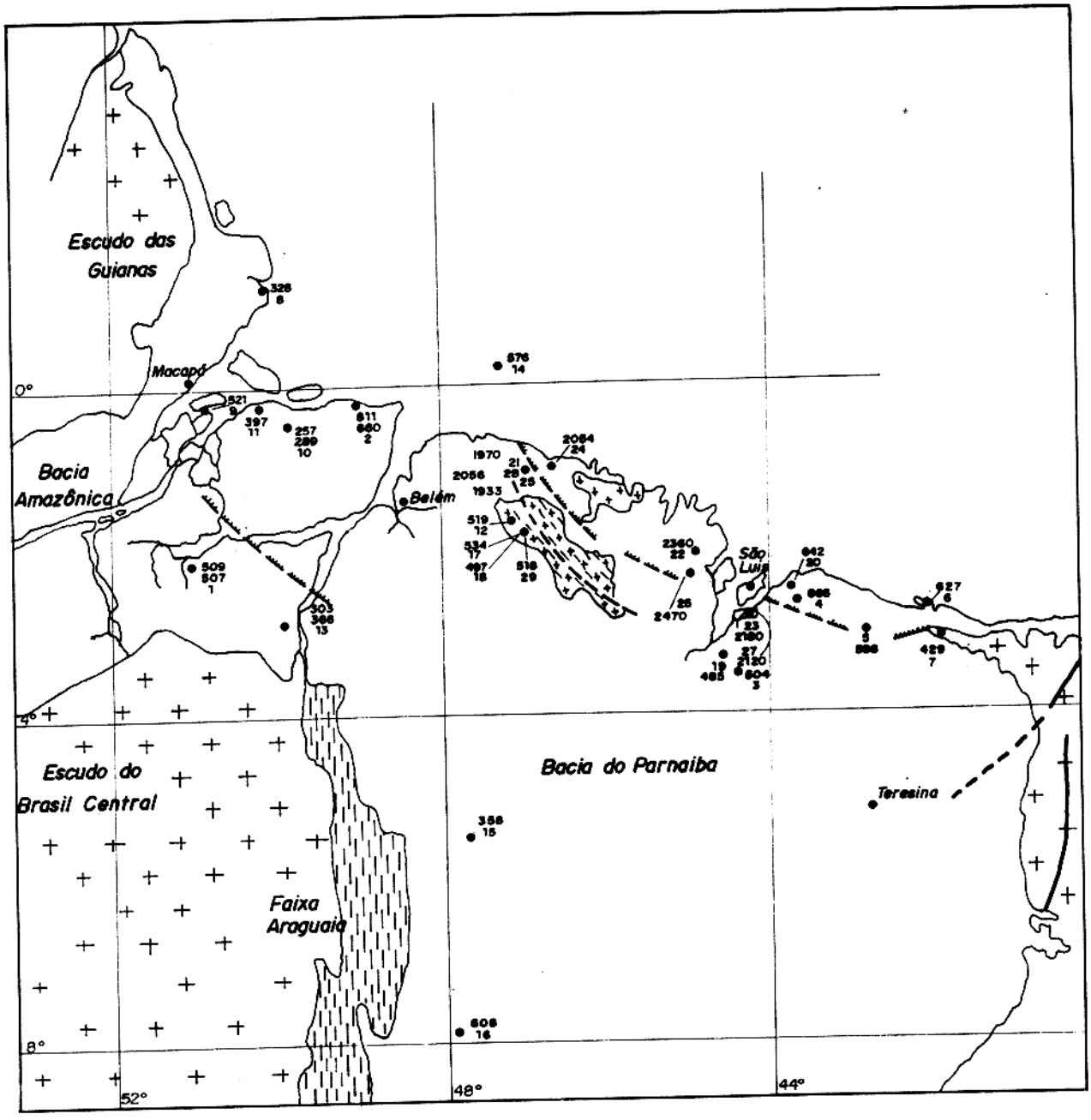


FIG. 53 - Distribuição dos resultados K/Ar na porção centro-norte do Brasil.

Nº	SPK	Nº DE CAMPO	ROCHA	MATERIAL ANALISADO	%K	Ar^{40}x10-5rad cc STP/g	$\%Ar^{40}$ atm	IDADE(MA)	REF.	OBSERVAÇÕES
01	649	ID-1-PA	biot. gnaisse	biotita	8,13	18,93	2,7	509±15	1	
01a	1377	JD-1-PA	gnaisse	biotita	7,629	17,71	12,87	507±25	2	
02	650	COst-1-PA	anfibolito	anfibólio	0,510	2,07	9,2	811±24	1	
02a	1380	COst-1-PA	anfibolito	anfibólio	0,838	2,641	36,23	660±38	2	
03	619	PAF-7-MA	biot. quartzito	biotita	6,81	15,72	1,5	504±15	1	
04	698	FS-1-MA	aranito	biotita	5,52	17,26	2,7	666±20	1	
05	615	SOst-1-MA	biot. quartzito	biotita	6,68	18,75	3,9	598±18	1	
06	620	P-SAL	granito	hornblenda	1,30	3,87	23,5	627±19	1	
07	616	CODOZ	biot.gnaisse	biotita	7,86	15,08	1,3	429±13	1	
08	1386	Rast-1-AP	granito	feldspato	11,24	16,08	16,92	328±17	2	
09	1376	IJst-1-PA	gnaisse	biotita	7,579	18,14	10,73	521±25	2	
10	1528	Cr-1-PA	granito	RT	1,054	1,158	31,05	257±18	2	
10a	1529	Cr-1-PA	granito	RT	1,054	1,121	49,81	289±24	2	
11	1582	AF-1-PA	granodiorito	anfibólio	0,530	0,935	41,45	397±31	2	
12	721	GM-1-PA	granito	muscovita	8,779	20,90	9,33	517±15	1	
13	1456	BEst-1-PA	granito	RT	3,682	5,23	3,57	366±16	2	
13a	-	BEst-1-PA	gnaisse	biotita	4,641	0,1088ppm	-	303±11	2	
14	2079	1-PAS-4A	anfibolito	RT	1.202	1,202	3,52	576±9	2	
15	1530	IZst-1-MA	qtz. fraquito	RT	5,165	8,12	3,17	358±19	2	
16	-	CL-1-MA	gnaisse	biotita	-	-	-	608±21	2	
17	4300	PI79/NV/48G	granitóide	biotita	6,6992	16,16	1,28	534±14	3	Ney Peixoto
17a	4297	PI79/NV/529	granitóide	biotita	6,8391	16,28	4,93	528±17	3	Ney Peixoto
17b	4298	PI79/NV/52G	granitóide	muscovita	8,1606	20,13	3,09	544±14	3	Ney Peixoto
18			granitóide	muscovita				497	6	Ney Peixoto
19			granitóide	biotita				485	6	Sul de São Luis
20			granitóide	biotita				642	6	Leste de São Luis
-	-	-	granitóide	biotita				518±10	7	Pedreira Boca Nova Cap. Poço (PA)
21	711	GM-2-PA	granito	muscovita	9,17	12,606	0,4	1.970±60	1	
22	699	RP-1-MA	anfibolito	hornblenda	0,599	12,66	4,0	2.360±300	1	
23	622	GM-6-MA	gnaisse	hornblenda	0,564	9,25	2,6	2.180±80	1	
23a	561	GM-8-M	gnaisse	hornblenda	0,477	7,61	1,6	2.150±80	1	
23b	567	GM-10-M	gnaisse	hornblenda	0,593	9,88	4,8	2.200±80	1	
24	1371	VNst-1-PA	filito	RT	3,107	46,05	3,90	2.054±64	5	Bacia de Bragança
25			granitóide	muscovita				1.933	6	Tracuateua
25a			granitóide	muscovita				1.910		Tracuateua
26			granitóide	hornblenda				2.470	6	Oeste de São Luis
27			granitóide	hornblenda				2.090	6	Sul de São Luis
27a			granitóide	hornblenda				2.120	6	Sul de São Luis
27b			granitóide	hornblenda				2.140	6	Sul de São Luis
28	4289	PI79/JW/007	granitóide	muscovita	7,7909	11,31	1,19	2.025±30	4	Mirasselvas
28a	4293	PI79/JW/007	granitóide	biotita	6,5583	86,20	0,54	1.906±54	4	Mirasselvas
28b	4288	PI79/JW/039	granitóide	muscovita	8,1735	12,18	0,59	2.056±41	4	Mirasselvas
28c	4287	PI79/JW/031	granitóide	muscovita	8,5225	11,43	0,43	1.932±74	4	Mirasselvas
28d	4295	PI79/JW/031	granitóide	biotita	1,0441	1,27	1,15	1.812±47	4	Mirasselvas
28e	4296	PI79/JW/041	granitóide	KFD	10,0199	0,80	0,11	1.377±62	4	Mirasselvas
28f	4305	pi79/JW/041	granitóide	KFD	10,0199	0,78	0,23	1.347±56	4	Mirasselvas
29	5488	CSL-3	ortognaisse	anfibólio	0,7207	10,17	40,13	1.990±72	8	Pedreira E17(São Luis-Ma)
30	5485	CSL-4	ortognaisse	anfibólio	1,6030	22,94	3,41	2.009±68	8	Axixás(Ma)

Tabela 11 - Dados analíticos K/Ar da porção centro-norte do Brasil.
Constantes utilizadas: TOTAL = $0,530 \times 10^{-9}$ anos^{-1}; K = $0,585 \times 10^{-10}$ anos^{-1}; $\%K^{40}$ em TOTAL = $1,22 \times 10^{-4}$ / de K para ref. 6; $1,19 \times 10^{-2}$ atom % para ref. 1, 5; $1,167 \times 10^{-5}$ para as demais referências.

Referências: Indice remissivo para as tabelas geocronológicas desse capítulo: 1 = ALMEIDA et al. (1968); 2 = CORDANI et al. (1984); 3 = RAIMUNDO NETUNO NOBRE VILLAS (inédito); 4 = JOAQUIM RIBEIRO WANDERLEY FO (inédito); 5 = AMARAL (1974); 6 = HURLEY et al.(1967); 7 = XAFI DA SILVA JORGE JOÃO (inédito); 8 = BENJAMIN BLEY DE BRITO NEVES (inédito).

Este cráton estaria circundado por datações com valores compreendidos entre 660-250 Ma em dois grupos principais: 660-500 Ma e 360-250 Ma. Ao primeiro poderia corresponder os efeitos térmicos finais do Evento Brasiliano e/ou processos de perda de argônio relacionadas a fenômenos distensivos, talvez com geração de granito do Cambriano. O segundo representa, certamente, perdas de argônio relacionadas aos processos de falhamentos tidos lugar durante a reativação tectônica de antigas descontinuidades no curso de separação Brasil-África e estabelecimento das faixas meso-cenozóicas ou até mesmo a efeitos relacionados ao Evento Herciniano, muito bem representado na borda ocidental do Cráton Oeste-Africano, no Cinturão Mauritaniano.

Os limites desse bloco se expressam, como se observa na Fig. 53, não apenas pelos resultados fornecidos pelo método geocronológico K/Ar, mas também pelos dados provindos da aplicação do método Rb/Sr, (Tabela 12 e Fig. 54).

São na maioria dos casos idades convencionais sobre rocha total, tomando-se nos diagramas valores de razão inicial de Sr87 /Sr86 = 0,705. Mesmo levando-se em conta a precariedade das interpretações baseadas nessas idades convencionais, configura-se uma tendência ao estabelecimento de dois grupos principais de idades como já demonstrara a análise dos resultados K/Ar. Em torno do valor de 2,0 Ga, encontram-se cerca de 40% dos resultados e ao redor de 500-600 Ma 35%. Os demais valores não tem uma significação geológica clara, parecendo representar sistemas retrabalhados de forma incompleta.

O restante dos dados Rb/Sr compõem diagramas isocrônicos

no geral de qualidade apenas regular. Assim é que, para o granitóide de Mirasselvas, (Pa) WANDERLEY Fº (1980) apresentou um resultado de 2.047 +- 140 Ma, (RI = 0,703 +- 0,0042).

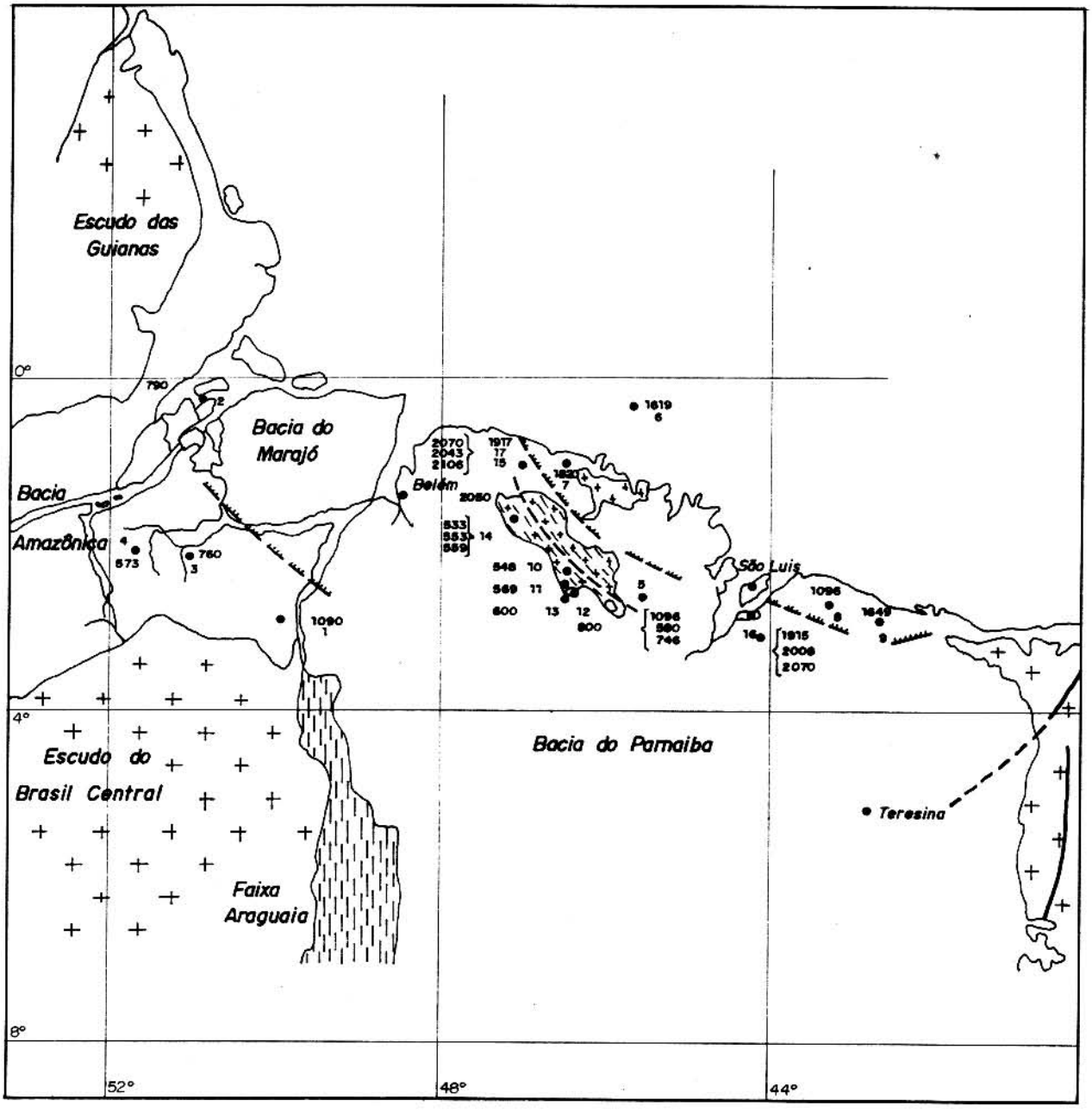


FIG. 54 - Distribuição de idades Rb/Sr convencionais na porção centro-norte do Brasil.

Usando-se os dados analíticos deste autor (Tabela 13), referentes às amostras 2 a 5, chegou-se a um resultado

Nº	SPK	Nº DE CAMPO	ROCHA	MATERIAL ANALISADO	Rb(ppm)	Sr(ppm)	Rb^{87}/Sr^{86}	Sr^{87}/Sr^{86}	IDADE(MA)	REF.	OBSERVAÇÕES
01	6368	BE-1-PA	gnaisse	RT	146,7	144,5	2,95	0,7510	1.090±60	2	Fossa Mexiana-Limoeiro
02	MIT 7289	II-1-PA	gnaisse	RT	108,1	232,0	1,327	0,7203	790	2*	Fossa Mexiana-Lomoeiro
03	MIT 7292	ID-1-PA	gnaisse	RT	104,7	135,2	2,207	0,7294	760	2*	Fossa Mexiana-Limeoiro
04	6369	PL-1-PA	ardosia	RT	200,6	115,2	5,06	0,7463	573±35	2	Fossa Mexiana-Limoeiro
05	-	CG-1-MA	metacarglom	RT	-	-	1,51	0,7292	1.096±104	2	Costa do Pará-Maranhão
	-	CG-1-MA	Matriz do metacorgl.	RT	65,5	104,4	1,77	0,7196	580±91	2	Costa do Pará-Maranhão
	-	CG-1-MA	porfiroclasto do metacorg.	RT	47,0	171,7	0,80	0,7135	746±192	2	Costa do Pará-Maranhão
06	6372	MAS-9-MA	calcioxisto	RT	85,3	93,8	2,65	0,7666	1.619±82	2	Barrinhas
07	MIT 7293	VN-1-PA	ardosia	RT	155,6	273,7	1.624	0,7483	1.820	2*	Barrinhas
08	-	BJ-1-MA	filito	RT	92,0	176,3	1,51	0,7287	1.096±104	2	Barrinhas
09	-	SSB-12-MA	granodiorito	RT	93,6	214,0	1,27	0,7351	1.649±129	2	Barrinhas
10	MIT 6599	JA-22	-	RT	72,17	150,4	1,407	0,7173	548	6	Rio Gurupi
11	MIT 6601	JA-24	-	RT	103,3	354,4	0,854	0,7114	559	6	Rio Gurupi
12	MIT 6600	JA-23	-	RT	106,9	179,7	1,744	0,7264	828	6	Rio Gurupi
13	MIT 6598	JA-21	-	RT	73,5	261,9	0,822	0,7136	600	6	Rio Gurupi
14	MIT 5908	P-65-1g	granitóide	RT	-	-	6,194	0,7529	553	6	Ney Peixoto
	MIT 5909	P-65-1h	granitóide	RT	-	-	4,851	0,7430	553	6	Ney Peixoto
	MIT 5902	P-65-1a	granitóide	RT	-	-	3,977	0,7369	559	6	Ney Peixoto
15	MIT 5912	P-65-2b	gnaisse	RT	-	-	9,349	0,9692	2070	6	Tracuateua/Mirasselvas
	MIT 5913	P-65-2c	gnaisse	RT	-	-	10,01	0,9797	2013	6	Tracuateua/Mirasselvas
	MIT 5914	P-65-2d	gnaisse	RT	-	-	17,64	1,2111	2106	6	Tracuateua/Mirasselvas
	MIT 5911	P-65-2a	gnaisse	RT	-	-	8,803	0,9505	2050	6	Tracuateua/Mirasselvas
16	MIT 5800	M-65	granitóide	RT	-	-	1,00	0,7307	1915	6	Sul de São Luis(Ma)
	MIT 5891	M-65	granitóide	RT	73,4	105,6	2,045	0,7610	2008	6	Sul de São Luis(Ma)
	MIT 5891	M-65	granitóide	RT	160,2	63,6	7,53	0,9181	2070	6	Sul de São Luis(Ma)
17	4286	PI-79-JW-41	feldspato	PEG	1,655	46,4	143,25	4,6583	1.917±46	4	Mirasselvas

Tabela 12 - Dados analíticos e idades convencionais Rb/Sr das rochas de porção centro-norte do Brasil. Ref.(a) = Dados recalculados. (*)Dados originais de Almeida **et al**, 1967, recalculados. RI = 0,705; $= 1,42 \times 10^{-11}$ anos^{-1}.

isocrônico de 2.221 +- 141 Ma, com razão inicial de 0,6947 +- 0,00849. Logicamente esse valor de RI é muito baixo e deve refletir problemas analíticos com as amostras tomadas, que, como se observa no diagrama da Fig. 55, possui os pontos afastados da origem e um espalhamento pouco satisfatório. Além do mais, a idade encontrada não parece ter um significado claro do ponto de vista geológico e deve representar, assim, o conjunto das amostras, um sistema isotópico apenas parcialmente retrabalhado. Tomando-se o artifício de considerar no esquema de cálculo da isócrona um valor de RI próximo das encontradas para rochas graníticas dessa natureza (amostra 01 da Tabela 13), foi possível chegar a um valor próximo ao encontrado por WANDERLEY Fº (op. cit.) de 2.078 +- 57 Ma, razão inicial de 0,70379 +- 0,00285 (Fig. 56).

Nº	Nº DE CAMPO	Rb	Sr	Rb/Sr	Rb^{87}/Sr^{86}	sX	Sr^{87}/Sr^{86}	sY
01	RI4	0.00	0.00	0.00	0.000	0.001	0.705000	0.002000
02	4282	0.00	0.00	0.00	3.020	0.060	0.792200	0.001200
03	4285	0.00	0.00	0.00	4.100	0.080	0.821900	0.001100
04	4284	0.00	0.00	0.00	4.420	0.090	0.840300	0.000800
05	4283	0.00	0.00	0.00	6.190	0.120	0.892200	0.001600

Tabela 13 - Resultados analíticos do Granitóide de Mirasselvas segundo Joaquim R. WANDERLEY Fº (inédito).

A significação geológica dessa errócrona é discutível e indica tão somente a possibilidade de retrabalhamento crustal durante o Transamazônico em intensidade insuficiente a uma reomogeneização completa dos sistemas isotópicos afetados. Isso pode significar assim a presença de rochas mais antigas não reomogeneizadas totalmente durante o Transamazônico.

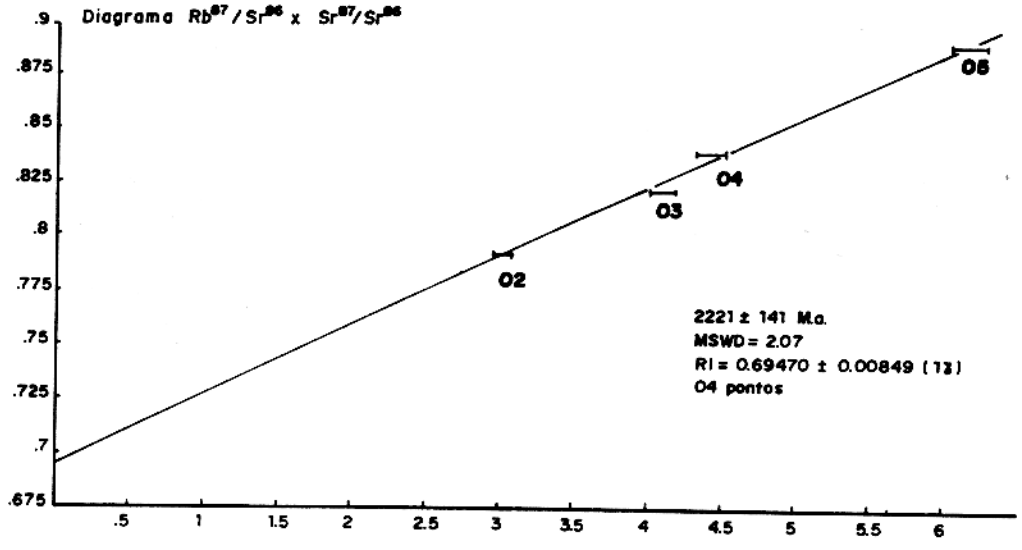


FIG. 55 - Diagrama isocrônico Rb/Sr do Granitóide de Mirasselvas (I). Dados analíticos de WANDERLEY Fº (inédito).

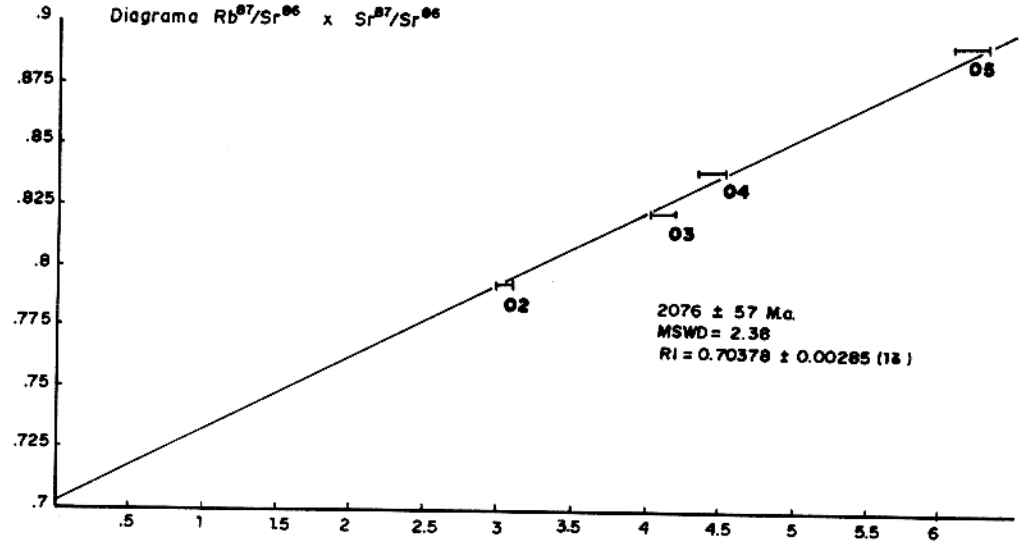


FIG. 56 - Diagrama isocrônico Rb/Sr para o Granitóide de Mirasselvas. Dados analíticos de WANDERLEY FILHO (inédito)

Para as rochas do Maciço de Granja, compreendendo materiais provenientes de poços da Petrobras, situados na porção centro-oriental da Bacia da Parnaíba e que atingiram o embasamento, CORDANI et al. (1984) encontraram resultados de 650 Ma

e razão inicial muito alta de 0,710 (Fig. 57, Tabela 14).

VILLAS (1982) apresentou duas outras isócronas. Para a intrusão alcalina de Boca Nova, em diagrama isocrónico de cinco pontos de rocha total, com bom espalhamento, razão inicial de 0,7040 +- 0,008 e MSWD de 1,82, apresentou uma idade de 723 +- 30 Ma (Fig. 58, Tabela 15). Já o Granitóide de Ney Peixoto com idade de 580 +- 59 Ma, quatro pontos, mostrou um diagrama isocrónico em que o espalhamento não é bom, (pontos concentrados distante da origem, razão inicial de 0,7044 +- 0,0038 alta, embora o MSWD seja pequeno, 0,66). O erro de medição em torno de 10% é elevado (Fig. 59).

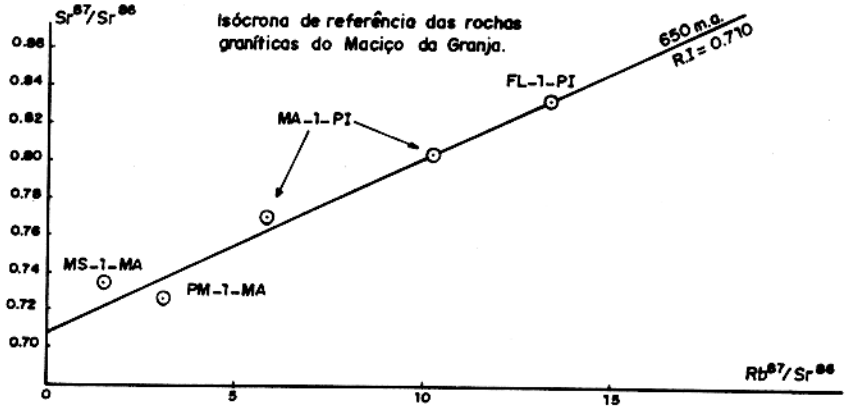


FIG. 57 - Diagrama isocrônico - rochas do embasamento da Bacia do Maranhão. Segundo CORDANI et al. (1984).

SPK	POÇO	ROCHA	MATERIAL ANALISADO	Rb(ppm)	Sr(ppm)	Rb^{87}/Sr^{86}	Sr^{87}/Sr^{86}	IDADE(MA)*
MIT-7300	FL-1-PI	filonito	RT	130,8	78,41	13,25	0,8333	670
MIT-7298	MA-1-PI	gnaisse	RT	161,6	46,16	10,22	0,8039	670
6370	MA-1-PI	gnaisse	RT	163,0	81,0	5,86	0,7698	775±34
MIT-7296	MS-1-MA	xisto	RT	22,29	42,94	1,481	0,7351	1420
MIT-7295	PM-1-MA	filito	RT	57,89	53,66	3,075	0,7284	520

*R.I = 0,705
= $1,42 \times 10^{-11}$ anos^{-1}

Tabela 14 - Datações Rb/Sr em amostras do embasamento da Bacia do Maranhão.

Na tentativa de dar uma melhor definição para o diagrama isocrônico de Ney Peixoto, VILLAS (op. cit.) introduziu dados de HURLEY et al. (1968). O novo diagrama, Fig. 60, padece, no entanto, dos mesmos problemas do anterior, não acrescentando maior confiabilidade ao resultado.

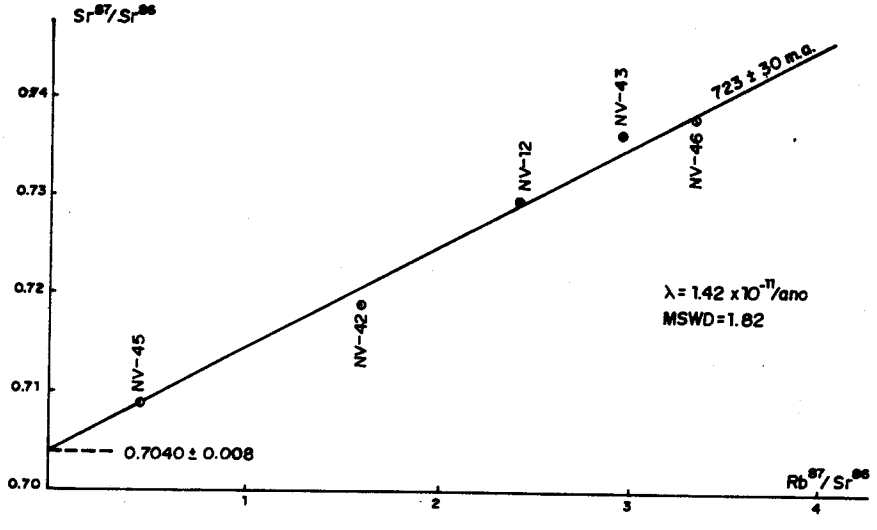


FIG. **58** – *Diagrama isocrônico para os nefelina-sienito gnaisses de Boca Nova, Capitão Poço, Estado do Pará. Segundo VILLAS (1982).*

Com relação aos resultados Rb/Sr, alguns comentários tornam-se pertinentes. Não parece restar dúvida de que dois domínios geocronológicos se delineiam também com os valores obtidos com o método K/Ar. No entanto, ao se analisar a área relativa ao Cráton São Luis, vê-se que os valores relacionados ao Evento Transamazônico estão impressos sobre os tonalitos e granodioritos da região de Rosário (MA), sobre os granítos de Tracuateua e Mirasselvas (PA) e também em metassedimentos de baixo grau de metamorfismo, encontrados no poço VNst-1-PA, na Bacia de Bragança. Tais litotipos são, sem dúvida, pertencentes

a ambiências tectônicas distintas e desenvolvidos certamente em períodos de tempo também distintos. Isto posto, o que se pode dizer é que os valores próximos a 2,0 Ga representam a idade

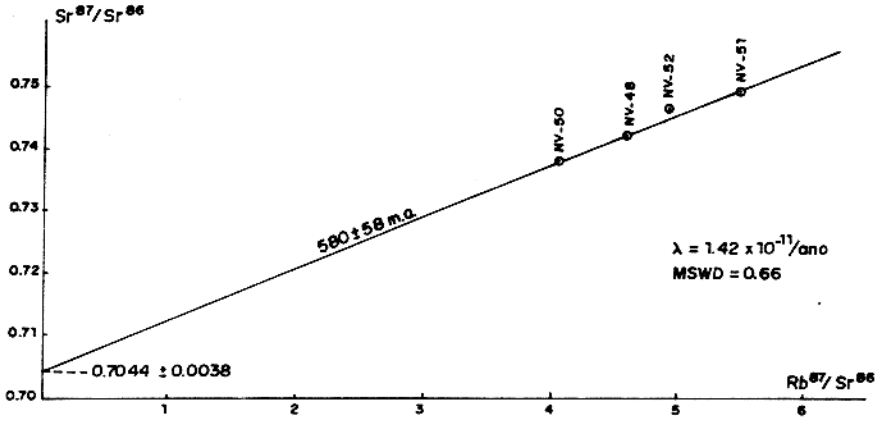


FIG. 59 – Diagrama isocrônico para o granito Ney Peixoto, Ourém, Estado do Pará. Segundo VILLAS (1982).

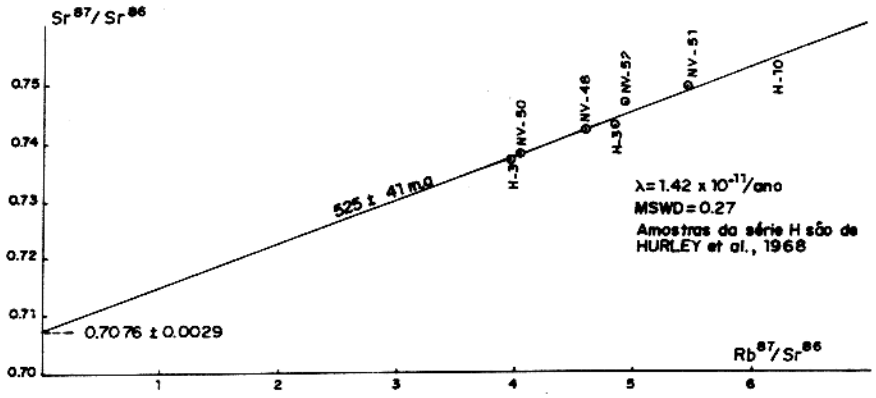


FIG. 60 - Diagrama isocrônico para o granito de Ney Peixoto, Ourém, Estado do Pará, incorporando dados de HURLEY et al, 1968 (amostras da série H).

mínima da litogênese das rochas graníticas de tendência alcalina a cálcio-alcalina de Mirasselvas e Tracuateua e que o evento termo-tectônico , a que elas se relacionam, foi de importância a conduzir a região como um todo a fenômenos de rejuvenescimento

SPK	Nº DE CAMPO	DESCRIÇÃO MESOSCÓPICA	Rb(ppm)	Sr(ppm)	Sr^{87}/Sr^{86}	Rb^{87}/Sr^{86}	REF.
ALCALINAS DE BOCA NOVA							
4308	NV-012	bandada; frações leuco e mesocráticas	181	217	0,7295	2,42	3
4309	NV-042	homogênea; grão médio; foliação incipiente	160	294	0,7187	1,58	3
4310	NV-043	fase pegmatóide	148	146	0,7364	2,94	3
4311	NV-045	homogêna; grão fino a médio; foliada	150	943	0,7089	3,33	3
4312	NV-046	homogêna; grão médio	212	185	0,7378	3,33	3
GRANITO NEY PEIXOTO							
-	NV-048	fração escura fina rica em biotita	281	177	0,7419	4,61	3
-	NV-050	fração bandada (faixas félsicas e máficas)	243	174	0,7379	4,05	3
-	NV-051	rocha cinza de grão médio e grosseiro	285	151	0,7492	5,48	3
-	NV-052	mistura de frações leuco e mesocráticas	268	158	0,7465	4,93	3
	M-001		-	-	0,7529	6,19	6
	M-002		-	-	0,7430	4,85	6
-	M-003		-	-	0,7369	3,98	6

Tabela 15 - Dados sobre a localização, descrição mesoscópica, concentrações de Rb e Sr e composições isotópicas de amostras dos gnaisses alcalinos de Boca Nova e granito Ney Peixoto, capitão Poço - Ourém, Estado do Pará.

pronunciada em escala regional. Dessa forma, a colocação dos

hoje metassedimentos e das rochas tonalíticas de Rosário teria acontecido antes da formação dos corpos graníticos aludidos.

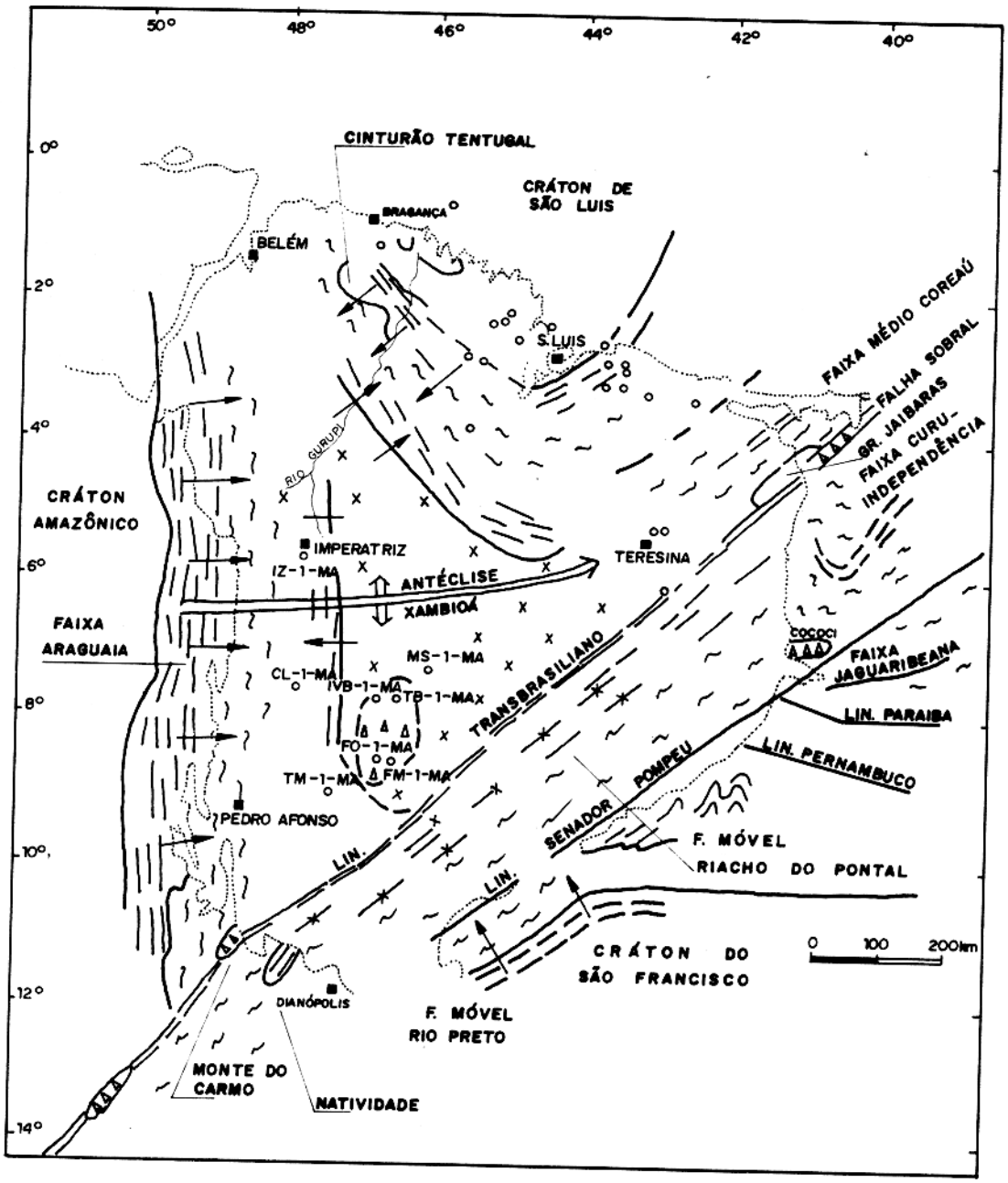
O fato de se encontrar até agora poucos resultados acima de 2,0 Ga é também devido às poucas exposições de rochas em condições de serem datadas a as extremas dificuldades de trabalhar com mais detalhe nas áreas onde as rochas ditas do embasamento ocorrem. Dessa forma, com novos trabalhos, sobretudo na região da costa do Pará-Maranhão, é possivel que venham a se estabelecer idades arqueanas para litotipos alí existentes, uma vez que já se esboçam grupos de valores entre 2,3 - 2,45 Ga, como encontrado por CORDANI et al. (1984).

Os dados Rb/Sr mostram também fora do domínio cratônico a existência de resultados anômalos que não se inserem no padrão transamazônico-brasiliano. Constitui-se exemplo desse caso o nefelina-gnaisse de Boca Nova, cujo resultado de 723 +- 30 Ma pode ser interpretado como uma idade mínima, para o corpo, não representando, dessa forma, um evento geológico acontecido nessa época. Indicação nesse sentido seria a idade K/Ar sobre biotita determinada por X.S. JORGE JOÃO com valor de 518 +- 10 Ma.

Em alguns poços na região central da Bacia do Parnaíba, CORDANI (op. cit.) obtiveram idades que também tem o mesmo comportamento (MA-1-PI; MS-1-MA etc.) (Fig. 61), aventando-se a possibilidade da existência de um núcleo cratônico nessa área.

Vários outros resultados na fossa de Mexiana-Limoeiro, nas bacias do Parnaíba e Barreirinhas e na costa do Pará-Maranhão mostram resultados divergentes em relação aos eventos termo-tectônicos assinalados.

Em síntese, o que se pode dizer, é que todos esses



LEGENDA

1. METASSEDIMENTOS EPIZONAIS (SUPRACRUSTAIS)
2. TERRENOS MESOZONAIS (GNAISSES, MIGMATITOS, ETC.)
3. NÚCLEO CRATÔNICO INFERIDO
4. TERRENOS CATACLASADOS AO LONGO DO LINEAMENTO TRANSBRASILIANO
5. SEDIMENTOS MOLÁSSICOS
6. INDICAÇÃO DE POLARIDADE METAMÓRFICA
7. ANTÉCLISE XAMBIOÁ

FIG. 61 – Mapa geológico-geotectônico esquemático do embasamento da Bacia do Maranhão. Segundo CORDANI et al. (1984) modificado. Destaque para núcleo cratônico na porção central da Bacia.

resultados refletem processos de reomogeneização parcial dessas rochas e que os valores encontrados representam idades mínimas. Essas demonstram apenas a presença de rochas mais antigas, sendo, pelos métodos geocronológicos empregados, impossível de se atribuir idades verdadeiras de formação. Representam, assim, tão somente, sistemas isotópicos incompletamente retrabalhados, que não permitem grandes avanços em termos do entendimento da história evolutiva dessa porção crustal.

4.7 - PROPOSTA ESTRATIGRÁFICA

As informações existentes sobre a região do Gurupí permitem novos avanços no que se refere ao esquema estratigráfico para essa porção pré-cambriana brasileira. O Quadro 5 resume a proposta estratigráfica para a área, onde se destacam os aspectos a seguir enumerados.

O embasamento da área é representado pelo Complexo Maracaçumé, comportando uma certa diversidade de tipos litológicos, em que se destacam migmatitos, gnaisses e ortoanfibolitos. Dentro dessa unidade, em relação espaço-temporal ainda a precisar, estariam colocados os tonalitos de granulação grossa, fracamente estruturados, que se encontram em vários locais da região, sobretudo ao sul de São Luis e ao longo do rio Gurupí, ao sul da BR-316. Essas rochas representariam grandes batólitos ou núcleos tonalítico-trondhjemíticos, como reconhecido em muitos crátons arqueanos do mundo, a exemplo da Rodésia, Pilbara etc.

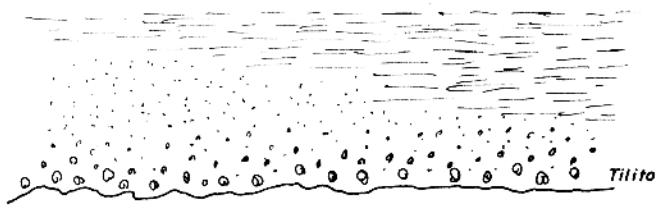
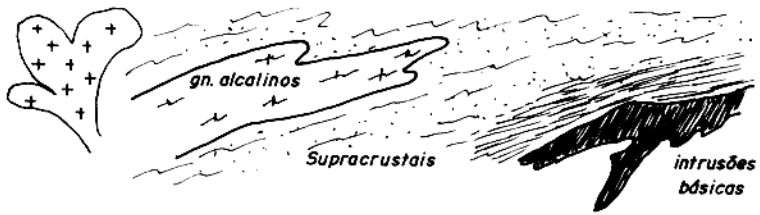
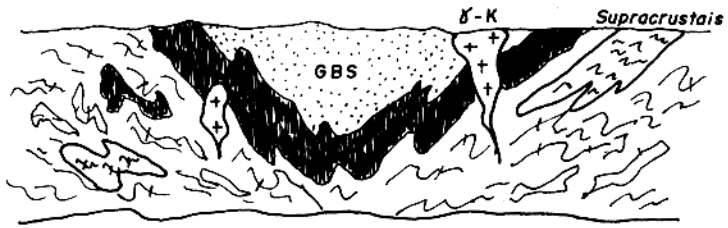
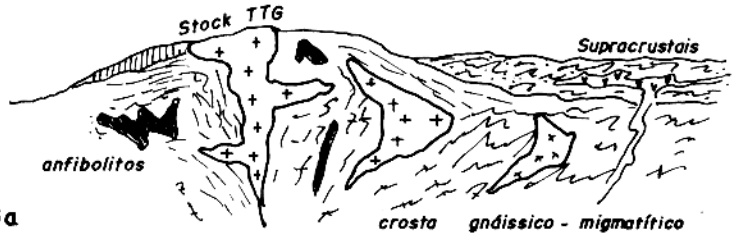
Estratigraficamente, acima do Complexo Maracaçumé, assenta-se a Formação Santa Luzia, representando um pacote de rochas supracrustais consideradas como pertencentes ao Arqueano.

A Formação Santa Luzia, nessa concepção estratigráfica, estaria abaixo de um conjunto vulcano-sedimentar com características de **greenstone belt**, denominado Grupo Gurupí, comprendendo as formações Gurupí, Chega-Tudo, Igarapé de Areia e Vizeu, cujo empilhamento ainda não se tem elementos para realizar. Talvez as formações Gurupí e Chega-Tudo pudessem representar a parte inferior do pacote vulcano-sedimentar daquelas seqüências onde dominam rochas máficas e ultramáficas. Por sua vez, as formações Igarapé de Areia e Vizeu comporiam o chamado grupo sedimentar das aludidas entidades geotectônicas.

Uma manifestação granítica com considerável número de corpos seria o evento litogenético posterior ao Grupo Gurupí, constituindo as unidades do Proterozóico Inferior, destacando-se os granitóides de Mirasselvas e Tracuateua, datados como sendo desse período.

O Proterozóico Médio se caracteriza pela colocação do hoje nefelina-gnaisse de Boca Nova e o Proterozóico Superior, pelas intrusões de rochas básico-ultrabásicas encontradas em sondagens mecânicas da Petrobras, responsáveis provavelmente pelas fortes anomalias gravimétricas positivas estruturadas e pela suíte granitóide brasiliana da qual o granitóide de Ney Peixoto é o exemplo típico.

Com relação a Formação Piriá, o fato de encerrar feições de anquimetamorfismo (TRUCKENBRODT & CORREA 1985) e evidências de soterramento a mais de 5km, pode significar que se trata de uma unidade litoestratigráfica do Proterozóico Superior. Representaria materiais de preenchimento de bacias de deposição relacionadas aos movimentos tectônicos que podem ter acontecido em um regime distensivo, durante o qual teriam se colocado

IDADE	EVENTOS GEOLÓGICOS	UNIDADE LITO-ESTRATIGRÁFICA	CARACTERÍSTICAS PRINCIPAIS
0.4		*Sequência Camiranga*	*Paraconglomerados polimíticos glaciais, arenitos e siltitos com estruturas sedimentares, folhelhos marinhos.*
0.5		*γ Ney Peixoto e Cantão* *Formação Piriá* *Rochas básicas* *Intrusões alcalinas (Boca Nova)*	*Gnaisses alcalinos (Boca Nova); supracrustais (Piriá); intrusões básicas; granitos tardi (Ney Peixoto) a pós-cinemáticos (Cantão ?) posicionados em áreas restritas.*
2.0		*Fm. Ig. de Areia - Fm. Vizeu* *Fm. Gurupi - Fm. Chega Tudo*	*Rochas máfico-ultramáficas (Fm. Gurupi / Chega Tudo) capeadas por sequências detríticas (Fm. Ig. Areia / Vizeu). Terrenos granito-GBS. Granitogênese expressiva.*
3.0 Ga		*Formação Santa Luzia* *Complexo Maracaçumé*	*Pacote supracrustal com possíveis manifestações vulcânicas associadas. Gnaisses, ortoanfibolitos e migmatitos. Tonalitos grosseiros pouco estruturados. Núcleos tonalíticos - trondhjemíticos*

QUADRO 5. - *Proposta estratigráfica e principais eventos geológicos representados.*

também rochas básico-ultrabásicas, suposta em parte serem a razão das fortes anomalias gravimétricas positivas encontradas às proximidades de sua área de ocorrência. Pode a Formação Piriá, dessa forma, ter um posicionamento estratigráfico variável dentro de certos limites. Não se descarta ainda ser a mesma uma unidade do Proterozóico Médio, como de resto se encontra descrita em outras àreas (Cráton Oeste-Africano, Cráton Amazônico etc.).

Por fim, já em um contexto de evolução no Siluriano, depositar-se-ia a Seqüência Camiranga, relacionada à atuação de um ambiente glacial-periglacial controlado pela latitude e cuja correlação com outras formações com leitos glacígenos foi esboçada por IGREJA (1985).

4.8 - RELAÇÕES ENTRE A FAIXA TENTUGAL E O DOMÍNIO MÓVEL

O entendimento do arranjo e distribuição das rochas, estruturas e do padrão geocronológico nessa área mostra que a Faixa Tentugal e o Domínio Móvel configuram, na verdade, um segmento crustal onde se expressa uma quantidade de deformação significativamente maior que a encontrada no chamado Cráton São Luis.

No entanto, se se analisar as rochas do domínio móvel, verifica-se que as mesmas podem representar litotipos do Complexo Maracaçumé e das demais unidades descritas na área cratônica, apenas afetadas em maior intensidade por outros eventos deformacionais não presentes no cráton.

As estruturas apresentam diferenças notáveis em termos de comportamento, quando analisadas nos dois domínios. Entretanto, internamente, nas macroporções separadas pelos

feixes de zonas de cisalhamento, pode-se, em muitos casos, observar as estruturas mesoscópicas presentes nas rochas cratônicas, o que enfatiza o carater não pervasivo das zonas de cisalhamento por todo o domínio móvel. Além disso, os dados geofísicos para sul mostram tendência a serem retomadas as direções sub-meridianas, voltando-se às orientações da parte relativa ao cráton.

Os dados geocronológicos mostram também que existem idades diferentes daquelas atribuidas ao Evento Brasiliano, principalmente quando se dirigem para o sul, onde CORDANI et al. (1984) chegaram a propor a existência de um núcleo cratônico sob os sedimentos da Bacia do Parnaíba.

Com base nessas informações, pode-se dizer que as direções estruturais NE-SW mais antigas são interrompidas e mesmo, às vezes, obliteradas por outras mais jovens, NW-SE, que tendem a E-W na área ao sul de São Luis. Essas últimas teriam tido uma movimentação transcorrente sinistral ou oblíqua através de planos subverticais, de fortes mergulhos para sul, genericamente. Isso permitiria o alçamento de massas mais densas na borda da região cratônica cuja natureza comporta várias interpretações e mostram ainda o caráter inverso que os limites desses blocos tectônicos podem apresentar.

Essa zona de movimentação, que pode alcançar dezenas de quilômetros, configura um cinturão de cisalhamento, com idade pelo menos do Proterozóico inferior, ao qual se propõe empregar a denominação de Cinturão Tentugal.

A zona móvel seria, assim, a expressão areal desse cinturão do qual a inicialmente denominada Faixa de Cisalhamento é apenas um segmento com maior concentração de deformação no

limite do cráton.

4.8 - ESQUEMA EVOLUTIVO

A evolução geológica da região do Gurupí, em que pese ainda existirem grandes problemas, já pode ser esboçada no sentido de compreender a fenomenologia envolvida no aparecimento das unidades litoestratigráficas e seus arranjos espaço-temporais. A não uniformidade do conhecimento geológico das áreas dispersas, onde se encontram as rochas pré-cambrianas, e as próprias condições adversas no que diz respeito à quantidade e qualidade dessas exposições, limitam em muitos casos avanços mais significativos em termos de desvendar a história evolutiva da região. Assim, nessa análise, comparam-se feições geológicas situadas a distâncias consideráveis de vez que a continuidade física das entidades pré-cambrianas nos é escondida pela cobertura sedimentar pós-siluriana.

No Arqueano, ter-se-ia formado o Complexo Maracaçumé, representando o embasamento da região, em eventos tectono-termais ainda não esclarecidos. As rochas principais, representadas por gnaisses e migmatitos com encraves anfibolíticos e por tonalitos, que se constituem o litotipo principal, seriam termos assemelhados aos batólitos polidomais (padrão gregário), comum aos crátons arqueanos da Rodésia, Aldan, Yilgarn etc (GLIKSON 1979).

A relação dessas rochas com a Formação Santa Luzia não pode ser deduzida das relações de campo, uma vez que não foram observadas justaposições das duas unidades. No entanto, por analogia com outras regiões arqueanas do mundo, pode, a Formação Santa Luzia, representar uma seqüência vulcano-sedimentar muito

antiga assemelhadas a **greenstone belts**, depositada nas zonas distais em relação aos núcleos de formação e espessamento da litosfera primitiva, onde se encontram os complexos arqueanos e os gnaisses do embasamento, muitas vezes retrabalhados. Tais ambientes teriam muito das características das plataformas continentais e os materiais depositados seriam temporalmente mais novos embora possam ter também relações de contemporaneidade. Ambos, a Formação Santa Luzia e os batólitos polidomais, teriam se submetido aos efeitos termo-tectônicos antigos, talvez do Evento Jequié, que seria assim o responsável principal pela modelagem e distribuição das zonas de afloramento do Complexo Maracaçumé e da Formação Santa Luzia.

As transformações metamórficas impressas situam-se no médio-alto grau com evento de migmatização e formação de foliação, orientada no geral NE-SW, e que se encontra expressa sobre as rochas do complexo e da Formação Santa Luzia. Nesta última, o efeito deformacional levou à formação de um amendoamento expressivo que se manifesta pela budinagem e o estiramento pronunciado dos veios de quartzo paralelos à foliação.

Ainda em tempos antigos, talvez no Proterozóico inferior, deu-se a implantação das bacias vulcano-sedimentares do Grupo Gurupí segundo orientações estruturais NE-SW, herdadas e que têm correspondência na África Ocidental no Sistema Birrimiano considerado como representando um **greenstone belt**. A região foi submetida a processos metamórfico-deformacionais que geraram as foliações bem como dobras sem raizes, em baínha e lineações minerais presentes nos litotipos e com orientação também NE-SW. Estabilizaram-se paragêneses minerais compatíveis com o grau

médio. Durante o processo metamórfico, as paragêneses minerais dos eventos anteriores foram desestabilizadas, gerando assembléias em desequilíbrio.

Estabeleceu-se a movimentação principal ao longo do Cinturão Tentugal, segundo uma zona que pode representar o limite entre os blocos crustais ou uma região de concentração de deformação interna em um bloco. Intenso retrabalhamento tem lugar sobre as rochas afetadas. Com ele, as feições planares e lineares impressas nas rochas supracrustais e mesmo no embasamento, são, em nível regional, deformadas, desenhando um arco cuja convexidade se volta para oeste, indicando um movimento transcorrente sinistral e/ou oblíquo ao longo do cinturão, com direções de cisalhamento subordinadas NE-SW que se superpõem à foliação gerada durante a fase principal do metamorfismo. Individualiza-se a esse tempo, dentro do cinturão, o Maciço de Itamataré. O Proterozico inferior parece ter sido completado por extensivo fenômeno de granitogênese, encerrado por volta de 2,0 Ga, compondo a Suíte Granitóide Transamazônica.

A atividade termo-tectônica ao longo do cinturão deve ter acontecido logo em seguida ao evento metamórfico-deformacional que modificou as rochas supracrustais do Grupo Gurupí, ou até tardiamente ao mesmo, e anteriormente à geração dos granitóides transamazônicos. Evidências disso seriam: a) superposições de foliações e amendoamentos do Grupo Gurupí ao longo das zonas de cisalhamento, relacionadas ao desenvolvimento do cinturão; b) desestabilização de paragêneses minerais; c) ausência desses fenômenos sobre os granitóides de Tracuateua e Mirasselvas, a despeito de estarem bem próximos desse acidente.

Analisando-se o quadro geotectônico esboçado, pode-se

dizer que toda essa porção crustal, envolvendo a alternância de rochas supracrustais e complexos gnáissico-migmatíticos de orientação NE-SW, compõem na verdade um enorme cinturão cujos limites estariam a noroeste, na região da Libéria, onde grandes porções arqueanas são encontradas de modo contínuo sem essa estruturação e a sudeste, talvez na região central do Estado do Ceará bem menos conspícua nas proximidades de Tamboril-Santa Quitéria.

O Cráton São Luís, assim, seria apenas um bloco crustal, preservado de uma reimpressão dos efeitos brasilianos, como provavelmente existem outros segmentos dentro dessa enorme área.

Com a finalização do Evento termo-tectônico Transamazônico, a região como um todo inicia o Proterozóico Médio em condições de estabilidade crustal como parte do megacraton mesoproterozóico (ALMEIDA 1974a, PIPER 1975). Tal estabilidade foi cedo rompida, dando lugar provavelmente em eventos transtensivos à formação de bacias sedimentares e à colocação, em condições anorogênicas, do nefelina-sienito de Boca-Nova.

Embora essa unidade esteja datada em 723 +- 30 Ma (VILLAS 1982), tal resultado configura apenas um valor mínimo, uma vez que, conforme os estudos existentes, a rocha teve o seu sistema isotópico Rb/Sr reaberto durante o Evento termo-tectônico Brasiliano. A colocação do Sienito de Boca Nova poderia ter acontecido em vários períodos distintos. Poderia ser considerada como manifestação tardia do Evento Transamazônico como é o caso do sienito Erepecuru, com idade de 1.800 +- 69 Ma (TEIXEIRA & BASEI 1975) ou pertencer ao episódio magmático que levou a formação do Sienito Cachorro, com idade de 1.479 +- 34

Ma (OLIVEIRA et al. 1975), alcalinas Mapari com idades variando entre 1.335 +- 39 Ma e 1.680 +- 63 Ma (LIMA et al. 1974) e os sienitos tipo Monte Troquoi, 1.588 +- 75 Ma, do sudoeste da Costa do Marfim (PAPON 1973).

No Proterozóico Médio/Superior, a reativação de descontinuidades situadas no interior do Cinturão Tentugal teria permitido a percolação presumida de rochas básico-ultrabásicas, em uma fase rifte, que configuram fortes anomalias gravimétricas positivas. Provavelmente, associou-se a essa manifestação tectono-magmática a formação de fossas nas quais se colocaram sedimentos. Dessa forma, pode a Formação Piriá representar uma unidade do Proterozóico Médio-Superior submetida aos processos geológicos do Evento Brasiliano, como indicam os estudos de TRUCKENBRODT & CORREA (1985), que dão conta de feições de anquimetamorfismo para a formação e um enterramento de no mínimo 5km, conclusões baseadas na caracterização do índice de cristalinidade da illita, feições texturais, presença de epídoto autigênico e recristalização incipiente do quartzo, verificado nos arenitos arcoseanos da formação.

Outras bacias dessa fase podem ser aventadas, a exemplo do preenchimento sedimentar da base da Bacia de São Luís, reportada por MIURA & BARBOSA (1972) no domínio do cráton, bem como um provável conjunto sedimentar relacionado à anomalia gravimétrica negativa, estruturada, existente na altura de Paragominas que, segundo ABREU & LESQUER (1985) se relaciona em parte a produtos sedimentares do Proterozóico Superior.

Esse período assistiria ainda a fenômenos de retrabalhamento crustal com a formação do Granitóide de Ney Peixoto, com idade de 544 +- 22 Ma (VILLAS 1982), metamorfismo

no domínio móvel com reabertura dos sistemas isotópicos Rb/Sr e K/Ar, falhamentos tardios, além de inversões incipientes ao longo das bacias de deposição da Formação Piriá e assemelhadas.

O Paleozóico poderia se iniciar com a presença de um regime distensivo ao qual se ligaria a colocação do Granito de Cantão evoluindo até o Siluriano quando se depositaria a Seqüência Camiranga.

5 - NOROESTE DO CEARÁ

5.1 - INTRODUÇÃO

A Província Borborema (ALMEIDA et al.1977) é uma porção da Plataforma Sul-Americana onde se reconhecem efeitos do evento tectono-termal Brasiliano. As províncias estruturais Parnaíba, São Francisco e Costeira a limitam, sendo os crátons do São Francisco e São Luís as áreas estáveis onde esses efeitos não são acusados.

A Província Borborema compreende dois tipos fundamentais de terrenos pré-cambrianos (Fig. 62): maciços ou terrenos gnáissico-migmatítico-graníticos; e faixas de rochas supracrustais termo-tectonizadas, metassedimentares e metavulcanossedimentares (SANTOS & NEVES 1984).

Além dessa característica fundamental, uma outra feição importante é assinalada na organização da província, qual seja a presença de elementos estruturais representados por expressivos lineamentos, demarcados por zonas cataclásticas e miloníticas, de grande importância no arranjo espacial dos terrenos pré-cambrianos e suas organizações internas.

Do zoneamento geológico (Fig. 63) proposto por NEVES (1983), trataremos com certo grau de detalhe do Domínio Médio Coreaú, considerado como encerrando um "sistema convencional" ou orogenic belt ("geosynclinal facet"), e sua relação com o Domínio Jaguaribeano um "sistema dito vestigial" (vestigial facet ou vestigeosyncline) na classificação proposta por CLIFFORD (1968).

No Domínio Médio Coreaú, separado do Domínio

Jaguaribeano pelo grande Lineamento Sobral-Pedro II, a dualidade fundamental dos tipos lito-estruturais da Província Borborema está representada pelo Sistema Médio Coreaú e pelo Maciço de Granja, cujas inter-relações serão analisadas neste segmento do trabalho.

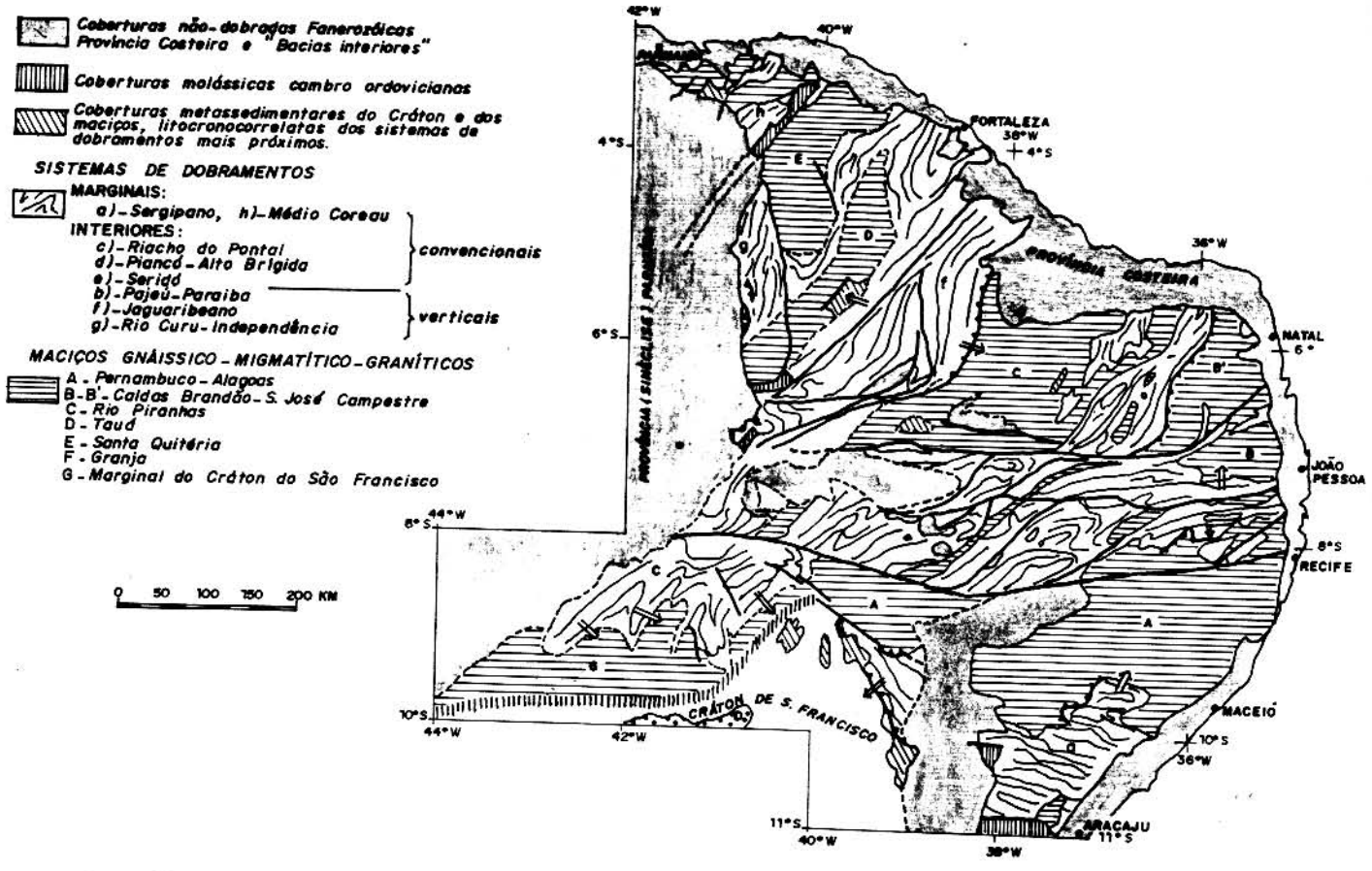
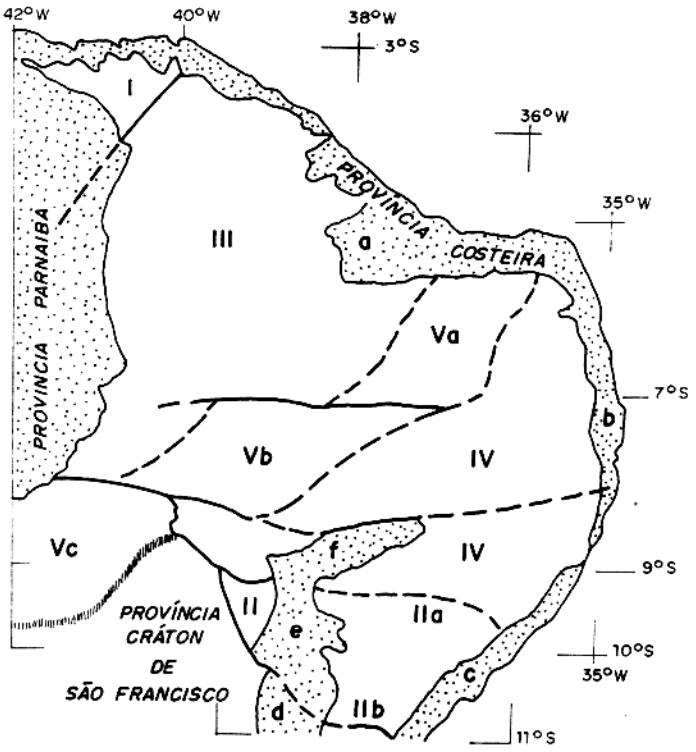


FIG. 62 - Esboço dos principais elementos geológicos da Provincia Borborema. (Baseado em NEVES 1975, ALMEIDA et al. 1977 e SANTOS 1975, modificado). Segundo SANTOS e NEVES (1984).



I - *Domínio Médio Coreau*
II - *Domínio Sergipano*
V - *Domínio Central*
Va - *Seridó*
Vb - *Piancó - Alto Brígida*
Vc - *Riacho Pontal - Rio Preto*

SISTEMAS CONVENCIONAIS ("OROGENIC BELTS")

III - *Domínio Jaguaribeano*
IV - *Domínio Centro-Oriental*

SISTEMAS VESTIGIAIS E "MACIÇOS"

BACIAS SEDIMENTARES
PROVÍNCIA PARNAIBA
PROVÍNCIA COSTEIRA
a - *Apodi ou Potiguar*
b - *Saliente Oriental*
c - *Sergipe - Alagoas*
d - *Tucano Sul*
e - *Tucano Centro*
f - *Jatobá*

FIG. 63 - Domínios geológicos da Província Borborema (segundo NEVES 1983).

5.2 - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Elaborar uma síntese histórica sobre a evolução do conhecimento geológico do Nordeste brasileiro e mesmo sobre a porção noroeste do Ceará, aqui tratada, é tarefa das mais exaustivas e foge ao escopo deste trabalho, mesmo porque já se acha disponível em NEVES (1975, 1983), bem como de forma específica sobre o noroeste do Ceará em COSTA et al.1973),

PRADO et al. (1981); NASCIMENTO et al.(1981); SANTOS & NEVES (1984) e SANTOS et al.(1984).

Algumas obras, no entanto, na região enfocada, dentre muitas, merecem destaque, por se constituírem marcos importantes na história da evolução do conhecimento da região, a exemplo das de CRANDALL (1910), CRANDALL & WILLIAMS (1910), SMALL (1913, 1914), SOPPER (1913, 1914) e MORAES (1924), a que podem ser creditados os fundamentos da geologia nordestina (apud. NEVES 1975).

As sínteses geológicas regionais surgiram pela primeira vez na década de 40 com o trabalho de OLIVEIRA & LEONARDOS (1943), que introduziram o termo Série Jaibaras para referir-se aos conglomerados, arcóseos, arenitos, folhelhos e calcáreos encontrados próximos à cidade topônima, e o de PAIVA (1945).

KEGEL et al. (1958) esboçaram a geologia regional dessa porção crustal e definiram os corpos orogênicos de Coreaú, Acaraú e Santa Quitéria. KEGEL (1965) definiu a estrutura geral do embasamento cristalino do Nordeste limitando o Bloco Coreaú a sudeste pelo Lineamento Sobral-Pedro II. COSTA et al.(1973), no Projeto Jaibaras, apresentaram um estudo geológico regional para a porção noroeste do Ceará, discutindo os seus aspectos mais relevantes. Estabeleceram uma compartimentação da área em termos de blocos altos e baixos (horstes de Granja e Tucunduba e grabens de Martinópole e Bambuí-Jaibaras), além da plataforma de Sobral a sudeste do Lineamento Sobral-Pedro II. NEVES (1973, 1975) defendeu a hipótese da conexão entre a área cratônica de São Luís e o Maciço de Granja e elaborou um ensaio de regionalização geotectônica do pré-cambriano nordestino. PRADO et al. (1981) apresentaram o mapeamento geológico de semi-

detalhe da região do Graben de Martinópole e unidades geológicas limitantes. NASCIMENTO et al. (1981), nos trabalhos do Projeto Radam, na Folha Fortaleza, retomaram o levantamento regional da porção setentrional do Ceará, apresentando proposta estratigráfica sintética para as entidades geotectônicas presentes e seus esquemas de evolução. SANTOS & NEVES (1984) sintetizaram o conhecimento geológico sobre a Província Borborema, assunto ao qual também se referem SANTOS et al. (1984), quando trataram da Região de Dobramentos Nordeste.

5.3 - O CONTEXTO REGIONAL

Para compreender o significado da compartimentação geológica do noroeste do Ceará é preciso se extrapolar sua limitação geográfica e buscar relações geotectônicas de escala ainda mais regional. Assim, é preciso compreender as relações de passagem entre essa região, o Cráton São Luís a noroeste e o Domínio Jaguaribeano a sudeste.

O Cráton São Luis e seu correspondente Cráton Oeste-Africano, em termos regionais, mostram uma organização fundamental, onde se distinguem conjuntos supracrustais, vulcano-sedimentares e complexos granítico-gnáissicos, dominantemente na África, estruturados segundo uma orientação geral NE-SW. Nessa porção crustal, não são assinalados efeitos do Evento Brasiliano-Panafricano e a mesma é assim considerada como estabilizada ao curso do Evento Transamazônico-Eburneano, no final do Proterozóico Inferior. Aparentemente, essa porção da crosta configura uma região granito-greenstone, ou pelo menos encerra muitas das características desses terrenos, como descritos em muitas regiões do mundo.

Na porção central do Ceará, a região situada entre as grandes zonas de cisalhamento de Sobral-Pedro II e Senador Pompeu (Fig. 64), onde estão posicionados os denominados blocos Acaraú, Santa Quitéria e Itapagé (KEGEL 1965), observa-se uma estruturação singular. Contrariamente aos blocos Coreaú e Banabuiú, que a limitam, caracterizados pela forte linearidade dos elementos geológicos, rochas e estruturas, essa região se distingue por apresentar um padrão fundamental, em que podem ser separadas rochas ditas genericamente gnáissico-migmatíticas e conjuntos supracrustais (Fig. 65).

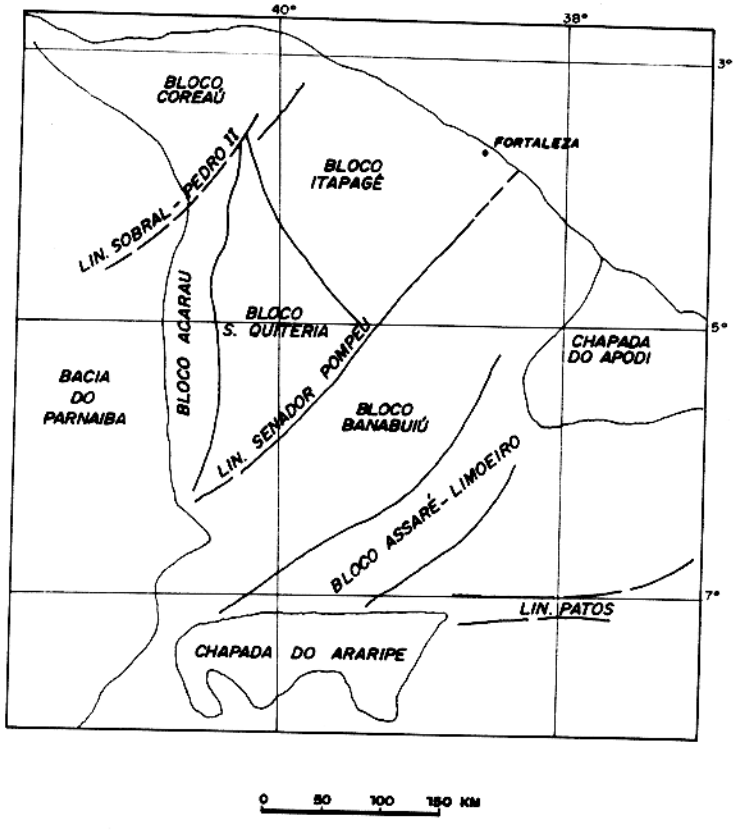


FIG. 64 - *Blocos Orogênicos do Norte (Ceará). Segundo KEGEL (1965), modificado.*

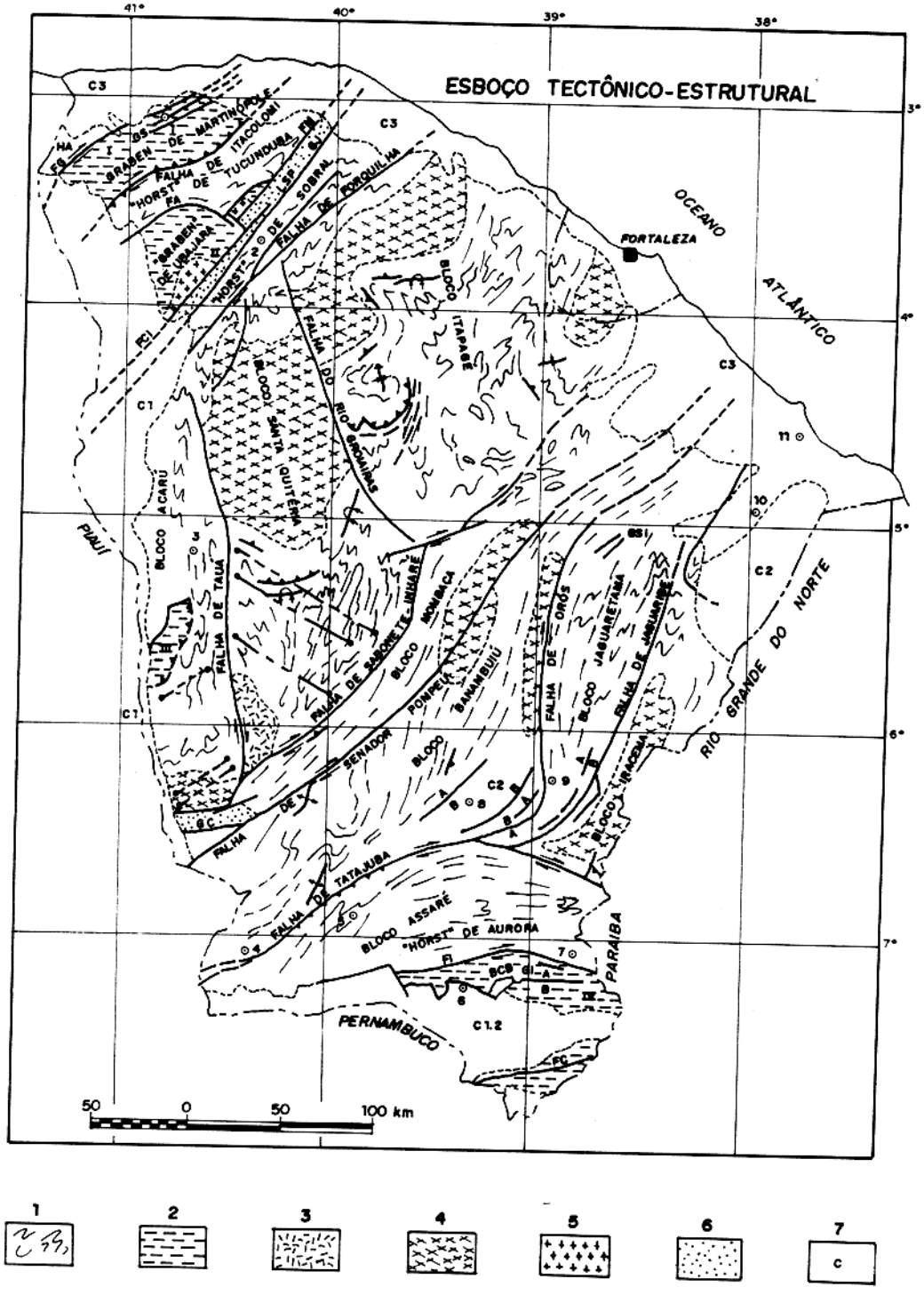


FIG. 65 - 1 = Blocos tectônicos constituidos por conjuntos litológicos com características de infraestrutura; 2 = Blocos tectônicos expondo predominantemente rochas supracrustais; 3 = Complexo básico - intermediário; 4 = Zonas com estruturas dômico - diapíricas de natureza migmatítica - granítica; 5 = Granitóides pós - brasilianos; 6 = Sedimentação molassica; 7 = Coberturas. (Segundo CAVALCANTE & FERREIRA 1983, modificado).

5.3.1 - Rochas Gnáissico-migmatíticas (embasamento)

O considerado embasamento da região, presente nos denominados maciços de Santa Quitéria, Madalena, Tauá etc., ocorre como grandes ilhas, ocupando menos de um terço de toda a área. As estruturas presentes não mostram um padrão de linearidade, como visto nas rochas supracrustais, e muito menos quando comparadas com as rochas situadas nas vizinhanças das zonas de cisalhamento de Sobral e de Senador Pompeu, a noroeste e sudeste respectivamente. Compreende diversas denominações genéricas, como Complexo Nordestino (NASCIMENTO et al.1981) e Caicó, esta aplicada por CAMPOS et al.(1979) e contestada por SANTOS & NEVES (1984), e muitas outras locais, como Complexo Tamboril-Santa Quitéria, Madalena, Núcleos Arqueanos de Tauá e Tróia, Pré-Cambriano não diferenciado etc.

O embasamento compreende na grande maioria das vezes migmatitos, granitos e gnaisses de diversos tipos, estruturados sob a forma de grandes ovais ou imensos batólitos compostos, que se destacam pela fraca ou completa ausência de linearidade das suas feições estruturais.

De forma genérica, essa unidade é formada por migmatitos homogêneos e heterogêneos; gnaisses de tipos variados, por vezes migmatizados, freqüentemente facoidais, granitóides, anfibolitos, quartzitos, rochas cálcio-silicáticas, xistos, rochas cataclásticas, granulitos, leptinitos, gnaisses anortosíticos e rochas máficas e ultramáficas. Um fato notável na caracterização textural dessas rochas é o aspecto "cataclástico" descrito pelos diversos autores, as feições de aleitamento de rochas, as foliações, via de regra com baixos ângulos de mergulho, a estruturação facoidal em

gnaisses, além da presença de cataclasitos, milonitos e ultramilonitos.

Nas porções gnáissico-migmatíticas, não se configura um arranjo penetrativo das feições estruturais, reflexo da distribuição irregular dos produtos de transformações metamórfico-deformacionais, que resultam nos diversos tipos de migmatitos (homogêneos e heterogêneos) e nas várias feições gnáissicas aí mostradas. Internamente, são encontradas áreas de fechamento das foliações, mostrando formas na maioria dos casos elípticas, que podem encerrar migmatitos mais homogêneos com fraca estruturação planar ou mesmo rochas graníticas **lato sensu**. A rigor, o que se pode verificar, no entanto, é que no geral, as linhas estruturais não mostram um padrão de regularidade em termos de arranjos.

Demonstrar a existência de padrões de superposição de estruturas, dobramentos e foliações, sobretudo que possam ter significado regional, é praticamente impossível, na situação descrita e apenas se pode assinalar regimes de deformação, em condições nas quais as rochas apresentaram um comportamento dúctil, durante o estabelecimento das estruturas.

A distribuição espacial de algumas rochas, tais como granulitos, leptinitos e gnaisses anortosíticos, mantém uma relação íntima com zonas de cisalhamento maiores. Elas são encontradas nas localidades de Capristano, Itapiúna, Tróia, Quixariú, Figueredo, Barão de Aquiráz, ao longo da zona de Cisalhamento de Senador Pompeu; em Cariré, relacionadas à Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II; nas fazendas Dr. Privat e Morro Vermelho, acompanhando a Zona de Cisalhamento de Granja.

5.3.2 - As Rochas Supracrustrais

As rochas supracrustais se arranjam segundo faixas com tendência a se posicionarem paralelas às grandes descontinuidades quando próximas às mesmas, ou às descontinuidades internas, como as denominadas "falhas" de Tauá e do Rio Groaíras. Nas partes mais afastadas, ou seja para as porções interiores dos blocos, as rochas supracrustais não mostram um padrão regular. Isso é observado principalmente no denominado Bloco Itapagé.

As rochas aí presentes compreendem o Grupo Ceará, o Complexo Pedra Branca (GOMES et al. 1981) e unidades sem denominação PI (B) (CAVALCANTE & FERREIRA 1983). O Grupo Ceará é representado por micaxistos, geralmente granatíferos, com cianita, estaurolita, quartzitos puros e muscovíticos, mármores e gnaisses variados. Aí se englobam também as unidades Cariré-Sobral (CAVALCANTE & FERREIRA 1983) e Complexo Itatira (GOMES et al. 1981), considerado eqüivalente ao Grupo Ceará. O Complexo Independência representa também um conjunto de rochas supracrustais em que se incluem gnaisses de diversos tipos, bandados, facoidais, intercalações de metarcóseos, anfibolitos, xistos, metabasitos e mármores, marcados por uma foliação de mergulho suave, próximo da horizontal.

A unidade PI (B) compreende migmatitos, gnaisses diversos, corpos de mármores, anfibolitos, metabasitos, quartzitos, e rochas cálcio-silicáticas e meta-ultrabásicas subordinadas, fortemente estruturadas.

5.3.3 - Relações de Contato

As relações de contato entre as rochas supracrustais,

exceto quando efetivadas através de descontinuidades, representadas por zonas de cisalhamento expressivas, conforme descrito por vários autores que realizaram trabalhos na região, são assinaladas como sendo aparentemente concordantes. Não são reconhecidas discordâncias estruturais de vulto, mas tão somente diferenças litológicas, nem sempre bem marcadas. Não são nem mesmo assinaladas relações discordantes entre o Grupo Ceará e o embasamento, como se refere CAMPOS et al. (1979, pag. 51): "o contato do Grupo Ceará com as rochas subjacentes é concordante. Em nenhum lugar foi observada a postulada discordância, defendida por muitos autores, entre os ectinitos do Grupo Ceará e o suposto embasamento. A tectônica disjuntiva superposta, muito característica da região adaptou as estruturas originais, resultando uma foliçăo final nitidamente concordante entre as diversas unidades".

As relações entre as porções gnáissico-migmatíticas e os conjuntos supracrustais podem ser visualisadas com bastante clareza na seção NW-SE entre Monsenhor Tabosa e Boa Viagem (Fig. 66), envolvendo os chamados complexos Tamboril-Santa Quitéria e Madalena, representando o Pré-Cambriano não diferenciado (embasamento ?), e o Complexo Independência e o Grupo Ceará como unidades supracrustais.

Considerando os mergulhos da foliação e dos planos axiais das dobras presentes, observa-se que as rochas gnáissico-migmatíticas do Complexo Tamboril-Santa Quitéria estão estruturalmente acima das rochas supracrustais do Complexo Independência e essas, por sua vez, acima dos litotipos do Maciço Madalena. Com relação às rochas supracrustais, observa-se que entre o Complexo Independência e o Grupo Ceará não existe

nenhuma quebra estrutural em termos de estilo e orientação das dobras presentes. Mesmo as prováveis superposições de fases de dobramento que assinalariam padrões de interferência do tipo 2 (RAMSAY 1967) desenhando formas de crescentes, nas proximidades de Independência, envolvem os dois conjuntos.

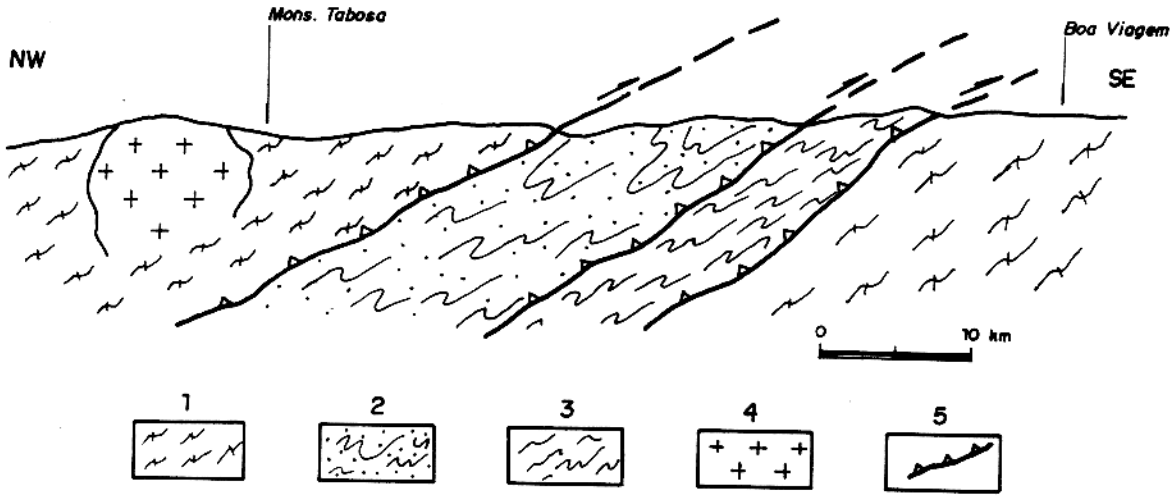


FIG. 66 - Perfil geológico esquemático entre Mons. Taboso e Boa Viagem (CE) mostrando as relações espaciais entre as porções gnaissico-migmatíticas e as supracrustais. 1 = Complexo Tamboril-Santa Quitéria; 2 = Grupo Ceará; 3 = Complexo Independência; 4 = granitóides pós-cinemáticos; 5 = zonas de cavalgamento. Baseado em CAVALCANTE & FERREIRA (1983).

5.3.4 - Rochas Granulares e Granitos

Rochas denominadas plutônicas granulares (CAMPOS et al. 1979; BRAGA et al. 1981) são encontradas por toda essa porção do Ceará. São granitóides, sienitos e corpos gabróides, via de regra alongados e concordantes com a estruturação regional, sendo os maiores heterogêneos em termos de composição. Dos granitóides, o mais importante é o corpo de Quixeramobim com

mais de 100 km em sua maior dimensão, concordante com o rumo NE-SW da Zona de Cisalhamento de Senador Pompeu, fortemente gnaissificado e com evidências de migmatização.

Dentre as rochas granitóides, podem ainda ser mencionados os ditos núcleos anatéticos de forma subcircular ou grosseiramente elíptica que configuram maciços expressivos, formando comumente relevo montanhoso. Dentre muitos, podem ser nomeados os corpos da região de Tamboril, Itapagé, serras de Manoel Dias e Boa Vista. São considerados representarem estruturalmente as zonas apicais do processo extremo de migmatização que atuou tanto sobre as rochas do embasamento como sobre as rochas supracrustais.

A sul-sudoeste de Potiretama, na serra do Bom Jardim, ocorre um corpo sienítico de forma grosseiramente elíptica, que passa às rochas gnáissico-migmatíticas do embasamento através de uma zona difusa, onde se encontram granitos e migmatitos (CAMPOS op. cit.).

Dentre as rochas gabróides, sobressai-se o corpo diorítico de Tauá-Iapí, que inclui ainda gabros, granitos e encraves gnáissicos migmatíticos, limitado a oeste pela Zona de Cisalhamento de Tauá. Na região de Madalena são também descritas rochas gabróides com foliação sub-horizontalizada, nas partes mais gnaissificadas.

Essas rochas, na sua totalidade, estiveram submetidas a processos deformacionais importantes, em condições que permitiram o desenvolvimento de foliações penetrativas, o estabelecimento de uma forma de ocorrência geralmente elíptica, seja durante suas colocações ou em eventos posteriores de retrabalhamento.

Outros corpos graníticos e sieníticos são assinalados na área, sem mostrarem foliações internas ou apenas subordinamente nas bordas. Uns são francamente discordantes, circulares, como o granito da Serra de Barriga, ao passo que outros podem apresentar a forma grosseiramente elíptica.

5.3.5 - Considerações Sobre o Metamorfismo

Complexo Nordestino (Complexo Caicó; Tamboril-Santa Quitéria).

As associações mineralógicas descritas permitem genericamente enquadrar esses terrenos como da fácies anfibolito, pressões médias e temperaturas variando de médias a altas, em que pesem as dificuldades de caracterização das assembléias a nível regional, face às grandes variações na intensidade dos processos de migmatização.

Outra particularidade importante desse complexo é a presença de rochas da fácies granulito, em vários pontos das zonas de cisalhamento de Senador Pompeu, Sobral-Pedro II e Granja, mostrando que o metamorfismo pôde atingir grau alto em rochas dessa porção crustal (CAMPOS et al. 1979, ABREU et al. 1988, GAMA Jr. 1985, GORAYEB & ABREU 1989).

. Complexo Independência (Complexo Pedra Branca)

O enquadramento do metamorfismo do Complexo Independência pode ser feito como sendo relacionado a pressões intermediárias e temperaturas baixas a altas, na fácies anfibolito.

. Grupo Ceará (Grupo Itatira; Unidade Cariré-Sobral; Unidade PI (B)).

A presença de migmatização em algumas porções do Grupo Ceará indicam condições mais vigorosas de metamorfismo. No entanto, de forma geral, essas rochas sofreram transformações mineralógicas compatíveis com as condições da fácies xisto verde e anfibolito, com pressões variando de baixa a média. Na unidade Cariré-Sobral vêm de ser descritas paragêneses indicativas da fácies granulito (GORAYEB & ABREU op. cit.).

5.3.6 - Aspectos Geocronológicos

A observacão e análise dos resultados geocronológicos constantes em vários trabalhos realizados na região central do Ceará (NEVES 1975, SANTOS & NEVES 1984, GOMES et al. 1981, NASCIMENTO et al. 1981, PESSOA et al. 1986) mostram os seguintes aspectos:

1) quatro grupos principais de idades, a relacionarem-se aos eventos geotectônicos Jequié, Transamazônico, Espinhaço-Uruaçuano (?) e Brasiliano, são registrados nessa porção crustal;

2) as idades arqueanas determinadas através de isócronas indicam para as unidades Mombaça, Pedra Branca e Tróia valores mínimos de 2.550 Ma (PESSOA et al. 1986), definindo assim a presença do Evento Jequié na região. Importante é assinalar que a Unidade Tróia encerra uma seqüência plutono-vulcano-sedimentar com eventos posteriores de migmatizacão;

3) um outro grupo de idades situadas entre 2.350-1.550 Ma, estabelecidas para os denominados Complexo Nordestino e Pedra Branca (GOMES op. cit.) é indicativo da presença do Evento

Transamazônico. São na grande maioria dos casos obtidas em terrenos que compõem os domos gnáissico-migmatíticos. São as idades mais comumente encontradas por toda essa região, excluindo-se naturalmente aquelas relacionadas aos processos de granitogênese do Evento Brasiliano. Relacionam-se a processos de formação de granitos concordantes e discordantes, veios hidrotermais, bem como extensiva migmatização;

4) na região, segundo SANTOS & NEVES (1984), existem resultados compatíveis com os Eventos Espinhaço/Uruaçuano, através de algumas idades convencionais em torno de 1.000-1.300 Ma;

5) por fim, são encontradas, de forma mais ou menos comum, em rochas graníticas que se apresentam como pequenas intrusões e mesmo grandes batólitos, resultados entre 540-660 Ma, que demonstram a incidência do Evento Brasiliano.

Todos esses resultados vêm revelar o caráter de recorrência ou policiclismo dos processos de retrabalhamento crustal de rochas nessa região, esboçado pelos resultados advindos da aplicação do método Rb/Sr e corroborado em parte pelos resultados K/Ar.

Em termos sintéticos, poder-se-ia compreender a região como apresentando uma parte central onde ainda podem ser vislumbrados arranjos geométricos de entidades geotectônicas antigas, mas preservadas dos efeitos de retrabalhamento crustal posteriores, e porções limitantes marcadas por forte linearidade, configurando cinturões de cisalhamento. No primeiro caso, seriam encontrados os grandes batólitos granito-gnáissicos ou ovais, sem linearidade forte, envolvidos cartograficamente por conjuntos supracrustais, cujas relações espaciais necessitam melhores definições.

O arranjo estratigráfico ainda precisa ser melhor definido. No entanto, a proposição de um modelo compatibilizando uma associação de terrenos granito-**greenstone** e de alto grau para essa parte mediana não deixa de ser tentador.

Poderia, dessa forma, essa região ter uma história arqueana em termos litogenéticos bem mais importante do que a hoje considerada, finalizada com um evento de cisalhamento de caráter regional, responsável pelo arranjo fundamental dos vários blocos que a compõem. Os eventos posteriores seriam, assim, de forma essencial, relacionáveis a fenômenos de retrabalhamento crustal, às vezes vigorosos, com granitogênese e migmatizacão sobremodo expressiva ao curso dos eventos Transamazônico e Brasiliano.

5.3.7 - Compatibilização Tectônica

A compatibilização espacial maior entre a parte central do Ceará e essas zonas adjacentes de forte linearidade, de acordo com as cartas geológicas existentes e os poucos dados de campo, pode ser entendida como se dando a sudeste, através de uma zona de cisalhamento com mergulhos para SE, marcada pela presença de rochas da fácies granulito, indicativas de uma forte movimentação tectônica com exposição de rochas da infra-estrutura. Essas descontinuidades assinalariam no campo as denominadas falhas de Senador Pompeu e Sabonete-Inharé. A noroeste, nas proximidades da Zona de Cisalhamento de Sobral-Pedro II, novamente se repetiria o mesmo quadro encontrado a sudeste, sendo que aí também se exporiam rochas da fácies granulito, encontradas entre Cariré e a BR-222.

As zonas de cisalhamento de Tauá e do Rio Groaíras, de

direção NNW-SSE, apresentam em termos de mergulho, um comportamento centrífugo em relação ao Maciço ou Complexo de Tamboril-Santa Quitéria. Isto é, as foliações nas imediações da Zona de Cisalhamento de Tauá mergulham para ENE com valores em torno de 20-60º , enquanto que às proximidades da Zona de Cisalhamento do Rio Groaíras, como por exemplo nas circunvizinhanças de Ibuaçú, onde ocorrem rochas do Complexo Independência, mostram caimento para WSW e W, genericamente com valores de 40-50º.

Assim, ao que parece, as foliações miloníticas sub-verticalizadas, que ocorrem em faixas relativamente estreitas e retilíneas dentro dessas zonas maiores, corresponderiam a outros eventos de movimentação.

Segundo ARTHAUD (1984), essas falhas são manifestações relativamente tardias do Ciclo Brasiliano, posto que elas afetam rochas plutônicas não deformadas, algumas com datações por volta de 550 Ma e recortam a foliação regional mais antiga.

Outro fato importante a considerar para o entendimento do arcabouço geotectônico da área diz respeito à questão das rochas supracrustais. Os estudos disponíveis indicam que existem gerações diversas de rochas supracrustais que, cartograficamente, ainda não foram separadas de forma clara. Assim, seqüências supracrustais da Unidade Tróia, de PESSOA et al.(1986), e aquelas típicas do chamado Grupo Ceará não tiveram provavelmente um mesmo tipo de evolução. O problema é saber-se hoje o que é correlacionável com quê e quais os critérios a serem adotados para as separações cartográficas. Talvez a questão do monociclismo ou policiclismo, quando recuperável a história deformacional das rochas, possa ser um argumento forte.

CABY & ARTHAUD (1986), por exemplo, agruparam a grande totalidade das rochas supracrustais em um esquema de evolução monocíclica, relacionando-as ao Grupo Ceará.

Muitos pontos estão ainda a merecer considerações, mercê dos poucos trabalhos de cartografia de detalhe existentes, que deixam muitas dúvidas sobre essas generalizações.

Outra feição de grande importância geotectônica é o metamorfismo inverso estudado por ARTHAUD et al. (1986) e CABY & ARTHAUD (op.cit) na região de Independência-Ceará, um traço característico da tectônica tangencial tipo himalaiano, que favorece a geração de estruturas imbricadas e nappismo.

5.4 - COMPARTIMENTAÇÃO GEOLÓGICA DO NOROESTE DO CEARÁ

Das imediações da Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II para noroeste, os processos tectônicos, manifestados sobre as unidades lito-estruturais presentes, permitem estabelecer uma compartimentação geológica, onde se reconhecem de noroeste para sudeste quatro domínios distintos (Fig. 67) : Domínio Noroeste onde se encontra o granitóide de Chaval; Domínio Granja-Senador Sá, no qual ocorre um conjunto gnáissico-migmatítico-granulítico; Domínio Ubajara-Jaibaras; e o Domínio Sudeste.

Os três primeiros domínios ocupam área do denominado Bloco Coreaú, enquanto o Domínio Sudeste abrange as porções nortes dos Blocos Acaraú, Santa Quitéria e Itapagé.

No domínio no qual está inserido o granitóide de Chaval encontra-se, na região costeira do Piauí, a norte de Parnaíba, o granito de Pedra do Sal, bem como rochas xistosas ao sul de Chaval.

A parte mediana da área, a mais extensa delas, comporta

as rochas granulíticas da porção norte de Granja e os terrenos gnáissico-migmatíticos de Granja, Uruoca e Senador Sá. É aqui também encontrada uma grande quantidade de rochas supracrustais, distrubuídas em faixas contínuas e descontínuas, ou mesmo recobrindo grandes extensões no denominado Gráben de Martinópole.

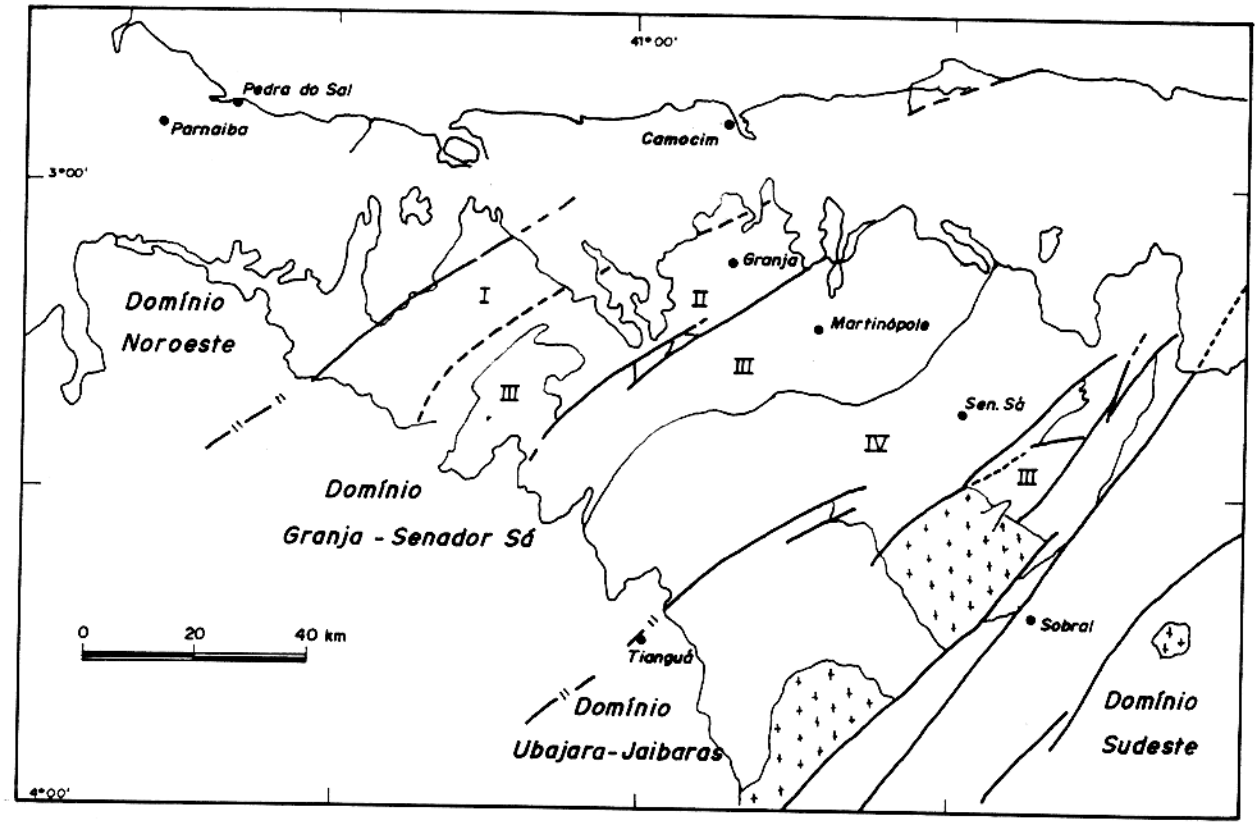


FIG. 67 - Compartimentação Geológica do Noroeste do Ceará. (Baseado em COSTA 1973 modificado).

O sistema Ubajara-Jaibaras compreende também um conjunto de rochas supracrustais, com rochas vulcânicas associadas, e corpos graníticos intrusivos, que apresentam claras distinções estruturais quando comparadas com as rochas supracrustais da parte mediana. Os litotipos ocorrem condicionadas ao

estabelecimento de grábens superimpostos controlados pelas estruturações mais antigas. Rochas do sistema Ubajara-Jaibaras são reconhecidas também no Domínio Granja-Senador Sá, relacionadas às movimentações verticais de blocos, apenas com expressão bem menor.

5.4.1 - Domínio Noroeste

5.4.1.1 - Granitóide de Chaval

Na porção mais noroeste da área em apreciação, ocorre uma unidade litológica representada por um corpo granitóide de dimensões batolíticas, no qual se destacam, em termos composicionais, quartzo-monzonitos, granodioritos e quartzo-sienitos. Seu limite a sudeste é controlado pela Zona de Cisalhamento Santa Rosa que o justapõe às rochas gnáissico-migmatítico-granulíticas de Granja-Senador Sá. Os demais têm lugar com sedimentos da Bacia do Parnaíba e outros materiais mais recentes.

Em nível regional, o corpo apresenta variações, no que se refere à orientação e tamanho dos minerais. Assim, podem ser encontradas porções em que as feições planares são conspícuas, em oposição a outras nas quais os megacristais praticamente não mostram uma orientação definida (Prancha 6.b). Nas porções em que a orientação é mais expressiva, os grãos são de dimensões menores e aí claramente tratam-se de porfiroclastos reduzidos por processos de deformação posteriores. Nas faixas com menor deformação, os cristais de feldspato, principalmente, têm uma aparência de fenocristais, embora a orientacão na matriz seja observada a nível de seções delgadas. Esse arranjo introduz no corpo a individualização de fácies distintas, composicional e

texturalmente, as quais, no momento, apenas grosseiramente podem ser esboçadas:

- fácels porfirítica - contém megacristais de microclínio de até 15 cm de comprimento, imersos em matriz de granulação média a grossa, em que se destacam cristais prismáticos de anfibólio e biotita e quartzo em barras e cuja orientação é bastante variável (Pranchas 6.c e 6.d). Os megacristais são em geral zonados, apresentando, com freqüência, uma sucessão de inclusões máficas milimétricas, paralelas às faces dos cristais (Pranha 4.d). Mostram formas idiomórficas a subdiomórficas. São comuns concentrações de cristais máficos, principalmente anfibólio, sob a forma de schlieren, e de feldspato potássico como bolsões ou veios de dimensões métricas (Prancha 6.e);
- fácies milonítica - ocorre seletivamente onde a deformação se concentra e os processos de redução de grãos assumem maior importância. Constituem-se faixas métricas a hectométricas que podem se desenvolver sobre os diversos litotipos. Os cristais são de dimensões menores e estão por vezes transformados em ocelos. A matriz é média a fina, sendo em alguns trechos evidenciado o caráter expressivo da milonitização, que se manifesta pelo aparecimento de ultramilonitos.

Os contatos entre as fácies podem ser tanto graduais como bruscos. Nesse último caso, relacionam-se ao funcionamento de faixas de cisalhamento ou zonas rúptil-dúcteis.

Sob o ponto de vista estrutural, existe uma tendência geral das rochas do Domínio Noroeste , quando foliadas, de se orientarem segundo N20-60º E com caimento para SE variando entre 50-75º, e lineações de estiramento caindo entre 5-10º para S30-50ºW. As zonas com orientação em torno de N50-60ºE

aparentemente representam as últimas imposições de estruturas, superpondo-se às direções com tendência a se orientarem segundo NNE. Nelas, por vezes, aparecem faixas miloníticas que podem ser expressivas, como a nordeste de Adrianópoles, na região de passagem entre gnaisses e granulitos da porção mediana e o granitóide de Chaval.

5.4.1.2 - Granitóide da Pedra do Sal

Esse corpo com cerca de 0,25 km2 aflora em meio aos sedimentos recentes de praia e as águas do Oceano Atlântico, a cerca de 11 km ao norte de Parnaíba(PI), de tal forma que não se conhecem as suas relações de contato com as rochas regionais (Fig. 68).

Trata-se de um monzogranito de granulação média, composto essencialmente de plagioclásio, microclínio e quartzo, tendo, como fase máfica, biotita, titanita e hornblenda, com alguns cristais mostrando fraturas preenchidas por minerais do grupo do epidoto. São encontradas também, em nível mesoscópico, faixas miloníticas a ultramiloníticas, centimétricas a decimétricas, que se estendem por dezenas de metros e nas quais os processos de deformação dúctil são vigorosos.

Mesoscopicamente, dois aspectos texturais distintos são observados no corpo. O primeiro configura uma trama isotrópica, ígnea, que é superposta por uma segunda, anisotrópica, milonítica. Texturalmente, ainda nas porções menos deformadas, existe uma tendência de orientação dos minerais, manifestada sobretudo pela ocorrência de quartzo em forma planar, microcristalino, envolvendo os cristais de feldspato, conferindo à rocha uma textura em moldura (Prancha 6.a).

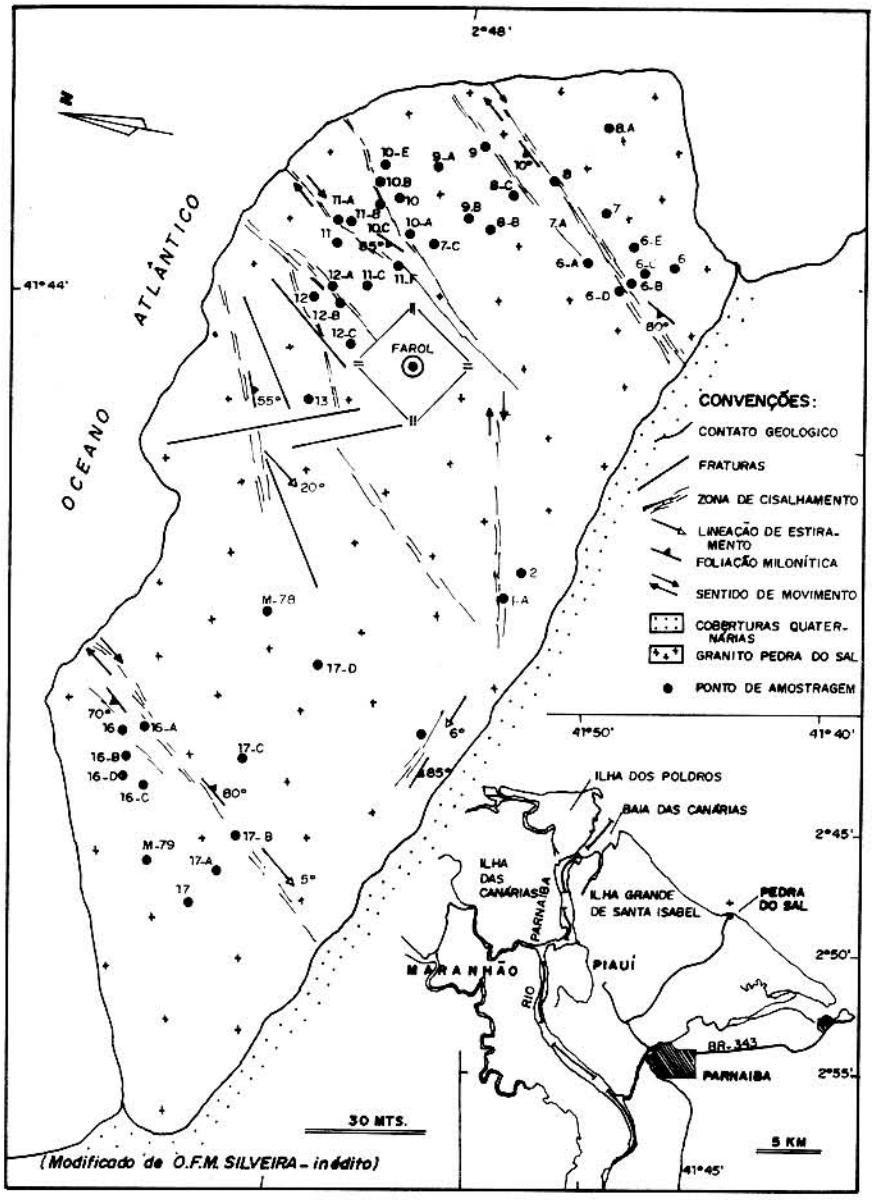


***FIG. 68** - Mapa geológico do Granito Pedra do Sal. Extraído de GAMA Jr. et al. (1988).*

Nas faixas milonítico-ultramilioníticas, onde a deformação cisalhante se concentra (Prancha 7.h), encontra-se uma foliação penetrativa, tendo os cristais de feldspato forma amendoada e os máficos e o quartzo planar uma orientação preferencial. Durante o processo de deformação, acontece a diminuição do tamanho dos grãos, dando lugar ao aparecimento de

uma granulação fina a vítrea na rocha. Sombras de pressão são desenvolvidas, associadas aos porfiroclastos de feldspato, nas quais se recristalizam quartzo, sericita e carbonatos. Fraturas recuperadas estão também presentes.

O estudo das modificações da rocha com textura ígnea até os termos mais transformados foi realizado por GAMA Jr. et al.(1988), oportunidade em que foram descritos cinco domínios petro-estruturais distintos, estabelecidos como base na modificação progressiva das feições texturais e mineralógicas.

As faixas miloníticas apresentam movimentação transcorrente em duas direções principais. A primeira com orientação N20-30ºE, subverticalizada, com mergulhos fortes entre 80-85ºSE. Apresenta movimentação dextral, enquanto que a segunda, cortando a anterior, mostra orientação em torno de NW-SE com caimento entre 60-70ºSW e movimentos sinistrais. A lineação de estiramento presente tem mergulhos da ordem de 5-10º para S30º-40ºW.

5.4.2 - Domínio Granja-Senador Sá

Perpendicularmente à direção das estruturas, esse domínio estende-se por cerca de 60-70 km e pode ser subdividido em pelo menos quatro sub-áreas numeradas de I-IV, de noroeste para sudeste (Fig. 67).

5.4.2.1 - Sub-Área I

A sub-área mais a noroeste corresponde à faixa onde afloram rochas granulíticas, representadas por granada gnaisses, descritos na literatura como kinzigitos e corpos menores de enderbitos e granulitos máficos. Estas rochas

expõem-se na porção mais a noroeste predominando a sudeste gnaissses de tipos variados.

- Granada gnaisses

A noroeste, são encontradas duas variedades principais desses gnaisses no que se refere à mineralogia: a primeira representada pela paragênese quartzo-plagioclásio-microclínio-biotita e granada; e a segunda, na qual, além desses constituintes minerais, são encontrados ainda sillimanita e grafita.

São rochas em geral leucocráticas, com aleitamento milimétrico a centimétrico, definido por leitos félsicos, quartzo-feldspáticos, e máficos com predominância de biotita, granada e grafita, dando à rocha um caráter bandado (Prancha 4.e). Os cristais de quartzo estirados e os porfiroclastos de feldspato e granada amendoados, além do caráter tabular dos cristais de grafita e prismático alongado dos da sillimanita, manifestam uma lineação mineral de estiramento muito bem marcada nessas litologias. Os porfiroclastos de granada estão, por vezes, rotacionados, com feições de sombra de pressão e os demais são contornados por matriz de granulação fina a média. A grafita em hábito fibroso está presente como mineral acessório. Foram identificados ainda, como constituintes menos expressivos, epídoto, zircão, titanita, apatita, rutilo e opacos.

- Granulitos máficos/enderbitos

São corpos tabulares ou budins de ocorrência subordinada, dispostos concordantemente em relação aos granada gnaisses, com largura de poucos metros e comprimento da ordem de dezenas de metros.

Os granulitos máficos têm como assembléia mineralógica principal hiperstênio, diopsídio, hornblenda, cummingtonita, plagioclásio, granada e subordinadamente quartzo.

A hornblenda está parcialmente transformada em biotita, o hiperstênio e diopsídio, por vezes estirados, estão em parte transformados para hornblenda. A biotita ocorre como palhetas subédricas, tabulares e laminares, que são formadas a partir do anfibólio ou piroxênio. A granada bordeja e por vezes envolve os cristais de plagioclásio e anfibólio, estabilizando uma borda de reação. Inclusões de quartzo também estão presentes.

Como minerais acessórios podem ser encontrados apatita, zircão, titanita e opacos bem como minerais secundários, representado por epidoto, sericita e argilo-minerais.

Em termos texturais, esses litotipos apresentam uma conspícua foliação por vezes anastomosada, definida por agregados microcristalinos em faixas, de plagioclásio, epídoto e quartzo estirados. Os cristais de piroxênio estão truncados, dobrados e rotacionados, e algumas vezes estirados. A forma dos cristais assim descritos revelam uma lineação mineral que se constitui uma importante feição estrutural nessas rochas.

Os enderbitos são constituídos por quartzo, plagioclásio, hiperstênio, diopsídio, biotita e granada, numa textura granoblástica ineqüigranular, compondo um bandamento félsico-máfico com bandas de espessuras milimétricas, que pode se estender por dezenas de metros de comprimento.

O quartzo ocorre sob a forma de lentes ou faixas, concordantemente com a forte lineação mostrada pelas rochas. A biotita está intimamente associada ao piroxênio, do qual

claramente deriva. Está parcialmente alterada para clorita. Os cristais de piroxênios, clino- e orto-, estão bastante transformados para hornblenda e sobretudo biotita.

Em termos texturais, a rocha apresenta uma nítida orientação dos constituintes minerais, configurando uma estrutura planar representada por foliação e uma forte orientação linear traduzindo uma lineação mineral e/ou de estiramento. Os microcristais de quartzo e feldspato e os minerais máficos contornam agregados de feldspato, que representam muitas vezes subgrãos de porfiroblastos reliquiares, dando um aspecto anastomosado à rocha.

Como minerais secundários, são encontrados sericita, clorita, epidoto e carbonatos, tendo a apatita como acessório.

Ainda na sub-área I, a sudeste e a sul dos terrenos granulíticos, são encontradas rochas que, genericamente são ditas representarem gnaisses de composição variando de granítica a tonalítica e mostrando, em muitos locais, intercalações de larguras centimétricas a até métricas de anfibolitos, lentes métricas a quilométricas de quartzitos e, de forma mais restrita, de xistos. Aparentemente existe uma predominância dos tipos tonalíticos para nordeste, enquanto os tipos graníticos são mais comuns a sudeste.

Em termos mesoscópicos, os gnaisses têm coloração dominantemente cinza, apresentando um bandamento centimétrico a métrico, que pode ser tanto tectônico como metamórfico e que mostra grande penetratividade por toda a região, definindo a mais conspícua feição planar. São observadas também feições migmatíticas definidas por mobilizados quartzo feldspáticos, no geral subparalelos ao bandamento. A textura dos gnaisses é

geralmente granoblástica, ineqüigranular, com forte orientação dos constituintes minerais, que definem, no plano da foliação, uma persistente lineação mineral de estiramento.

Nos gnaisses de composição tonalítica, a associação mineralógica principal é representada pela andesina (An35-40), normalmente ocelar, e quartzo. Encontra-se ainda biotita, hornblenda e diopsídio sendo que aparecem em proporções subordinadas microclínio e epídoto. A maioria das transformações mineralógicas já assinaladas também se faz presente nesses litotipos.

Os gnaisses graníticos da porção sudoeste não possuem um controle de campo muito apurado, face ao predomínio das coberturas fanerozóicas na região. Na parte nordeste, configuram porções restritas, de dimensões variadas dentro dos gnaisses tonalíticos, em forma tabular ou corpos isolados, de dimensões mais avantajadas.

Sob o ponto de vista mineralógico, são constituídos principalmente por plagioclásio e microclínio, em proporções eqüivalentes, e por quartzo em quantidades expressivas. Hornblenda, epidoto, muscovita, sericita e tremolita são os constituintes de menor expressão.

Texturalmente, podem ser observadas feições miloníticas expressivas, representadas pela recristalização do quartzo e das micas, na forma de diminutos cristais, que constituem uma matriz em que porfiroclastos de plagioclásio, feldspato potássico e quartzo são envolvidos. Existe uma certa preferência dos minerais de se segregarem em bandas félsicas e máficas, que se traduz a nível mesoscópico no aparecimento de uma marcante foliação ou bandamento.

Outro tipo litológico bastante comum nessa sub-área é representado pelos anfibolitos, que são encontrados aleitados concordantemente com os gnaisses tonalíticos e graníticos, desenhando, em muitos casos, juntamente com a foliação dos gnaisses, dobras de diversos tipos. A dimensão dos leitos anfibolíticos varia, em perfil, de centimétrica a até métrica, com continuidade lateral métrica a decamétrica (Pranchas 5.a e 5.d).

Eles são constituídos essencialmente por hornblenda, plagioclásio, pouco quartzo, além de titanita, diopsídio, epídoto, apatita, zircão, tremolita, sericita, biotita, como minerais acessórios e secundários.

Em termos texturais, a rocha apresenta uma notável foliação, definida principalmente pelos minerais prismáticos que naqueles planos materializam uma lineação mineral.

Na sub-área I, são encontrados, em menor proporção, quartzitos ferríferos, quartzitos micáceos ou puros e micaxistos granatíferos. Os quartzitos ferríferos podem localmente dar lugar a formações ferríferas bandadas. São no geral ocorrências lenticulares, que podem ter continuidade até quilométrica, sendo encontrados sobretudo na parte mais a sudoeste da sub-área I. Na região costeira assinalam-se quartzitos nas proximidades de Jericoacoara.

Essas rochas supracrustais são descritas com maior grau de detalhe nas outras sub-áreas, onde ocorrem de forma mais importante.

5.4.2.2 - Sub-Área II

Na sub-área II predominam no geral gnaisses e migmatitos de vários tipos, em uma faixa NE-SW na qual se situam as cidades

de Granja, Petimbú e Ibuguaçu. Dois tipos litológicos principais aí se apresentam: gnaisses tonalíticos e gnaisses graníticos, além de porções subordinadas de anfibolitos.

Composicionalmente, as rochas não mostram diferenças quando comparadas às da sub-área I. No aspecto textural, entretanto, observa-se com maior nitidez um aleitamento tectônico materializado pela alternância de gnaisses tonalíticos, graníticos e corpos anfibolíticos, e/ou segregados ou diferenciados metamórficos, caracterizados pelo aparecimento de bandas félsicas (quartzo-feldspáticas) e máficas (biotita, hornblenda). Porções migmatíticas se manifestam gerando mobilizados centimétricos a decimétricos, que em geral podem ser sub-paralelos ao bandamento e eventualmente também secantes ao mesmo (Prancha Fotográfica V).

Nessa região gnaíssica, é digna de nota a presença de uma fase granítica de tendência pegmatóide (cristais de 4-8cm), que se manifesta através da ocorrência de corpos tabulares, no geral aleitados concordantemente com a foliação das rochas regionais, mas que podem também ser secantes, adquirindo a forma de veios centimétricos a decimétricos (Pranha 6.h). Por vezes, podem chegar a formar corpos mais expressivos em termos de dimensões, como os encontrados a nordeste de Granja.

Anfibolitos que ocorrem principalmente na sub-área I, aqui também estão presentes (Prancha 5.a), tendo menor expressão e ocorrência mais restrita nas partes mais ao sul.

5.4.2.3 - Sub-Área III

Nessa porção ocorre, de modo mais expressivo, um conjunto de rochas supracrustais representadas por quartzitos,

xistos, filitos, mármores, vulcanitos variados, além de sedimentos anquimetamorfisados, estes últimos relacionados a estruturas distensivas posteriores, que levaram ao abatimento de blocos. As rochas supracrustais da sub-área III estão relacionadas na sua maioria aos metassedimentos e metavulcanitos que compõem o denominado Grupo Martinópole (NEVES 1975). Para as rochas ali encontradas, foram propostos variados esquemas litoestratigráficos de cunho geral, como os de PRADO et al.(1981), ou em áreas específicas, tais como KORPERSHOEK et al.(1979) e AUSTRAL/CARAÍBA METAIS (1981).

Sob o ponto de vista petrográfico podem ser caracterizados os seguintes tipos litológicos nessa porção:

- Quartzitos

Os quartzitos, nos quais dominam os termos puros e quartz micaxistos constituem-se rochas das mais importantes pois são responsáveis em grande parte pela sustentação das inúmeras serras que compõem o quadro morfotectônico dessa região (Pranchas 3.g, 4.a, 4.b).

São rochas de coloração branca a amarelada e avermelhada, compactas, laminadas, de granulação em geral média. São constituídas, de forma essencial, por quartzo e secundariamente por muscovita, cianita, silimanita, epidoto, clorita, turmalina e opacos. Localmente, a quantidade de epídoto pode ser expressiva, como na Serra da Goiana, ou podem ser muito micáceos, gradando para quartzo-micaxistos. Leitos ferruginosos são também encontrados. Analisados isoladamente, apresentam textura granoblástica, com cristais xenoblásticos e localmente lepidoblásticos de, principalmente, minerais platiformes e prismáticos.

As relações espaciais entre quartzo e mica, principalmente, definem na rocha duas foliações que se enquadram descritivamente nos milonitos S-C de LISTER & SNOKE (1984). A foliação S seria representada pelos agregados de cristais de quartzo alongado e com mesma orientação do eixo ótico C, enquanto que micas pisciformes (mica fish), em cristais maiores, juntamente com filmes de minerais opacos, de micas e de quartzo cominuídos, representariam a superfície C, zona de alta deformação cisalhante. Essa feição se mostra mais conspícua quando a quantidade de alumino-silicatos e minerais do grupo das micas é expressiva. Ocorrem geralmente sob a forma de leitos contínuos ou bancos, que dificilmente se referem ao antigo acamamento.

A posição espacial dos quartzitos induz a considerá-los como estando melhor representados na base da seqüência supracrustal, onde se encontram quartzitos puros, quartzitos com sillimanita, cianita e muscovita, sendo comum, junto as partes xistosas do conjunto, quartzitos com muscovita, biotita, clorita, sericita e feldspato.

- Xistos

São micaxistos, quartzo-micaxistos e cálcio-xistos que apresentam também uma expressiva distribuição na área. Em termos cartográficos, no entanto, a sua individualização não é tão simples, principalmente pelo caráter de transição que apresentam na passagem para as rochas filitosas.

Ocorrem em várias localidades na região, como, por exemplo, na Serra de Ubatuba, a sudoeste de Petimbú, onde se encontram os tipos de granulação mais grossa; em muitos locais

do denominado Gráben de Martinópole, associados a quartzitos e filitos (Pranchas 3.d. e 3.e). Também são encontrados em abundância a norte de Massapé, tendo ali sua melhor e maior expressão.

São rochas no geral de cor predominante cinza a cinza esverdeado, quando a alteração não é tão grande, passando a tons amarelados e avermelhados quando os efeitos intempéricos são marcantes. São maciças, compactas, de granulação que pode variar de grossa a predominantemente fina. Nódulos centimétricos de quartzo, estirados, paralelos à foliação muitas vezes estão presentes.

A associação mineralógica compreende quartzo, muscovita, biotita, clorita, sericita, granada, plagioclásio, turmalina, zircão, carbonatos e opacos, arranjados em uma textura no geral granolepidoblástica a lepidoblástica. É comum a presença de aleitamento composicional definido por leitos milimétricos, ricos em quartzo e outros minerais micáceos, que parecem representar um fenômeno de transposição penetrativa.

Dentre as micas, encontram-se de modo freqüente cristais maiores de muscovita, secantes à foliação principal, fato esse observado nas zonas onde a rocha se apresenta crenulada e com foliação de transposição desenvolvida. Essa feição é às vezes penetrativa, não chegando a transpor completamente uma foliação mais antiga, também definida por leitos milimétricos micáceos e quartzosos, que se sobressaem em cristais maiores. Essa foliação pretérita comportaria esses porfiroclastos de micas e cristais de quartzo de dimensões mais expressivas que as dos cristais de quartzo da foliação de transposição mais conspícua nas rochas. Nesses casos, as micas, especialmente a biotita, ao assumirem um

caráter de porfiroclastos, minerais reliquiares, indicam a feição milonítica na rocha. Em escala microscópica, nas zonas deformadas, as micas podem desenhar arcos poligonais. A presença de kink bands nessa escala é também comum nos leitos micáceos.

- Filitos

Ocorrem nas partes mais internas do pacote supracrustal na faixa Martinópole-Paracuá-Santa Terezinha. São em geral rochas de coloração cinza avermelhado a amarelado com tonalidades cinza esbranquiçado a esverdeado e mesmo cinza escuro a preto. A alteração intempérica é constante nessas rochas (Prancha 3.c).

São principalmente filitos e quartzo-filitos, em geral de granulação fina. Apresentam como minerais principais quartzo,sericita e clorita, que, juntamente, compõem até mais de 90% da rocha. Outros minerais presentes são turmalina, albita, além de cristais euedrais de pirita, bem como opacos.

Mesoscopicamente, apresentam uma alternância milimétrica de leitos, onde se concentram os minerais placosos em uns e quartzo em outros, dando um aspecto de fino bandamento. O entendimento da natureza desse bandamento, a separação cartográfica dos litotipos assinalados e mesmo a caracterização de campo dos filitos, não se constituem tarefas fáceis. Muitas rochas, classificadas como filitos no campo, sob a intervenção do miscroscópio, mostram-se como autênticos filonitos, resultantes de processos deformacionais vigorosos.

- Rochas Cálcio-silicáticas

Intercaladas nas seqüências supracrustais, concentradas

em muitos pontos, definindo leitos delgados ou mesmo camadas métricas a hectométricas, aparecem rochas carbonáticas, representadas por mármores, cálcio-xistos, cálcio-silicáticas, calcários finos e cálcio-filitos. São rochas de cores cinza a cinza esverdeado e cinza escuro, normalmente maciças, de granulação fina e aspecto sacaróide. Quando fraturadas, apresentam venulação de calcita. Mostram intercalações metapelíticas e metapsamíticas e leitos silicosos bem definidos. Importantes ocorrências são encontradas a leste-sudeste de Ibuguaçu, nordeste de Martinópole e a norte de Massapê.

As rochas cálcio-silicáticas da região de Massapê, intercaladas em xistos, são as mais expressivas em termos de dimensões, estendendo-se por cerca de 7 km e três a quatro dezenas de metros de largura, na maior ocorrência ali existente. Outras faixas menores também estão presentes.

Mesoscopicamente, apresentam um bandamento composicional milimétrico, bem ressaltado pelo intemperismo. Esse bandamento é dobrado em várias escalas, desenvolvendo em alguns pontos feições de crenulação e transposição restritas.

Ao microscópio, destinguem-se leitos em que predominam cristais de escapolita e, em menor quantidade, plagioclásio, epidoto e titanita, e leitos com abundância de tremolita-actinolita, estes últimos mostrando uma evidente ondulação. Flogopita, sulfetos, alguma biotita também estão presentes.

Mármores dolomíticos são também ali encontrados bem como na região de Ibuguaçú. São rochas esverdeadas a cinza escuro, normalmente maciças com tendência a serem bandadas em alguns casos. Concentração de calcita é por vezes significativa.

Uma foliação incipiente, definida pela orientação da

flogopita, é observada. O quartzo pode estar estirado ou em barras, a estrutura planar lembrando em muitos casos uma feição milonítica.

- Rochas Vulcânicas

Rochas vulcânicas e, possivelmente, vulcanoclásticas estão presentes, associadas ao conjunto supracrustal. Em Pedra Verde, são lavas espilitizadas, nas quais se distinguem albita, clorita e carbonatos, dando lugar a corpos tabulares, decimétricos a métricos (KORPERSHOEK et al. 1979). Tufos e lavas dacíticas e riolíticas, com incipiente sericitização, foram descritos por COSTA et al. (1973) ao norte de Uruoca, intercalados em uma seqüência constituída por metagrauvacas, cálcarios dolomíticos, dolomitos e brechas de matriz carbonosa. O vulcanismo é de caráter intermediário.

- Anquimetamorfitos

São individualizados, visando a chamar a atenção para a existência de rochas que, aparentemente ou apenas de modo incipiente, sofreram efeitos metamórficos perceptíveis micro- e mesoscopicamente. São em geral quartzitos ou metarenitos com tendência arcoseana, via de regra com estratificação gradacional preservada, de dimensões milimétricas a centimétricas, algumas vezes com aparência flyschóide e intercalados com metassiltitos. Encontram-se também relacionados a essas rochas supracrustais, materiais argilo-silto-arenosos, com seixos milimétricos a centimétricos , pingados, dando a aparência de um mistito ou lamito com seixos. Apresentam laminação muito incipiente ou mesmo ausente.

Essas rochas foram encontradas sobremodo na região de

Santa Terezinha, nas proximidades da localidade de Casinha na CE-71 e a oeste de Campanário (Prancha 3.b).

Os metarenitos por vezes desenham dobras métricas, podendo se manifestar nas porções pelíticas uma incipiente foliação, o que pode ser indicativo da presença de processos anquimetamórficos. Ao microscópio identificam-se quartzo, opacos, minerais de argila, fragmentos líticos, turmalina e zircão.

Esses litotipos, no nosso entendimento, não fazem parte das rochas supracrustais anteriormente descritas. Prefere-se considerá-las mais propriamente como relacionadas à evolução do Grupo Ubajara, que se apresenta petrográfica e estruturalmente semelhantes a esses materiais aqui descritos.

- Relações Espaciais

Visualizando-se, de forma global, o conjunto das rochas supracrustais, alguns pontos podem ser ressaltados:

1. Os quartzitos, as proximidades de Ibuaçú e ao norte de Uruoca, nos limites norte e sul do chamado Gráben de Martinópole, situam-se espacialmente abaixo dos xistos, os quais tornam-se mais expressivos, gradativamente, nas seções realizadas no sentido do eixo daquela estrutura maior.
2. Os xistos apresentam granulação mais grossa onde existe grande quantidade de quartzitos. Quando isolados ou associados a leitos menos expressivos de quartzitos, tendem a uma granulometria mais fina a média.
3. As rochas cálcio-silicáticas aparecem com maior expressão dentro dos xistos, sendo comuns suas intercalações nas outras rochas encontradas na região.

4. A passagem dos xistos para filitos e quartzo filitos dá-se aparentemente de maneira gradativa.

5. As rochas de derivação vulcânica têm sido identificadas de forma dominante nas seqüências tidas como de mais baixo grau metamórfico, embora se suspeite de sua ocorrência em terrenos com graus de metamorfismo mais vigoroso.

6. As superfícies de separação de litotipos são muitas vezes planos de transposição, o que dificulta considerá-los como contatos.

7. As relações com as rochas gnáissico-migmatíticas manifestam-se através de discordâncias litológicas marcantes, embora estruturalmente mantenham, em grande parte, uma postura de concordância. Contatos por falhas também são assinalados.

Postas estas questões, vislumbra-se a possibilidade de todo o conjunto supracrustal representar uma única grande seqüência e, dessa forma, pode-se ratificar a denominação Grupo Martinópole dentro do conceito de NEVES et al.(1975) com ampliação de modo a englobar todas as outras rochas supracrustais presentes nesse domínio, com exceção dos anquimetamorfitos.

Dessa maneira, as formações São Joaquim, Covão e Santa Terezinha, e mais o Grupo São José, de PRADO et al.(1981), passariam a fazer parte do mesmo conjunto, permanecendo as mesmas denominações, em que pesem as dificuldades de separação cartográfica ainda existentes.

Na sub-área III ocorrem também rochas relacionadas ao Grupo Jaibaras representadas por conglomerado polimítico brechóide, de matriz areno-ferruginosa, com blocos até métricos da Formação Massapê, além de arenitos arroxeados, folhelhos

vermelho-tijolo e arenitos arcoseanos da Formação Pacujá. Estão relacionados a feições de abatimento, definindo pequenos grábens alongados segundo a estruturação geral da área.

Esses litotipos serão posteriormente descritas quando da apreciação do domínio Ubajara-Jaibaras.

5.4.2.4 - Sub-Área IV

São encontradas nessa porção algumas das rochas já descritas nas sub-áreas II e III, ressaltando-se como aspecto principal a forte intercalação de rochas supracrustais e rochas gnáissico-migmatíticas, consideradas na grande maioria como ortoderivadas, além de faixas expressivas de anfibolitos, apenas representáveis em mapas de detalhe. Paragnaisses, representados por sillimanita-biotita gnaisse, e gnaisses cálcio-silicáticos também estão presentes.

- Rochas Ortoderivadas

As rochas tidas como ortoderivadas são biotita gnaisses, hornblenda-biotita gnaisses e hornblenda gnaisses e, em proporções menores, muscovita-gnaisses, cuja distribuição espacial não é muito clara, não permitindo, dessa maneira, a separação cartográfica dos mesmos. Mostram porções quartzo-feldspáticas muito expressivas, intercaladas com leitos em que predominam minerais máficos, representados principalmente por biotita e hornblenda, os quais são menos regulares. Definem, em todos os tipos, um leve bandamento composicional que, localmente, pode ser bem marcante.

A assembléia mineralógica, variável em função dos diferentes tipos petrográficos, compreende plagioclásio (An27-32), normalmente ocelar, quartzo em faixas ou em barras, biotita

pisciforme, e hornblenda com feições de kink bands. Como minerais menos abundantes, são encontrados granada, muscovita, além de zircão, apatita e opacos como acessórios, e clorita, epidoto e minerais de argila como secundários.

As características geométricas dos minerais principais dos gnaisses, em suas interrelações, definem, em muitos exemplares e em níveis meso e microscópicos, milonitos S-C conforme classificação de BERTHÉ et al.(1979) e LISTER & SNOKE (1984). Embora de ocorrência mais ou menos comum por toda a região, é na sub-área IV onde essa feição melhor se expressa.

- Rochas Supracrustais

Envolvem uma quantidade apreciável de tipos de rochas. São encontrados quartzitos, xistos, gnaisses, rochas cálcio-silicáticas e gnaisses com silimanita, biotita e granada, mármore, além de anfibolitos intercalados em várias escalas.

-Quartzitos

São rochas de coloração clara, de granulação fina a média, muitas vezes apresentando um fraco bandamento, sobretudo quando a quantidade de minerais micáceos é mais significativa.

Dentre as rochas supracrustais, são aqueles de mais expressiva distribuição cartográfica. São muscovita quartzitos, silimanita quartzitos e cordierita quartzitos, estes últimos de ocorrência localizada, sem expressão regional. Como minerais ocasionais, são encontrados turmalina, que pode ser expressiva em alguns casos, zircão, apatita e opacos.

O comportamento dos minerais bem como suas características físicas e arranjos espaciais são os mesmos, como anteriormente descrito na sub-área III. Somente a cordierita

merece destaque por ter sido encontrada apenas nesta sub-área. Ocorre sob a forma de porfiroclastos arredondados a elípticos, sericitizados, com as dimensões maiores dos cristais paralelizadas à superfície C.

- Xistos

Os xistos não têm uma expressão cartográfica importante nesta sub-área. Via de regra, estão intercalados nas outras rochas, sobremodo nos quartzitos, sob a forma de leitos ou lentes decimétricas a métricas. Normalmente, encontram-se em adiantado estado de alteração intempérica, a esse fato sendo atribuida a sua coloração amarelada a avermelhada. Apresentam granulação média, podendo ser grossa em alguns casos.

São quartzo-muscovita xistos e quartzo-muscovita-biotita xistos, nos quais podem ser encontrados, em quantidades subordinadas, turmalina, sillimanita, clorita e opacos.

Nos exemplares de granulação mais grossa, distingue-se um aleitamento composicional dado por faixas em que minerais micáceos são abundantes e faixas dominantemente formadas por quartzo. No primeiro caso, são encontrados biotita e muscovita com diferentes granulometrias. Aí se observa, por vezes, um forte anastomosamento dos filossilicatos, com desenvolvimento comum de micas pisciformes.

- Paragnaisses

Normalmente associados às rochas supracrustais e aos anfibolitos, mas também presentes no domínio dos ortognaisses, de modo freqüente sob a forma de faixas contínuas, de largura métrica e com continuidade lateral decamétrica, os gnaisses compõem dois tipos petrográficos principais: gnaisses cálcio-

silicáticos e sillimanita-biotita gnaisses.

Os gnaisses cálcio-silicáticos são rochas de cor variável nos diversos tons de verde e cinza, e de granulometria o mais freqüentemente média. Apresentam-se, via de regra, foliadas ou bandadas, com efeitos de migmatização impressos, não sendo incomum encontrá-las maciças.

A assembléia mineralógica, bastante variável em termos percentuais dos constituintes presentes, compreende, como minerais principais, quartzo, plagioclásio, normalmente oligoclásio-andesina (An25-44), piroxênio, representado pelo diopsídio, tremolita-actinolita, biotita, epídoto e microclínio. Zircão, apatita, granada, titanita e opacos representam os minerais acessórios, enquanto carbonatos, clorita, minerais de argila e sericita são os secundários.

Nos sillimanita-gnaisses as cores de ocorrência são o cinza médio a escuro e, quando intemperizados, o marrom avermelhado. Intercalam-se nos quartzitos e gnaisses cálcio-silicáticos, exibindo na maioria dos casos um forte bandamento, além das feições de migmatização. A granulometria é variável, embora a granulação média seja a dominante.

Dentre os minerais constituintes, o diopsídio, que ocorre de modo principal nos leitos mais máficos, está parcial ou totalmente alterado para minerais da série tremolita-actinolita, com os quais ocorre em íntima relação. Apresenta-se em muitos casos sob a forma de ocelos, com aspecto corroído, definindo porfiroclastos, em cujas bordas e fraturas ocorrem a tremolita -actinolita.

Os minerais da série tremolita-actinolita são constituintes muito importantes dessas rochas. São cristais

alongados, prismáticos com feições de estiramento e forte extinção ondulante, ocorrendo de forma dispersa ou em agregados, que podem se mostrar amendoados e cujos eixos principais das amêndoas são paralelos à foliação da rocha.

A biotita ocorre nos leitos máficos sob a forma de palhetas alongadas, orientadas, associadas ao diopsídio, tremolita-actinolita, carbonatos e turmalina.

A sillimanita, devido ao hábito prismático e acicular, mostra também uma tendência a acompanhar a foliação das rochas.

O arranjo textural dos minerais nesses gnaisses não foge muito do dos seus pares, quartzitos, xistos e ortognaisses já descritos. A alternância de faixas fortemente fitadas com outras em que predominam minerais platiformes, planares e aciculares: a presença de porfiroclastos de feldspato e agregados ocelares de minerais; a forma anastomosada da foliação resultante do arranjo espacial dessas faixas, levam a se considerar a feição planar existente como sendo milonítica. Mais ainda, a presença de angularidade, por vezes forte, entre foliações permite caracterizar a presença de tectonitos S-C, como descrito por BERTHÉ et al.(1979) e LISTER & SNOKE (1984).

- Anfibolitos

Constituem faixas descontínuas, via de regra lenticularizadas, de dimensões variáveis (centimétricas a métricas), encontradas tanto no domínio das rochas supracrustais como das rochas consideradas ortoderivadas. São, na sua grande totalidade, concordantes com a foliação regional das rochas adjacentes e se mostram bastante budinados. A coloração varia de esverdeada e cinza esverdeado a cinza escuro. A granulometria é geralmente média, com tendência à grossa. A presença comum de

mobilizados ressalta a feição bandada da rocha, normalmente relacionada a uma segregação interna de minerais. Pode ocorrer também sob a forma maciça.

Sob o ponto de vista da composição mineral, os constituintes principais são hornblenda, plagioclásio representado pela andesina (An32-40), quartzo e biotita. Como acessório ocorre titanita, e como traços, apatita e zircão. Carbonatos, epidoto e clorita são minerais secundários.

Texturalmente, apresenta um bandamento definido por leitos félsicos, em que dominam a andesina e subordinadamente o quartzo e poucos cristais de hornblenda e biotita, e leitos máficos, em que está presente uma grande quantidade de hornblenda e biotita principalmente. O arranjo em bandas e, nestas, a organização espacial dos minerais, levam à definição de uma foliação na rocha. Nos anfibolitos não é conspícua a feição milonítica, a qual se associa a redução e amendoamento dos minerais mais competentes, e o caráter de anastomosamento, este último prejudicado pela pobreza dos filossilicatos.

Outro fato importante a mencionar no domínio dos anfibolitos é a presença marcante de leucossomas quartzo-feldspáticos, com anfibólios associados, concordante com a foliação geral das rochas.

- Relações Espaciais

Um aspecto distintivo desse segmento é a intercalação de unidades da infra- e supraestrutura que leva à formação de um aleitamento tectônico de conjuntos orto- e paraderivados, que se alternam com regularidade e distribuição cartográfica aproximadamente iguais.

O desmembramento e a imbricação dos conjuntos torna

impossível qualquer tentativa de proposição de um arranjo litoestratigráfico para a área.

As rochas supracrustais desta porção são as mesmas encontradas na sub-área III e a elas estão intimamente relacionadas, embora difiram daquelas pelo caráter de descontinuidade que apresentam e pela postura espacial dos conjuntos, organizados via de regra com mergulhos altos da foliação (Fig. 86). A diferença fundamental entre ambas assim, é de ordem tectono-metamórfica.

5.4.3 - Domínio Sudeste

O Lineamento Sobral-Pedro II baliza a noroeste o denominado Maciço de Santa Quitéria (NEVES 1975) ou Plataforma de Sobral (COSTA et al. 1973), que corresponde ao domínio sudeste.

Os limites, até onde as rochas descritas nas proximidades do lineamento se estendem para sudeste, não são ainda bem definidos. Assim, suas relações de passagem com outros litotipos ou até mesmo com outras entidades tectônicas, posto que as rochas ali ocorrente ainda fazem parte do Cinturão Noroeste do Ceará, não são bem conhecidas e não foram por nós avaliadas.

No segmento entre Jaibaras e Cariré (Fig. 89), são encontradas rochas de orto- e paraderivação, de médio a alto grau metamórfico, tectonicamente desmembradas e aleitadas, compondo faixas hectométricas a quilométricas, cartograficamente justapostas.

Os litotipos mais importantes encontrados neste segmento compreendem enderbitos, granulitos máficos, leptinitos, gnaisses

tonalíticos migmatizados, gnaisses cálcio-silicáticos, olivina mármores, granada-sillimanita gnaisses, gnaisses anfibolíticos e anfibolitos, estes últimos em corpos restritos. Associam-se a essas rochas mobilizados de diferentes formas e dimensões, e de composições charnoquítica e granítica. Tais mobilizados chegam a isolar corpos expressivos de granitóides anatéticos porfiróides, como os exemplares encontrados as proximidades de Cariré. Frações granulíticas estão preservadas em meio a gnaisses migmatizados, originadas em parte, dos gnaisses tonalíticos. Esses conjuntos estão parcialmente transformados em milonitos que assinalam passagens gradativas entre as diferentes frações.

As assembléias minerais mais importantes descritas são: granada-quartzo-sillimanita-microclínio-plagioclásio-biotita e granada-quartzo-microclínio-biotita-muscovita em paragnaisses; calcita-dolomita-flogopita-olivina em mármores; hiperstênio-diopsídio-plagioclásio-quartzo+biotita-opacos em enderbitos; hiperstênio-diopsídio-plagioclásio-hornblenda+biotita em gnaisses granulíticos; plagioclásio-quartzo-hornblenda-biotita-titanita em gnaisses tonalíticos; e microclínio-plagioclásio-quartzo-biotita em granitóides.

Essas assembléias minerais permitem situar as condições metamórficas alcançadas por essas rochas como do alto grau (fácies anfibolito alta a granulito).

Reações retrometamórficas estão impressas nessas rochas, com a transformação parcial ou total de alguns minerais e a neoformação de outros, em condições que variam desde a transição da fácies granulito até xisto verde alta. Assim, os clino- e ortopiroxênios são substituídos por hornblenda e biotita, a

granada por biotita, e a silimanita por muscovita. Normalmente, essas transformações têm lugar onde as deformações são mais vigorosas ou onde os processos de migmatizações são mais importantes.

O arranjo interno resultante dos processos assinalados deu lugar, internamente, a uma trama milonítica, que resultou na formação de uma foliação/aleitamento tectônico anastomosado, que enfatiza o caráter de desmembramento das rochas. A diferença de comportamento mecânico dos minerais no quadro da deformação deu origem também ao aparecimento de feições lineares importantes, representadas por lineações minerais e/ou de estiramento.

Esses conjuntos litológico, suas relações espaciais e as condições metamórficas deduzidas levaram GORAYEB & ABREU (1989) a proporem a denominação para esse segmento de Faixa de Alto Grau de Caririé que mostra analogia com outra, já descrita na literatura e situada entre Granja e Camocim (CE).

5.4.4 - Domínio Ubajara-Jaibaras

Aqui são encontradas rochas pertencentes aos denominados grupos Ubajara e Jaibaras, além dos corpos graníticos de Meruoca e Mucambo. A macrofeição geotectônica que comporta essas unidades foi definida inicialmente por KEGEL et al. (1958) como Grábem de Jaibaras. Os inúmeros estudos efetuados neste domínio, desde os trabalhos pioneiros, realizados em diferentes épocas, com distintas escalas e objetivos, foram integrados por COSTA et al. (1973), que acrescentaram importantes avanços em termos do conhecimento geológico da região, apresentando novas divisões estratigráficas para os dois grupos citados e demarcando suas áreas de ocorrência.

Na verdade, a Bacia de Jaibaras comporta uma evolução geológica que se caracteriza pela superposição de estruturas maiores que levaram à formação de duas sub-bacias com histórias tectônica e de preenchimento litológico distintas. Na parte ocidental, ocorre o Grupo Ubajara, que pode se estender para sudeste, configurando o embasamento do Grupo Jaibaras da parte oriental.

As relações cartográficas entre esses grupos e deles com as demais rochas regionais é assinalada com se dando através de descontinuidades importantes, configurando uma feição de gráben de evolução múltipla para o conjunto (Fig. 69).

Em termos estratigráficos, existe consenso no que tange a considerar o Grupo Ubajara (NASCIMENTO & GAVA 1979; NOVAIS et al. 1979) como em posição inferior ao Grupo Jaibaras (COSTA et al. 1973), o mesmo não ocorrendo com relação aos esquemas estratigráficos propostos para cada um deles individualmente (Quadro 6, sumário estratigráfico comparativo).

O Grupo Ubajara, segundo SANTOS & NEVES (1979) e NEVES (1983), materializa o registro de um ciclo tectono-sedimentar completo em margem continental, mostrando, na base, depósitos continentais, essencialmente clásticos e de caráter transgressivo, com litofácies psamítica proximal (Formação Trapiá) distal (Formação Caiçaras), tendo passagens laterais e interdigitações entre si. Para o topo, encontra-se uma sedimentação carbonática marinha (Formação Frecheirinha), culminando numa seqüência de clásticos finos imaturos, com grauvacas e arcóseos (Formação Coreaú).

O Grupo Jaibaras corresponde a uma seqüência sedimentar

depositada a partir de leques aluviais, em clima seco, em que se destacam ortoconglomerados polimíticos intercalados com metarenitos e metassiltitos pertencentes às formações Pacujá e Massapé (GORAYEB et al. 1988).

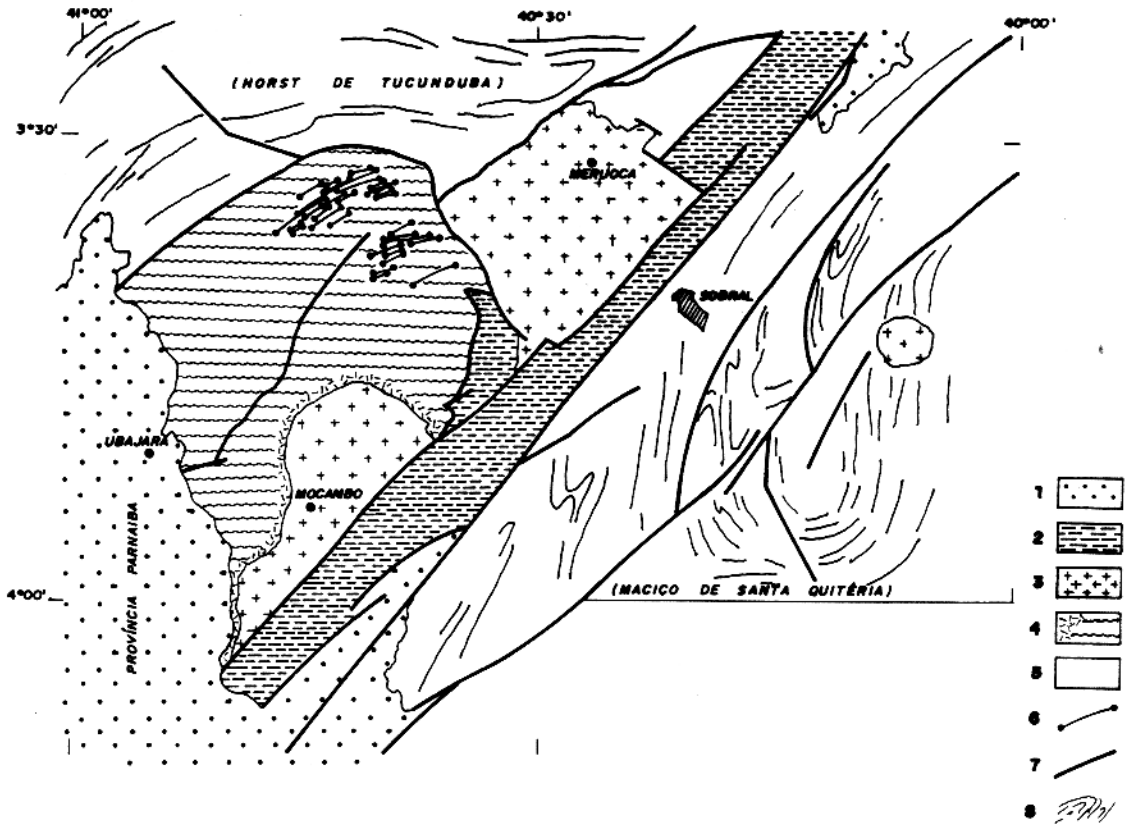
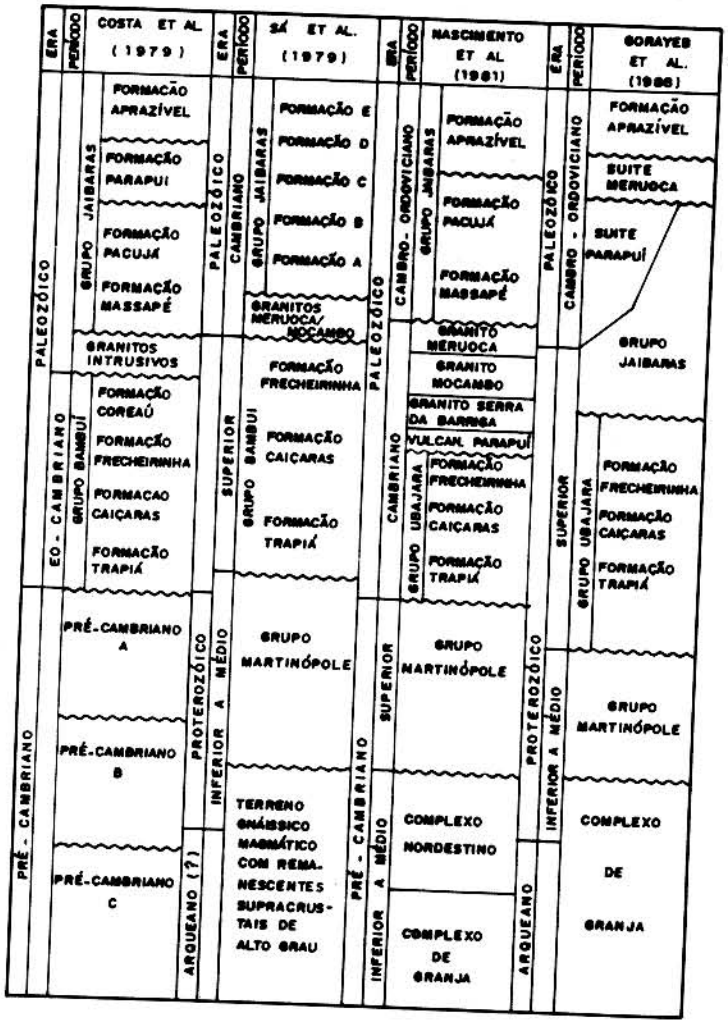


FIG. 69 - Os grabens Ubajara e Jaibaras e suas relações com as rochas regionais. 1 = Cobertura Fanerozóica; 2 = Grupo Jaibaras; 3 = Corpos graníticos; 4 = Grupo Ubajara; 5 = Complexos gnaissico-migmatíticos; 6 = Diques ácidos e intermediários; 7 = Falhas; 8 = Foliação. Segundo COSTA et al. (1983) modificado.

Recobrindo os grupos Ubajara e Jaibaras ocorre a Formação Aprazível, sob a forma de coberturas irregulares nas quais se destacam como litotipos principais conglomerados polimíticos brechóides com matriz arcoseana mal selecionada.

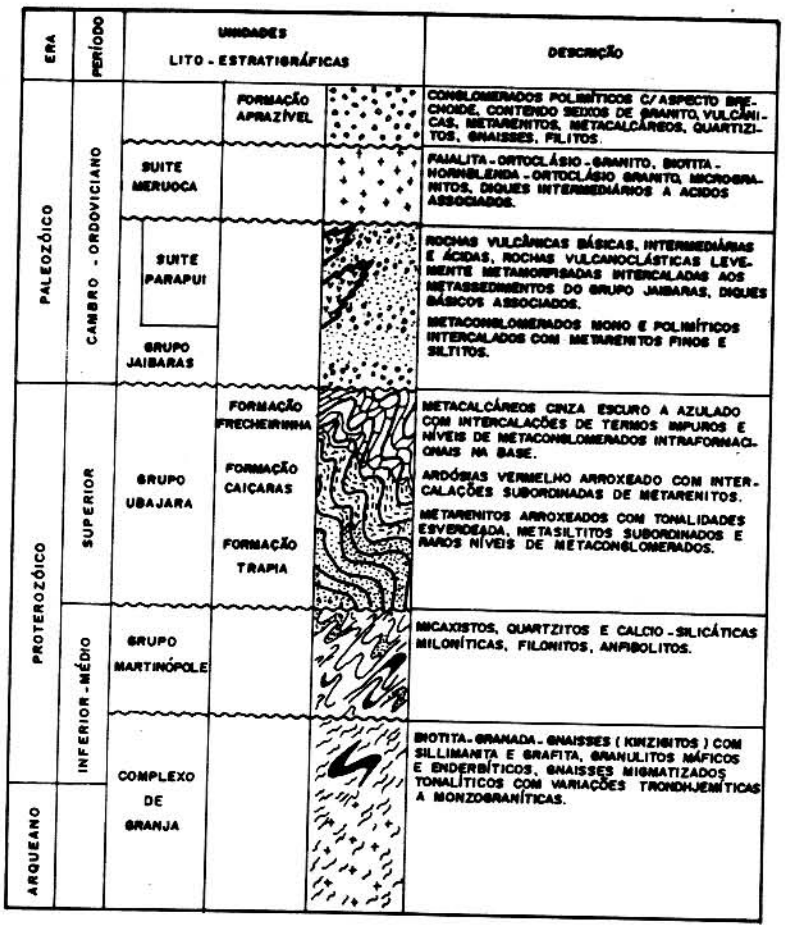
Neste domínio, ocorrem também dois **stocks** graníticos

epizonais: Mucambo a sudeste e Meruoca a nordeste (Fig. 69). Esses corpos graníticos têm sido posicionados com balizadores estratigráficos, separando os grupos Ubajara e Jaibaras, em que pese JARDIM de SÁ et al.(1979) assinalarem a presença de fases tardias e marginais do Granito Meruoca, atingindo em forma de diques o Grupo Jaibaras.



QUADRO 6. *- Comparação entre as diversas propostas estratigráficas. Extraído de GORAYEB et al. (1988).*

Segundo a proposta de GORAYEB et al. (1988), as unidades litoestratigráficas presentes na região (Quadro 7) comportam, para o Grupo Ubajara, as formações Trapiá, Caiçaras e Frecheirinha e para o Grupo Jaibaras as formações Massapê e Pacujá e, dissociadas desses dois grupos, a Formação Aprazível. Distinguem ainda as suítes Parapuí e Meruoca como eventos magmáticos.



QUADRO 7. *- Coluna lito-estratigrafica da região de Coreaú - Aprazível. Segundo GORAYEB et. al. (1988).*

A Formação Coreaú, excluida dessa proposta estratigráfica, para os autores aludidos, seria apenas a Formação Trapiá com ligeiras variações faciológicas, ocorrendo em área distinta daquela considerada nos trabalhos anteriores (COSTA et al. 1979).

5.4.4.1 - Grupo Ubajara

- Formação Trapiá

Ocorre de forma principal na porção mais a oeste do gráben, ao longo da rodovia BR-222, nas proximidades de Ubaúna; na estrada Penanduba-Cunhaçú; nos leitos dos riachos Trapiá, Conceição, Saco, Cala, Mosquito, Coreaú e Juazeiro. Compreende um conjunto de sedimentos clásticos, em que dominam os metarenitos, com passagens menos importantes de metasiltitos e, mais raramente, metaconglomerados. Os metarenitos possuem uma composição arcoseana, coloração que varia de cinza a marrom arroxeado, com tons esverdeado, creme e castanho. A granulometria é em geral fina, sendo encontrada camadas métricas de metarenitos grossos e metarenitos microconglomeráticos. Muitas estruturas sedimentares estão presentes. Incluem o acamamento definido por bancos decimétricos a métricos, estratificações cruzadas de pequeno porte e plano paralelas. Muitas vezes são observados contatos bruscos entre os litotipos. Essas estruturas e o acamamento, de forma principal, desenham dobras, às quais se associa uma incipiente foliação, melhor evidenciada em escala microscópica. Vênulas de quartzo, com orientações diversas, cortam a estratificação e a foliação.

A textura, em geral, é granoblástica sendo ainda possível verificar a forma original dos grãos do arcabouço, sobretudo do quartzo, via de regra subangulosa ou

subarredondada. Esses grãos são bem selecionados e geralmente encontram-se envolvidos por uma matriz argilosa e, eventualmente, por um cimento carbonático. A foliação é materializada por diminutas palhetas de sericita recristalizada a partir da matriz. Em termos de constituintes minerais, o quartzo perfaz a totalidade dos componentes. O plagioclásio é, por vezes, expressivo, ocorrendo em proporções menores muscovita, opacos, biotita, zircão e turmalina. Os contatos dos tipos retilíneo, côncavo-convexo e localmente suturado entre os grãos indicam uma forte compactação química e mecânica dessas rochas.

As características sedimentológicas e os aspectos estruturais observados permitem a sugestão de um ambiente de sedimentação fluvial, de fácies distal, em que os pelitos representariam os depósitos de planície de inundação e os arenitos, canais meandrantes, por vezes anastomosados.

5.4.4.2 - Formação Caiçaras

Tem suas melhores exposições ao longo da BR-222, próximo a Ubaúna e na área do açude Trapiá. Forma um relevo colinoso monótono. Suas rochas principais são ardósias, intercaladas com leitos de metarenitos.

As ardósias constituem pacotes espessos, de coloração vermelha a vermelho arroxeado e tons amarelados. Apresentam uma foliação bem desenvolvida, representada por uma clivagem ardosiana, cortada geralmente por veios de quartzo, ora concordantes ora discordantes.

Como estruturas primárias, observam-se estratificações plano paralelas rítmicas e, menos assiduamente, estratificação

cruzada.

Os metarenitos, ortoquartzíticos, no geral, tem granulometria média. São encontrados formando bancos métricos a decamétricos no meio das ardósias. Apresentam cores claras e, freqüentemente, impregnações de óxido de ferro.

Esses leitos de metarenitos sobressaem-se no relevo sustentando cristas alongadas e descontínuas.

A natureza da sedimentação, os arranjos espaciais dos litotipos e as estruturas mesoscópicas observadas sugerem um ambiente de planície de maré para essa formação. Conforme já aventaram COSTA et al.(1973), as formações Caiçaras e Trapiá podem compor um mesmo sistema deposicional, em que a primeira representaria a fácies distal e a segunda a fácies proximal, sendo dessa forma, pelo menos em parte, contemporâneas.

5.4.4.3 - Formação Frecheirinha

Os mais importantes afloramentos dessa unidade situam-se na Gruta de Ubajara, nos arredores da cidade de Frecheirinha, e nas jazidas de calcário da CCCP (Cia. Cearense de Cimento Portland), a noroeste da cidade de Aprazível. Também ocorre ao longo da BR-222, entre Aprazível e Ubaúna, e na CE-71, entre Aprazível e Aroeiras.

É composta de forma dominante por metacalcários. Apresenta coloração cinza azulado a cinza escuro. São muito compactos, recristalizados e têm em geral granulação fina. O acamamento manifesta-se pela presença de estratificação plano-paralela, em que se alternam camadas carbonáticas puras e outras ricas em argilo-minerais. Nas camadas argilosas desenvolve-se uma foliação que pode ser tanto paralela como secante ao acamamento. Este desenha dobras decimétricas a

métricas, de estilos variados. Forte crenulação e transposição do acamamento é encontrada, dando lugar ao aparecimento de uma nova foliação. Outra característica comum nessas rochas é a presença de um intenso fraturamento extensional, preenchido por calcita. Veios de calcita são também encontrados, dispostos paralelamente à foliação de transposição. Os metacalcários apresentam ainda um bandamento delineado pela alternância de bandas de calcita e leitos milimétricos de dolomita.

Composicionalmente, os leitos carbonáticos são constituídos de forma essencial por calcita e dolomita ferrosa, tendo, em menores proporções, quartzo e feldspatos. Nos leitos impuros, além desses minerais, encontram-se a mica branca e anfibólios da série tremolita- actinolita. Os metacalcários apresentam uma textura granoblástica poligonal.

Na parte basal da seqüência, encontram-se lentes até métricas de metaconglomerados intraformacionais. Os seixos são fundamentalmente de calcário, de forma tabular. Feições texturais de deformação foram observadas nos carbonatos, destacando-se a presença de estilólitos e franjas de pressão, que caracterizam a forte deformação e dissolução por pressão dessas rochas.

As relações de passagem com a Formação Caiçaras é gradacional, apresentando contatos também interdigitados. Com relação à deposição, os sedimentos encerram características de ambiente marinho raso, plataformal, configurando o conjunto das três formações descritas, uma seqüência tipicamente transgressiva. A passagem para o Grupo Jaibaras dá-se através de uma disconformidade.

5.4.4.2 - Grupo Jaibaras

O Grupo Jaibaras, conforme redefinição de GORAYEB et al. (1988), compreende as formações Pacujá e Massapê, consideradas cronoequivalentes, tratadas como pertencentes a um sistema deposicional único, como já indicara MELO (1977, 1978).

Os litotipos estão expostos principalmente no perfil Massapê-Pacujá, ao longo da Rodovia BR-222, no trecho Aprazível-Alcântaras; na rodovia CE-71, entre Aprazível e Coreaú; bem como nas encostas da Serra da Meruoca.

Compreende uma seqüência de metaconglomerados polimíticos, intercalados com metarenitos e metassiltitos. Os metaconglomerados são na verdade ortoconglomerados polimíticos, compostos por seixos angulosos a subarredondados de fragmentos líticos, os quais incluem arenitos finos, siltitos quartzo-arenitos e, em menor escala, calcários, além de quartzo e feldspatos. Os seixos maiores variam de 5 a 20 cm e estão imersos em uma matriz mal selecionada, de granulometria fina a média, composta por fragmentos líticos, quartzo, feldspato, biotita, clorita e opacos. Epidoto e calcita são observados como minerais autigênicos. O epidoto aumenta quantitativamente em direção ao granito Meruoca, ocorrendo sob a forma de agregados de cristais intersticiais, bem como substituindo pseudomorficamente os cristais de feldspato. Espacialmente os conglomerados mostram um aumento quantitativo para o topo da seqüência.

Os metarenitos têm suas melhores exposições nas localidades de Pedra de Fogo, Ponta da Serra, Coreaú, Aroeira e nas imediações de Pacujá. São rochas de coloração marrom arroxeado a cinza esverdeado. A granulometria varia de fina a

média e os litotipos apresentam-se moderadamente selecionados e bem compactados. São, em geral, de composição arcoseana e constituídos, de forma principal, por quarzto, feldspato, fragmentos líticos, minerais micáceos, turmalina e zircão. Nos sítios onde se desenvolve uma maior quantidade de matriz, observa-se uma recristalização mais intensa de filossilicatos (sericita) e o desenvolvimento de uma foliação discreta. Em termos de estruturas primárias, apresentam uma estratificação plano-paralela marcante e uma laminação interna bem nítida. Marcas onduladas assimétricas, laminações convolutas, estratificações cruzadas de pequeno porte e gradacionais estão presentes. Um intenso fraturamento estabeleceu-se sobre essas rochas, o que muitas vezes torna difícil a caracterização das feições primárias.

Os siltitos, presentes em menor quantidade, são de coloração arroxeada, extremamente micáceos, bem laminados e ocorrem, via de regra, associados aos arenitos mais finos do Grupo Jaibaras. São de ocorrência restrita, sendo encontrados principalmente na região de Pacujá, assim como as proximidades de Jaibaras (Prancha 3.a).

A relação de passagem com a Formação Frecheirinha é tipicamente erosiva e define claramente uma disconformidade entre os Grupos Ubajara e Jaibaras. Com a Formação Aprazível, situada estratigraficamente acima, o contato é também erosivo discordante, enquanto que o Granito Meruoca é francamente intrusivo nas rochas dessa unidade.

As características sedimentológicas do Grupo Jaibaras sugerem uma deposição a partir de leques aluviais em clima seco. As fácies proximal e distal, em relação às fontes de sedimentos,

seriam representadas pelas denominadas formações Massapê e Pacujá, respectivamente.

5.4.4.3 - Suíte Parapuí

Esta denominação foi utilizada por GORAYEB (op.cit.) para o conjunto de rochas vulcânicas, vulcano-clásticas e sub-vulcânicas que ocorrem em muitos locais, cortando e recobrindo as formações Massapê e Pacujá. É uma suíte complexa na qual se encontram basaltos, dacitos, andesitos e riolitos espilitizados e queratofirizados, em sua grande maioria, e de forma menos expressiva diabásios e gabros. Correspondem à Formação Parapuí (COSTA et al.1973) e ao Vulcanismo Parapuí (NASCIMENTO et al. 1981), que apresentaram descrições pormenorizadas dos litotipos, caracterização das fácies petrográficas, dados litoquímicos, bem como o potencial metalogenético desse evento vulcânico.

As rochas que compõem essa suíte são encontradas em vários locais do Gráben de Jaibaras, salientando-se a porção nordeste, onde ocorrem suas melhores exposições. Ali se destacam os perfis dos serrotes do Madeiro e Parapuí e os afloramentos do sangradouro do açude Mirim, ao norte de Massapê. Outras áreas de ocorrência podem ser destacadas próximas a Mumbaba, além de afloramentos expressivos ao longo da BR-222 e nas proximidades de Jaibaras.

5.4.4.4 - Granitóides Meruoca e Mucambo

Um importante trabalho sobre os aspectos petrográficos e químicos desses corpos foi apresentado por COSTA et al.(1973), que se estendem também ao granito da Serra da Barriga, situado a sudeste do Lineamento Sobral-Pedro II.

O Mucambo é um corpo com formato de meia pera, com área de aproximadamente 180 km2, limitado ao sudeste pela falha de Café-Ipueiras e mostrando contatos intrusivos com os metassedimentos do Grupo Ubajara, no restante dos seus limites.

A maior parte do corpo é formada por uma rocha petrograficamente definida como granito monzonítico, com hornblenda e biotita. Subordinadamente, o corpo apresenta fácies individualizadas, constituídas por rocha com granulometria muito grossa, chegando à textura pegmatóide, correspondendo petrograficamente a granito sub-alcalino com hornblenda e biotita.

Uma grande quantidade de xenólitos representados por migmatitos, quartzitos, mármores etc. está presente sobretudo nas porções de borda do corpo.

O corpo Meruoca, de forma aproximadamente quadrangular, recobre uma área de aproximadamente 400 km2. Seus contatos com as rochas regionais, descritos como tectônicos, o são apenas em parte, posto que a totalidade das passagens se dá através de uma relação secante do granito com aquelas rochas, definindo contatos claramente intrusivos. Provas desse fato são a presença de xenólitos de metaconglomerados e metarenitos parcialmente assimilados na região entre Coreaú e Alcantaras, xenólitos de rochas cálcio-silicáticas do conjunto supracrustal Martinópole a noroeste de Massapê etc.

Três fácies petrográficas são reconhecidas no corpo: biotita-hornblenda-ortoclásio granito; fayalita-ortoclásio granito e microgranitos. A primeira fácies representa a maior parte do corpo, constituindo um granito de cor vermelho forte, geralmente grosso, eqüigranular. A segunda fácies configura

porções leucocráticas esverdeadas, também grossas. A derradeira representa uma fácies de borda de esfriamento de granulação média e por vezes levemente porfirítica.

Associado a esse corpo, ocorre um enxame de diques, encontrados sobretudo na região entre Coreaú, Aprazível e a vertente ocidental da serra da Meruoca, representados por riolitos porfiríticos, dacitos, microgranitos, microgranodioritos e granófiros, que constituem injeções laterais do corpo e, assim, enfeixados por GORAYEB et al.(1988) na Suíte Meruoca. Um pequeno corpo intrusivo, formado por microgranito, representando uma apófise ou uma extensão do corpo maior da Meruoca, ocorre no Morro das Rolas, a oeste de Aroeira.

Sob o ponto de vista químico, o Granito Meruoca, em média, se caracteriza por afinidade alcalina, de natureza potássica, bem marcada (COSTA et al.1973).

5.4.4.5 - Formação Aprazível

Essa unidade possui uma área de ocorrência importante. Está relacionada em grande parte aos lineamentos representados por falhas e aos blocos abatidos do sistema de falhas Jaguarapi e Sobral-Pedro II. É encontrada por grandes áreas, ao longo da BR-222, no trecho Aprazível-Sobral, entre Cariré e Pacujá, e entre Cariré e Jaibaras, na rodovia CE-71 entre Granja e Tapera. Compreende um ortoconglomerado polimítico de aspecto brechóide, composto por seixos de tamanhos variados (até mais de 1 m), angulosos e levemente imbricados. Os seixos compreendem fragmentos líticos, os quais incluem metarenitos, metacalcários, filitos, quartzitos, xistos, rochas vulcânicas, gnaisses e granitos. A matriz arcoseana, mal selecionada, de granulação

média à grossa, é constituída por quarzto, feldspatos e fragmentos líticos.

Ocorre sob a forma de coberturas irregulares, cuja espessura é muito variável. Define bancos, em que se alternam materiais de granulações diferentes, com espessuras decimétricas a métricas.

Recobre as demais unidades discordantemente, podendo os seus contatos com as rochas mais antigas serem também tectônicos, ao longo de linhas de falhas. Suas características sedimentares e o condicionamento tectônico permitem defini-la como típicos fanglomerados, cuja deposição se relacionaria a cones aluviais, ao longo de relevos de fortes gradientes, relacionados ou não a falhas, e em ambiente continental.

5.5 - ESTRUTURAS

Das imediações do Lineamento Sobral-Pedro II para noroeste, a tendência geral das unidades litológicas e das feições estruturais planares e lineares mais importantes é de se posicionarem segundo a direção NE-SW. São encontradas, no entanto, em alguns sítios particulares, por vezes de dimensões consideráveis, orientações que se afastam bastante desse padrão regional.

Tipos variados de estruturas, algumas das quais com relações espaço-temporais ainda a serem melhor definidas, nos remetem a considerar a estruturação dessa região como relacionada a eventos deformacionais distintos, cuja separação temporal ainda resta a quantificar, em muitos casos.

Os alinhamentos estruturais que se referem de forma marcante a feições planares, representativas de interfaces

litológicas e de modo mais comum de superfícies metamórfico-deformacionais, a maioria delas penetrativas, assinalam a feição mais conspícua em termos cartográficos.

Feições primárias estão preservadas em muitos locais, sobremodo quando os processos de transformação metamófico-deformacionais não foram vigorosos. Assim é que, no âmbito das rochas supracrustais do domínio Granja-Senador Sá e principalmente do domínio Ubajara-Jaibaras, onde o metamorfismo é de baixo grau, essas estruturas são bastante comuns (Prancha 3.b).

A análise das estruturas aqui consideradas envolve apenas procedimentos geométricos, avançando-se de forma ainda bastante modesta numa apreciação cinemática.

5.5.1 - Estruturas Primárias

Para discorrer sobre as estruturas primárias será usado o esquema de domínios estabelecidos para a compartimentação geológica já tratada.

De modo mais freqüente, encontra-se a estratificação reliquiar de diversas naturezas. No domínio Granja-Senador-Sá, pode-se descrever, nos terrenos de baixo grau, o acamamento reliquiar com leitos centimétricos a decimétricos, desenhando dobras métricas (Prancha 3.b). Estratificações gradacionais, em que os grãos maiores podem chegar até a dimensão de 2-3 mm, são encontradas em leitos centimétricos a deciméticos, compondo conjuntos métricos em quartzitos e arcóseos, possibilitando muitas vezes a definição de topo e base de camadas. Sedimentos finos, com seixos até centimétricos, pingados, se encontram a oeste de Campanário, próximo à localidade de Tapera. Estruturas

que morfologicamente lembram paleocanais, preenchidos com materiais mais grossos, ocorrem entre Granja e Campanário. As rochas nas quais se encontram são consideradas como pertencentes ao Grupo Jaibaras, ou mesmo ao Grupo Ubajara. Resta, no entanto, defini-las cartograficamente.

Nos exemplos citados, pode-se dizer que essas feições encerram verdadeiramente características primárias. Por sua vez, as intercalações de litotipos, muito comuns ao domínio das rochas supracrustais, excluídas aquelas dos grupos Ubajara e Jaibaras, onde se encontram de forma marcante a presença de produtos metamórfico-deformacionais, são vistas com extrema reserva no que concerne a considerá-las como sendo feições primárias. Nelas, o paralelismo da pretensa estratificação com a clivagem ou xistosidade, mesmo quando se encontram diferenças sensíveis de composição e granulometria entre os leitos, não permite atribuir a essa estrutura uma formação primária. Assim é que, nos filitos dessas porções, persiste sempre a dúvida quanto à natureza da feição planar encontrada, ainda mais quando, muitas vezes, a observação da foliação de tranposição concordante a sub-concordante é um fato marcante a assinalar.

Nos litotipos dos grupos Ubajara e Jaibaras, as estruturas primárias ocorrem de forma generalizada, haja vista o baixo grau da transformação metamórfico-deformacional das mesmas (Prancha 3.a).

5.5.2 - Estruturas Tectógenas

Uma grande variedade de estruturas se formou nessa área como resultado dos processos deformacionais. Descritivamente, as mesmas serão agrupadas, em função de sua geometria, em termos de

estruturas planares (sem incluir fraturas e falhas), lineares e curvi-planares (dobras).

5.5.2.1 - Análise Geométrica das Lineações

Três tipos de feições lineares são destacadas nessa região: a) lineações de estiramento/mineral; b) lineações de interseção entre feições planares seqüenciais; c) eixos de dobras, abordados em duas categorias principais descritas adiante. Regionalmente, seguem a direção preferencial NE-SW, com amplas variações quando analisadas globalmente.

5.5.2.1.1 - Lineação de Estiramento/Mineral

A lineação de estiramento é definida, em níveis micro e mesoscópico, pelo aparecimento de quartzo em barras (Prancha 3.f), por ocelos de cristais de feldspato (Prancha 7.f) e granada, micas pisciformes (mica fish), isoladas e/ou em agregados com o quartzo, cristais prismáticos de hornblenda, lamelas de micas e alumino-silicatos, preferencialmente orientados, mas nem sempre necessariamente estirados.

A despeito da variação na orientação, o mergulho da lineação, dada por minerais, é sempre de baixo valor, ao redor de 5-20º e apenas raramente alcançado 35º . O caimento pode ser tanto para oeste como para leste, existindo, todavia, em áreas que podem configurar domínios homogêneos, a preferência para o caimento apenas para um deles. No domínio das rochas supracrustais, sobremodo xistos e quartzitos, encontram-se lineações minerais cuja postura é diversa da agora descrita.

A análise setorial da lineação apresenta particularidades que são ressaltadas a seguir, nos vários diagramas elaborados com esse elemento estrutural. Na região

oeste, agrupando a porção sul do domínio noroeste, a sub-área I e a parte noroeste da sub-área III onde dominam os quartzitos das serras da Ubatuba, Timbaúba etc., a lineação se concentra no rumo S20-70ºW (Fig. 70), podendo ocorrer também, em menor expressão, no quadrante oposto do diagrama. O mergulho da estrutura é relativamente baixo, situando-se entre 5-10º, e, levando-se em conta a abrangência da área, não apresenta grande dispersão.

O diagrama da Fig. 71 mostra o comportamento da lineação na sub-área II, nas circunvizinhanças de Granja. O sentido preponderante do caimento de baixo valor é para a faixa compreendida entre os azimutes 60 e 80º e a concentração é ainda mais forte. Poucas lineações apresentam caimento para a posição oposta àquela mais conspícua no diagrama.

No domínio das rochas supracrustais da sub-área III, região de Martinópole, as lineações mostram uma forte dispersão em termos da orientação, embora preferencialmente se concentrem no quadrante SW (Fig. 72).

A sub-área IV, onde se verifica uma grande alternância de ortognaisses e supracrustais, as lineações mostram uma formidável dispersão. Observa-se no diagrama da Fig. 73 que, no lado oeste, os dados se concentram entre os rumos S70ºW e N50ºW enquanto que no lado leste, ainda mais dispersos, se situam entre N30ºE e S50ºE. Os mergulhos também são muito variáveis, ocorrendo aí valores mais expressivos em termos de inclinação.

No domínio sudeste, as lineações minerais têm uma orientação NNE-SSW, tendendo a N-S (Fig. 74). Apresentam valores de mergulho fracos, na ordem de 10-20º e caimento tanto

ESTEREOGRAMA DE LINEAÇÕES MINERAIS E DE ESTIRAMENTO

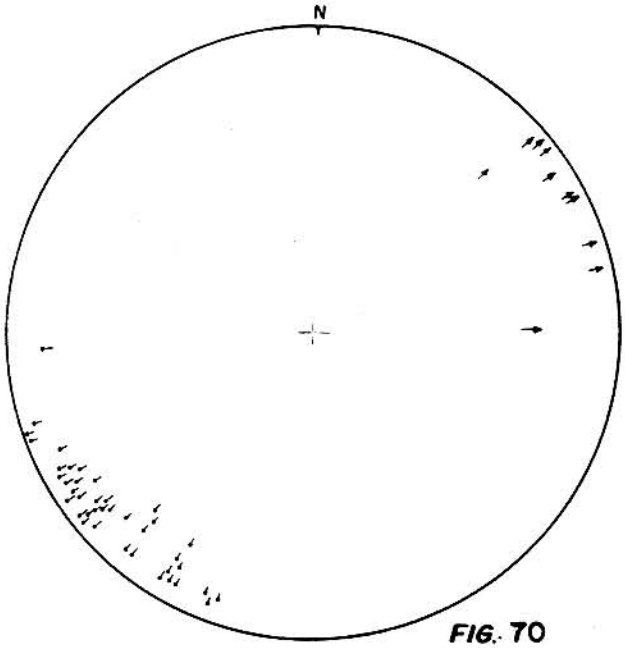


FIG. 70

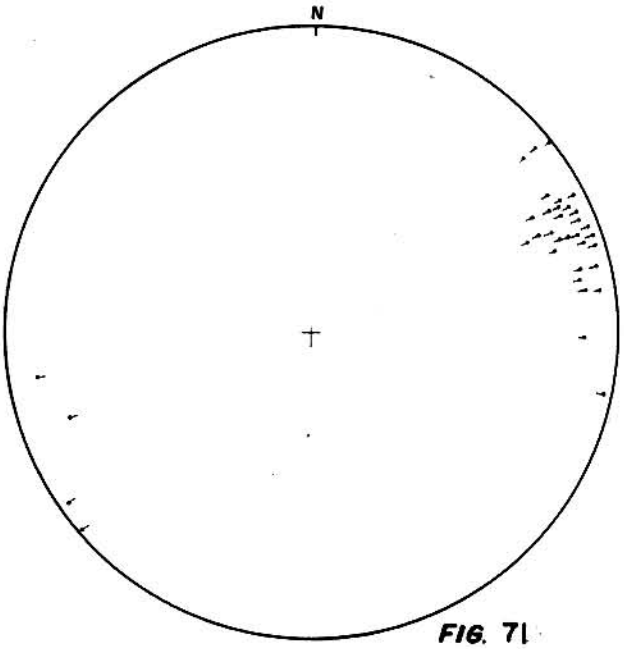


FIG. 71

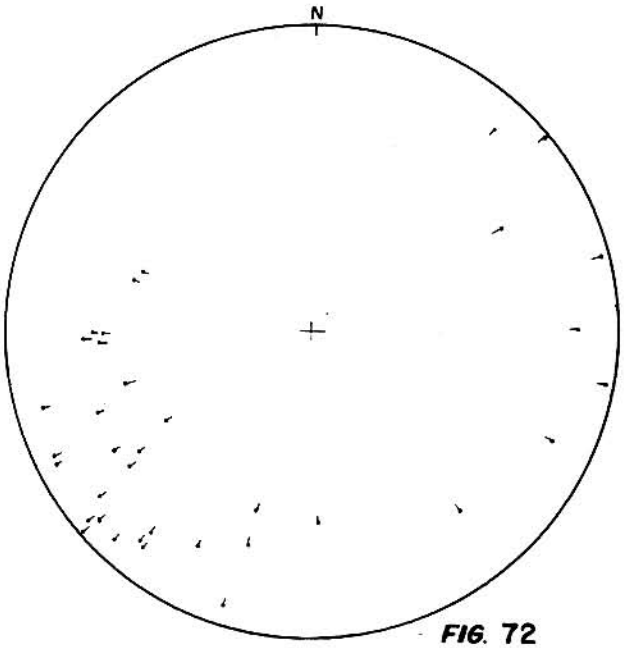


FIG. 72

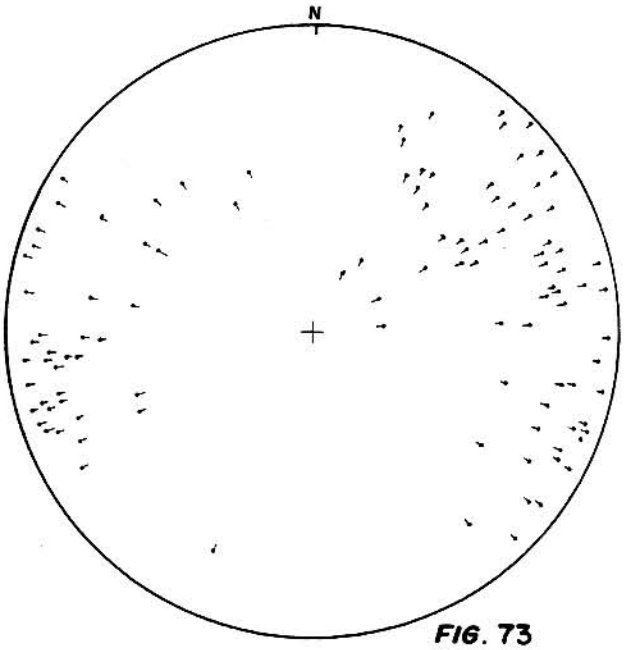


FIG. 73

FIG. 70 - Região sudeste do domínio noroeste e da sub-área I;
FIG. 71 - Sub-área II, próximo a Granja;
FIG. 72 - Sub-área III, região de Martinópole;
FIG. 73 - Sub-área IV.

para sul como para norte. Aproximam-se, em comportamento espacial, ao arranjo mostrado para a região de Petimbú-Ubatuba (Fig. 70).

Em conjunto, observa-se que as lineações mineral/estiramento, por sua natureza e suas relações com outros elementos estruturais, podem ser consideradas como tendo sido geradas em um mesmo processo metamórfico-deformacional.

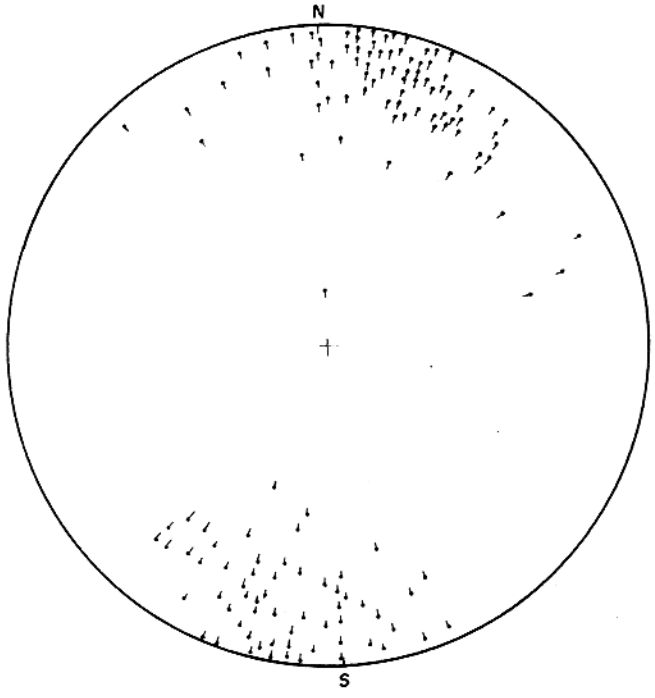


FIG. 74 - Diagrama de lineações minerais do Domínio Sudeste.

No entanto, vê-se que o seu comportamento espacial é bastante variável, quando se comparam os diversos diagramas elaborados. Na região de Ubatuba e ao sul do Lineamento Sobral-Pedro II, elas têm orientação sub-meridiana, contrastando com o restante da área onde se observa uma orientação NE-SW tendendo a E-W. Coincidentemente, nestas porções, as rochas situam-se

respectivamente nas proximidades das zonas de cisalhamento de Santa Rosa e Granja e da Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II, as quais devem ter tido uma influência marcante sobre a posição espacial hoje visualizada, tanto para os elementos lineares quanto para os elementos planares.

5.5.2.1.2 - Lineações de interseção

As linhas resultantes das interseções entre superfícies não são muito comuns, embora possam ser observadas em vários pontos.

Nos terrenos gnáissicos, em raras situações, essa relação foi observada, como, por exemplo, a norte de Uruoca, onde, em budins métricos, duas foliações preservadas permitiram o estabelecimento de uma lineação de interseção paralela ao alinhamento dos minerais da foliação principal da rocha.

Nas unidades supracrustais, especialmente em quartzitos, é freqüente o encontro de lineações de interseção, desenvolvidas sobre um plano de foliação, por vezes desenhando curvas sobre esse plano e tendo outra lineação mineral, representada por quartzo e micas, a ela superposta (Prancha 3.e). Essa feição linear é muitas vezes uma lineação de estiramento pretérita, deformada sobre o plano da foliação quando da geração de uma nova lineação, também de estiramento. Em muitos casos, essa geometria se relaciona ao aparecimento de dobras em baínha ou planos de forte movimentação, talvez ligados a transporte tectônico acentuado.

Nas rochas supracrustais do domínio Granja-Senador Sá, onde, via de regra, se encontra uma foliação milonítica anastomosada, se observa que, durante os passos sucessivos da deformação progressiva, a lineação de interseção se confunde com

a lineação de estiramento/mineral.

Nos conjuntos litológicos de baixo grau metamórfico, onde melhor se verifica a presença de crenulações com a formação de descontinuidades por vezes penetrativas, pode-se formar uma lineação de interseção, paralelamente aos eixos das ondulações maiores geradas contemporaneamente. Esses eixos são concordantes com a direção regional das foliações e seus mergulhos em geral fracos, orientam-se para os quadrantes NE e SW.

Para esse elemento estrutural, o número de medidas registradas não permite a realização de diagramas estatísticos ilustrativos das relações encontradas em campo.

5.5.2.1.3 - Eixos de Dobras

Duas categorias de eixos de dobras podem ser consideradas na análise dessa feição linear. A primeira se refere aos eixos das dobras macroscópicas, vistas sobretudo nas áreas de maior ocorrência das rochas supracrustais. A orientação é persistentemente NE-SW e o caimento pode ser tanto para um quadrante como para outro, em geral com valores relativamente baixos, conforme se pode definir a partir de algumas seções geológicas e da análise do comportamento das foliações em diagramas. Essas dobras e, conseqüentemente, a projeção de seus eixos, podem ser observadas até em escala milionésima, sendo que nas imagens de radar (1:250.000 e 1:100.000) melhor se observa o seu desenho. Nessa categoria, vale destacar os eixos de dobras da região da Serra de Ubatuba, que, juntamente com os outros elementos estruturais, desenham um arco com concavidade voltada para SE, de uma posição quase N-S a sudoeste até quase E-W a nordeste (Fig. 75). Outros eixos de dobras, em escala

regional, podem ser também visualizados em diversos outros locais, dentre os quais se destacam a área a leste de Viçosa, Paula Pessoa, Martinópole, a nordeste de Massapê etc.

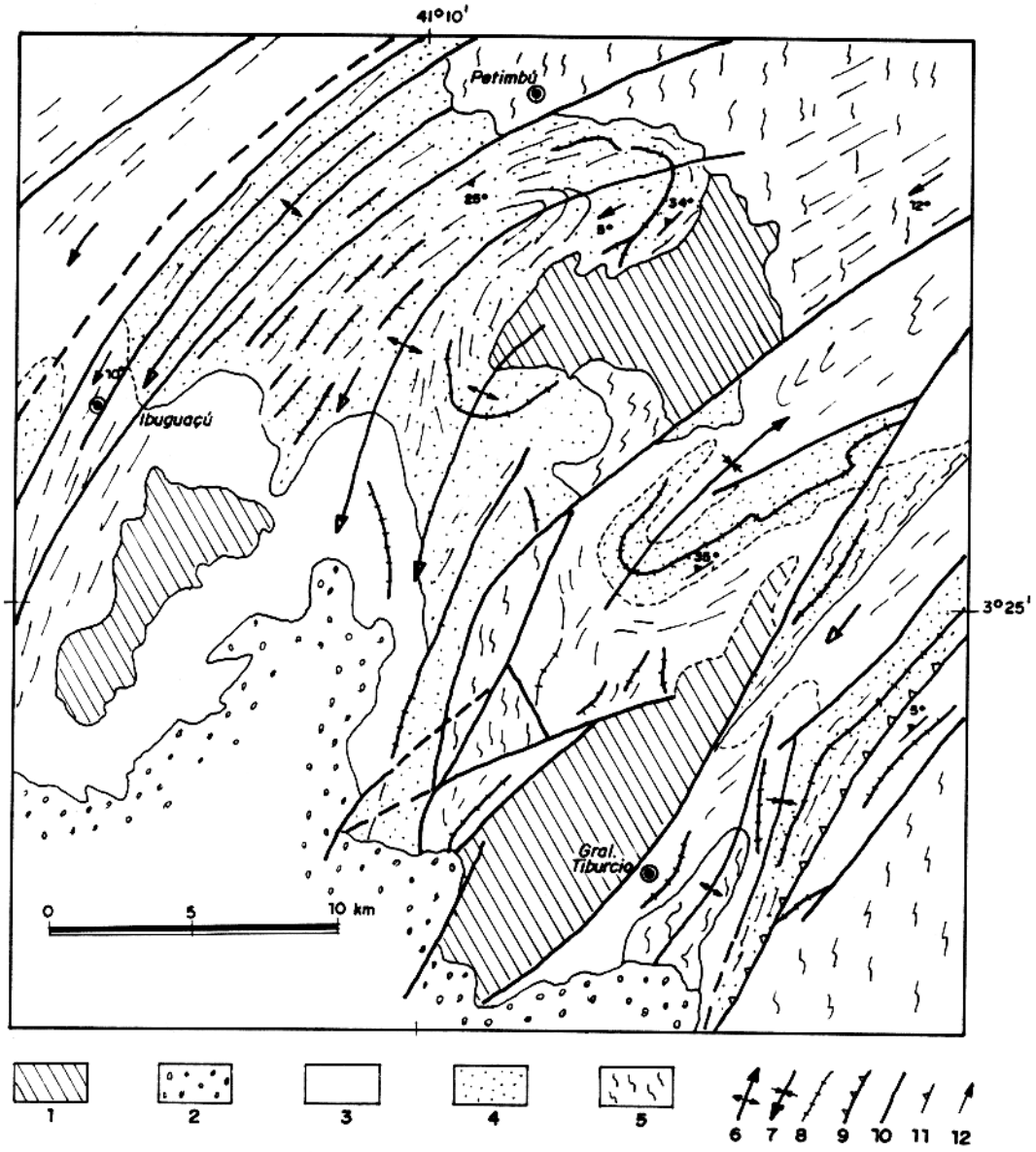


FIG. 75 - *Dobras desenhadas por supracrustais na Serra da Ubatuba. = 1 = Coberturas cenozóicas; 2 = Bacia do Parnaiba; 3 = Filitos e xistos do Grupo Martinópole; 4 = Quartzitos; 5 = Ortognaisses; 6 = Eixo de antiforma c/ caimento; 7 = Eixo de sinforma c/ caimento; 8 = Cristas; 9 = Cavalgamento; 10 = Descontinuidades principais; 11 = Foliação; 12 = Lineação mineral/estiramento.*

A segunda categoria de eixos de dobras diz respeito a elementos mesoscópicos coletados nos afloramentos e analisados

conforme os mesmos domínios definidos para a lineação de estiramento/mineral.

Para a área de Ubatuba (Fig. 76) e região de Granja (Fig. 77), os poucos dados tratados mostram uma orientação que se enquadra no mesmo padrão dos eixos de dobras macroscópicas, a qual se situa segundo N15-35ºE, com caimentos ora para NE ora para SW. Alguns elementos, no entanto, ocorrem diferentemente do assinalado. Como a quantidade de dados analisados nos diagramas é pequena, pouco se pode acrescentar sobre esse evento que, embora de mesma natureza e estilo, mostram essas variações nas orientações.

A região de Martinópole (Fig. 78), da mesma forma, com poucos elementos, mostra que os eixos das dobras, como encontradas nas áreas já descritas, também aí estão presentes. Vê-se, contudo, uma tendência ao aparecimento de outras orientações de eixos próximas ao rumo S70ºW, que são os dados mais freqüentes na sub-área IV do domínio Granja-Senador Sá (Fig. 79). Esse diagrama, comparativamente aos demais, apresenta os eixos orientados segundo ENE-WSW. Vêem-se também poucos dados ocorrendo no quadrante SE, embora não mostrem, em relação aos demais, diferença em termos da natureza e estilo.

Conjuntamente, analisando-se os diagramas de eixos de dobras, observa-se, como nas lineações, que, na região oeste, a orientação tende a N-S, enquanto mais para leste vão predominando as tendências aos rumos próximos a E-W.

5.5.2.2 - Análise Geométrica das Foliações

As foliações presentes na região orientam-se em geral segundo NE-SW e mostram estatisticamente valores de mergulho

ESTEREOGRAMA DE EIXOS DE DOBRAS MESOSCÓPICAS

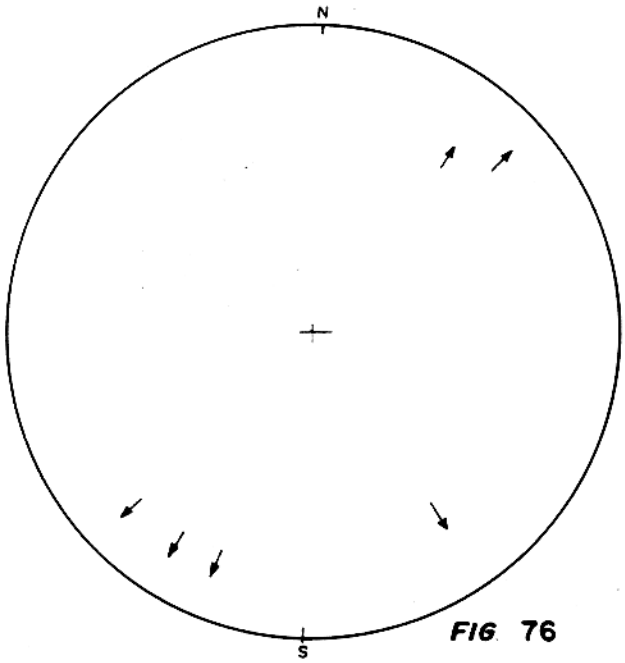


FIG. 76

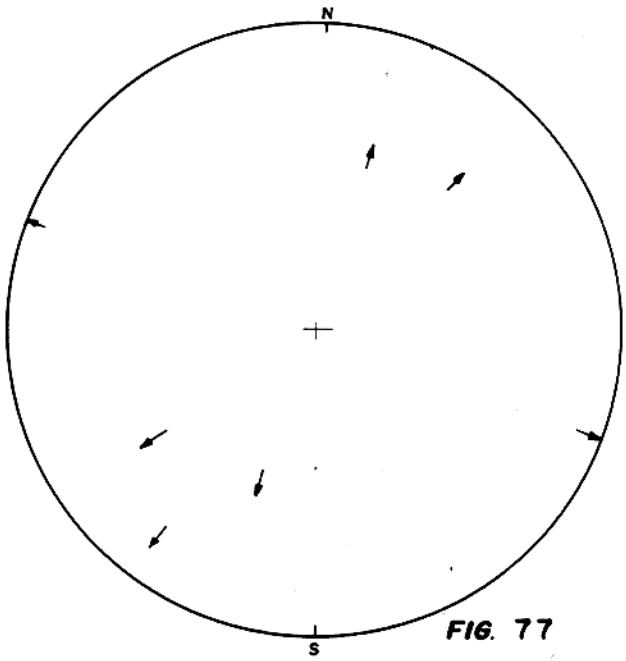


FIG. 77

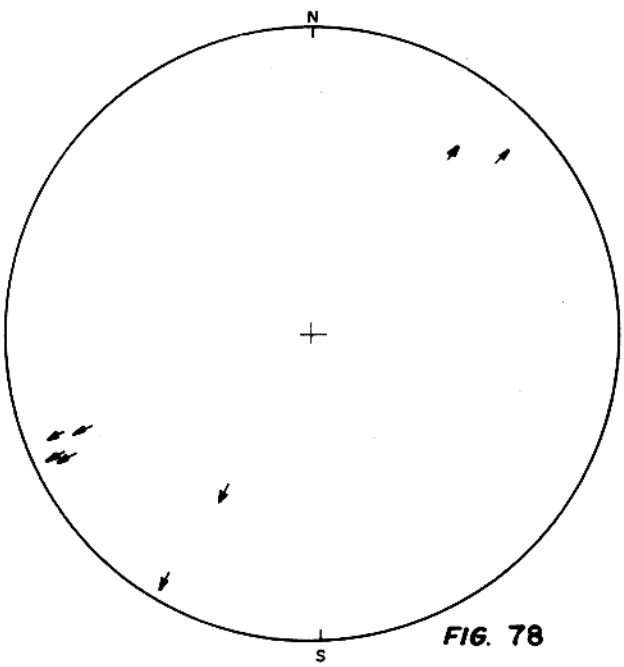


FIG. 78

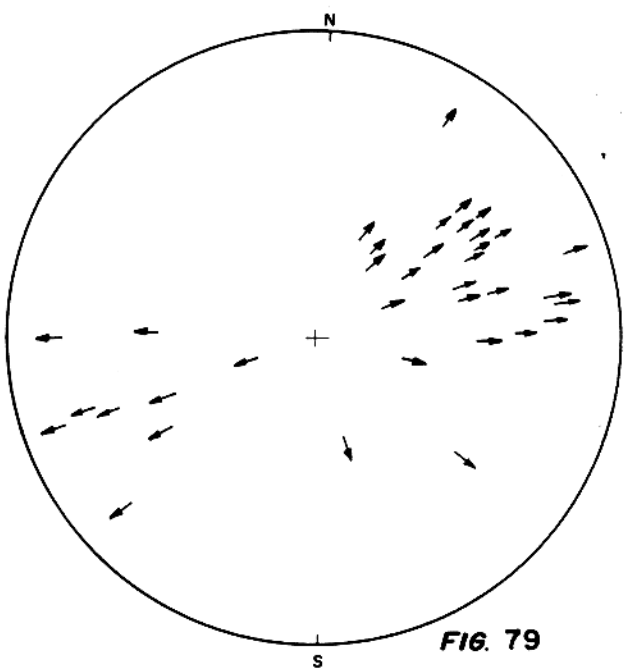


FIG. 79

FIG. 76 - Região de Ubatuba (sub-área I);
FIG. 77 - Região de Granja (sub-área II);
FIG. 78 - Região de Martinopole (sub-área III);
FIG. 79 - Sub-área IV.

variando de 20-80º e mais freqüentemente caindo para sul, genericamente. Predominam em geral valores mais fortes de mergulho em torno de 40-70º .

Para facilidade de compreensão, essa estrutura será analisada nos vários compartimentos em que a área foi dividida, descrevendo-se a sua natureza e sua postura espacial.

5.5.2.2.1 - Foliações do Domínio Noroeste

Nessa área, onde se encontram os granitóides de Pedra do Sal e Chaval, os dados de foliação não são muito numerosos, posto que a feição mais proeminente é uma forte lineação de estiramento. As informações disponíveis, no entanto, mostram os seguintes aspectos principais :

- Granito Pedra do Sal

A feição planar desenvolvida é representada por uma foliação milonítica, que melhor se expressa nas faixas ou bandas de cisalhamento, descontínuas, com larguras centimétricas a decimétricas com extensões métricas a decamétricas (Prancha 7.h). Essas faixas não mostram uma distribuição penetrativa pelo corpo granítico, mas se estabeleceram conforme três direções principais : a) N 20-30ºE, com caimento da ordem de 80º/SE, chegando mesmo a se verticalizar, e apresentando movimento dextral; b) N40-50ºW, mergulho em torno de 70º/SW, apresentando movimento sinistral. No terreno, observa-se que as últimas deslocam as primeiras e que em ambas é notada uma gradação granulométrica dos minerais, de mais grossos para mais finos, no sentido do centro dessas faixas e relacionadas aos processos de deformação que ali atuaram; c) N70-80ºE, mergulhos sub-verticais, também como movimentação dextral.

Essas faixas miloníticas representam os locais de maior concentração de deformação e por elas se pode acompanhar, de forma progressiva, modificações texturais e mineralógicas importantes que permitiram a separação de cinco domínios homogêneos, configurando uma seqüência clássica de deformação progressiva, heterogênea, por cisalhamento simples, dúctil a rúptil-dúctil (Fig. 80). As modificações da trama ígnea original são causadas pela redução paulatina do tamanho dos grãos constituintes, variando a granulometria de grossa a fina; pela segmentação e individualização de novos grãos a partir de cristais maiores, lenticularização e estiramento de cristais, acompanhados de cominuição e recristalização dinâmica (GAMA Jr. et al. 1988).

Essas feições definem uma foliação milonítica do tipo S, em que se destacam porfiroclastos de feldspato estirados (plagioclásio e microclínio), envolvidos por minerais máficos (biotita e hornblenda) e cristais de quartzo fitados. Em posições oblíquas a essa superfície, impõe-se uma outra foliação de cisalhamento do tipo C, cuja inter-relação espacial configura um padrão sigmoidal, típico de zonas de cisalhamento.

- Granitóide de Chaval

O desenvolvimento de feições tectógenas dúcteis planares deu-se de forma seletiva, ou seja, segundo zonas definidas. Em geral, a foliação apresenta uma direção que varia entre N40-60ºE e mergulhos sub-verticalizados ou com inclinações fortes de 70-80º/SE. As partes mais foliadas se encontram com maior predomínio nas porções sul do corpo, onde ocorrem penetrativamente em uma faixa de cerca de 10-15 km de largura. Nessa porção encontra-se, como feição marcante, um aleitamento

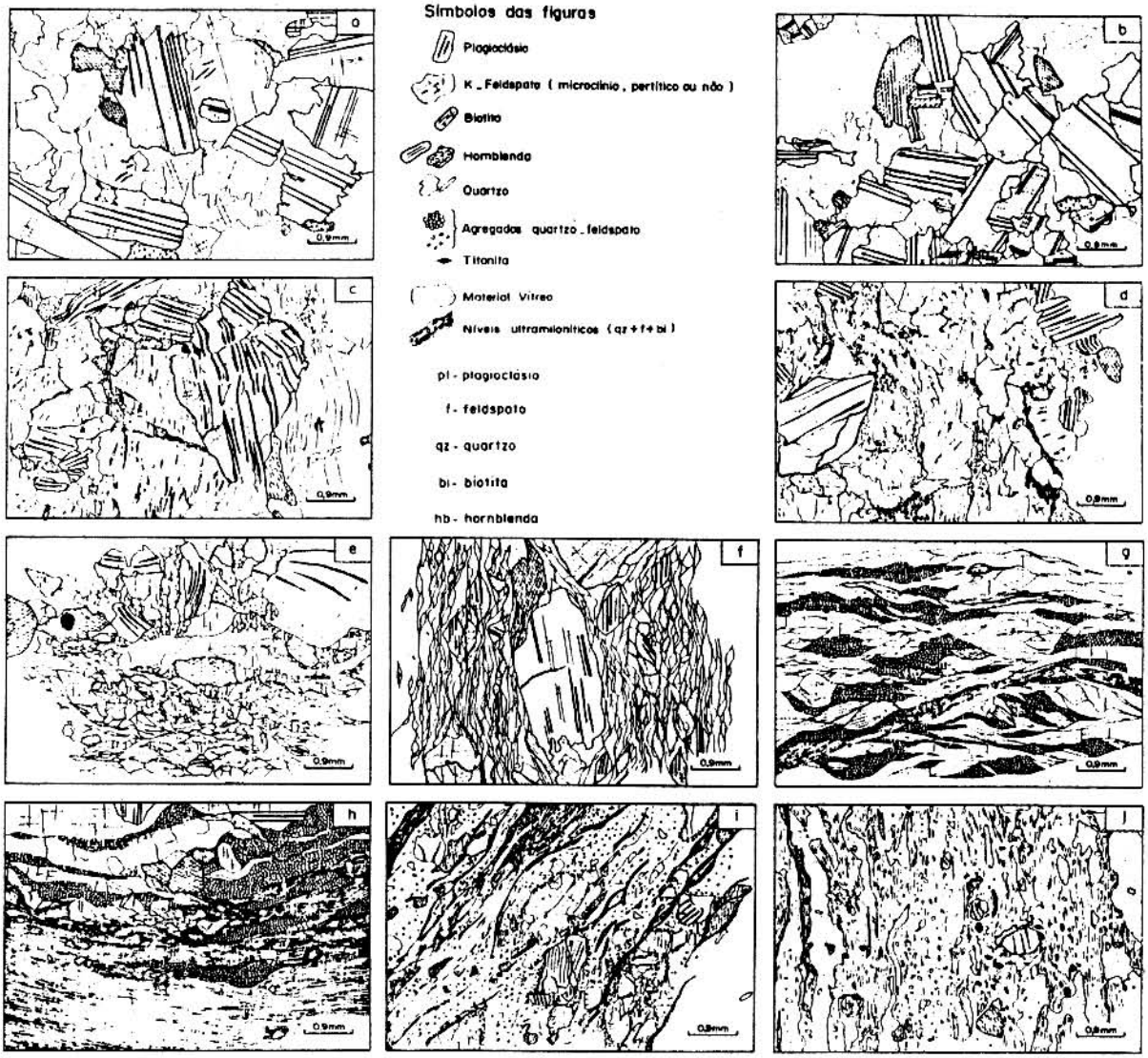


FIG. 80 *– Domínios petrográfico-estruturais no Granito Pedra do Sal mostrando a variação da deformação cisalhante nas faixas miloníticas.* **a, b.** *domínio A - granito isotrópico a levemente deformado;* **c, d.** *domínio B - granito pouco deformado com início de recristalização;* **e, f.** *domínio C - protomilonitos foliados com recristalização acentuada;* **g.** *domínio D - milonitos fortemente foliados;* **h, i, j.** *domínio E- ultramilonitos e pseudotaquilitos. Os mesmos símbolos são adotados nas figuras de 4 a 8. Segundo GAMA JR. et al. (1988).*

tectônico, centimétrico a decimétrico, concordante com a foliação, no qual se observam porções aplíticas e pegmatóides compondo, em nível mesoscópico, essa estrutura . Essa foliação compreende o arranjo espacial definido por biotita, hornblenda,

quartzo placóide e feldspato, numa trama resultante de um processo de deformação caracterizado por forte estiramento e diminuição de grãos minerais. Similarmente ao granito Pedra do Sal, a relação entre as foliações S e C está impressa também no Granitóide de Chaval.

Com menor expressão, ocorrem nesse domínio, rochas xistosas, miloníticas e, em quantidade subordinada, quartzitos ferríferos, principalmente ao sul e leste de Chaval. Neles está impressa uma estrutura planar penetrativa que embora subconcordante em termos direcionais com a foliação do granitóide, apresenta mergulhos bem menos expressivos (N30-40ºE /30-50ºSE).

5.5.2.2.2 - Foliações do Domínio Granja-Senador Sá

Neste domínio, onde se distinguem vários conjuntos litológicos, incluindo gnaisses do embasamento de diversos tipos e rochas supracrustais, a análise geométrica foi setorial, buscando sempre que possível separar domínios homogêneos sob o ponto de vista do comportamento da foliação.

Assim, nas sub-áreas I e II, encontra-se como elemento tectógeno planar penetrativo uma foliação com orientação N40-70º E e mergulhos em geral fortes em torno de 50-70º. Três tipos fundamentais de rochas aí estão presentes: os biotita-granada gnaisses, tidos por muitos como kinzigitos, nos quais se intercalam enderbitos e granulitos máficos; os gnaisses quartzo-feldspáticos tonalíticos e graníticos, cortados as vezes por corpos anfibolíticos; e as rochas supracrustais, em que os termos dominantes são quartzitos.

Nos dois primeiros tipos descritos, embora haja uma regularidade em termos de postura espacial da foliação, a

natureza desta é distinta. Nos biotita-granada gnaisses a foliação é essencialmente milonítica, isto é, estão presentes processos de redução de grãos, formando um arranjo bimodal de cristais, distinguindo-se, em muitos exemplos, porfiroclastos imersos em uma matriz gerada fortemente por controles tectônicos. A foliação se caracteriza também pela alternância de lentes quartzo-feldspáticas com outras, em que predominam biotita e granada. Nestas últimas, por vezes, ocorrem sillimanita e grafita. Esse aleitamento composicional imprime à rocha um bandamento gnáissico regular (Prancha 4.g) e é muitas vezes realçado pela presença de corpos tabulares de granulitos máficos e enderbíticos. Em nível mesoscópico, existe também um bandamento centimétrico a decimétrico, que pode ser penetrativo na escala considerada e que resulta de uma misturação tectônica, em um processo progressivo de deformação, associado aos fenômenos de migmatização. Assim é que um mobilizado que se forma em um estágio, é deformado no estágio seguinte e, dependendo de sua posição em relação ao campo de esforços, pode gerar uma série de dobras, que em seguida são estiradas, rompidas e compõem um novo bandamento (Prancha 5). Representa, na verdade, uma foliação de transposição em várias etapas, cuja intensidade é variável por toda a área e sobre cujo controle aventaremos oportunamente algumas explicações.

Nos ganisses quartzo-feldspáticos, a estrutura planar é definida por uma foliação, em que os processos de formação de ocelos por deformação não é comum em nível regional. Há, contudo, um fenômeno de recristalização total dos minerais, dentro de um campo de tensões que permitiu a formação da feição estrutural em um arranjo granoblástico dos cristais (Prancha

4.f). Apenas localmente, onde o cisalhamento foi mais intenso, está presente uma foliação milonítica, na qual se distinguem minerais máficos representados por hornblenda e biotita orientadas, e cristais de quartzo, na forma de bastões, contornando ocelos de feldspatos e imprimindo à rocha um padrão anastomosado (Prancha 7.f).

Nos gnaisses quartzo-feldspáticos, o bandamento e a misturação tectônica são bem visíveis, sendo esta última realçada pela presença de corpos anfibolíticos tabulares (Pranchas 5.a e 5.c).

Em alguns pontos desta sub-área, encontram-se relações estruturais de truncamento abrupto das foliações, que podem representar eventos acontecidos em tempos bastante separados, embora não se descarte a possibilidade de representarem passos iniciais ou intermediários no processo de deformação progressiva encontrado por toda a região. Assim é que na pedreira de biotita-granada gnaisse migmatizado do Morro Vermelho, na fazenda Salgado, em corte na ferrovia Granja-Camocim e em outras localidades, se encontra uma foliação/bandamento, completamente isolada em budins métricos a decamétricos (Prancha 5.a) ou sendo truncada em ângulos fortes por uma foliação de transposição, que se constitui o termo dominante.

A postura espacial dessa foliação, em nível regional, estatisticamente, não pôde ser avaliada, posto que a sua posição original deve ter sido grandemente modificada. Via de regra, no entanto, ela contrasta em intensidade de mergulho, o que, diga-se de passagem, é, em certo sentido,a própria razão de sua ocorrência. Essa foliação pode estar dobrada ou não, dependendo naturalmente do grau de transposição que a mesma tenha sofrido.

Esse esquema de deformação pode ser visualizado na seqüência de fotos, numeradas de 1 a 7, na Prancha 5.

Na área de ocorrência dos biotita-granada ganisses e, em menor expressão, dos ganisses quartzo-feldspáticos, uma fase pegmatítica é também visível. Alí, encontram-se cristais de feldspato de até 6-8 cm, granada e minerais micáceos que, dependendo do seu grau de envolvimento no processo de deformação, podem compor um bandamento lito-tectônico paralelo à foliação ou secante a mesma (Pranchas 7.f, 6.h). O bandamento desenha dobras nos casos em que a deformação rotacional não foi de intensidade a paralelizá-la aos elementos planares do conjunto, representados globalmente pela foliação.

Relações secantes entre a fase pegmatóide e a foliação são observadas em diversos locais, como por exemplo na fazenda Aratanhaim (Prancha 6.h) e ao longo da rodovia Granja-Camocim.

Nos quartzitos e formações ferríferas presentes, como em Jericoacoara, Itaúna etc., uma foliação extremamente marcante se assinala, concordante com a foliação encontrada nas rochas quartzo-feldspáticas. Apenas para chamar a atenção, assinalam-se em Jericoacoara baixos valores de mergulho da foliação, em torno de 30-40º/NW (Prancha 4.b), comparativamente ao padrão regional, normalmente de ângulo de mergulho mais acentuado e no geral para SE.

A análise dos dados estruturais da foliação da sub-área I, aí também tratados conjuntamente os gnaisses da parte sul do domínio noroeste e as rochas supracrustais da região de Ubatuba-Petimbú (Fig. 81), mostra que os polos dessa feição planar se distribuem numa faixa compreendida entre os rumos S30-50ºE e N30-50ºW. Embora os pontos se concentrem um pouco mais em duas

ESTEREOGRAMA DE POLOS DA FOLIAÇÃO

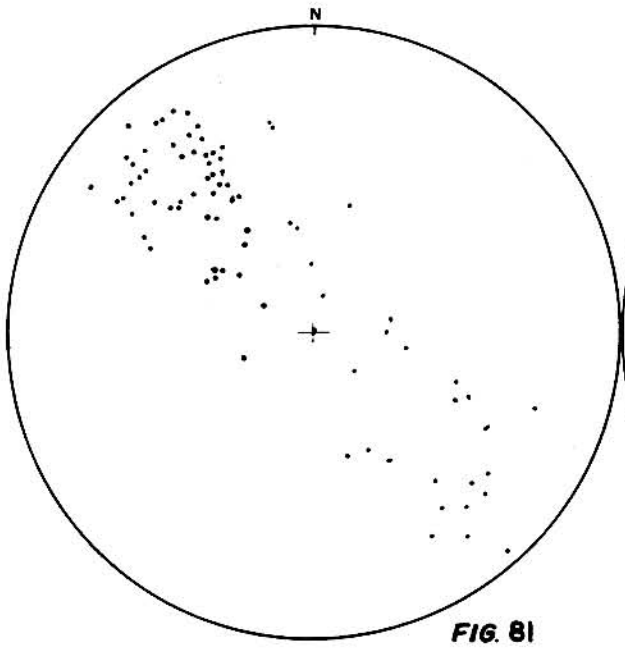


FIG. 81

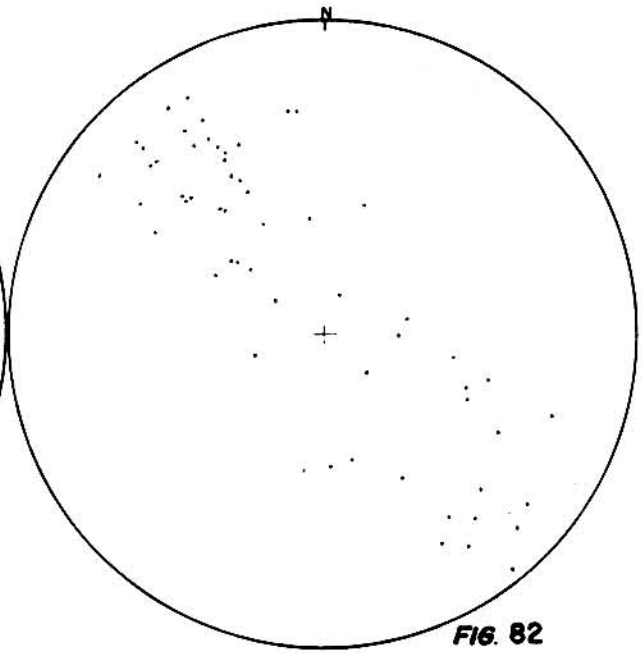


FIG. 82

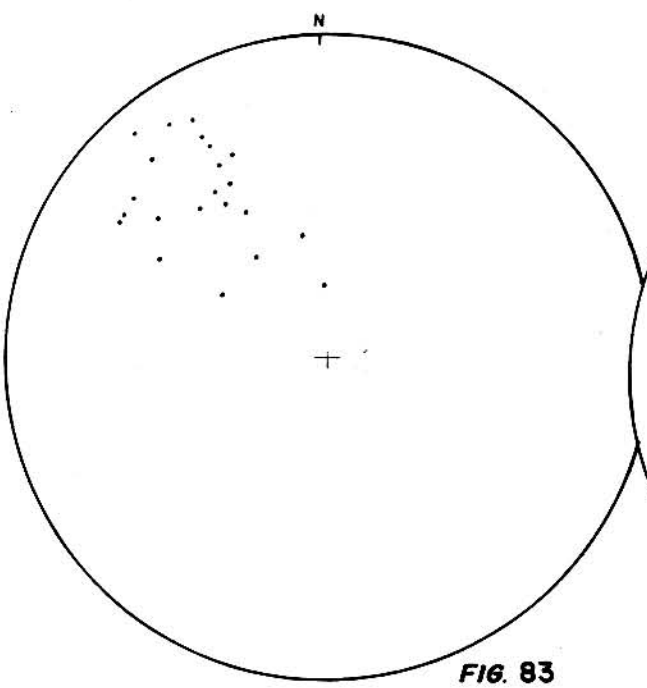


FIG. 83

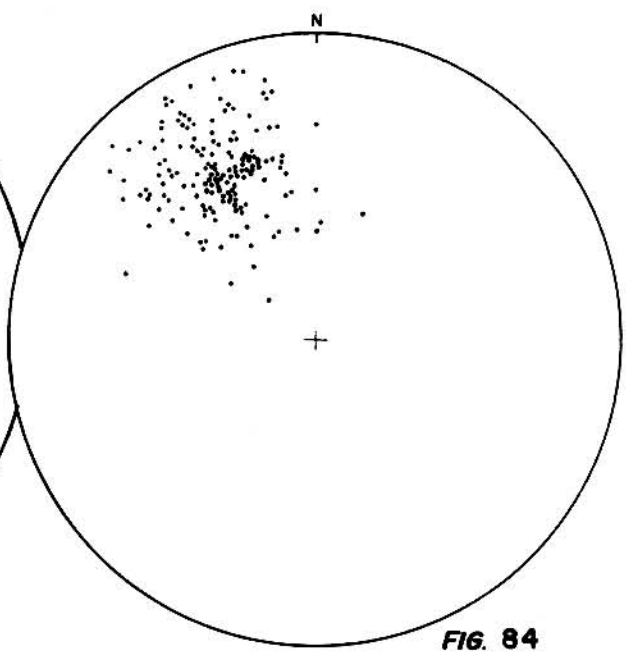


FIG. 84

FIG. 81 - *Região de Ubatuba-Petimbu;*
FIG. 82 - *Supracrustais da área de Ubatuba-Petimbu-Ibuguaçú;*
FIG. 83 - *Rochas gnáissicas migmatizadas de Petimbu-Ibuguaçú;*
FIG. 84 - *Sub-área II (região de Granja).*

áreas, com tendências a definirem máximos, dos quais o mais conspícuo, a NW, exibem pólos espalhados por toda essa faixa que o mais indicado seria falar-se em guirlanda de pólos. Os mergulhos são, no geral, de fortes a moderados.

O tratamento em separado das foliações das rochas supracrustais (Fig. 82) e das rochas gnáissicas (Fig. 83), nessa parte da área, mostra alguns aspectos que podem ser ressaltados. Os dados referentes às rochas supracrustais apresentam um comportamento para a foliação, insinuando a formação de uma guirlanda de polos, o que está em consonância com a presença de grandes dobras e **nappes** na área, desenhada por aquelas rochas (Prancha 4.a). Para as rochas gnáissicas, no entanto, os pólos da foliação se posicionam em uma área com tendência à definição de um máximo de concentração de pólos no quadrante NW. Dessa forma, os dois conjuntos litológicos mostram um comportamento espacial diverso, configurando uma discordância estrutural entre os mesmos. Fora da área de predominância das rochas supracrustais, encontram-se ocorrências principalmente de quartzitos ferríferos, intercalados em gnaisses e concordantes estruturalmente com estes últimos.

Na sub-área II, região de Granja, a foliação mostra um comportamento estatístico dos mais marcantes (Fig. 84). Os elementos planares se concentram entre os rumos N20-40ºW e mostram um mergulho forte em torno de 60-70ºSE, definindo claramente um máximo de concentração de pólos. Comparativamente aos gnaisses, cujas foliações são mostradas no diagrama da Fig. 83, vê-se uma clara semelhança em termos de comportamento espacial. Em que pese a intercalação de rochas, sobretudo na porção mais ao norte de Granja, não se verifica qualquer

comportamento discordante, como assinalado na área de Ubatuba-Petimbú.

Na sub-área III, dominam as rochas supracrustais e aí também são encontradas as assembléias minerais relacionadas às menores intensidades do metamorfismo. É importante assinalar ainda que alguns quartzitos pertencentes a esta sub-área podem ser enquadrados na categoria de terrenos de alto grau. Para facilitar uma separação de unidades lito-estruturais no âmbito da área como um todo, esses são tratados conjuntamente.

A despeito das diferenças litológicas entre as várias rochas presentes na sub-área e mesmo do caráter de transição que pode ser observado em nível mesoscópico, as interfaces entre as mesmas não são consideradas como superfícies originais de separação. Em outras palavras, essas superfícies não representariam de forma penetrativa o acamamento, mas uma feição metamórfico-deformacional, ou seja, uma foliação. Dessa maneira, ao nível das rochas supracrustais, a foliação tem um caráter muito particular, qual seja de apresentar baixos valores de mergulho e desenhar, sob o ponto de vista cartográfico, dobras em diversas dimensões. Esses valores de mergulho são na maioria dos casos inferiores a 50º, sendo as direções concordantes com os rumos gerais da área como um todo.

Analisando, por exemplo, as foliações nos quartzitos, verifica-se que em geral os valores de mergulho são da ordem de 20-30º, (Pranchas 3.d, 3.e, 4.b), chegando muitas vezes a ter postura horizontal. A foliação é definida por uma superfície penetrativa dominante, formada por cristais de quartzo fortemente achatados, além de filossilicatos representados por muscovita, sericita e outros alumino-silicatos, dos quais os

mais comuns são silimanita e cianita. A natureza da foliação é de uma forte laminação tectônica, em superfície de grande continuidade lateral.

Nos xistos, principalmente naqueles de granulação mais grossa, agregados de cristais de quartzo ou mesmo quartzo em barras são estirados e isolados pelos filossilicatos. Os grãos de quartzo bem como lentes de quartzitos ocorrem muitas vezes budinados (Prancha 3.e). Com a diminuição da granulometria dos xistos, a foliação tende a ser mais uniforme, isolando ainda mais cristais maiores de quartzo ou agregados fortemente alongados, culminando, nos xistos mais finos, no desenvolvimento de uma foliação anastomosada, muito provavelmente também relacionada ao esquema de transposição, em que a separação em leitos passa a ser penetrativa e de dimensão milimétrica.

Sua postura é também concordante com o padrão dos quartzitos anteriormente descritos, com os quais estão associados, sendo essa uma evidência a mais no sentido de considerar, nos quartzitos, a feição planar como representando uma foliação ao invés de acamamento.

Nos filitos e quartzo-filitos que, sob o ponto de vista cartográfico, transicionam para os xistos finos, a foliação é marcada pela alternância de delgados leitos pelíticos e quartzosos intercalados, os quais podem estar anastomosados ou não, sobretudo em escala mesoscópica.

Nessas rochas observa-se o aparecimento de uma superfície de transposição, que crenula a foliação e cuja postura espacial é bem distinta do esquema regional, principalmente em termos de mergulhos, que são no geral da ordem de 50-70ºSE. Essa foliação pode ser muitas vezes penetrativa,

obliterando quase que completamente a foliação mais antiga. Em outros casos, pode-se ver ainda a foliação pretérita, desenhando dobras e sendo em parte transposta e isolada por essa nova foliação, como na estrada Martinópole- Uruoca (Prancha 3.c).

Esses planos são representados pelo aparecimento de minerais filossilicáticos e quartzo fitado, em grau metamórfico muito semelhante ao da foliação regionalmente impressa nos filitos e quartzo-filitos.

O comportamento estatístico da foliação da sub-área III, região de Martinópole, mostra uma forte dispersão dos eventos registrados, embora seja notória a persistência da direção NE-SW para esse elemento estrutural. Configura-se, no diagrama da Fig. 85, um esboço de guirlanda de pólos da foliação com a tendência de definir um eixo PI para WSW. Não se observa, como para as rochas supracrustais de Ubatuba, a preferência no sentido de definir máximos de concentração em quadrantes opostos, mas uma distribuição relativamente uniforme por toda uma faixa do diagrama. Em função disso, os mergulhos da foliação são muito variados em termos da intensidade, cujo comportamento permite corroborar dados de campo assinalando a existência de dobras em escala quilométrica e hectométrica (Fig. 86), em muitos casos visualizadas nos produtos de sensoriamento remoto.

5.5.2.2.3 - Foliações da Sub-área IV

Um dos aspectos mais destacados desta sub-área é a persistente intercalação de rochas supracrustais e gnáissicas em escalas meso e macroscópica, gerando um aleitamento métrico e hectométrico concordante com a foliação observada até em escala microscópica. Essa característica, a despeito da intensa

transposição presente, permitiu que fossem preservados alguns fechamentos, desenhando dobras quilométricas, principalmente nos quartzitos (Fig. 86).

ESTEREOGRAMAS DE POLOS DA FOLIAÇÃO

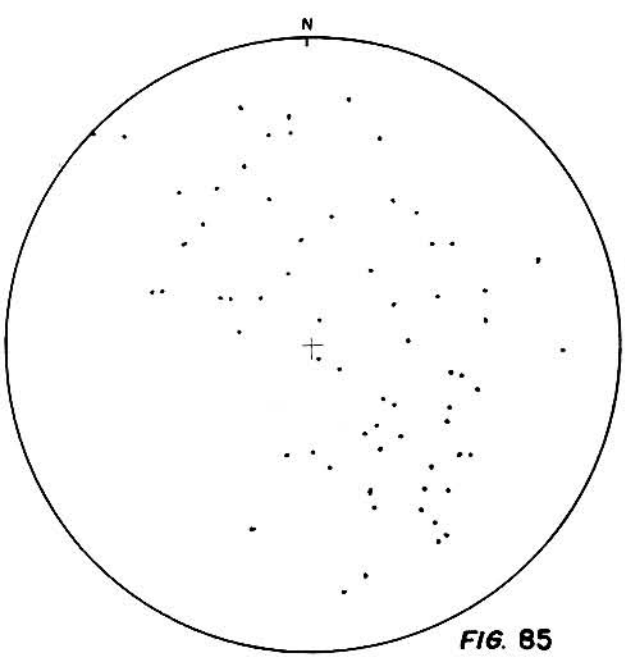


FIG. 85

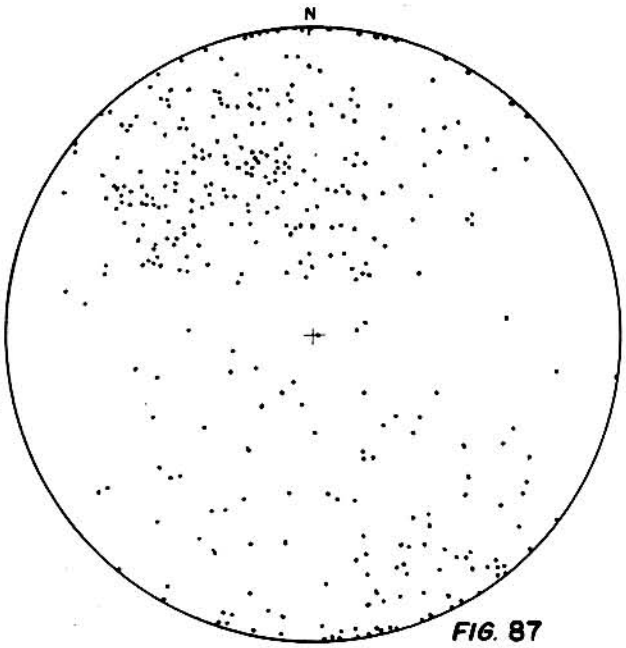
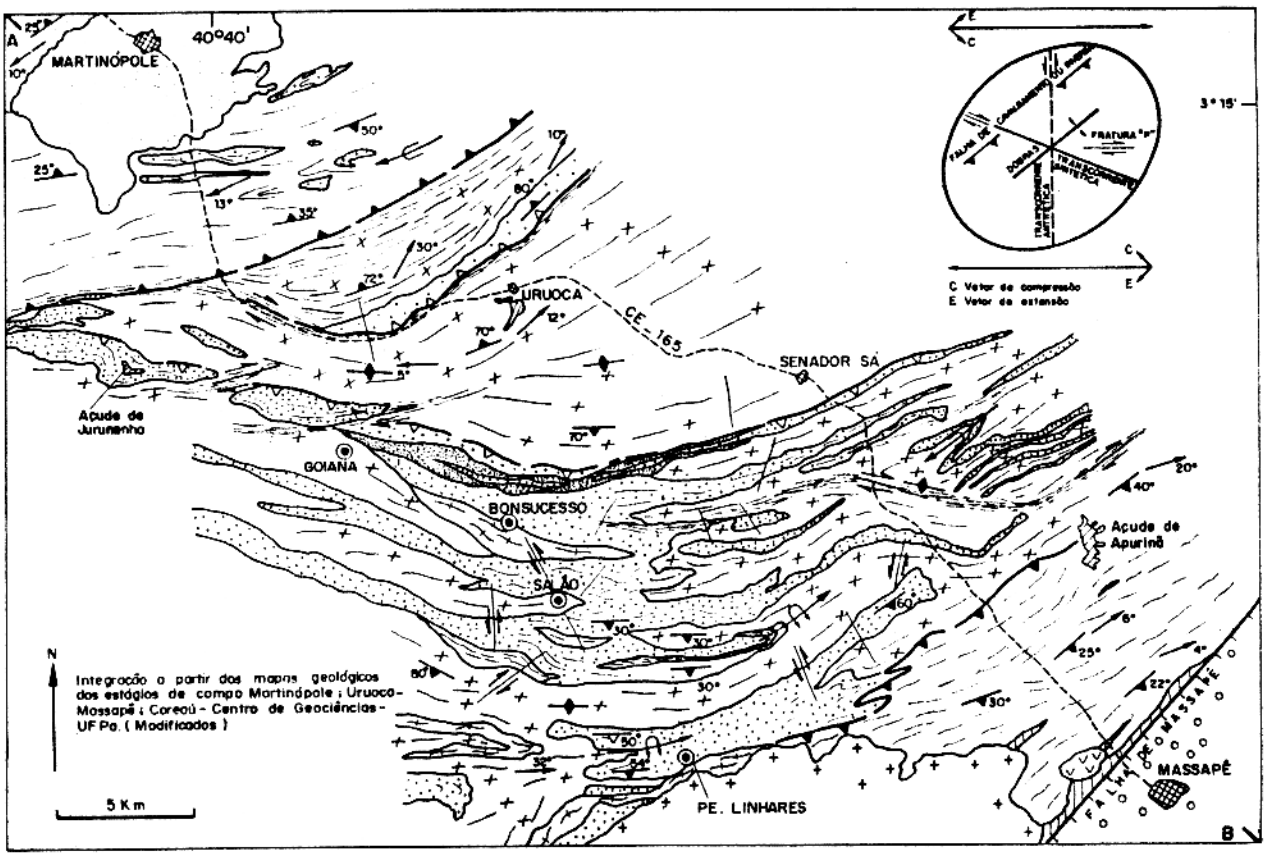


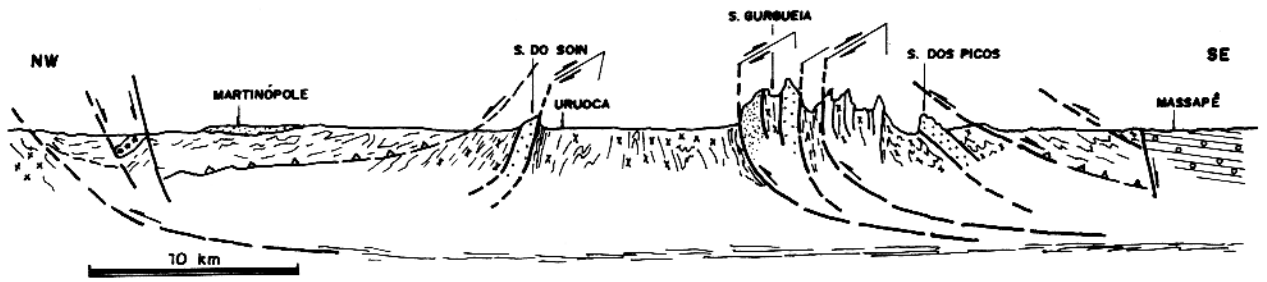
FIG. 87

FIG. 85 - *Sub-área III região de Martinópole;*
FIG. 87 - *Sub-área IV.*

O comportamento das foliações nesta sub-área, em termos de direção, enquadra-se no padrão descrito para as demais sub-áreas, permanecendo a orientação NE-SW dominante, embora se observe aqui uma tendência de a foliação voltar-se para ENE-WSW e mesmo E-W.

Com relação ao caimento, no entanto, observa-se que as foliações ora mergulham para N ora mergulham para S, passando por posições verticalizadas e apresentando em geral valores em





1 Sedimentos Terciários
2 Granito Meruoca
3 Gabro intrusivo
4 Grupo Jaibaras
5 Mármores, cálcio-silicáticos
6 Gnaisses cálcio-silicáticos
7 Micaxistos e filitos
8 Paragnaisses aluminosos
9 Quartzitos
10 Ortognaisses
11 Zona de movimentação oblíqua
12 Zona de cavalgamento
13 Zona de movimentação transcorrente
14 Falha normal
15 Foliação milonítica
16 Lineação de estiramento
17 Zona de alta concentração de deformação

FIG. 86 - Mapa e secção geológica da região entre Martinópole e Massapé. Segundo ABREU et al. (1989) modificado.

torno de 50-80º (Pranchas 4.d, 4.f). A imposição de zonas miloníticas tardias e a crenulação podem muitas vezes complicar essa geometria, levando ao aparecimento localizado de ondulações e dobras mesoscópicas, desenhadas pelas foliações.

O diagrama da Fig. 87 mostra o comportamento estatístico da foliação na sub-área IV. Duas concentrações de pólos, que não chegam a definir máximos, são ali observadas. A mais conspícua encontra-se na porção NNW do diagrama e reflete a postura dominante, em termos regionais, para a foliação, com mergulhos preferencialmente para S. A outra concentração, em posição oposta no diagrama, é menos densa que a primeira e, mais propriamente, poder-se-ia falar em um espalhamento de pontos do que em concentração de pólos.

Na parte central do diagrama, a incidência de pólos é baixa, se considerada a quantidade de dados registrados e a comparação com outros diagramas, onde se esboçam a presença de guirlandas. Esse comportamento tem muito a ver com o estilo das dobras presentes na sub-área IV, normalmente fechadas, flancos rompidos e poucas terminações periclinais assinaladas e medidas no campo.

Provavelmente, uma maior incidência de dados das zonas periclinais definiria guirlanda de pólos nos diagramas, confirmando estatisticamente, pelos elementos mesoscópicos, a existência das dobras vistas em âmbito regional.

A definição de eixos médios para o dobramento indicado pelo diagrama não é também fácil, devido à grande dispersão dos pólos. Desse modo, fica claro somente que a foliação presente nessa sub-área, conforme apresentado no diagrama, indica a existência de dobras, como definido nas seções geológicas

realizadas e na análise dos produtos de sensoriamento remoto.

Comparando-se os diagramas referentes à foliação para todo o domínio mediano, igualmente aos demais elementos estruturais, verifica-se uma tendência, nesse caso não tão marcante, para uma orientação NE-SW na parte oeste da área, tendendo a E-W para os segmentos mais a leste.

5.5.2.2.4 - Foliações do Domínio Sudeste

Este segmento crustal, situado a sudeste do Lineamento Sobral-Pedro II, compreende um cunjunto de rochas supracrustais de paraderivação e rochas infracrustais ortoderivadas, submetidas a condições de alto grau (fácies anfibolito alta a granulito) com importantes transformações retrometamórficas associadas.

Destaca-se, como feição marcante nesta região, um bandamento centimétrico a decimétrico, no qual, internamente, se identifica uma foliação milonítica. Nesta, os minerais mecanicamente mais resistentes à deformação dúctil formam ocelos, que são envolvidos principalmente por filossilicatos e quartzo estirado, dando uma feição anastomosada à rocha que compõe, assim, a foliação milonítica.

Todas essas feições planares estão, na sua totalidade, espacialmente paralelizadas e configuram um arranjo em que se observa uma orientação NNE-SSW, e valores de mergulhos geralmente subverticais (Fig. 88). Em muitos setores, observa-se que a foliação apresenta também valores de mergulho fracos (Prancha 4.d), alternados com outros mais fortes, denotando a presença de ondulações meso- a macroscópicas e a existência de lanços e patamares.

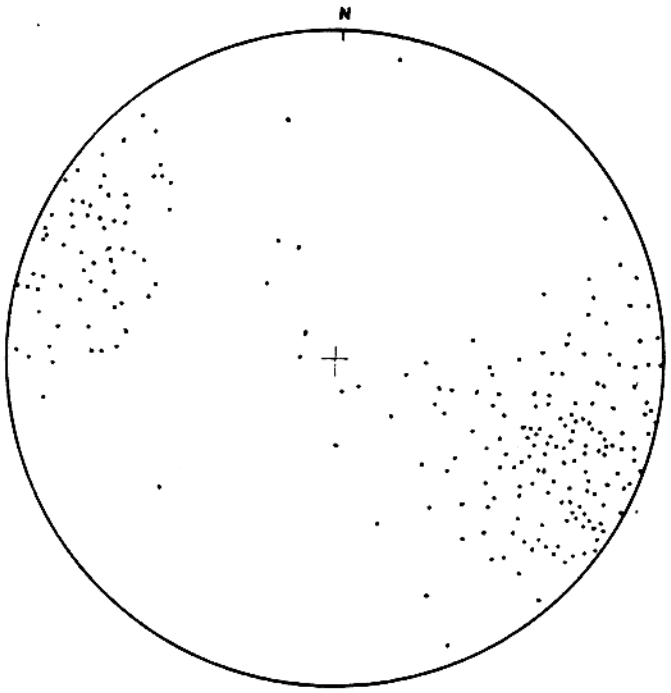


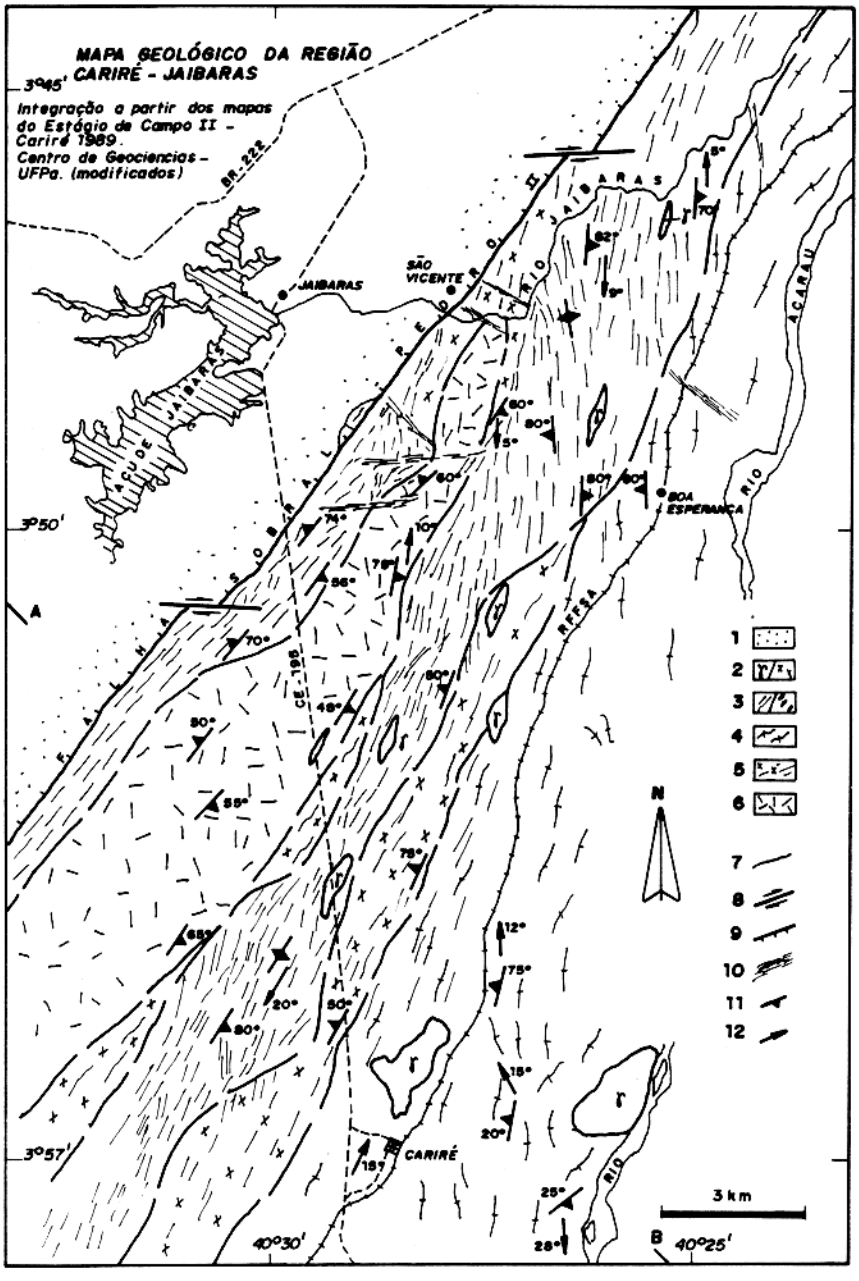
FIG. 88 - Estereograma de polos da foliação do domínio Sudeste.

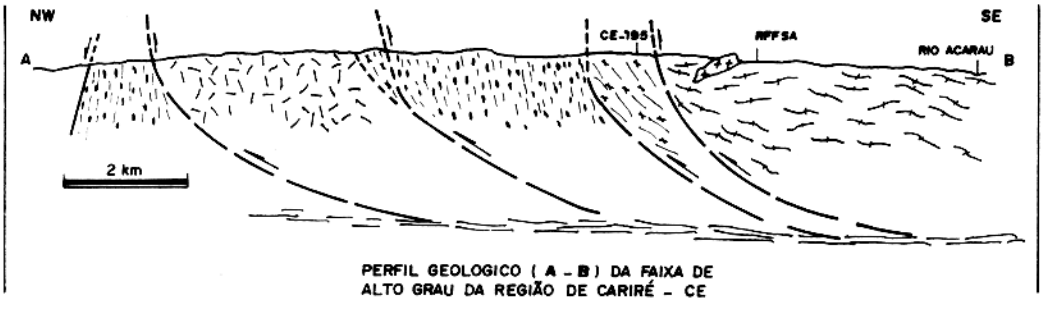
As rochas presentes, tectonicamente desmembradas e aleitadas, constituem em macro-escala um aspecto marcante desse segmento crustal. Destacam-se ainda zonas com maior concentração de deformação, dando origem à formação de milonitos e ultramilonitos, os quais limitam ou mesmo seccionam os conjuntos litológicos presentes, estabilizando assembléias minerais em grau baixo a médio (Fig. 89).

Regionalmente, pode-se compreender esse segmento como sendo composto por fatias hectométricas a quilométricas que se articulam através de zonas com maior concentração de deformação em um arranjo espacial de leques imbricados (Fig. 89).

5.5.2.2.5 - Zonas de Cisalhamento Mesoscópicas

Em muitos locais, por todo o domínio Granja-Senador Sá,





PERFIL GEOLOGICO (A - B) DA FAIXA DE ALTO GRAU DA REGIÃO DE CARIRÉ - CE

FIG. 89 - Mapa e perfil geológicos da região de Carire-Jaibaras (CE). 1 = Grupo Ubajara; 2 = Granitóides; 3 = Milonitos e ultramilonitos; 4 = Paragnaisses com sillimanita e granada, olivina mármores e cálcio-silicáticas; 5 = Gnaisses tonalíticos; 6 = Rochas granulíticas; 7 = Contato geológico; 8 = Falha trancorrente; 9 = Falha normal; 10 = Zona com alta concentração de deformação; 11 = Foliação milonítica; 12 = Lineação de estiramento. Segundo GORAYEB & ABREU (1989) modificado.

a foliação ou o bandamento das rochas é deformado por zonas de cisalhamento de espessuras centimétricas a hectométricas e extensões até quilométricas, de natureza dúctil ou rúptil-dúctil.

Dentre as faixas dúcteis mesoscópicas, as mais importantes são aquelas presentes nas rochas gnáissicas. Estas são, na maioria dos casos, secantes à foliação geral dos litotipos. Imprimem deformação e deslocamentos diferenciais em suas paredes, podendo isolar em alguns casos porções da foliação original (Pranchas 7.c, 8.c). Desenvolvem uma assembléia mineral em equilíbrio com as assembléias mineralógicas dos gnaisses. Muitas vezes estão marcadas por mobilizados quartzo-feldspáticos (Pranchas 5.g, 5.h). Duas direções preferenciais podem ser assinaladas. Uma delas, sub-paralela à foliação geral da área, orienta-se em torno de N70ºE e tem carater dextral, enquanto a outra N15ºE apresenta movimento sinistral. Tratam-se em ambos os casos de feições planares e curviplanares de alto mergulho, a maioria sub-verticalizada.

Ocorrem ainda outras direções menos marcantes de zonas de cisalhamento dextrais N20-30ºE e N40ºW e sinistrais N40-50ºE e N40-50ºW. Para esses elementos, não foi efetuado um trabalho sistemático em termos estatísticos, sendo as orientações apresentadas apenas indicativas.

Dentro de algumas zonas de cisalhamento que foram submetidas a deformações em regimes dúcteis a rúptil-dúcteis, observam-se também importantes transformações mineralógicas indicativas de processos de desestabilização das assembléias minerais pretéritas. Nessa situação, encaixam-se algumas zonas

de cisalhamento de dimensões consideráveis, das quais as mais expressivas são os denominados lineamentos Sobral-Pedro II, Santa Rosa e de Granja. Nelas, verifica-se que as assembléias de médio/alto grau dos gnaisses migmatizados são desestabilizadas para o grau médio (fácies xisto verde média a alta), desenvolvendo-se uma trama em que dominam as feições de cominuição de grãos, recristalização e formação de novos minerais ainda em condições de plasticidade elevada. Formam-se nessa situação milonitos, ultramilonitos e pseudotaquilitos, estes últimos em faixas centimétricas e decimétricas (Prancha 7.g). Entre rochas granulíticas, a imposição dessas faixas de cisalhamento condiciona transformações mineralógicas indicativas de uma regressão até as condições da fácies anfibolito (GAMA Jr. 1985, inédito). Esse fenômeno é mais ou menos comum na região, não existindo ainda controle estatístico sobre a sua incidência e nem sobre seus condicionantes.

Na área de Granja, essa zona têm largura de aproximadamente 1km, sendo que os processos descritos apenas se insinuam distalmente em relação ao centro da mesma. A orientação é N55ºE, sendo o mergulho concordante com a postura regional da foliação, na ordem de 50-60º/SE. Não existe, dessa forma, uma discordância, sob o ponto de vista estrutural, entre essa estrutura, gerada essencialmente por um processo de diminuição de grãos relacionada à deformação, e as foliações regionais, em cujos planos parece ter havido essencialmente recristalização em um campo de tensão, sob condições predominantemente dúcteis. Existe, isso sim, um desequilíbrio sob o ponto de vista das assembléias minerais, com claras evidências de retrometamorfismo sobre as rochas.

As zonas de cisalhamento rúptil-dúcteis (Prancha 8.f) e rúpteis também são bastante comuns na região e aparentemente não fogem, em termos de orientação, daquelas estabelecidas para as zonas dúcteis (Prancha 8.g). Manifestam-se muitas vezes como uma clivagem de rochas nos litotipos mais competentes, à qual pode se associar a formação de mobilizados, de composição à base de quartzo, sericita e epidoto. Os processos de crenulação e formação de **kink-bands** também se associam.

5.5.2.3 - Foliações do Domínio Ubajara-Jaibaras.

As rochas presentes neste domínio, relacionadas ao enchimento dos grábens superpostos Ubajara-Jaibaras, preservam de forma comum as suas estruturas primárias, devido à baixa intensidade dos processos metamórfico-deformacionais, comparativamente aos domínios anteriormente descritos. Nas unidades litológicas do Grupo Ubajara, em que as características composionais das rochas presentes permitiram, mesmo em condições de metamorfismo de baixo grau, o desenvolvimento de foliacões, como é o caso das ardósias, essa estrutura é encontrada de forma penetrativa. Nos outros litotipos, em que os filossilicatos não são abundantes, torna-se difícil muitas vezes a percepção de estruturas metamórfico-deformacionais penetrativas.

A posição plano-axial das foliações associadas à geração de dobras com fortes mergulhos dos flancos, apresentando muitas vezes caráter inverso, levaram a foliação a apresentar tendência de inclinações situadas ao redor de 40-70º, na maioria dos casos para o rumo sul e sudeste (Fig. 90). A orientação geral das foliações é muito variável, observando-se, todavia, a tendência de se posicionarem segundo NE-SW a ENE-WSW. A relação

entre o acamamento preservado e a foliação plano-axial permite compor as geometrias de flanco normal e inverso para as dobras, importante na definição do arranjo estratigráfico das unidades.

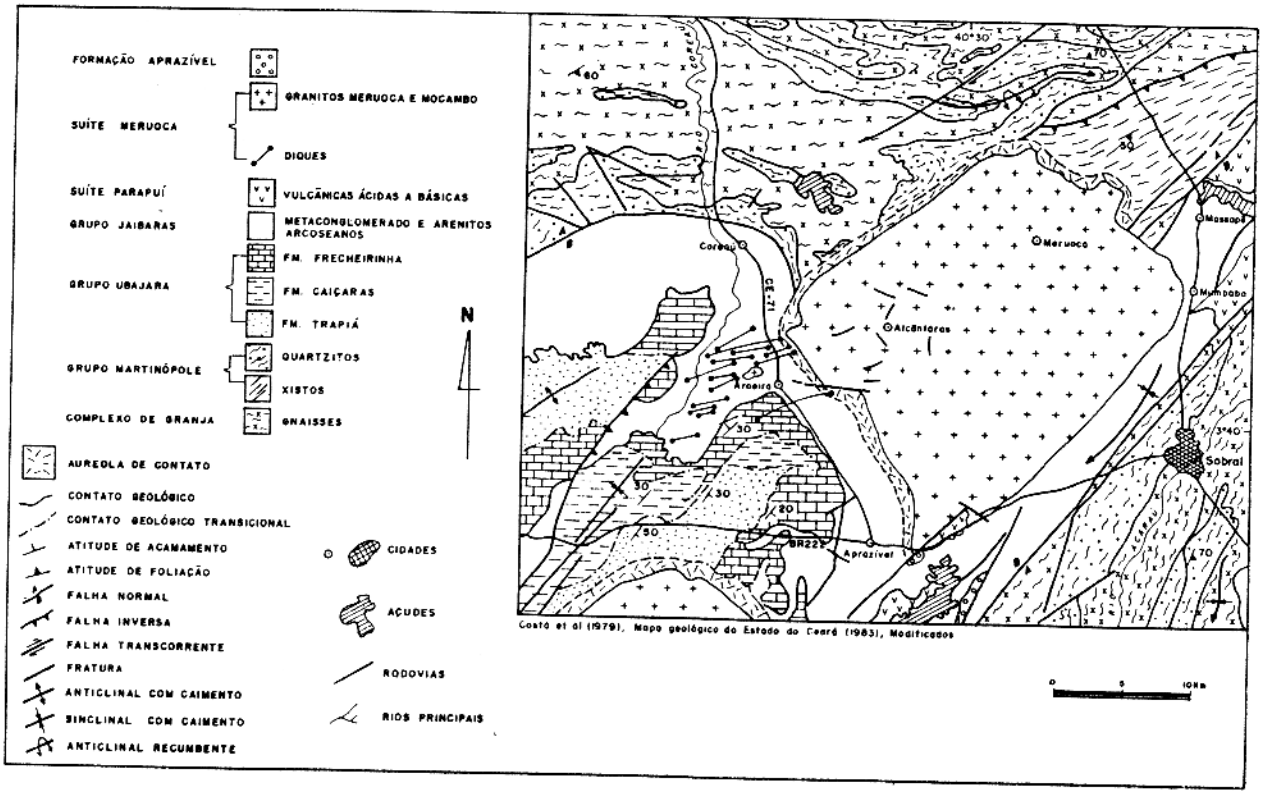


FIG. 90 - Mapa Geológico da região de Coreaú - Aprazível - Sobral.

Ao longo da história deformacional do Grupo Ubajara, a superposição de dobramentos parece ter acontecido, provavelmente, em um quadro de deformação progressiva. Isso faz com que, considerando a deformação como rotacional, se encontre padrões de interferência de dobras mesoscópicas ou até macroscópicas, como definiram HACKSPACHER et al.(1988), na região de Frecheirinha.

Nas ardósias da Formação Caiçaras, a foliação - uma clivagem ardosiana -, se expressa através da presença de palhetas de muscovita e sericita, bem como cristais de quartzo

estirados. Nos metacalcários da Formação Frecheirinha, a recristalização orientada de calcita e dolomita e de palhetas de sericita nos termos pelíticos associados, desenvolvem espacialmente a foliação. Nas rochas em que os filossilicatos estão presentes de forma pouco expressiva, como por exemplo nos metarenitos da Formação Trapiá, a foliação é apenas insinuada pela presença de palhetas de sericita e cristais de quartzo recristalizados.

Um outro tipo de foliação que se desenvolve nos litotipos do Grupo Ubajara é representado por uma clivagem de fratura, que, nos metacalcários, é preenchida por calcita e quartzo e nas ardósias, por epidoto e quartzo. Nas demais rochas, pode ocorrer quartzo ou a foliação pode se apresentar vazia. Essa feição é penetrativa por toda a área e indica processos deformacionais em condições rúptil-dúcteis.

Nas rochas do Grupo Jaibaras e na Formação Aprazível não se reconhecem foliações metamórficas de distribuição regional. No entanto, estabelecem-se, sobre as mesmas e também sobre os litotipos do Grupo Ubajara, faixas linearizadas, onde se desenvolveram rochas miloníticas, sub-verticalizadas, que localmente compõem foliações penetrativas. Tais fenômenos podem conduzir a modificações no comportamento geométrico das estruturas pretéritas, induzindo-lhes o surgimento de orientações e posturas espaciais diversas daquelas relacionadas ao padrão geral.

5.5.2.4 - Dobras

A análise das dobras, que ocorrem significativamente na região noroeste do Ceará, é feita com base principalmente na

escala em que elas se apresentam. Assim, pode-se distinguir, como tipos mais importantes, as dobras em escala regional e aquelas mesoscópicas nos afloramentos.

Em termos de estilos, é possível caracterizar quatro tipos fundamentais de dobras na região. Três deles, descritos inicialmente, estão presentes nas rochas que ocorrem fora do domínio dos grábens de Ubajara-Jaibaras, enquanto o quarto é ali encontrado.

Um primeiro grupo refere-se às grandes dobras, presentes de forma principal onde afloram as rochas supracrustais ou quando estas se intercalam com rochas gnáissicas, formando ondulações de comprimento de onda hectométrico a quilométrico. Podem variar de dobras abertas a fechadas. São desenhadas por uma foliação metamórfico-deformacional milonítica, com forte transposição dos litotipos, fenômeno este que tende a apagar as relações lito-estratigráficas pretéritas das rochas envolvidas.

Esse tipo de dobra pode ser observado na serra de Ubatuba (Prancha 4.a), ao sul de Martinópole, na região compreendida entre Uruoca e Massapé, a sudoeste de Campanário etc. Os planos axiais apresentam forte mergulho com tendência, em geral, a serem tombados para NW. Em situações especiais, podem ser até recumbentes. Em alguns casos, valores moderados para inclinação do plano axial pode levar ao aparecimento de dobras com flancos inversos.

Em posição plano-axial em relação a essas dobras não se manifesta de modo penetrativo uma estrutura planar. Ocorre algumas vezes uma clivagem de crenulação, estando os planos de clivagem aproximadamente paralelos à posição espacial dos planos axiais dessas dobras maiores.

Os eixos, orientados segundo NE-SW, podem mergulhar tanto para um quadrante quanto para outro, sendo em geral fracas suas inclinações. Em alguns casos, apresentam um traçado sinuoso dos quais o mais expressivo é o grande arco de antiformas e sinformas da Serra da Ubatuba.

Um segundo grupo de ondulações refere-se às dobras mesoscópicas, desenhadas também pela foliação e/ou bandamento ou mobilizados, que são observadas em todas as rochas da área, exceto às dos grupos Ubajara e Jaibaras. São decimétricas a métricas em dimensão, em sua grande maioria fechadas, cerradas ou mesmo isoclinais, muitas vezes sem raízes, isoladas pela foliacão, que transpõe o conjunto. Os planos axiais apresentam mergulhos variáveis e regionalmente podem estar tombados tanto para N como para S. Os eixos, como mostrados no diagramas das Figs. 76 a 79, estão orientados segundo NE-SW, com caimento para os quadrantes assinalados. Em perfil, mostram muitas vezes espessamento nos ápices e adelgaçamento nos flancos (Pranchas 5.d, 5.g).

Nas rochas gnáissicas, em que o processo de deformação ocorre simultaneamente aos eventos de migmatização e metamorfismo e nos quais a transposição final não foi de ordem a paralelizar todos os elementos estruturais, é bastante comum o aparecimento dessas dobras (Prancha 8.d). Associadas a um esquema rotacional dos elementos da trama, mostram, na sua grande maioria, um desenho em Z, pressupondo a existência de deformação cisalhante dextral.

O esquema em Z observado em mais de uma seção sobre os leitos de referência, bem como a presença de eixos caindo para quadrantes opostos, denotam a existência de dobramento não

cilíndrico, com padrão conjugado de dobras (Fig. 91). Nesse contexto, aliás, devem ter se formado as dobras em baínha, encontradas sobretudo em quartzitos e gnaisses (Pranchas 8.b, 8.e), como resultado de instabilidades episódicas na dinâmica do cisalhamento, relacionadas à amplificação de deflexões na foliação ou devido a instabilidades mecânicas internas, relacionadas aos processos de deformação e metamorfismo.

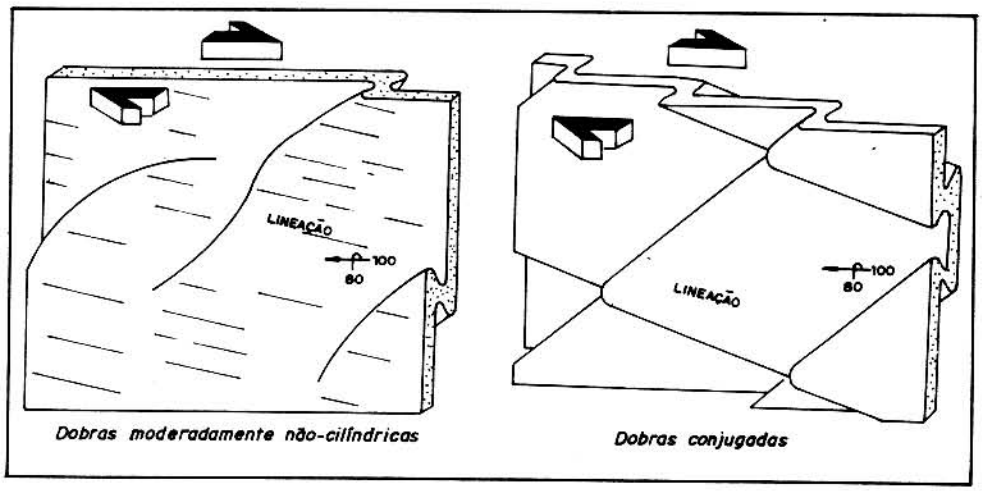


FIG. 91 - Posição relativa de dobras em várias escalas durante atuação de cisalhamento simples progressivo. Segundo BERTHÉ & BRUN (1980) modificado.

Com relação às dobras em baínha, seus eixos se posicionam paralelos ou sub-paralelos à lineação de estiramento presente e aos eixos de outras dobras encontradas nos afloramentos analisados.

Um terceiro grupo de ondulações, com significado regional, refere-se às dobras geradas em íntima relação com superfícies de transposição ou planos de crenulação. Como nos casos precedentes, são também desenhadas pela foliação e têm

seus elementos geométricos, posição espacial dos planos axiais, inclinação de eixos, amplitude e comprimentos de ondas bastante variáveis, mostrando apenas uma grande regularidade com relação às orientações estruturais que permanecem NE-SW. Observa-se que os processos de transposição e crenulação acontecem, em muitos exemplos, em relação íntima com uma história de milonitização dos litotipos em condições dúcteis e rúptil-dúcteis, em posições crustais cada vez mais rasas ou de arrefecimento crescente, como atestam os processos de redução de grãos por recristalização, reações metamórficas de minerais (transformação de sillimanita para mica branca) e a presença de descontinuidades que podem, em alguns pontos, isolar segmentos dobrados da foliação pretérita (Prancha 3.c).

O registro dessa deformação, e conseqüentemente o aparecimento de dobras, ocorre diferentemente nos diversos tipos de rochas. São mais comuns nos xistos e "filitos", embora se encontrem também nos quartzitos e nos gnaisses.

No domínio Ubajara-Jaibaras, as dobras são elementos estruturais comuns no âmbito de ocorrência do Grupo Ubajara. São anticlinais a sinclinais hectométricos a quilométricos, com eixos orientados preferencialmente NE-SW, planos axiais com mergulhos fortes a moderados, no geral para sudeste (Prancha 3.a). São dobras desenhadas pelo acamamento (So) que manifestam, em função da geometria do plano axial, por vezes, caráter invertido. Muitas vezes, a elas se relacionam superfícies de cavalgamento, segundo HACKSPACHER et al.(1988) em dois eventos distintos, gerando dobras-falhas.

Na posição plano-axial, dependendo da natureza da rocha envolvida, pode ocorrer a formação de uma superfície

metamórfico-deformacional, uma foliação incipiente que muitas vezes permite se estabelecer, por sua relação com o acamamento, o caráter das dobras. Essa foliação denota um baixo valor do grau metamórfico das rochas do Grupo Ubajara.

Nessa região, é também possível o encontro de crenulação, de ocorrência bastante restrita, associada em sua quase totalidade a zonas lineares, estreitas, de concentração de deformação, configurando, em muitos casos, típicas bandas de cisalhamento.

5.5.3 - Síntese Geométrica/Cinemática

A análise conjunta das relações geométricas dos diversos elementos tectógenos planares e lineares mostra que os mesmos podem ser compatibilizados com um regime de esforços de um sistema predominantemente direcional.

A foliação, regionalmente orientada segundo NE-SW, mantém a mesma natureza por toda a área e a sua relação com a lineação de estiramento e/ou mineral indica uma movimentação essencialmente horizontal, pelo menos para a fase de formação do elemento linear, como observado na relação angular de quase paralelismo entre as mesmas. Essa relação é mais conspícua nas áreas de concentração de deformação cisalhante com forte transposição dos elementos planares, nas quais tanto a foliação como as lineações mostram, nos diagramas estatísticos, uma disposição dos dados sob a forma de máximos. A comparação entre o comportamento geométrico das direções da foliação e dos eixos das dobras mesoscópicas e dobras em baínha, desenhadas por essa estrutura, mostra que existe uma angularidade variável em termos da obliqüidade (rake). Nas zonas mais transpostas, os eixos de

dobras e a lineação têm postura semelhante nos diagramas, isto é, aproximadamente paralelas à direção da foliação. Nas zonas menos transpostas, contudo, esse ângulo vai ganhando expressão, podendo alcançar dezenas de graus. É nessas zonas, também, que se observam as maiores dispersões das lineações e das dobras em escala macroscópica, devido à alternância de rochas supracrustais e ortoderivadas. Nessas porções, o desenho em Z das dobras, a marcação em foto-aéreas de eixos de dobras caíndo em sentido oposto, as medidas estatísticas dos eixos mostradas nos diagramas com o mesmo comportamento, indicam a presença de dobramento cruzado. A obliqüidade dos eixos só é possível ser marcada devido ao fato de a transposição ter sido menos importante que em outras áreas.

Dessa forma, o comportamento diferencial pode ser relacionado a diferentes estágios de transposição. As áreas onde existe um paralelismo entre eixos de dobras mesoscópicas e lineações de estiramento são também aquelas que apresentam estes elementos estatisticamente como máximos de concentração nos diagramas estruturais e são as áreas com maior grau de transposição. Assim, representam situações em que todos os elementos, em termos direcionais, tendem a se paralelizar, denotando um processo de rotação vigoroso. Nas áreas onde isso não acontece, ou seja , onde o cisalhamento rotacional não foi tão marcante, os elementos estruturais mostram ainda diferenças sensíveis em termos das orientações, denotando uma menor intensidade da deformação cisalhante.

As dobras de grande escala, desenhadas essencialmente por rochas supracrustais, configurando antiformas e sinformas, a maioria abertas, e as dobras desenhadas pela alternância

supracrustais/ortoderivadas, cujos estilos são diferentes, parecem representar estágios distintos ou, pelo menos, situações distintas dentro do cinturão de deformacão regional. As do primeiro caso podem representar remanescente de grandes nappes onduladas durante o processo de transposicão direcional ao qual se associa, nas áreas de concentracão de deformacão, a imbricação tectônica, com a geração de dobras no segundo tipo, cruzadas, mesoscópicas, de mesmo estilo e comportamento.

Os esquemas de crenulação também formam dobras mesoscópicas. Essas teriam sido geradas em condições de pressão e temperatura menos vigorosas e em zonas mais localizadas, em conjuntos litológicos preferenciais, podendo mesmo, em alguns casos, chegar a transpor feições mais antigas.

Zonas de cisalhamento direcionais, dúcteis e rúptil-dúcteis se formaram durante a história evolutiva, levando, sob condições menos vigorosas de temperatura, ao aparecimento de descontinuidades geradoras de falhas, marcadamente importantes no contexto geométrico da região.

O padrão deformacional dos grupos Ubajara-Jaibaras, bem como toda a sua evolução geométrica e cinemática, é diferente do conjunto pré-Ubajara.

Sob o ponto de vista cinemático, as feicões estruturais, em todas as escalas, são indicativas da existência de uma movimentação essencialmente direcional, dextral, no conjunto da região noroeste do Ceará ao norte do lineamento Sobral-Pedro II, configurando assim um esquema de cisalhamento simples, não coaxial. A feição sigmoidal das foliações nas rochas supracrustais da região Sobral-Forquilha-Cariré enquadra-se nesse contexto, e é indicativa de um movimento aparente do

conjunto ao sul daquele lineamento para sudoeste.

Na sub-área IV do domínio Granja-Senador-Sá, a presença de grandes dobras observadas nas imediações de Senador-Sá, estatísticamente com um desenho de Z, bem como a formação de grandes sigmóides, são também marcadores de uma movimentação dextral durante a formação dessas feições dúcteis.

As feições mesoscópicas são, contudo, os elementos mais importantes na definição dos critérios cinemáticos do movimento. Assim, podem ser descritas dobras com um desenho em Z, vistas fundamentalmente em plantas e comuns nos domínios das rochas gnáissicas (Fig. 86); relações entre planos S e C indicativas da movimentação dextral (Pranchas 7.e, 8.a), observados de forma persistente; a presença de feições rotacionais em megacristais de granada nos granada-gnaisse da região ao norte de Granja; o aparecimento de cisalhamentos antitéticos em veios de quartzo e quartzo/feldspato, ligados ao esquema de movimentações dextrais. Nesse contexto, se enquadrariam também as bandas de cisalhamento sinistrais orientadas segundo NNE.

Em nível microscópico, as zonas de sombras de recristalização, zonas de pressão dissimétricas e relações Se/Si são também indicadores de cisalhamento simples dextral.

Com base em todas essas evidências, é possível compor o sentido do cisalhamento relacionado ao último incremento da deformação de natureza dúctil nessa área, como tendo acontecido num quadro de movimentação de massas de NE para SW. Nesse contexto, a direção NE-SW representaria a orientação do eixo X do elipsóide de deformação, correspondendo direcionalmente à posição espacial da lineação de estiramento, à direção da foliação e dos eixos de dobras rotacionados no curso da

deformação progressivamente para a posição X. A foliação materializaria geometricamente o plano X-Y do elipsóide de deformação ou o plano de movimentação de massas. O plano X-Z seria o da definição dos critérios cinemáticos do sentido do movimento sendo observado no mesmo as feições de sigmóides e Z em escala macro- e mesoscópicas.

O esquema da movimentação indicado implicaria o aparecimento de feições de cavalgamento para sudoeste, o que de fato se verifica com a virgação das estruturas para a posição N-S no extremo ocidental da área, formando um forte ângulo com a direção do mesmo e o aparecimento de dobras de flancos invertidos. Os sedimentos da Bacia Sedimentar do Parnaíba encobrem a continuidade da estruturação para sul, a qual é visualizada através da interpretação dos dados gravimétricos regionais disponíveis para a região (LESQUER et al.1984; HASUI et al. 1984; ABREU & LESQUER 1985).

5.6 - MAGMATISMO

Os ortognaisses de composição cálcio-alcalina das áreas arqueanas podem representar testemunhos do processo de formação da crosta siálica mais antiga, a qual teria evoluído atráves de eventos sucessivos de acreção vertical de materiais. Os centros vulcânicos, de onde esses materiais provinham, dariam lugar, nos seus estágios intermediários e finais, ao aparecimento de batólitos cálcio-alcalinos, que recortariam rochas originais ultramáficas e sedimentos restritos de composição próxima à dessas rochas (CONDIE 1980, 1981, KRONER 1982, JORDAN 1979). Daí resultariam núcleos siálicos em seguida envolvidos em uma

movimentação tida como uma variante do esquema de placas tectônicas modernas, em que a geração de arcos magmáticos com novas intrusões cálcio-alcalinas e bacias trás-arco, sítios de **greenstone belts**, emprestariam o cenário para se entender as diferenças litológicas encontradas no Arqueano (TARNEY **et al.** 1976, WINDLEY 1986) (Fig. 92).

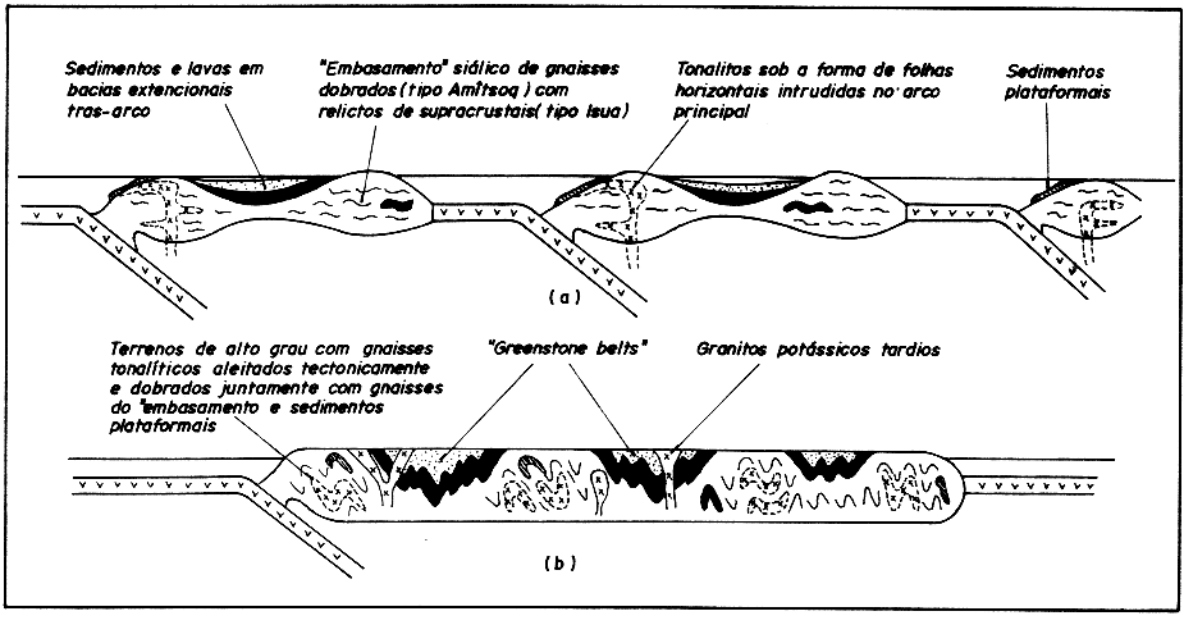


FIG. 92 - Crescimento dos continentes no Arqueano baseado em modelo de placas tectônicas (Redesenhado de WINDLEY 1984).

Pela sua extensão em termos cartográficos na região noroeste do Ceará, os gnaisses quartzo feldspáticos de composição tonalítica, resultantes da imposição de uma estrutura metamórfico-deformacional penetrativa, associados a processos de migmatização mais ou menos vigorosos, são os termos dominantes. Poderiam assim esses litotipos serem os produtos finais de diferentes eventos magmáticos que tiveram lugar no esquema de evolução arqueana.

Na parte onde dominam rochas do alto grau (fácies granulito) de paraderivação, a ocorrência de enderbitos gnaísses é indicativa da existência pretérita de magmatismo a elas associadas.

Um outro evento magmático importante, de larga distribuição por toda a região, refere-se à incidência mais ou menos generalizada de um magmatismo de composição básica, que se manifesta pela presença de corpos tabulares que recortam os gnaisses tonalíticos e as rochas supracrustais, por vezes transformadas em condições de alto grau. Constituem corpos anfibolíticos, agora concordantes e sub-concordantes com a foliação e bandamento regionais dos gnaisses tonalíticos, enquanto que associados às rochas granulíticas se traduzem nos piroxênio gnaisses. Intercalações decimétricas a métricas de espilitos, foram descritas por KORPERSHOEK et al. (1979) em metassedimentos da região de Pedra Verde. Novamente, não é claro e é até mesmo improvável que essas manifestações possam ser relacionadas a um único evento magmático.

Na área de ocorrência dos gnaisses tonalíticos, observa-se também a presença de gnaisses graníticos de muito pouca significação volumétrica e cartográfica, alçados concordantemente com as rochas regionais. Como estão fortemente tectonizados e migmatizados e não se conhecem relações de campo seguras, não se pode sugerir uma cronologia relativa para esse evento. Assim reconhecem-se os dois tipos de magmatismo, mas não se têm elementos, mesmo indiretos, para ordená-los no tempo. É possível que tenha havido um outro evento magmático de natureza granítica s.l. bem menos importante que o plutonismo tonalítico, porém isso resta a demonstrar. A ele poderá se

relacionar o corpo granítico de Pedra do Sal provavelmente tardi a pós-tectônico em relação aos eventos dinâmicos regionais.

Na região de Chaval ocorre um outro exemplo de manifestação magmática, de grande extensão cartográfica, representada por um granitóide, de composição variando de granodiorítica a quartzo sienítica. Esse corpo apresenta faixas expressivas com elementos estruturais marcados, denotando sua participação nos processos deformacionais vigorosos acontecidos na área. Corresponde a mais uma manifestação de natureza ácida presente nessa porção noroeste do Ceará. Provavelmente o denominado "Sienito Tucunduba" faça parte também desse evento. Esse corpo, com base nos estudos em desenvolvimento, corresponde a um quartzo sienito, tendo como característica importante a forte imposição estrutural, com o aparecimento de faixas miloníticas e ultramiloníticas, nas quais os cristais formadores da rocha praticamente desapareceram por cominuição.

A Suíte Parapuí (GORAYEB et al. 1988), compreendendo um conjunto complexo de rochas vulcânicas, em que se encontram derrames, rochas piroclásticas e sub-vulcânicas, essas últimas representadas por sills e diques, é uma manifestação magmática que acontece após os processos de deformação de caráter regional para a área. Em termos petrográficos correspondem a basaltos, andesitos, dacitos, riólitos, diabásios e riólitos porfiríticos, intercalados no Grupo Jaibaras.

Posteriormente à Suíte Parapuí, tem lugar a Suíte Meruoca composta pelo Granito Morro das Rolas, diques de caráter intermediário a ácidos associados, granitos Meruoca e Mucambo, que cortam o Grupo Jaibaras e, por extensão, as rochas da Suíte Parapuí.

Esse complexo magmatismo, tido lugar no noroeste do Ceará após os processos de deformação dúctil penetrativa e que inclui a incidência de uma larga variedade de rochas em termos composicionais, resta ainda a precisar no que se refere ao seu posicionamento estratigráfico relativo às demais unidades litoestratigráficas da região. É possível que tanto os granitos quanto os diques e derrames possam fazer parte de um único grande evento magmático, com diferentes graus de diferenciação, o que levou ao aparecimento de rochas distintas em ambiências geológicas também diferentes. Estudos de maior detalhe ainda precisam ser conduzidos, visando a resolver esse problema.

Um derradeiro registro de manifestação magmática é a ocorrência de diques de diabásio decimétricos a métricos, muitas vezes secantes à foliação regional das rochas e atribuida, em termos de colocação às manifestações geológicas ligadas a tectônica do Mesozóico. Alguns foram datados e revelaram compatibilidade com essa Era.

Em termos genéricos, o que se pode vislumbrar com relação ao magmatismo, embora isso não seja de todo claro, é que existem magmatitos do embasamento siálico mais antigo, possíveis magmatitos sin, tardi e pós-tectônicos em relação ao cisalhamento e magmatitos relacionados às suites tipo Parapuí e Meruoca.

5.7 - M E T A M O R F I S M O

Mesmo reconhecendo as dificuldades de separação cartográfica dos padrões metamórficos para a região noroeste do Ceará, pode-se esboçar as grandes compartimentações ali existentes. Assim na Fig. 93 observa-se que se pode

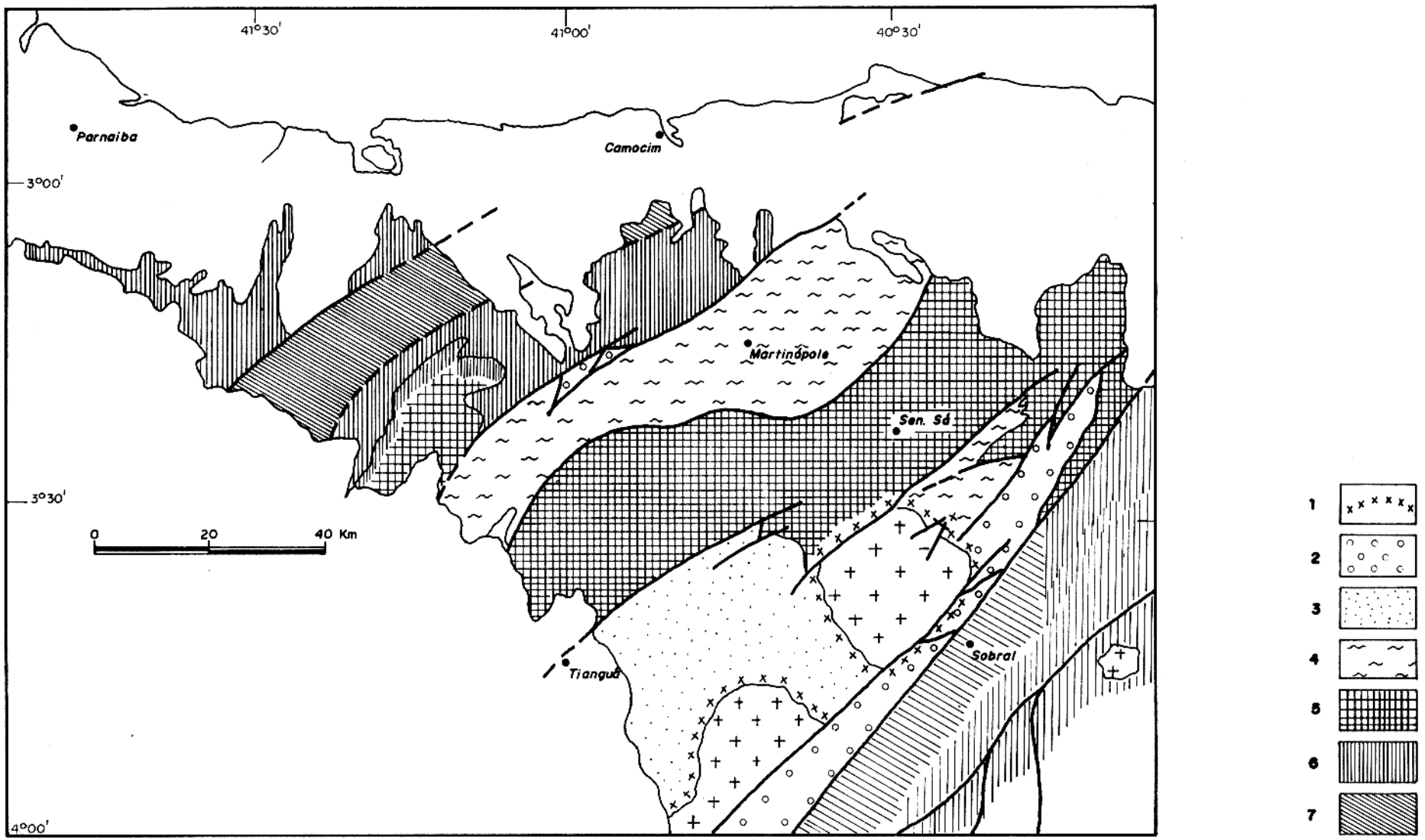


FIG. 93 - *Distribuição cartográfica dos graus metamórficos na porção noroeste do Ceará.* **1** = *auréola de metamorfismo de contato relacionada aos corpos graníticos;* **2** = *anquimetamorfismo;* **3** = *baixo grau/anquimetamorfismo;* **4** = *médio/baixo grau;* **5** = *médio/alto grau (fácies anfibolito médio, localmente alto);* **6** = *alto/médio grau (fácies anfibolito alto);* **7** = *alto grau (fácies granulito).*

caracterizar a área como contendo terrenos de alto, médio e baixo graus, além de anquimetamorfismo e metamorfismo de contato.

No domínio noroeste, observações no Granitóide de Chaval levam à constatação de que o processo de crescimento de minerais sobrepassa a deformação em muitos casos. Isso faz com que seja encontrada no corpo uma matriz formada por processos de recristalização dinâmica, em que se identificam quartzo, biotita e microclínio, compondo um arranjo espacial definidor de uma foliação. Truncando a estrutura penetrativa, encontram-se cristais centimétricos de feldspato potássico, nitidamente posteriores ao estabelecimento da mesma (Prancha 4.c e 4.d). Os parâmetros físico-químicos que sustentam a ocorrência de microclínio, associados ao surgimento de foliações são compatíveis com as condições de graus médio a alto.

No domínio Granja-Senador Sá, são encontradas as mais amplas variações metamórficas, identificadas com base nos estudos petrográficos. Excluída a parte central da área, onde se encontram as rochas supracrustais do Grupo Martinópole, que parecem encerrar condições retrometamórficas importantes, pode-se enquadrar toda a porção norte dessa área como fazendo parte de terrenos de alto grau e a parte sul no campo do grau médio, tendendo a alto. Ao norte, na sub-área I, são encontradas as assembléias minerais compatíveis com as da zona regional com hiperstênio (fácies granulito) como termo dominante, assembléias de grau alto principalmente, e médio em menor escala, além de baixo grau em áreas restritas, normalmente lineares. Ao sul, as condições são de grau médio dominante, com passagens para alto grau.

As principais assembléias minerais encontradas na sub-área I são as seguintes:

- Enderbitos

  Clinopiroxênio + ortopiroxênio + plagioclásio + granada + biotita + quartzo

  Clinopiroxênio + ortopiroxênio + plagioclásio + hornblenda + biotita + quartzo

  Clinopiroxênio + ortopiroxênio + plagioclásio + granada + quartzo

- Granulitos Máficos

  Clinopiroxênio + ortopiroxênio + hornblenda + granada + plagioclásio + quartzo

  Clinopiroxênio + ortopiroxênio + granada + hornblenda + plagioclásio + biotita + quartzo

Essas associações definem claramente a presença de assembléias minerais estabilizadas dentro da isógrada regional com hiperstênio. As relações entre os minerais, no entanto, indicam que a biotita e a hornblenda, em grande parte, são produtos de transformações tidas lugar a partir dos piroxênios. Além disso, a presença da clorita e mica branca nessas rochas são claros sinais de fenômenos de desestabilização mineral, dando origem à ocorrência de assembléias em desequilíbrio.

As rochas tipicamente granulíticas são, assim, de distribuição cartográfica restrita, ocorrentes em situações em que o metamorfismo superposto não as mascarou. São, na totalidade dos casos, corpos de pequenas dimensões encaixados nos granada-gnaisses que se constituem os litotipos mais importantes da sub-área I. Nesses, fazem-se presentes as

seguintes assembléias minerais:

Plagioclásio + feldspato potássico + granada + biotita + quartzo

Plagioclásio + granada + feldspato potássico + sillimanita + biotita + quartzo

A ausência de muscovita e a associação do feldspato potássico com a sillimanita e a granada revelam transformações que indicam grau alto. Um dado a mais nesse sentido é a presença do feldspato antipertítico considerado como relacionado às condições físico-químicas do alto grau.

Associados a esses gnaisses, porém em proporções bem mais modestas, são encontrados xistos, quartzitos com sillimanita e quartzitos com muscovita. A presença da sillimanita, por si só, pode ser indicativa de condições de alto grau (sub-fácies sillimanita-almandina-ortoclásio de Turner & Verhoogen), enquanto que a associação muscovita + quartzo, pode permanecer estável até graus muito elevados, desde que, durante a progressão do metamorfismo, a elevação da pressão e da temperatura seja tal que até 3,5 Kb, limite entre os graus médio e alto, a transformação da muscovita (muscovita + quartzo = feldspato potássico + sillimanita + água) não possa acontecer.

Na sub-área II, encontra-se como litotipo dominante um gnaisse de composição tonalítica, com tipos graníticos subordinados, além de anfibolitos posicionados concordantemente aos gnaisses. Para sudeste desta sub-área é encontrada uma grande quantidade de quartzitos e xistos que serão descritos dentro da sub-área III.

As mais importantes assembléias minerais são:

- Gnaisses Tonalíticos

  Plagioclásio + quartzo + biotita + hornblenda + feldspato potássico

- Gnaisses Graníticos

  Plagioclásio + feldspato potássico + hornblenda + quartzo biotita

- Anfibolitos

  Plagioclásio + hornblenda +- epidoto +-diopsídio +-quartzo

Uma outra marcante característica dessa sub-área é a presença de uma fase importante de mobilizados que leva à formação de migmatitos e gnaisses migmatíticos bandados, na sua quase totalidade de estrutura estromatítica. A formação de fases mobilizadas (fusão) e conseqüentemente de migmatitos, dentro dos processos de anatexia, é reconhecido como associada a valores elevados de temperatura que têm lugar em condições de alto grau.

A presença nessas fases mobilizadas de plagioclásio (An=35), denotando condições de temperatura mais vigorosas de formação das fusões, além das paragêneses descritas, é indicativa de que as condições de metamorfismo, aí verificadas, se enquadram dentro dos terrenos de alto grau.

Novamente, a presença de minerais em desequilíbrio, tais como clorita, micas brancas, tremolita-actinolita etc., com as paragêneses fundamentais, indica desestabilização, cujo aparecimento é limitado nessas áreas a faixas lineares, oportunamente descritas.

Na sub-área III, na parte central do domínio Granja-Senador Sá e a nordeste do domínio Ubajara-Jaibaras, encontra-se

um conjunto de rochas supracrustais. A definição das condições de metamorfismo alcançadas por esse conjunto não é tarefa fácil, posto que sobre o mesmo incidiu um processo de crenulação, acompanhado de retrometamorfismo das assembléias minerais. O processo de crenulação desenvolveu-se de modo mais vigoroso na parte central do pacote, onde dominam as rochas que aparentemente tiveram uma composição mais pelítica.

As rochas mais importantes presentes nessa porção e suas associações minerais características são enumeradas a seguir:

- Quartzitos

  Silimanita + biotita + quartzo

  Silimanita + muscovita + quartzo

  Cianita + granada + muscovita + quartzo

  Muscovita + epidoto + quartzo

- Xistos

  Muscovita + biotita + quartzo +- granada

  Biotita + quartzo +- plagioclásio +- calcita

  Muscovita + biotita + quartzo +- granada +- plagioclásio

- Filitos

  Quartzo + sericita + clorita

  Quartzo + sericita + clorita +- albita

  Quartzo + sericita +- silimanita (?)

- Rochas cálcio-silicáticas

  Epidoto + tremolita + quartzo + plagioclásio

  Calcita + tremolita +- quartzo +- epidoto

  Tremolita + epidoto + plagioclásio +- quartzo

  Escapolita + tremolita +- epidoto +- quartzo

  Calcita + quartzo +- biotita +- plagioclásio

As relações de campo têm mostrado que os quartzitos, com suas paragêneses de alto grau, são encontrados muitas vezes próximos ou juntamente com as outras rochas supracrustais. Embora cartograficamente ocorram como litotipos limitantes do conjunto supracrustral ao sul e ao norte do chamado Gráben de Martinópole, sua ocorrência é também verificada por vezes em porções expressivas, dentro das unidades supracrustais. Dessa forma, e em função das paragêneses descritas, considera-se os quartzitos como pertencentes em grande parte aos terrenos de alto grau, pelo menos aqueles situados nos limites com os gnaisses.

As paragêneses encontradas nos xistos, filitos e rochas cálcio-silicáticas são indicativas de condições metamórficas de grau médio e mesmo de grau baixo (xisto verde alta a média), o que leva ao estabelecimento, dentro do pacote supracrustal, de duas separações em termos de grau metamórfico.

Como não se conhece a espessura desse pacote rochoso, no sentido de justificar verticalmente essa separação, pode-se levantar a possibilidade da que as rochas com diferentes graus metamórficos representem conjuntos originados em posições crustais distintas justapostos tectonicamente.

Não se pode esquecer contudo o processo de filonitização bastante comum por toda a região, o qual é em parte também responsável pela presença de minerais em desequilíbrio nas paragêneses de xistos e filitos. Esse se constitui um processo metamórfico-deformacional, em que acontece fenômenos de hidratação e hidrólise dos minerais, substituição, diminuição do tamanho dos minerais ainda estáveis, transposição

acentuada de superfícies planares e eliminação, às vezes total, das paragêneses iniciais.

A presença de porfiroclastos de micas e, em alguns casos, até de sillimanita (?) nesses "filitos" pode se constituir uma indicação nesse sentido.

Na sub-área IV tem lugar uma grande variedade de tipos litológicos com a ocorrência de ortognaisses, paragnaisses e uma diversidade de rochas supracrustais, em que se incluem xistos, quartzitos e anfibolitos em geral tectonicamente bastante misturados.

As principais associações presentes podem ser assim sumarizadas:

- Ortognaisses

  Plagioclásio + quartzo + biotita + hornblenda + epidoto

  Plagioclásio + quartzo + biotita + hornblenda +- granada

  Plagioclásio + quartzo + biotita + epidoto +- muscovita +- hornblenda

- Paragnaisses

  Plagioclásio + quartzo + diopsídio +- feldspato potássico +-epidoto

  Plagioclásio + quartzo + feldspato potássico + biotita

  Plagioclásio + quartzo + diopsídio +- granada +- epidoto

  Plagioclásio + biotita + quartzo + sillimanita + granada

  Plagioclásio + biotita + quartzo +- sillimanita

- Quartzitos

  Quartzo + muscovita

  Quartzo + muscovita + biotita

  Quartzo + muscovita + sillimanita +- granada

  Quartzo + muscovita + epidoto + cordierita

Quartzo + muscovita + sillimanita + cordierita

- Xistos

Quartzo + muscovita + biotita +- sillimanita

Quartzo + plagioclásio + biotita + sillimanita + granada

- Anfibolitos

Hornblenda + plagioclásio +- quartzo +- biotita +- epidoto

Hornblenda + plagioclásio + epidoto +- diopsídio +- quartzo.

As paragêneses permitem enquadrar o conjunto da sub-área IV dentro do grau médio, talvez início do grau alto. A presença do epidoto e quartzo em muitas rochas mostra que as condições alcançadas no metamorfismo são compatíveis com o médio grau (fácies anfibolito média), posto que sob temperaturas mais vigorosas os dois minerais reagiriam dando plagioclásio cálcico, granada, hematita e água.

A passagem do médio grau ao alto grau, fixado pelo desaparecimento da muscovita parece não ter sido atingida, posto que este mineral está presente em várias rochas.

Algumas características diagnósticas da passagem do baixo grau ao médio grau também podem ser assinaladas, tais como a ausência de paragêneses em que ocorram clorita em equilíbrio com os outros minerais presentes, e a presença de plagioclásio mais cálcico (An 17-20). O aparecimento da cordierita pode ser também relacionado a essa passagem através da reação clorita + muscovita + quartzo = cordierita + biotita + Al_2SiO_5 + H_2O, que, juntamente com a reação clorita + muscovita = estaurolita + biotita + quartzo + H_2O, segundo WINKLER (1977), são diagnósticas para as condições de médio grau. A presença de

feldspato potássico, não muito comum, e as feições migmatíticas presentes, sobretudo nos ortognaisses, indicam que condições anatéticas foram alcançadas localmente.

É importante assinalar ainda a presença de vários minerais em desequilíbrio nas diversas associações presentes nas rochas e que se relacionam a processos metamórficos que serão descritos posteriormente.

No domínio sudeste, novamente se manifesta uma faixa de alto grau constituindo um conjunto supracrustal de paraderivação bem como rochas infracrustais ortoderivadas, submetidas a condições da fácies anfibolito alta a granulito, com importantes transformações retrometamórficas associadas. Zonas com maior concentração de deformação (milonitos e ultramilonitos) limitam ou seccionam os conjuntos litológicos presentes, estabilizando assembléias minerais em fácies xisto verde a anfibolito (GORAYEB & ABREU, 1989).

As principais assembléias minerais presentes são:

- Paragnaisses

  Quartzo + plagioclásio (An 30) + microclínio + biotita

  Quartzo + plagioclásio (An 30) + microclínio + muscovita + biotita

  Quartzo + plagioclásio (An 38) + biotita +- granada

  Quartzo + plagioclásio (An 30) + microclinio + sillimanita + granada + biotita

  Quartzo + microclínio + granada + muscovita + biotita

- Gnaisses Tonalíticos

  Plagioclásio + quartzo + microclínio + biotita

  Plagioclásio + quartzo + hornblenda + biotita +- titanita

- Mármores

  Calcita + dolomita + olivina +- flogopita

- Anfibólios

  Hornblenda + plagioclásio (An 38) + diopsídio

- Granulitos Máficos

  Hiperstênio + diopsídio + plagioclásio (An 32) + quartzo + hornblenda +- biotita

- Enderbitos

  Hiperstênio + diopsídio + plagioclásio + quartzo + biotita +- opacos

As assembléias minerais descritas, associadas ainda à presença muito comum de fases mobilizadas, responsáveis pela individualização de corpos granitóides de pequena e média dimensão, atestam que as condições metamórficas atingiram nesse setor o domínio do alto grau.

Em muitas partes, as rochas apresentam assembléias de minerais em desequilíbrio, com transformações parciais ou totais de alguns minerais, ou mesmo neoformação de minerais a partir de outros. Assim, os clino- e ortopiroxênios são substituídos por hornblenda e biotita; granada por biotita; e a silimanita por muscovita. Essas transformações são retrometamórficas e se estabelecem na transição do alto grau (fácies granulito) para o médio grau (fácies anfibolito), especialmente onde os granulitos e gnaisses apresentam-se mais deformados e migmatizados.

No domínio Ubajara-Jaibaras, a análise do metamorfismo deve ser feita de forma compartimentada, de um lado considerando os processos de cunho regional presentes por todo o domínio, diferenciando-os do metamorfismo térmico, associado à colocação dos corpos graníticos de Meruoca e Mucambo.

No primeiro caso, observa-se que as transformações metamórficas acontecidas no âmbito do Grupo Ubajara, mesmo nas unidades consideradas basais (formações Trapiá e Caiçaras), situam-se no campo do anquimetamorfismo a no máximo no limite entre os graus muito baixo a baixo. De importância mesoscópica a assinalar, é apenas o aparecimento de uma foliação ardosiana nos termos mais pelíticos, que, microscopicamente, se manifesta na formação e orientação de cristais de sericita, além da recristalização de quartzo com endentação de grãos, fato também observado na Formação Coreaú.

O estudo das condições metamórficas alcançadas pela Formação Pacujá, do Grupo Jaibaras, levado a termo por MELLO (1978) com base no grau de cristalinidade da illita, além da presença de lamelas de mica branca bem cristalizadas, associadas à neoformação de diminutas lamelas de biotita, de grânulos de epidoto e de recristalização de bordas de feldspato, permitiram enquadrar essa unidade como situada no campo do anquimetamorfismo com transição para metamorfismo de baixo grau.

Sob esse ponto de vista, não existe, assim, uma diferença marcante entre os grupos Ubajara e Jaibaras, uma vez que as transformações minerais, até onde se conhece, seja nas unidades basais do Ubajara seja no terço médio do Jaibaras, se verificam sob condições metamórficas praticamente idênticas.

Com relação ao metamorfismo térmico, o mesmo tem lugar na área de influência do granitóide de Mucambo, sobre as unidades Trapiá e Frecheirinha, estabilizando as seguintes paragêneses minerais:

Quartzo + albita + muscovita

Quartzo + albita + epidoto + clorita

Quartzo + cordierita + muscovita + biotita + oligoclásio

As duas primeiras podem ser enquadradas no baixo grau (fácies albita - epidoto - hornfels), enquanto a terceira se refere ao médio grau (fácies hornblenda hornfels).

Na borda norte-nordeste do granito Meruoca ocorrem assembléias minerais que evidenciam a presença de efeitos térmicos sobre rochas xistosas e cálcio-silicáticas ali ocorrentes e relacionadas ao conjunto supracrustal presente no domínio Granja-Senador Sá.

As transformações se reportam às condições do baixo grau, com a associação tremolita-actinolita-escapolita-clorita-epidoto, e no médio grau com estabilização das paragêneses:

Quartzo + muscovita + biotita + cordierita

Quartzo + biotita + andaluzita + feldspato potássico

As transformações minerais que aconteceram sobre as rochas epimetamórficas da região de Coreaú-Aprazível ainda não são bem conhecidas, embora se saiba que as relações de campo indicam uma situação secante do Granito Meruoca em relação às mesmas.

Finalmente, pode-se assinalar a presença de um evento metamórfico de baixo grau (fácies xisto verde) relacionado ao estabelecimento de zonas de cisalhamento linearizada, de mergulho forte, concordante a sub-concordante com as orientações regionais das rochas. Dentre muitas existentes, podem ser mencionadas as zonas de cisalhamento de Granja, Água Branca, Santa Rosa, Tangente etc., onde se verifica uma desestabilização de minerais e o estabelecimento de assembléias em desequilíbrio.

Essas zonas são também definidas pelo surgimento de

milonitos e ultramilonitos e até pseudo-taquilitos, evidenciando um efeito dinâmico expressivo, através da redução de grãos das rochas envolvidas.

Os processos de desestabilização levaram à formação das seguintes associações minerais:

Plagioclásio + quartzo + diopsídio + feldspato potássico +- epidoto + tremolita - actinolita;

Plagioclásio + quartzo + feldspato potássico + biotita + clorita;

Muscovita + biotita + quartzo +- granada +- plagioclásio + clorita + sericita;

Plagioclásio + quartzo + biotita + hornblenda +- feldspato potássico + clorita;

Plagioclásio + hornblenda +- epidoto +- diopsídio +- quartzo + biotita + clorita + tremolita;

Clinopiroxênio + ortopiroxênio + plagioclásio + granada + biotita + clorita;

Plagioclásio + feldspato potássico + granada + biotita + quartzo + clorita + epidoto + sericita.

As transformações principais verificadas, tais como piroxênio para hornblenda; hornblenda para biotita; hornblenda para clorita; biotita para clorita; feldspato para mica branca, minerais argilosos; hornblenda para tremolita-actinolita; hornblenda para epidoto; plagioclásio para epidoto, caracterizam reações de hidratação, com entrada de mais água no sistema, estabilizando minerais normalmente em condições de baixo ou médio grau, em claro desequilíbrio com as paragêneses pretéritas.

5.8 - MIGMATIZAÇÃO

A formação de migmatitos com a fusão parcial de rochas quartzo-feldspáticas é indicativa de condições geralmente atribuídas ao metamorfismo de alto grau.

Na região em estudo, os processos de migmatização são bastante evidentes, podendo mesmo temporal e espacialmente se caracterizar eventos diversos de geração de fundidos denominados genericamente mobilizados.

Pode-se, grosso modo, em um primeiro caso, identificar-se mobilizados concordantes a sub-concordantes com a foliação geral das rochas, cujas composições variam de tonalítica à granítica. A geração dessas fases durante o processo de deformação leva à formação de migmatitos bandados, estromatíticos (Pranchas 4.d e 7.a). Dependendo do grau de transposição da rocha, eles podem estar completamente paralelizados à foliação (Pranchas 7.b e 7.d), nos casos mais avançados de deformação, ou formando dobras de desenhos caprichosos nos leitos mais contínuos (Prancha 4.h).

Em um segundo caso, são encontrados mobilizados de composição geralmente granítica, de textura pegmatóide e, na quase totalidade, de relação secante à foliação (Pranchas 4.g e 6.h). Esses mobilizados, por vezes, constituem massas importantes, que chegam a configurar pequenos corpos graníticos isolados ou bandas métricas dentro das rochas gnáissicas.

A formação de mobilizados, relacionada ao fenômeno de anatexia, que leva ao aparecimento de migmatitos e gnaisses migmatizados, bem como suas composições e quantidades, dependem

da composição mineralógica e conseqüentemente da composição química da rocha, como também da pressão de vapor d'água e da temperatura. Dessa maneira, a formação de mobilizados de composições diferentes podem ter lugar em um mesmo evento, não sendo dessa forma a composição parâmetro decisivo para a separação temporal. No caso da relação de interseção como acontece com a fase pegmatóide, é possível estabelecer-se a seqüência dos eventos, sendo nessas situações evidente que a fase pegmatóide é posterior aos mobilizados concordantes com a foliação regional.

Com relação à distribuição espacial, observa-se, sobretudo na parte norte, acima da linha de separação das rochas supracrustais do Gráben de Martinópole, que os fenômenos de migmatização são mais fortes e estão presentes em praticamente em todas as rochas. Na sub-área IV, comparativamente às sub-áreas I e II, a intensidade da migmatização é bem menor, sendo comum encontrar-se corpos gnáissicos tonalíticos, praticamente sem migmatização.

No conjunto supracrustal, a migmatização somente se insinua e é encontrada localmente.

No domínio sudeste, esses processos se manifestam de forma vigorosa. Além do aparecimento de mobilizados de dimensões mesoscópicas, concordantes a sub-concordante com as estruturas regionais, é grande a quantidade de corpos graníticos de granulação grossa a pegmatóide (Prancha 6.g), de dimensões métricas a hectométricas, encaixados nas rochas regionais. Esses corpos são entendidos como produtos de anatexia de rochas pré-existentes e da geração de fusões expressivas em um contexto de metamorfismo de alto grau.

5.9 - ASPECTOS GEOCRONOLÓGICOS

Os dados geocronológicos disponíveis para a região noroeste do Ceará são quantitativa e qualitativamente muito pobres. Os resultados K/Ar apresentados na Tabela 16 mostram-se compatíveis com o Evento Brasiliano, sejam das rochas gnáissicas e migmatíticas, sejam dos corpos graníticos mais ou menos individualizados como o de Pedra do Sal. Também rochas pertencentes ao enxame de diques da região de Coreaú-Aprazível (Ceará), representadas por diabásio e andesito apresentam idades compatíveis com o leque de resultados obtidos para o Evento Brasiliano na região.

Alguns resultados que fogem a esse padrão, podem representar perdas apenas parciais de argônio por efeito de retrabalhamento menos vigoroso de rochas mais antigas, como também valores de idade falseados por limitações metodológicas ou pelo uso de materiais por vezes problemáticos, como é o caso das rochas básicas. Um outro fator a considerar em algumas datações é o baixo teor de potássio, por vezes associado a expressivas porcentagens de argônio atmosférico, o que pode introduzir ainda mais possibilidades de erros nas determinações.

Com relação aos dados Rb/Sr, estão disponíveis diagramas isocrônicos e idades convencionais sobre algumas das unidades lito-estruturais descritas na região. Assim, sobre o Complexo de Granja, NASCIMENTO et al.(1981) (Fig. 94, Tabela 17) estabeleceram o valor de 1.665 +- 28 Ma computando sete amostras, em determinações de rochas totais. A interpretação

Nº	SPK	LITOLOGIA	MATERIAL ANALISADO	ERRO	%K	Ar^{40} rad CCSTP 10^{-6}	% Ar^{40} atm	IDADE E	REF.
P-SAL	620	GRANITO	HORNBLENDA	-	1.30	38.7	23.5	627±19	1*
CODOZ-PI	616	GNAISSE	BIOTITA	-	7.86	150.8	1.3	429±13	1*
PV-48-Ce	628	GRANITO	BIOTITA	-	7.14	179.3	1.9	512±15	1*
PV-44-Ce	569	MIGMATITO	ANFIBÓLIO	-	0.872	23.0	6.90	566±17	1*
B9-2a	3048	DIORITO GNAISSE	ANFIBÓLIO	0.1156	2.1060	58.83	4.10	598±37	2*
B9-4a	3055	MONZODIOR.GNAISSE	ANFIBÓLIO	0.0927	1.8438	56.98	4.91	651±37	2*
PV-47-Ce	782	GNAISSE	HORNBLENDA	-	-	-	-	971±29	2*
B7-9a	3004	ANFIBOLITO	RT	0.0014	0.4241	12.90	20.79	642±30	2**
B7-11a	3006	ESCARNITO	RT	0.0064	1.2791	34.91	8.01	584±14	2**
B7-12a	3011	ANFIBOLITO	RT	0.0077	0.7014	20.43	7.26	618±15	2**
PV-59-Ce	632	ANFIBOLITO	ANFIBÓLIO	-	0.176	9.89	7.00	1050±120	1**
PRP-3	3921	DIABASIO	RT	0.84	0.5255	12.05	7.40	502±8	4***
PRP-2	3922	ANDESITO	RT	0.70	1.9426	83.17	2.20	478±6	4***

Tabela 16 - Dados analíticos das determinações K/Ar. Constantes utilizadas: λ TOTAL = $0,530 \times 10^{-9}$ anos^{-1}; $\lambda K = 0,585 \times 10^{-16}$ anos^{-1}; $\%K^{40}$ em K TOTAL = 0,0119. Referências (índice remissivo para todas as tabelas geocronológicas deste capítulo): 1 = ALMEIDA et al, (1968); 2 = NEVES (1975); 3 = NEVES (1978); 4 = NOVAIS et al, (1979); 5 = NASCIMENTO et al, (1989). *Complexo de Granja; ** Complexo Nordestino (Itapipoca - Santa Quitéria); ***Diques da região Coreaú - Aprazível.

dada e esse resultado é a de que ele indica importante época de reomogeneização isotópica de rochas mais antigas, face a elevada razão inicial (0,7045 +- 0,0001).

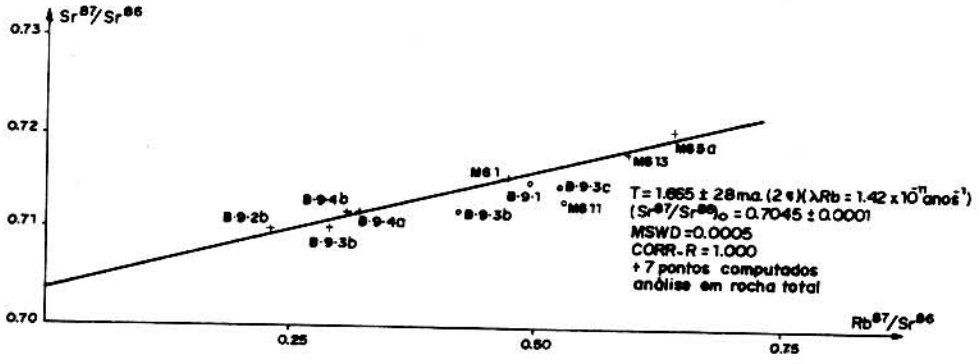


FIG. 94 - Diagrama isocrônico do Complexo de Granja. (NEVES 1978)

Para o Complexo Nordestino, na região de Itapipoca-Santa Quitéria, os dados analíticos permitiram a NASCIMENTO **et al.** (**op.cit.**) o traçado de pelo menos três retas isocrônicas de referência (Fig. 95, Tabela 18). As idades são referidas a uma fase principal de reomogeneização isotópica por volta de 704 +- 83 Ma (RI = 0,704 +- 0,004); o resultado de 525 +- 83 Ma (RI= 0,706 +- 0,001) corresponderia a processos de granitização manifestado principalmente pela presença de rochas graníticas de granulometria grossa. A idade de 885 +- 172 Ma (RI= 0,709 +- 0,001) é considerada como mínima para o início do processo de migmatização extensivo por toda a região onde ocorrem metassedimentos clásticos, em partes migmatizadas.

Para a região de Forquilha e Rio Curú, o traçado e a interpretação das retas isocrônicas de NASCIMENTO **et al.**(**op cit**) é ainda mais difícil (Fig. 96, Tabela 19). O que se pode dizer é que, isocronicamente, os materiais estão muito desequilibrados. Isso pode refletir retrabalhamento diferenciado

SPK	NºCAMPO	LITOLOGIA	Rb(ppm)	Sr(ppm)	Rb^{87}/Sr^{86}	Sr^{87}/Sr^{86}*	I.CONV.** (MA)	I.ISOCR.*** (MA)	REF.
873	B9-1	Gnaisse quartzo-diorítico	80,6	472,6	0,494±0,014	0,7152±0,0014	1.304±342	-	2
920	B9-2b	Gnaisse diorítico	53,0	669,7	0,229±0,006	0,7100±0,0008	1.211±656	1.665±28	2
855	B9-3a	Gnaisse quartzo-monzodiorítico	92,2	635,0	0,421±0,012	0,7118±0,0018	965±455	-	2
874	B9-3c	Gnaisse quartzo-monzodiorítico	117,7	648,7	0,526±0,015	0,7149±0,0018	1.182±352	-	2
863	B9-4a	Gnaisse monzodiorítico	68,3	618,2	0,320±0,09	0,7119±0,0023	1.286±654	1.665±28	2
1012	B9-4b	Gnaisse monzodiorítico	68,2	634,9	0,311±0,09	0,7120±0,0011	1.345±497	1.665±28	2
862	B9-3b	Gnaisse tonalítico	63,0	639,3	0,285±0,08	0,7110±0,0013	1.232	1.665±28	2
2246	MG-11	Migmatito	83,3	454,4	0,53±0,01	0,7133±0,0008	959±281	1.665±28	3
2268	MG-13	Migmatito	91,3	448,0	0,59±0,01	0,7186±0,0008	1.487±252	1.665±28	3
2623	MG-1	Migmatito	84,4	516,9	0,47±0,01	0,7157±0,0013	1.580±353	1.665±28	3
2624	MG-5A	Granulito	48,4	202,5	0,69±0,01	0,7211±0,0015	1.618±254	1.665±28	3

Tabela 17 - Dados analíticos Rb/Sr em rocha total do Complexo de Granja

Constantes: $Rb = 1{,}42 \times 10^{-11}$ anos^{-1}; $Rb^{86}/Sr^{87} = 2{,}6027 \pm 0{,}048$. *Valores de Sr^{87}/Sr^{86} normalizados para a constante $Sr^{86}/Sr^{86} = 0{,}1194$. **$(Sr^{87}/Sr^{86})_o = 0{,}708 \pm 0{,}002$. ***$(Sr^{87}/Sr^{86})_o = 0{,}7045 \pm 0{,}0001$.

dos litotipos analisados. Pode ser também reflexo de diferenças relacionadas às distintas frações dos materiais que compõem os metassedimentos considerados naquela análise.

Os dados do Grupo Martinópole, com valores recalculados por NASCIMENTO et al. (op. cit.), mostram duas retas paralelas com resultados isocrônicos em torno de 650 Ma (Fig. 97, Tabela 20). Conforme já mencionaram NOVAIS et al. (1979), as retas obtidas devem refletir a existência, no conjunto, de materiais com razões iniciais distintas, provindas de rochas diferentes (sedimentos, magmatitos e metamorfitos). Valores de idades convencionais, usando-se razões iniciais em torno de 0.710, têm fornecido cifras ao redor de 1.100 Ma para algumas rochas do Grupo Martinópole. Esses resultados mostram que a questão de idade do Grupo Martinópole constitui-se num problema ainda sem definição. Em termos temporais, o que se pode dizer é que os processos de cisalhamento dúctil, de caráter pervasivo, encontrado nessas rochas, não estão impressos nos metassedimentos do Grupo Ubajara que lhes sobrepõem.

Para a Formação Caiçaras, do Grupo Ubajara, o diagrama isocrônico da Fig. 98, Tabela 21, elaborado por NOVAIS et al. (op. cit.), mostra para a fração argila de apenas três amostras uma idade de 610 Ma, com razão inicial bastante elevada (0,735). A interpretação dada é que esta idade se refere a eventos sintectônicos da unidade. Para a fração rocha total, com valor de razão inicial pré-fixada de 0,706 +- 0,002, foi encontrado um valor em torno de 1.000 Ma tido como uma isócrona de referência e inferida como representando evento de deposição.

O número reduzido de pontos, todos bem afastados da

origem, e a distribuição insatisfatória dos mesmos ao longo da reta limitam muito a confiabilidade dos resultados.

Os materiais de baixo grau metamórfico da Formação Pacujá, do Grupo Jaibaras, foram analisados por NOVAES et al. (1979) e forneceram diagramas isocrônicos. Com materiais do Gráben de Jaguarapi, fração rocha total e argila (n=10), obteve-se uma isócrona verdadeira, com idade de 551 +- 20,5 Ma, com razão inicial de 0,7116 +- 0,0015, MSWD = 1,9 e r = 0,99 (Fig. 99, Tabela 22). A distribuição dos pontos aglomeradamente e a existência de uma amostra com teor elevado de rubídio, bastante deslocada das demais e situada à direita da reta, são os fatores limitantes da confiabilidade do resultado. Com rochas da seção Sobral-Massapê, foi obtida uma idade de 535 +- 27 Ma, com razão inicial de 0,710 0,009, MSWD de 1,4, e r = 0,998. O diagrama estabelecido é bom, tanto pelo alinhamento obtido, como pela distribuição uniforme da distribuição dos pontos na reta (Fig. 100). Para a Suíte Meruoca, NOVAIS et al. (1979) estabeleceram dois diagramas isocrônicos de referência. Um para os diques e outro para o granitóide de Meruoca. No primeiro, para uma razão inicial de 0,707 +- 0.001, com três amostras de rocha total, chegou-se à idade de 580 +- 30 Ma (Fig. 101, Tabela 23). Para o granitóide, com quatro pontos, foi obtido o resultado de 540 +- 7 Ma, com MSWD = 0,15, r = 100 e erro na idade inferior a 10%. NOVAIS (op. cit.) discutiram o significado do diagrama chamando a atenção para a razão inicial 0,7016 +- 0,001, considerada muito baixa para o tipo de rocha, bem como a existência de um ponto à direita, muito afastados dos demais (Fig. 102).

SPK	Nº DE CAMPO	LITOLOGIA	Rb(ppm)	Sr(ppm)	Rb^{87}/Sr^{86}	Sr^{87}/Sr^{86}*	I.CONV. (MA)	I.ISOCR. (MA)	R.INICIAL	REF.
869	B7-2a	Gnaisse tonalítico	179,8	189,8	2,75±0,08	0,7333±0,0023	-	(704)	0,7046±0,0007	2
859	B7-2b	Gnaisse granodiorítico	112,2	223,4	1,46±0,04	0,7206±0,0013	-	(704	0,7046±0,0007	2
858	B7-2c	Gnaisse granodiorítico	112,4	275,3	1,18±0,03	0,7161±0,0024	-	(704)	0,7046±0,0007	2
1011	B7-2d	Gnaisse granodiorítico	124,5	261,0	1,38±0,04	0,7183±0,0020	-	(704)	0,7046±0,0007	2
922	B7-1b	Gnaisse granodiorítico	119,4	534,3	0,65±0,02	0,7105±0,0010	-	(704)	0,7046±0,0007	2
860	B7-3	Gnaisse granítico	167,4	102,4	5,32±0,15	0,7556±0,0027	-	(704)	0,7046±0,0007	2
2244	MCO-B-1	Granito gnaisse	60,1	840,0	0,20±0,01	0,7104±0,0014	1500	-	0,706 ±0,002	3
-	B8-1	Gnaisse listrado	71,7	516,2	0,402±0,008	0,7165±0,0013	1983±288	-	0,705 ±0,001	2
2245	MCO-B-2	Gnaisse listrado	59,3	544,0	0,32±0,01	0,7139±0,0006	1735±455	-	0,706 ±0,002	3
2619	MSQ-1	Gnaisse melanocrático	14,9	312,5	0,14±0,00	0,7066±0,0026	-	(704)	0,7046±0,0007	3
3043	MSQ-3	Migmatito	89,6	303,4	0,86±0,02	0,7132±0,0011	-	(704)	0,7046±0,0007	3
2621	MSQ-4	Augen-gnaisse	93,0	300,0	0,82±0,02	0,7119±0,0018	-	(704)	0,7046±0,0007	3
2622	MSQ-5	Augen-gnaisse	180,8	450,0	1,16±0,02	0,7201±0,0012	849±112	-	0,706 ±0,002	3
3206	MSQ-B-14	Granodiorito	244,9	210,8	3,37±0,07	0,7316±0,0010	533±49	(525)	0,706 ±0,001	5
3201	MSQ-G-8	Leucossoma de migmatito	138,0	239,2	1,65±0,03	0,7185±0,0009	-	(525)	0,706 ±0,001	5
3404	282-AG-DN-116	Anfibolito	103,0	900,0	0,33±0,01	0,7088±0,0012	-	-	0,708 ±0,002	5
921	B7-10	Gnaisse granítico	203,3	189,5	3,12±0,09	0,7361±0,0017	-	(704)	0,7046±0,0007	4
861	B7-5	Granito	195,8	111,0	5,13±0,14	0,7448±0,0011	518±23	(525)	0,7070±0,001	4
924	B7-6	Granito	252,6	143,1	5,13±0,14	0,7430±0,0012	510±36	(525)	0,7070±0,001	4
870	B7-8	Granito	226,9	149,5	4,41±0,12	0,7404±0,0013	532±29	(525)	0,7070±0,001	4
854	B7-11a	Escarnito	43,8	87,4	1,45±0,04	0,7314±0,0028	1128±141	(704)	0,7090±0,001	4
923	B7-11b	Escarnito	33,7	75,6	1,29±0,04	0,7249±0,0008	911±78	(704)	0,7090±0,001	4
872	B7-12c	Anfibolito	8,2	131,6	0,16±0,01	0,7101±0,0013	1139±414	(704)	0,7090±0,001	4
1025	B7-12a	Anfibolito	8,4	136,9	0,19±0,01	0,7114±0,0014	1253±643	(704)	0,7090±0,001	4
930	B7-9	Anfibolito	20,0	82,0	0,706±0,020	0,7092±0,0013	417±166	-	0,705 ±0,001	4

Tabela 18 - Dados analíticos Rb/Sr, em rocha total, do Complexo Nordestino (região de Itapipoca - Santa Quitéria). Valores recalculados.

NASCIMENTO et al. (1981) construíram uma outra isôcrona, com todos os dados analíticos da Suíte Meruoca, que forneceu a idade de 530 +- 10 Ma, com razão inicial significativamente baixa de 0,7044 +- 0,0011 (Fig. 103, Tabela 24).

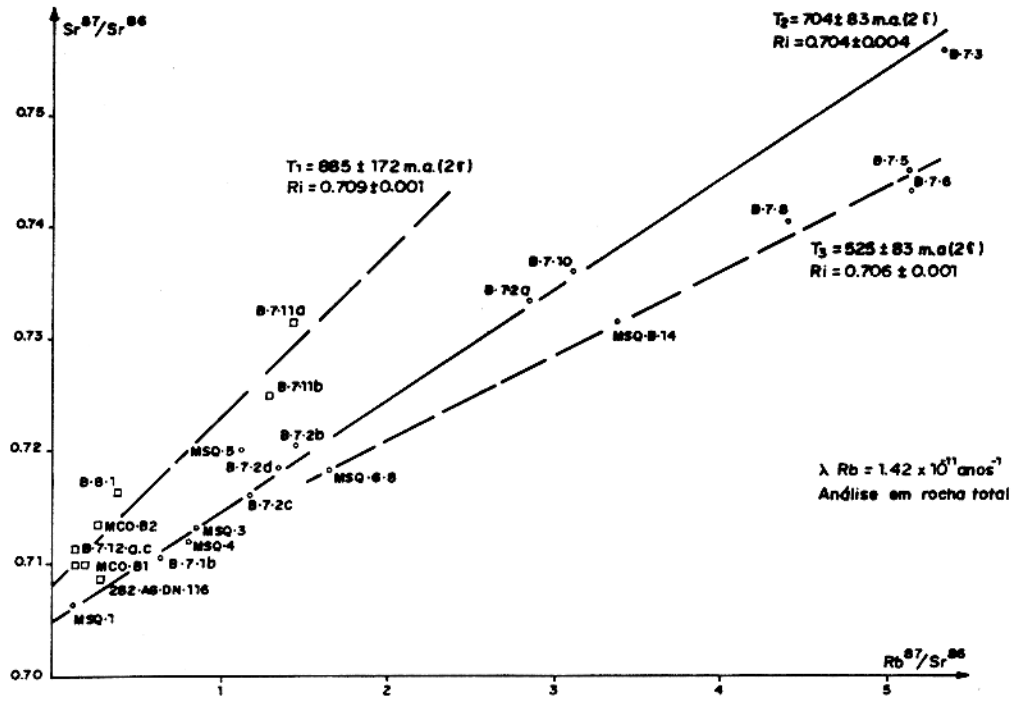


***FIG. 95** - Isócronas Rb/Sr de referência do Complexo Nordestino (Região Itapipoca-Santa Quitéria. Segundo NASCIMENTO et al. (1981).*

Um outro dado isocrônico diz respeito à idade de 507 +- 27 Ma, com razão inicial de 0,70557 +- 0,00013, de rocha total, com 5 pontos, encontrados para o Granitóide de Chaval (Fig. 104, Tabela 25). O valor de MSWD de 0,7 e r = 0,978 dão um bom alinhamento aos pontos, a despeito da não existência de resultados próximos à origem, que melhor equilibrariam a reta, bem como da existência de um valor bastante afastado à direita. A interpretação dada a esse resultado por NOGUEIRA NETO et al.(1989) é que ele representa a idade de formação do

SPK	Nº DE CAMPO	LITOLOGIA	Rb(ppm)	Sr(ppm)	Rb^{87}/Sr^{86}	Sr^{87}/Sr^{86}*	I.CONV. (MA)	REF.
3205	MSQ-A-3	Migmatito	147,4	186,4	2,31±0,05	0,7777±0,0015	2157±96*	5
3202	MSQ-A-5	Gnaisse	149,1	229,1	1,89±0,04	0,7554±0,0006	1814±91*	5
3202	MSQ-A-6	Gnaisse	224,5	122,4	5,33±0,11	0,7522±0,0008	607±33*	5
3204	MSQ-A-8	Gnaisse biotítico	149,6	512,2	0,85±0,02	0,7107±0,0014	-	5
3400	282-AG-DN-130	Gnaisse (porte xistosa)	200,8	261,9	2,23±0,04	0,7643±0,0011	1817±87*	5
3401	282-AG-DN-130	Gnaisse (parte félsica)	113,8	168,0	1,97±0,04	0,7759±0,0012	2450±106*	5
3197	SJA-1	Xisto bimicáceo	204,8	141,8	4,21±0,08	0,7714±0,0015	1086±52*	5
3197	SJA-1(Rep)	Xisto bimicáceo	204,8	141,8	4,21±0,08	0,7723±0,0013	1100±50**	5
3198	SJA-2	Xisto (camadas félsicas)	195,8	240,9	2,36±0,05	0,7422±0,0010	1070±72**	5
3198	SJA-2(Rep)	Gnaisse(camada félsicas)	195,8	240,9	2,36±0,05	0,7434±0,0016	1106±82**	5
3199	SJA-3	Gnaisse bimicáceo	294,3	434,9	1,97±0,04	0,7421±0,0014	1282±94**	5
3200	SJA-4	Gnaisse bimicáceo	236,2	524,8	1,31±0,03	0,7384±0,0008	1734±122**	5
3399	264-AG-56	Anfibolito	77,0	1.138,7	0,20±0,00	0,7185±0,0017	-	5
3402	264-AG-59	Gnaisse (parte félsica)	233,2	457,2	1,48±0,003	0,7308±0,0050	1172±253**	5
3403	264-AG-59	Gnaisse (parte xistosa)	170,1	217,1	2,27±0,005	0,7397±0,0010	1038±75**	5
2617	SRC-5**	Gnaisse micáceo	117,9	137,5	2,49±0,05	0,7318±0,0014	727±71**	3
2618	SRC-6**	Gnaisse micáceo	120,8	155,2	2,26±0,005	0,7307±0,0022	766±75**	3

Tabela 19 - Dados analíticos Rb/Sr, em rocha total, do Complexo Nordestino (regiões sudesde de Forquilha e rio Curu). Valores recalculados. RI = 0,706±0,000. *Forquilha. **Rio Curu.

granitóide, acontecida simultaneamente ao processo de geração da foliação impressa em maior ou menor intensidade no corpo.

Na busca de uma melhor definição do posicionamemto temporal para o Complexo de Granja, foi feita uma nova tentativa de construção de diagramas isocrónicos Rb/Sr, usando-se gnaisses e rochas granulíticas de afloramentos das imediações de Granja, do riacho Gangorra, na estrada Granja-Campanário e de pedreiras situadas ao longo da rodovia Granja-Camocim.

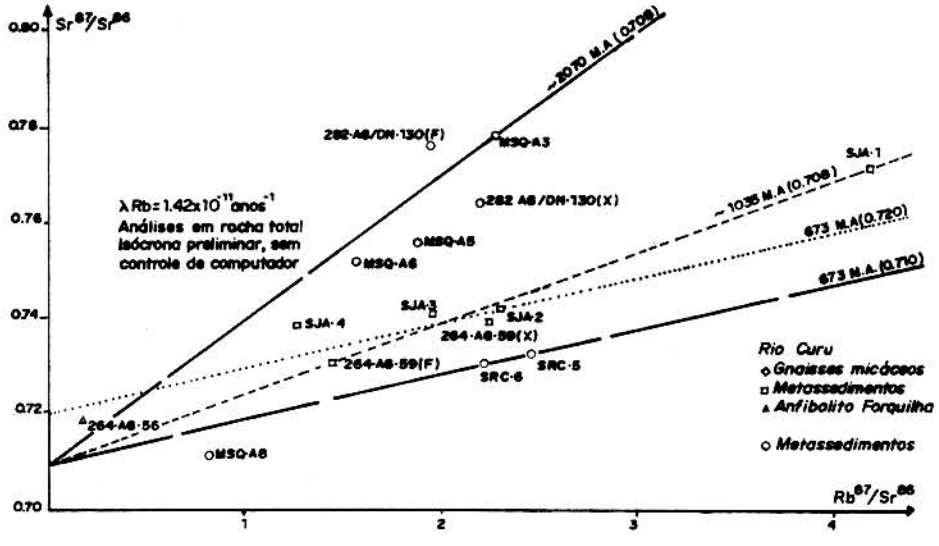


FIG. 96 - Isócronas de referência para as rochas metassedimentares das regiões do Rio Curu e sudeste de forquilha. (NASCIMENTO et al. 1981).

Para os granulitos da pedreira situada na fazenda Morro Vermelho de Cima, foi construído um diagrama cujo resultado forneceu uma idade de 1.915 +- 19 Ma, (RI = 0,70587, MSWD = 4,03 e n =7) (Fig. 105, Tabela 26). Os pontos mostram uma certa dispersão, a razão inicial é relativamente alta e o diagrama pode ser dito de confiabilidade razoável.

Na vila Doutor Privat, entre Granja e Camocim, foram

tomadas sete amostras de granada-gnaisse (granulito), e construído o diagrama da Fig. 106, que forneceu a idade de 1.929 +- 60 Ma, (RI = 0.70623, MSWD = 4,62), o qual apresenta as mesmas limitações do diagrama anterior.

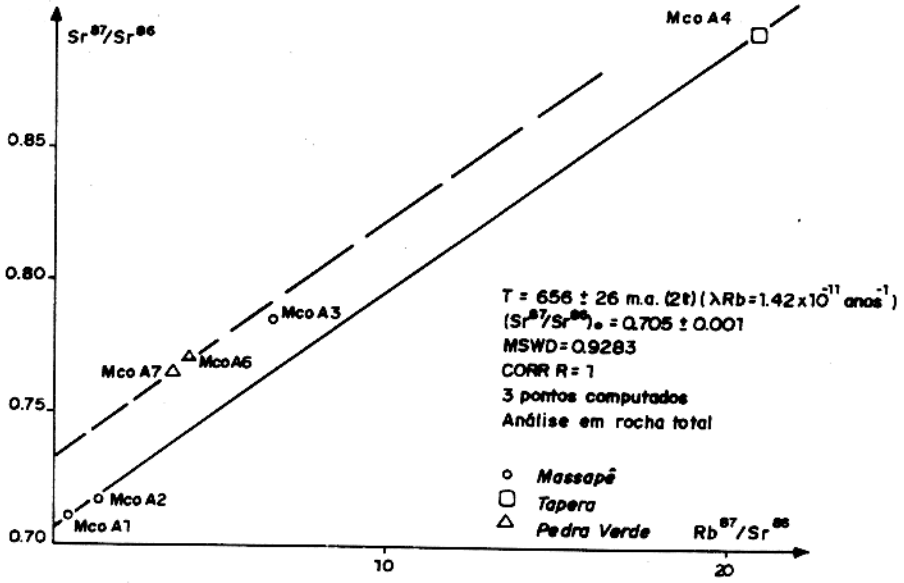


FIG. 97 - Isócronas de referência Rb/Sr para o Grupo Martinópole. Segundo NEVES (1978).

SPK	NºCAMPO	LITOLOGIA	Rb(ppm)	Sr(ppm)	Rb^{87}/Sr^{86}	Sr^{87}/Sr^{86}*	IDADE(MA)	REF.
3076	MCO-A-6	Xisto prateado	126,2	90,8	4,05±0,08	0,7701±0,0003	1106±46	3
3077	MCO-A-7	Xisto prateado	86,2	70,5	3,56±0,07	0,7654±0,0013	1166±60	3
2611	MCO-A-1	Filito	33,0	239,6	0,40±0,01	0,7192±0,0019	735±484	3
2612	MCO-A-2	Filito	69,0	150,3	1,33±0,03	0,7169±0,0010	574±118	3
2247	MCO-A-3	Filito	180,8	82,7	6,38±0,13	0,7859±0,0014	877±32	3
2243	MCO-A-4	Filito	207,2	29,8	20,51±0,40	0,8972±0,0010	653±16	3

Tabela 20 - Dados analíticos Rb/Sr em rocha total do Grupo Martinópole. Valores recalculados.

Por se tratarem de rochas que apresentam as mesmas caracteristicas petrográficas e estruturais, e por estarem relativamente próximos os afloramentos onde foi realizada a

amostragem, os dados dos dois diagramas anteriores foram tratados de forma conjunta e são apresentdos na Fig. 107. A isócrona encontrada é razoável, posto que a dispersão dos pontos não é grande, o espalhamento é regular, e assim a idade de

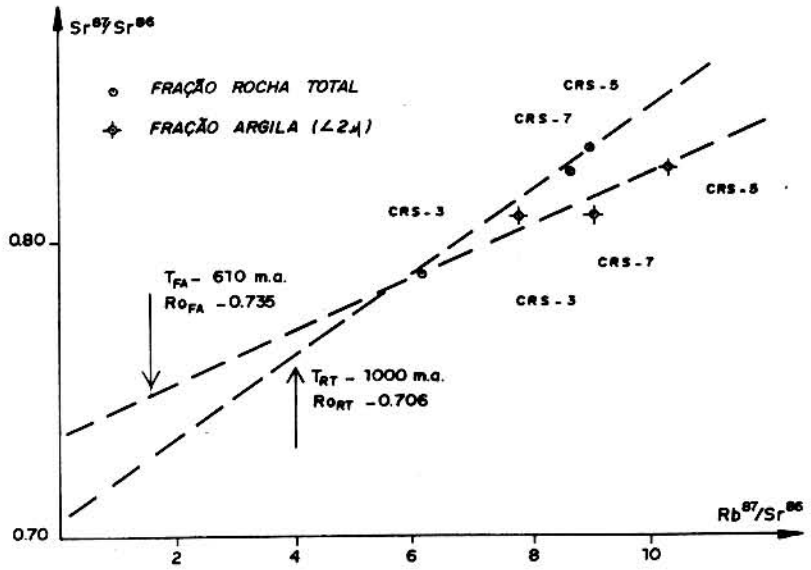


FIG. 98 - Diagrama isocrônico para os pontos analíticos de amostras da Formação Caiçaras (folhelhos ardosianos). Segundo NOVAIS et al. 1979.

Nº	SPK	LITOLOGIA	Rb(ppm)	Sr(ppm)	Rb^{87}/Sr^{86}	Sr^{87}/Sr^{86}	REF.
CRS-3	3418	Folhelho vermelho	224,2	105,5	6,20±0,12	0,7878±0,0013	4
CRS-7	3275	Siltito argiloso	134,2	45,2	8,74±0,17	0,8232±0,0016	4
CRS-5	3276	Filito violáceo	190,8	61,8	9,04±0,18	0,8314±0,0005	4
CRS-3FF	3425	Folhelho vermelho	260,7	97,2	7,84±0,16	0,8079±0,0005	4
CRS-7FF	3427	Filtito argiloso	201,5	64,8	9,09±0,18	0,8090±0,0008	4
CRS-5FF	3426	Filito violáceo	260,6	73,7	10,36±0,20	0,8259±0,0019	4

Tabela 21 - Dados analíticos Rb/Sr para rochas da Formação Caiçaras.

1.935 +- 17 Ma, RI = 0,70586, MSWD = 4,86, deve refletir um evento geológico importante, que permitiu a reomogeneização isotópica das rochas tratadas. É importante assinalar no

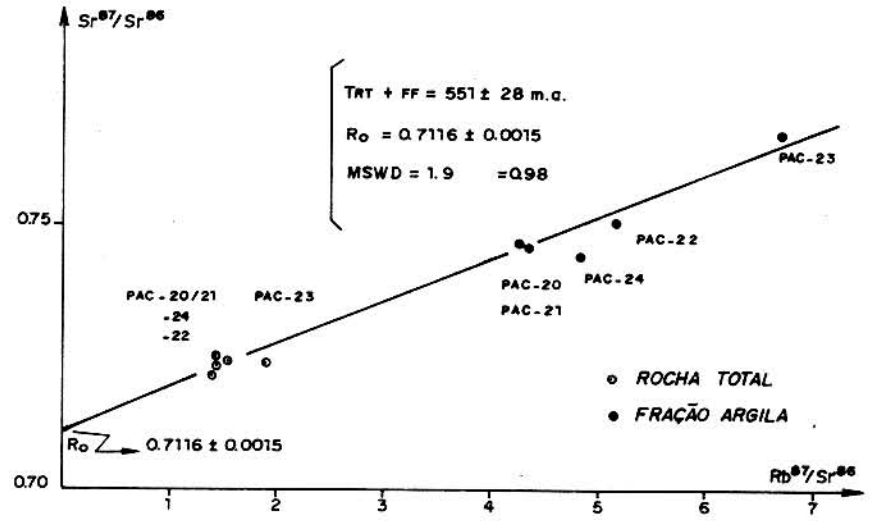


FIG. 99 - Diagrama isocrônico para siltitos argilosos da Formação Pacujá no Graben de Jaguarapi. Segundo NOVAIS et al. (1979).

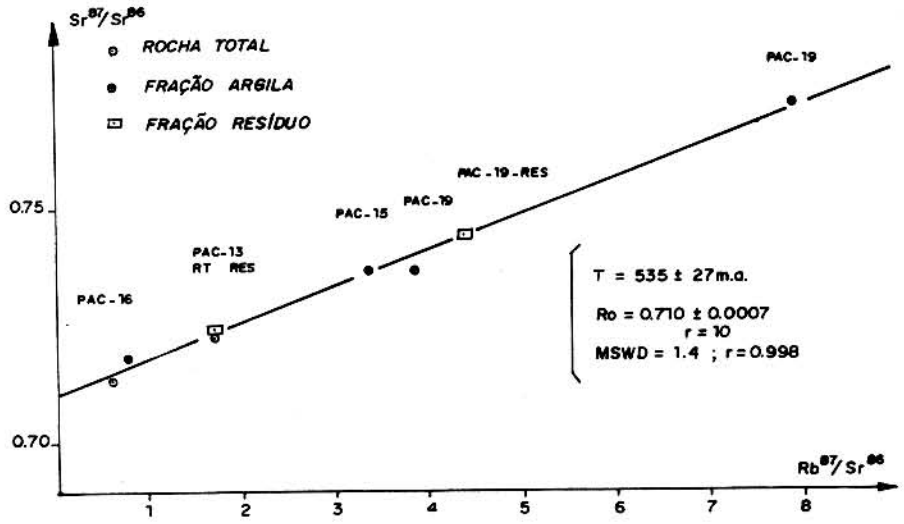


FIG. 100 - Isócrona verdadeira para as rochas da Formação Pacujá no perfil Sobral-Massapê (km 21). Segundo NOVAIS et al. (1979).

Nº	SPR	Rb(ppm)	Sr Nat ppm	Rb^{87}/Sr^{86}	Sr^{87}/Sr^{86}	IDADE ISOCR. m.a.	RAZÃO INICIAL	REF.
PAC-3	3278	154,5	199,6	2,24±0,04	0,7239±0,0011	-	-	
PAC-3FF	3419	239,4	136,5	5,10±0,10	0,7437±0,0010	-	-	
PAC-6	3159	172,6	140,3	3,57±0,07	0,7267±0,0010	-	-	
PAC-6FC	3420	233,5	96,8	7,02±0,14	0,7530±0,0004	-	-	
PAC-8	3160	48,7	331,3	0,43±0,001	0,7128±0,0011	-	-	
PAC-8FF	3421	109,9	211,8	1,50±0,003	0,7207±0,0010	-	-	
PAC-15	3277	68,5	116,6	1,70±0,003	0,7219±0,0005	535±27	0,710±0,0009	
PAC-15FF	3422	134,1	115,7	3,37±0,007	0,7369±0,0016	"	"	
PAC-15RES	3823	65,5	111,1	1,71±0,03	0,7231±0,0015	"	"	
PAC-16	3161	15,8	71,4	0,64±0,01	0,7137±0,0016	"	"	
PAC-16FF	3423	23,1	80,8	0,83±0,02	0,7186±0,0008	"	"	
PAC-19	3162	143,3	106,9	3,89±0,08	0,7365±0,0014	"	"	
PAC-19FF	3424	160,0	58,8	7,93±0,16	0,7719±0,0019	"	"	
PAC-19RES	3822	148,4	98,4	4,39±0,09	0,7433±0,0015	"	"	
PAC-20	3800	67,5	128,20	1,53±0,03	0,7248±0,0013	"	"	
PAC-20FF	3803	157,3	107,4	4,26±0,08	0,7474±0,0010	551±28	0,7116±0015	
PAC-21	3801	61,10	121,90	1,45±0,03	0,7253±0,0010	"	"	
PAC-21FF	3804	162,3	108,60	4,34±0,09	0,7459±0,0008	"	"	
PAC-22	3802	84,9	174,10	1,41±0,03	0,7217±0,0009	"	"	
PAC-28FF	3805	211,6	127,30	4,83±0,10	0,7465±0,0008	"	"	
PAC-23	3572	109,40	165,30	1,92±0,04	0,7237±0,0014	"	"	
PAC-23FF	3574	227,90	98,60	6,73±0,13	0,7680±0,0013	"	"	
PAC-24	3573	69,40	137,6	1,46±0,03	0,7234±0,0017	"	"	
PAC-24FF	3575	170,00	95,7	5,17±0,10	0,7508±0,7508	"	"	

Tabela 22 - Dados analíticos das determinações Rb/Sr na Formação Pacujá. Constantes utilizadas $Rb = 1,42 \times 10^{-11} anos^{-1}$. $Sr^{86}/Sr^{88} = 0,1194$. Ref. = 4.

Nº	SPK	Rb(ppm)	Sr Nat ppm	Rb^{87}/Sr^{86}	Sr^{87}/Sr^{86}	IDADE	RAZÃO INICIAL
HAB-2	2519	251,1	124,5	5,87±0,12	0,7549±0,0015	596±34	0,705 ±0,002
HAB-3	2520	133,5	229,6	1,69±0,03	0,7180±0,0006	541±88	0,705 ±0,002
HAB-5	3274	96,2	109,3	2,55±0,05	0,7294±0,0009	534±62	0,710 ±0,002
MUC-1	2610	200,6	171,3	3,40±0,07	0,7322±0,0020	541±60	0,706 ±0,002
MUC-1R		200,6	171,3	3,40±0,07	0,7331±0,0017	560±56	0,706 ±0,002
SER-BAR2	2521	313,3	100,3	9,10±0,18	0,7738±0,0006	530±29	0,709 ±0,002
MER-1	2515	204,06	29,69	28,48±0,212	0,9202±0,0006	540± 7	0,70157±0,00098
MER-2	2516	161,68	60,14	7,76±0,091	0,7607±0,0014	540± 7	0,70157±0,00098
MER-3	2517	156,09	41,22	10,93±0,850	0,7867±0,0013	540± 7	0,70157±0,00098
MER-4	2518	165,26	67,84	7,03±0,52	0,7556±0,0005	540± 7	0,70157±0,00098

Tabela 23 - Dados analíticos Rb/Sr, rocha total para diques graníticos e do Granito Meruoca. Ref. = 4.

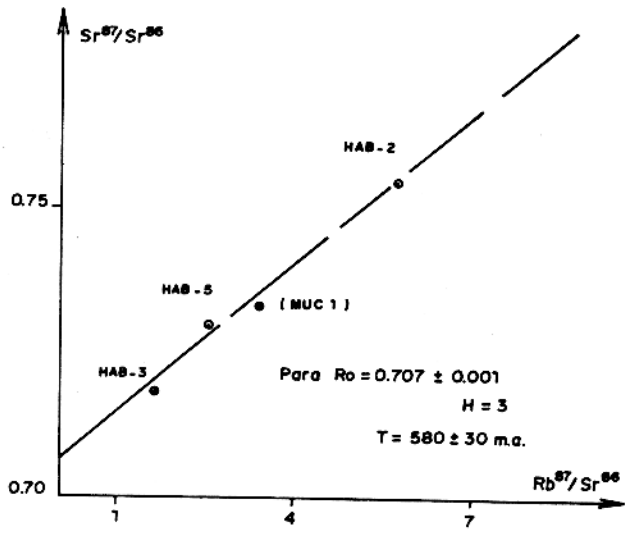


FIG. 101 - Isócrona de referência para os diques graníticos intrusivos no "Grupo Ubajara". Segundo NOVAIS et al. (1979).

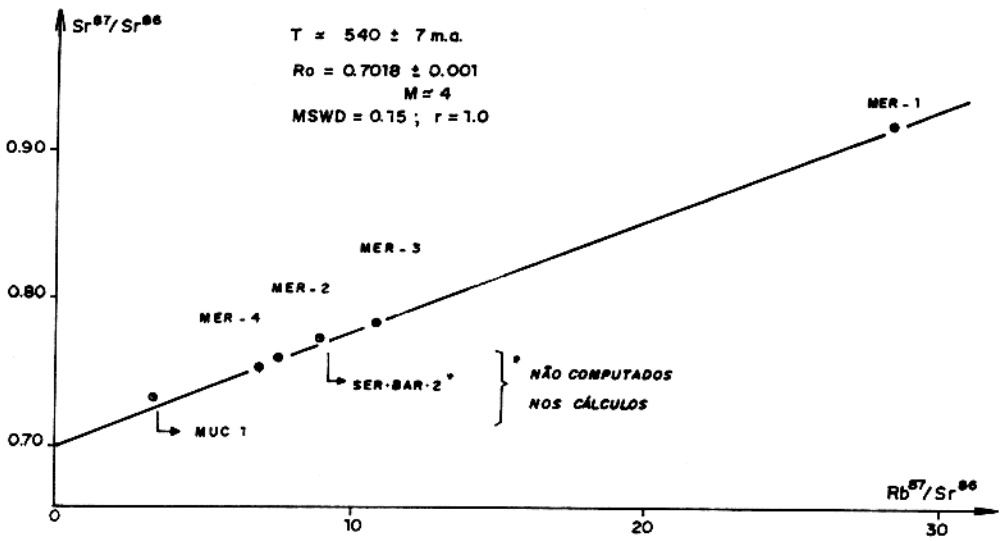


FIG. 102 - Diagrama isocrônico para quatro amostras de granito da Serra de Meruoca. Segundo NOVAIS et al. (1979).

diagrama o caráter de não co-geneticidade das amostras, posto que são tratados conjuntamente para a confecção da isócrona,

granulitos máficos, enderbitos e granada gnaisses.

Para os gnaisses da pedreira situada a cerca de 4 km de Granja, na margem da rodovia para Camocim, as sete amostras

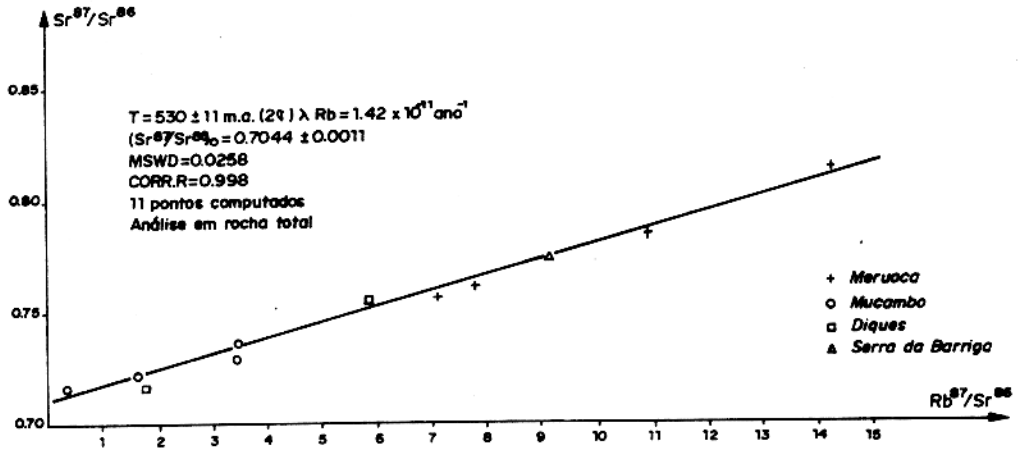


FIG. 103 - *Isócrona Rb/Sr para os granitos Mucambo, Serra da Barriga e diques associados. (Segundo NASCIMENTO et al. 1981).*

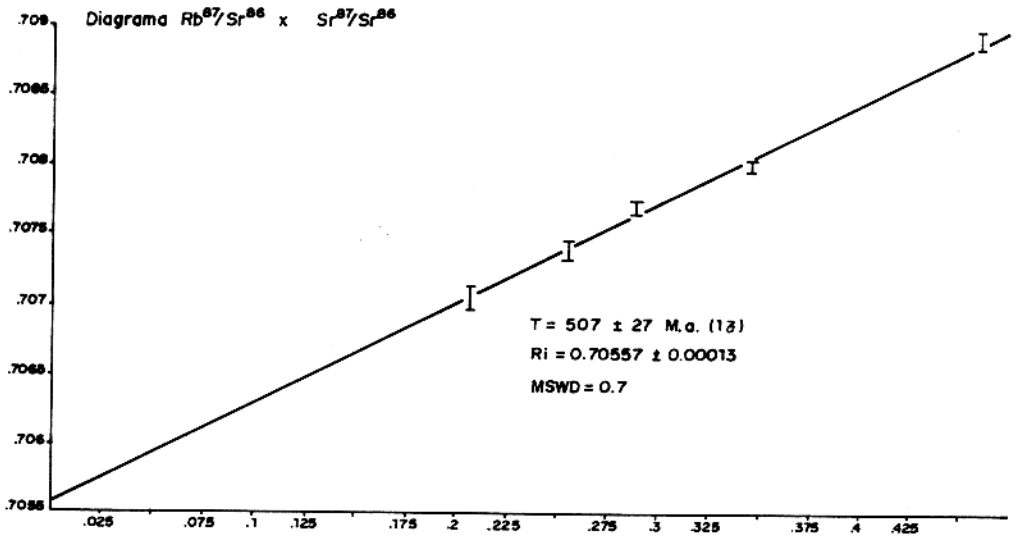


FIG. 104 - *Diagrama isocrônico do Granitóide Chaval (Dados de NOGUEIRA NETO et al. 1989).*

SPK	Nº DE CAMPO	LITOLOGIA	FOLHA	LOCALIDADE	Sr(ppm)	Sr(ppm)	Rb^{87}/Sr^{86}	Sr^{87}/Sr^{86}	I.CONV. (MA)	I.ISOCR. (MA)	R.INICIAL	REF.
2515	MER-1	Granito fino	SA.24-Y-D	Meruoca	204,1	15,2	28,48 ±0,212	0,9202±0,006	524±4	530±10	0,7044±0,0011	3
2516	MER-2	Granito grosseiro	SA.24-Y-D	Meruoca	161,3	58,6	7,762±0,091	0,7607±0,0005	499±8	530±10	0,7044±0,0011	3
2517	MER-3	Granito grosseiro	SA.24-Y-D	Meruoca	159,0	39,9	10,933±0,085	0,7867±0,0005	560±8	530±10	0,7044±0,0011	3
2518	MER-4	Granito grosseiro	SA.24-Y-D	Meruoca	165,5	65,2	7,034±0,052	0,7556±0,0005	490±7	530±10	0,7044±0,0011	3
2519	HAB-2	Dique pórfiro	SA.24-Y-C	Aprazível	251,1	124,5	5,80 ±0,0048	0,7549±0,0015	587±22	530±10	0,7044±0,0011	3
2520	HAB-3	Dique pórfiro	SA.24-Y-C	Aprazível	133,5	229,6	1,68 ±0,05	0,7180±0,0005	-	530±10	0,7044±0,0011	3
3164	251-DN-91	Quartzo-sienito	SA.24-Y-C	Mucambo	162,2	300,0	1,57 ±0,03	0,7225±0,0013	738±108	530±10	0,7044±0,0011	5
3165	251-DN-90	Tonalito	SA.24-Y-C	Mucambo	44,5	368,5	0,35 ±0,01	0,7146±0,0022	-	530±10	0,7044±0,0011	5
3166	251-DN-93	Granito	SA.24-Y-C	Mucambo	180,0	153,1	3,41 ±0,07	0,7355±0,0016	606±54	530±10	0,7044±0,0011	5
2610	MUC-1	Granodiorito	SA.24-Y-C	Mucambo	200,6	171,3	3,49 ±0,07	0,7331±0,0017	559±55	530±10	0,7044±0,0011	3
2521	SER.BAR.2	Granito	SA.24-Y-C	S.Barriga	313,3	100,3	9,10 ±0,18	0,7738±0,0005	524±18	530±10	0,7044±0,0011	3

Tabela 24 - Dados analíticos Rb/Sr em rocha total dos Granitos Meruoca, Mucambo, Serra da Barriga e diques associados. Valores recalculados.

AMOSTRA	Rb	Sr	Rb^{87}/Sr^{86}	sX	Sr^{87}/Sr^{86}	sY
C3C	70,60	985,80	0,207	0,002	0,707064	0,000087
C3A	84,90	959,30	0,256	0,002	0,707399	0,000062
C2M	88,40	883,70	0,289	0,002	0,707707	0,000047
C3B	102,10	853,50	0,346	0,003	0,708025	0,000040
C1A	113,40	712,70	0,461	0,005	0,708927	0,000069

Tabela 25 - Dados analíticos Rb/Sr rocha total do Granitóide de Chaval.

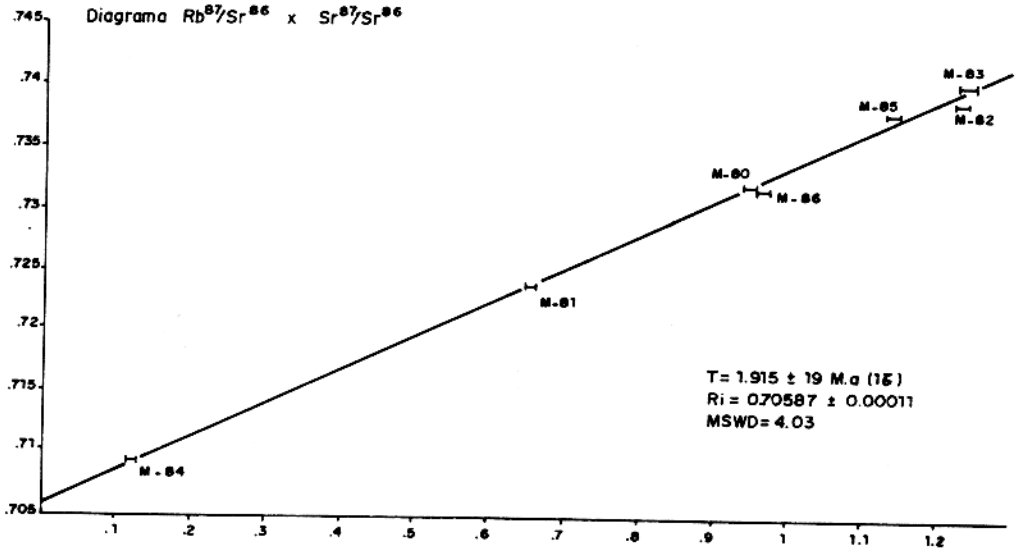


FIG. 105 - Diagrama isocrônico para granada-gnaisses da pedreira da Fazenda Morro Vermelho de Cima.

analisadas mostraram no diagrama da Fig. 108, Tabela 27, uma enorme dispersão de pontos. Tentativamente, são traçadas duas retas no diagrama. A primeira, com cinco pontos, forneceu uma idade de 1.581 +- 43 Ma (RI = 0,70344, MSWD = 1,82). A segunda, tendo com a primeira dois pontos em comum, indicou um resultado de 498 +- 31 Ma. Em termos qualitativos, o diagrama é ruim e praticamente não ajuda o entendimento da questão geocronológica regional.

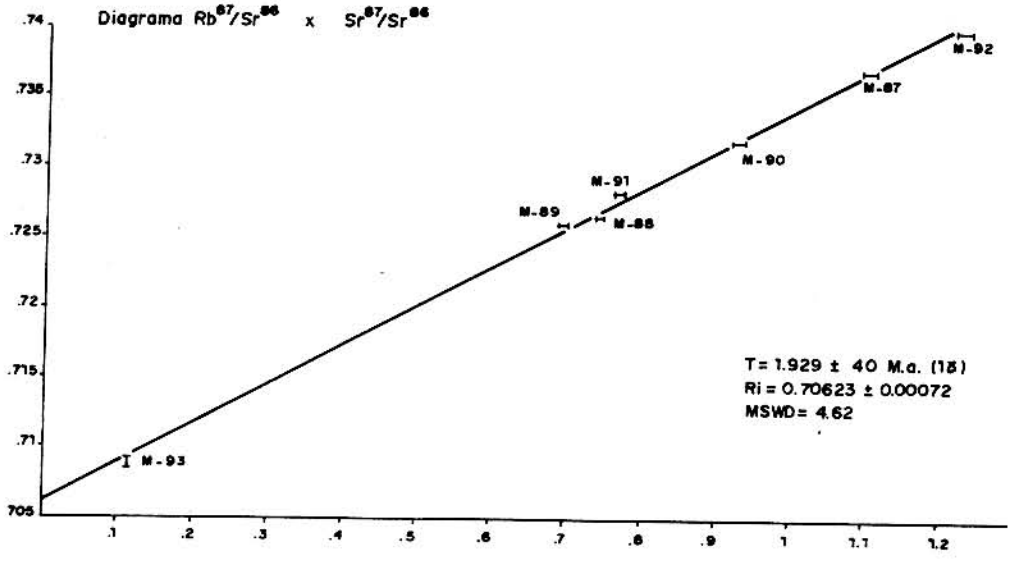


FIG. 106 - Diagrama isocrônico para granada-gnaisses da Fazenda Doutor Privat.

AMOSTRA	Rb	Sr	Rb^{87}/Sr^{86}	sX	Sr^{87}/Sr^{86}	sY
M-93	9,46	240,4	0,114	0,001	0,708773	0,000358
M-84	12,83	308,7	0,120	0,001	0,709187	0,000041
M-81	52,27	232,0	0,653	0,005	0,723834	0,000432
M-89	54,35	227,7	0,692	0,005	0,725967	0,000132
M-91	77,32	302,4	0,741	0,006	0,726428	0,000113
M-88	79,04	298,9	0,767	0,006	0,728264	0,000267
M-90	109,67	343,9	0,925	0,008	0,732858	0,000159
M-80	80,70	247,9	0,944	0,008	0,732018	0,000094
M-86	72,34	217,9	0,963	0,008	0,731760	0,000213
M-87	171,94	452,8	1,102	0,011	0,736840	0,000166
M-85	73,02	186,4	1,137	0,009	0,737828	0,000072
M-92	162,08	382,9	1,229	0,012	0,739671	0,000083
M-83	108,41	255,9	1,229	0,010	0,738825	0,000156
M-82	137,99	324,1	1,236	0,011	0,740287	0,000037

Tabela 26 - Dados analíticos Rb/Sr em rocha total para os granada-gnaises da região ao norte de Granja.

Da margem do rio Coreaú, próximo à ponte na rodovia CE-71, em Granja, foram analisadas sete amostras de gnaisses de composição granítica e tonalítica aí ocorrentes. As rochas mostram-se migmatizadas, com fases mobilizadas bem definidas, gerando, por vezes, pequenas porções graníticas individualizadas. Os pontos mostrados na Fig. 109, Tabela 28, apresentam uma forte dispersão, evidenciando um claro desequilíbrio no sistema como um todo. A reta traçada, excluindo-se as amostras M-102 e M-103, que representam, respectivamente, uma porção granítica definida e um mobilizado discordante, corresponde a uma idade errocrônica de 1.791 (RI = 0,69792 e MSWD 62,92). Com esses parâmetros, o diagrama pode ser considerado como muito ruim em termos de qualidade.

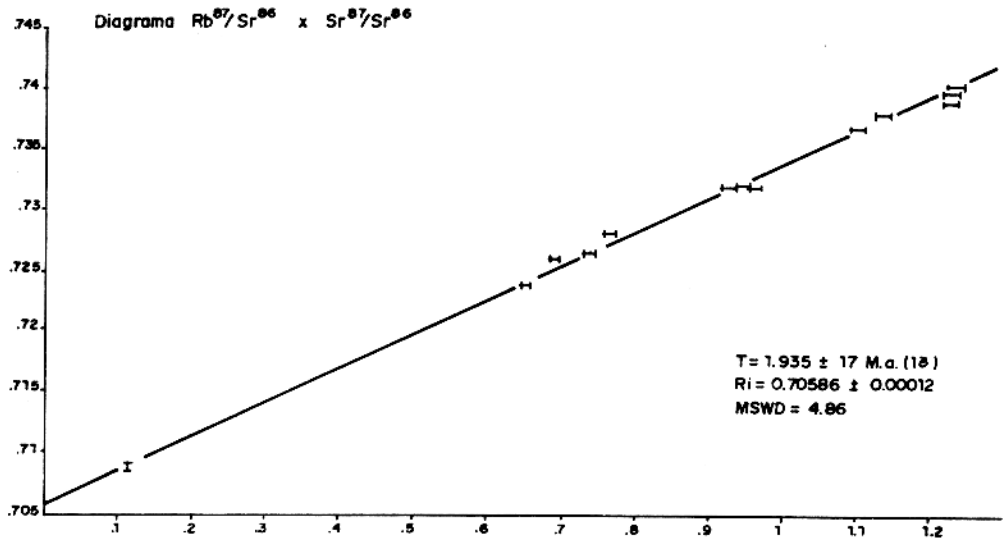


FIG. 107 - Diagrama isocrônico composto para os granada-gnaisses da região ao norte de Granja - Ceará.

Os gnaisses do riacho da Gangorra, na estrada Granja-Campanário, em oito amostras analisadas, Fig. 110, Tabela 29, forneceram também um diagrama isocrônico muito ruim. A idade de

2.320 +- 277 Ma (erro de mais de 10%), com RI = 0,70025 e MSWD = 78,39, mostra-se praticamente sem qualquer serventia em termos geocronológicos. Por outro lado, servem os resultados provindos dos gnaisses para indicar o forte desequilíbrio isotópico a que esses materiais foram submetidos após sua formação.

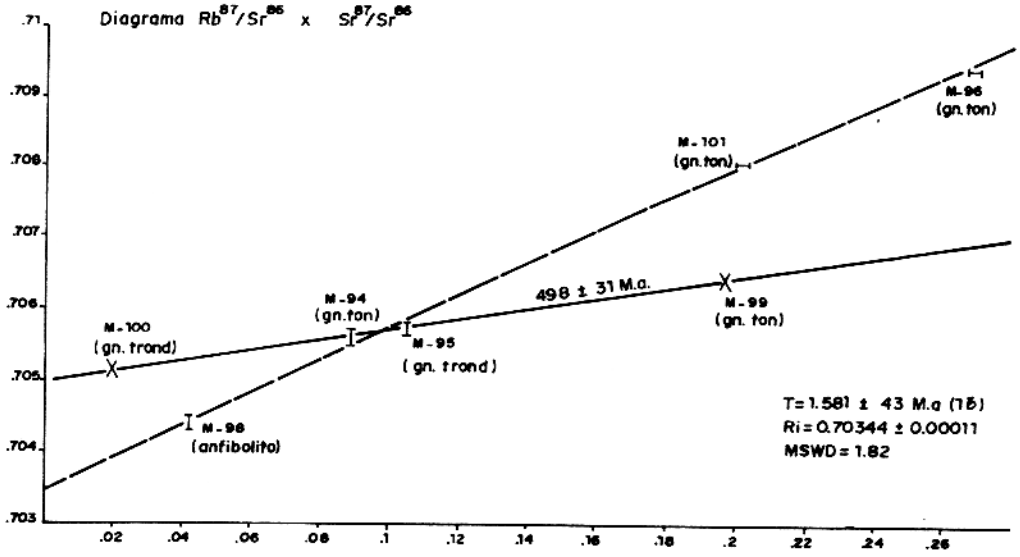


FIG. 108 - *Diagrama isocrônico Rb/Sr em rocha total para os gnaisses da Pedreira de Granja.*

AMOSTRA	Rb	Sr	Rb^{87}/Sr^{86}	sX	Sr^{87}/Sr^{86}	sY
M-100	2,56	372,01	0,020	0,000	0,705115	0,000044
M-98	3,49	239,43	0,042	0,000	0,704408	0,000091
M-94	23,21	751,36	0,089	0,001	0,705616	0,000116
M-95	13,99	386,45	0,105	0,001	0,705718	0,000067
M-99	22,81	334,80	0,197	0,001	0,706372	0,000066
M-101	22,55	323,94	0,201	0,002	0,708073	0,000045
M-96	13,39	144,55	0,268	0,002	0,709451	0,000079

Tabela 27 - Dados analíticos Rb/Sr em rocha total para os gnaisses da Pedreira de Granja.

No conjunto, as determinações geocronológicas apresentadas para a região noroeste do Ceará foram consideradas

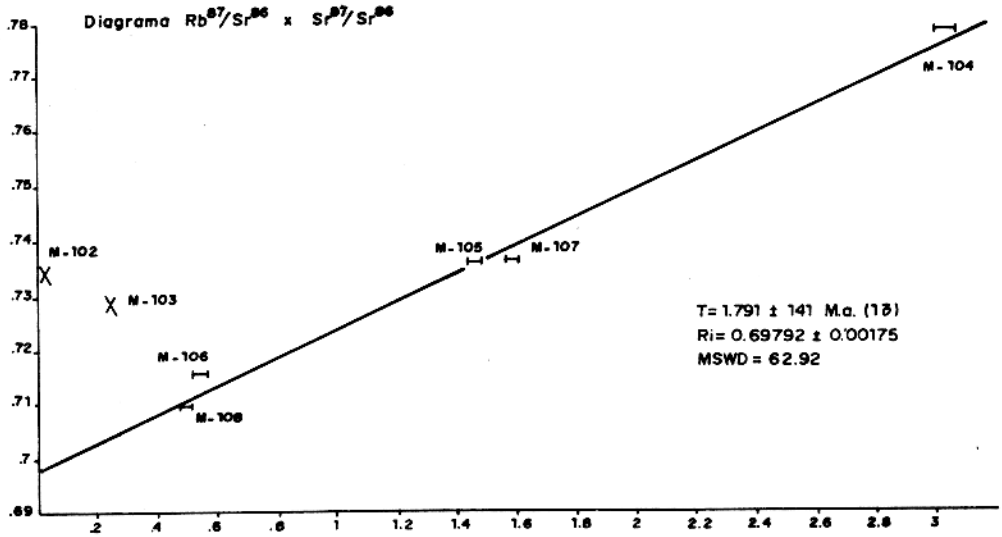


FIG. 109 - Diagrama isocrônico Rb/Sr em rocha total para os gnaisses da margem do rio Coreaú.

AMOSTRA	Rb	Sr	Rb^{87}/Sr^{86}	sX	Sr^{87}/Sr^{86}	sY
M-102	3.66	316.0	0.034	0.000	0.733796	0.000031
M-103	32.09	366.9	0.254	0.002	0.728606	0.000049
M-108	102.80	600.9	0.495	0.004	0.709995	0.000115
M-106	119.26	636.4	0.543	0.005	0.715784	0.000315
M-105	166.00	330.2	1.459	0.014	0.736214	0.000335
M-107	170.13	311.0	1.587	0.015	0.736497	0.000155
M-104	260.93	250.3	3.038	0.036	0.778612	0.000042

Tabela 28 - Dados analíticos Rb/Sr em rocha total para os gnaisses do rio Coreaú.

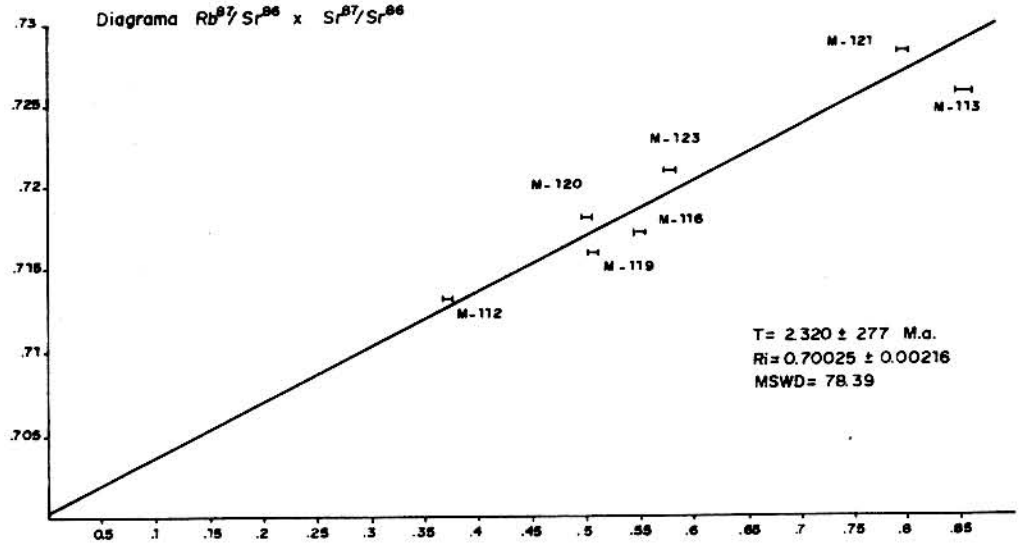


FIG. 110 - Diagrama Isocrônico Rb/Sr em rocha total para os gnaisses migmatizados do Riacho de Gangorra.

AMOSTRA	Rb	Sr	Rb^{87}/Sr^{86}	sX	Sr^{87}/Sr^{86}	sY
M-112	79.39	616.76	0.373	0.003	0.713121	0.000029
M-120	76.75	442.68	0.502	0.004	0.718019	0.000110
M-119	99.70	568.43	0.508	0.004	0.715881	0.000052
M-116	104.75	551.28	0.550	0.005	0.717119	0.000141
M-123	90.07	451.25	0.578	0.005	0.720948	0.000073
M-121	86.72	316.33	0.795	0.007	0.728212	0.000052
M-122	131.41	471.03	0.808	0.007	0.718957	0.000088
M-113	124.24	423.05	0.851	0.008	0.725693	0.000123

Tabela 29 - Dados analíticos Rb/Sr em rocha total para os gnaisses migmatizados do Riacho da Gangorra.

como indicativas de que o Evento Brasiliano foi particularmente importante. A ele se relacionam os resultados K/Ar e muitos diagramas isocrônicos Rb/Sr. A existência de idades isocrônicas na faixa de 1.000 Ma, estabelecida sobre metassedimentos de

baixo grau, podem refletir épocas de sedimentação ou de processos diagenéticos desses materiais em analogia com outras regiões do país e também do continente africano.

Os resultados em torno de 1.950 Ma sugerem a existência de fenômenos de reomogeneização isotópica durante o Evento Transamazônico, e podem mesmo representar a idade da granulitização.

As idades em torno de 850 Ma, 1.650 Ma e 2.320 Ma, encontradas em terrenos gnáissicos, dão conta da existência de resultados sem significação geológica clara e parecem refletir tão somente sistemas isotópicos incompletamente retrabalhados. São indicativas de processos litogenéticos mais antigos ainda não claramente visualizados.

Em conclusão, pode-se dizer que os dados disponíveis não permitem se avançar em considerações mais aprofundadas sobre os diversos processos geológicos identificados na região e tampouco ordená-los em uma seqüência temporal.

Os dados Rb/Sr de gnaisses e granulitos mostram, no entanto, que não houve, a nível de rocha total, uma reomogeneização desse sistema isotópico durante o Brasiliano.

5.10 - EVOLUÇÃO GEOLÓGICA

Nos compartimentos geológicos definidos para o Ceará, das proximidades do Lineamento Sobral-Pedro II para NW, podem-se individualizar de forma clara, dois conjuntos lito-estruturais pré-cambrianos. Um primeiro conjunto é representado por complexos gnáissico-granitóides e complexos de médio-alto grau

(embasamento), bem como por rochas supracrustais.

O segundo conjunto compreenderia o desenvolvimento das rochas do Grupo Ubajara-Jaibaras, os granitóides intrusivos de Meruoca e Mucambo e as manifestações vulcânicas, encontradas em associações com aquelas rochas, cuja evolução tectono-metamórfica é completamente distinta daquela do primeiro conjunto.

As relações espaço-temporais entre esses complexos e as rochas supracrustais não são fáceis de serem deslindadas. No entanto, pode-se esboçar uma seqüência de eventos, em compatibilidade com o nível de conhecimento atual.

Em eventos tectono-metamórficos antigos, provavelmente arqueanos, ter-se-ia formado uma crosta siálica onde dominantemente ocorreriam massas batolíticas de composição tonalítica associadas a complexos vulcano-sedimentares hoje apenas presumidos. Prováveis intrusões estratóides devem ter acontecido. Sobre essa crosta, cujos sinais pretéritos de evolução não são ainda conhecidos, se superpôs a Bacia Martinópole. Essa teve uma história de preenchimento complexa, envolvendo a geração de rochas sedimentares e ígneas, em eventos diversos. Da fase ígnea, podem ser encontrados registros também no domínio do embasamento, através da ocorrência, em numerosos locais, de lentes de anfibolitos, hoje concordantes com a estruturação geral das rochas. A natureza do material metassedimentar, que compreende quartzitos, formações ferríferas bandadas, xistos com silimanita e mármores, pressupõe a existência de condições tectônicas estáveis, compatíveis com ambiente de plataforma epicontinental de água rasa (SALOP & SCHEIMMANN 1969, SUTTON, 1976).

Assim, é provável que a Bacia Martinópole tenha se estabelecido sobre uma crosta siálica já bastante evoluída cuja história não foi ainda possível reconstituir.

Em um tempo ainda incerto, talvez no Arqueano ou Proterozóico inferior, o embasamento referido e as rochas supracrustais Martinópole foram submetidos a um novo evento metamórfico-deformacional, responsável pelo aparecimento das feições estruturais que tiveram lugar no Cinturão Noroeste do Ceará (ABREU et al. 1988).

A evolução metamórfico-deformacional dessa região, globalmente, teria acontecido em condições de médio-alto grau, com importantes deslocamentos nos últimos incrementos da deformação dúctil, imprimindo um transporte de massas de NE para SW, caracterizando um sistema tipo rampa lateral, com componente direcional predominante. Durante tal processo, teriam ocorrido desmembramentos e imbricações dos conjuntos rochosos representativos de níveis crustais distintos. Um aloctonismo geral teria tido lugar, com a elevação das rochas de médio-alto grau a níveis crustais mais rasos, caracterizando a inversão das isógradas metamórficas. Durante essa fase, desenvolveram-se as estruturas planares, lineares e curviplanares referidas anteriormente.

Teria acontecido ainda fusão parcial que se traduziu na geração de rochas graníticas na forma de folhas ou mesmo de corpos semi-concordantes, bem como na formação de mobilizados responsáveis pela presença de migmatitos em muitos locais.

A organização espacial dessas unidades litoestruturais tem sido interpretada sob a ótica de uma tectônica de horstes e grábens, formados em regime essencialmente rúptil. Embora a

tectônica rúptil esteja presente por toda a região, ela está relacionada, em grande parte, aos ajustamentos isostáticos finais do Cinturão Noroeste do Ceará e/ou a regimes tensionais ou transtensionais tidos lugar quando do embaciamento dos grupos Ubajara e Jaibaras, cujas rochas ocorrem aquí e alí em pequenos grábens e hemi-grábens, implantados do Proterozóico Médio/Superior ao Eopaleozóico desvinculados do contexto da evolução tectono-metamórfica do cinturão.

Segundo ABREU et al.(1989), o segmento crustal que comporta as unidades litoestruturais referidas, geometricamente, configuraria um sistema de leques imbricados, que, em profundidade, devem se projetar a partir de uma zona de descolamento (Fig. 111). Os grábens, onde dominam rochas paraderivadas, representariam porções de unidades supracrustais aprisionadas e amarrotadas entre blocos do embasamento formados por gnáisses tonalíticos alçados e tendo relação com uma tectônica compressiva, em que predominam os processos de cisalhamento em regime dúctil até rúptil-dúctil. Esse último seria responsável pelo aparecimento de zonas linearizadas de rochas milonítico-ultramilonítica e desestabilização das paragêneses minerais pretéritas.

As características deposicionais do Grupo Ubajara, pertencente ao segundo conjunto, sugerem um ambiente provavelmente marinho, ou transicional continental-marinho, de bacia pouco profunda, tipo plataforma continental, em seqüência transgressiva, culminando com uma sedimentação carbonática, em ambiente por vezes colonizado por estromatólitos. A sedimentação deu-se, provavelmente, durante o Proterozóico Superior, iniciando-se talvez no Proterozóico Médio, como

sugerem idades Rb/Sr da sedimentação encontradas por NOVAIS et al. (1979) em torno de 1.000 Ma para as rochas da Formação Calçaras.

Durante esse período, reconhece-se por todo o Cráton Oeste-Africano como, por exemplo, nas bacias de Taoudeni e Voltáica, seqüências sedimentares muito assemelhadas a essas e que têm sido descritas por diversos autores (TROMPETTE 1973; DEYNOUX 1971 etc.). No caso africano, datação Rb/Sr realizada por CLAUER & BONHOMME (1971) em illitas forneceu valor de 961 +- 35 Ma como idade provável de diagênese para sedimentos da base da seqüência sedimentar na Bacia de Taoudeni (Grupo de Char). Cerca de 1.000 Ma (BASSOT 1966) é a idade admitida para sedimentos cronocorrelatos no Senegal e na República da Guiné. Datação de flora estromatolítica composta por Conophyton, em colônias de ocorrência bastante comuns nos níveis carbonáticos superiores da seqüência, indica idade rifeana superior, entre 950 - 675 Ma (BERTRAND-SARFATY 1972).

As características gerais dessa sedimentação, em grande escala, são indicativas de condições de grande estabilidade, perturbadas localmente por basculamentos de pouca expressão e por fraturamentos, acompanhados ou não de vulcanismo. Isso significa que durante esse período verificou-se, por essa grande área, condições de calma tectônica quebrada episódica e localizadamente por fenômenos distensivos e de embaciamento mais profundo o que resultou na formação de discordâncias locais.

As ocorrências do Grupo Ubajara relacionar-se-iam, assim, ao estabelecimento de uma estrutura de abatimento tipo gráben, associada à movimentação ao longo de falhas importantes dentro do cinturão (Café-Ipueiras e Arapá). Algumas ocorrências

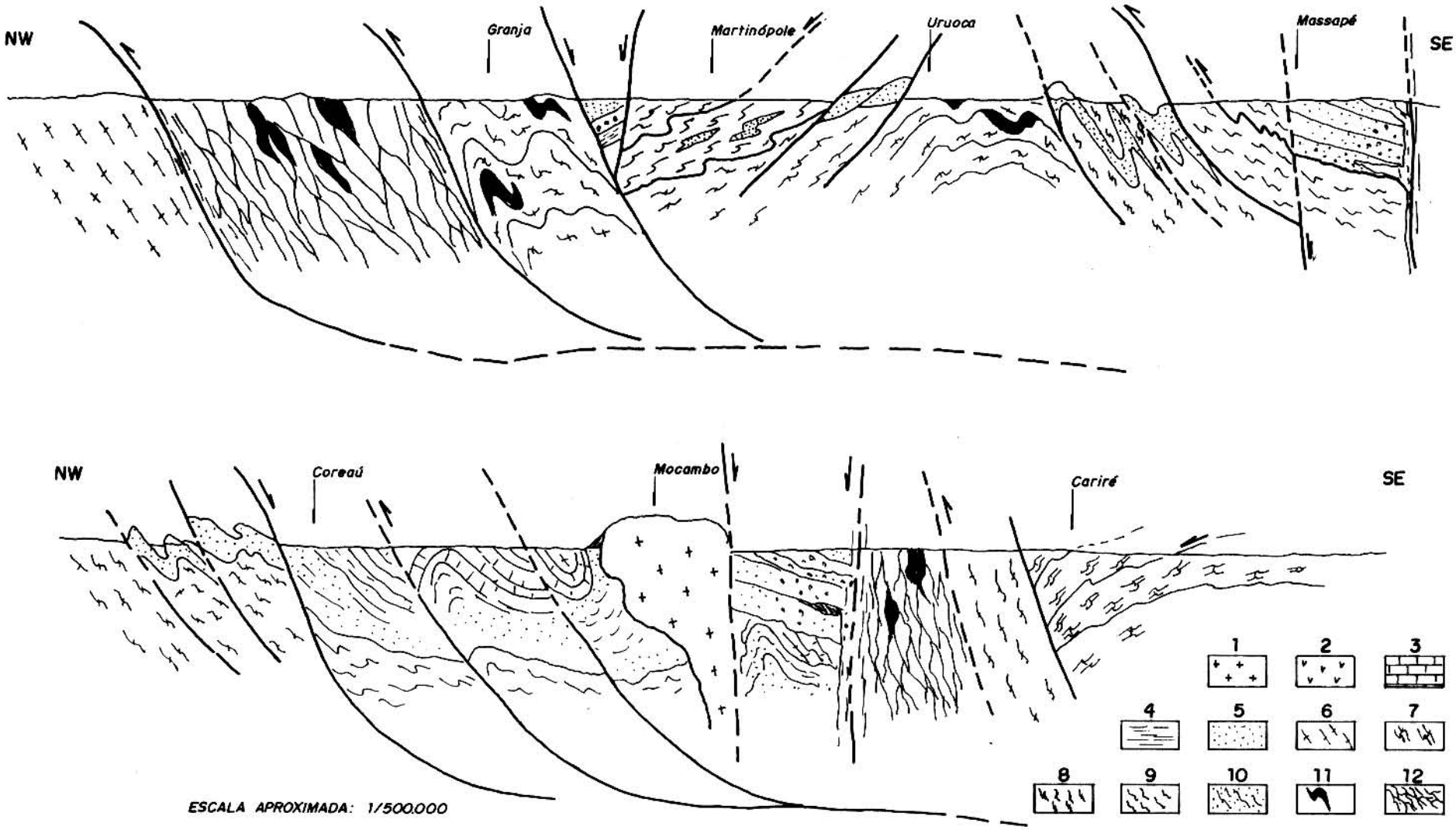


FIG. III - Perfis esquemáticos através do Cinturão Noroeste do Ceará. 1 = Granitóide Mucambo; 2 = Rochas vulcânicas; 3 = Metacalcáreos Frecheirinha; 4 = Ardósias Caiçaras; 5 = Metarenitos Trapiá; 6 = Granitóide Chaval; 7 = Paragnaisses; 8 = Ortognaisses; 9 = Supracrustais Martinópole; 10 = quartzitos; 11 = Rochas básicas; 12 = Rochas granulíticas.

isoladas de rochas carbonáticas entre as falhas de Café, Ipueiras e Sobral-Pedro II, nas proximidades do entroncamento das rodovias BR-222 e CE-71, a nordeste de Massapê, na vertente nordeste da Serra da Meruoca, sugerem a presença do Grupo Ubajara por uma área bem maior do que aquela hoje observada.

O Grupo Jaibaras, conforme redefinição de GORAYEB et al. (1988), jaz em discordância sobre o Grupo Ubajara, caracterizando um sistema de leques aluviais depositados em clima seco. A Formação Massapê constitui-se a fácies proximal, enquanto que a Formação Pacujá representa a fácies distal em relação às fontes dos sedimentos. A bacia de deposição encerraria características de bacia do tipo pull apart relacionada às movimentações das zonas de cisalhamento de Sobral-Pedro II e Jaguarapí, espaço no qual se verifica a ocorrência desse grupo.

Durante os efeitos tectono-termais do Evento Brasiliano, ao curso do Proterozóico Superior/início do Paleozóico, a área assinalada teria funcionado como uma zona de transcorrência gerando regimes transtensionais responsáveis pelo embaciamento que resultou na deposição do Grupo Jaibaras.

Nas rochas do primeiro conjunto, esses fenômenos se manifestaram através de uma tectônica rúptil a rúptil-dúctil, responsável pelo aparecimento de uma clivagem de rocha pronunciada e que se encontram sobretudo nos leitos de quartzito, que chegam a desenvolver uma foliação penetrativa.

Paragêneses minerais de fácies de alto grau foram provavelmente desestabilizadas ao longo dessas zonas de cisalhamento, gerando assembléias minerais em desequilíbrio. Não se descarta que tais desestabilizações possam ser relacionadas

às movimentações tardias da fase final de deformação do cinturão de cisalhamento.

A elevação das isotermas e uma taxa de estiramento elevada da litosfera induziria processos de fusão parcial, que originaram as rochas vulcânicas básicas, intermediárias e ácidas, intercaladas nas fácies proximal do Grupo Jaibaras, sugerindo uma ligação genética entre a seqüência vulcano-sedimentar e os falhamentos. Ainda durante esta fase, deu-se o plutonismo granítico de Meruoca e Mucambo, à semelhança do que foi observado por DEWEY et al.(1986) nas bacias pull apart de Anatólia (Turquia).

A bacia Jaibaras, superposta à bacia Ubajara, teria sofrido uma inversão pouco pronunciada como atesta a ocorrência de feições de dobramentos assimétricos e falhas inversas no domínio das rochas do Sistema Pacujá-Massapê, definidores de um regime transpressional.

Esses fenômenos foram acompanhados de transformações metamórficas em grau muito baixo a anquimetamorfismo, registradas nos dois grupos.

Os processos de inversão e formação do relêvo relacionadas à colocação de corpos graníticos geraram os gradientes topográficos e as condições para a deposição da Formação Aprazível, de características molassóides e tipicamente de ambiente continental.

6 - MODELAMENTO GEOTECTÔNICO

6.1 - INTRODUÇÃO

Os vários segmentos crustais abordados nos capítulos anteriores são partes complementares de um vasto quebra-cabeça cuja história evolutiva, longa e complicada, se pretende esboçar aqui nos seus traços mais gerais.

O modelamento geotectônico que será ulteriormente apresentado, compreende uma abordagem de dados gravimétricos, de grande importância no entendimento das repartições de massas geológicas, gravimetricamente distintas, sobretudo em termos de análises de eixos geométricos de massas mais ou menos densas, que se retratam no surgimento de anomalias de caráter positivo e negativo.

Nesse tipo de análise, muitos dados, de diferentes graus de qualidade, são tratados em um mesmo nível, de forma que alguns são superestimados e a outros, mais significativos, é dada importância secundária. A informação geofísica foi usada no sentido de, associada ao conhecimento geológico sobre as áreas analisadas, separar domínios geotectônicos distintos.

Os dados gravimétricos do lado brasileiro foram tratados de forma mais aprofundada, enquanto que a informação referente à África, disponível na literatura, é usada apenas para efeito comparativo.

A análise da informação geofísica da parte setentrional

do Brasil, foi realizada com base no "Mapa Bouguer Compilado", escala 1:2.500.000, executado pela PETROBRÁS (1969), no mapa gravimétrico da Faixa Araguaia de CARVALHO (1988), e no mapa de anomalia Bouguer escala 1:1.000.000 de BELTRÃO (1989).

As áreas recobertas pelos levantamentos citados são vistas na Fig. 5, que mostra de forma esquemática a distribuição das principais entidades geotectônicas envolvidas.

A utilização das informações geofísicas para essa porção do território brasileiro, baseada fundamentalmente na gravimetria, buscando clarificar o conhecimento de uma estruturação crustal pré-cambriana já vem sendo esboçada desde algum tempo (BIAMUNGU 1981, HARALYI & HASUI 1981 e 1982, ABREU et al. 1984, LESQUER et al. 1984).

Assim, são usadas para as interpretações geológicas mapas Bouguer corrigidos dos efeitos atracionais dos sedimentos paleozóicos, ressaltando-se dessa forma as distribuições de massas relacionadas ao embasamento pré-siluriano, período em que começa o enchimento das bacias sedimentares da região.

6.2 - DADOS GEOFÍSICOS

A elaboração da carta de anomalias Bouguer corrigida dos efeitos atracionais dos sedimentos, foi realizada por BIAMUNGU (1981) e mais recentemente por BELTRÃO (1989). Esse primeiro documento permitiu que fossem realizadas interpretações geotectônicas preliminares para a região, conforme encontrado em ABREU et al.(1984), LESQUER et al.(1984) e ABREU & LESQUER (1985).

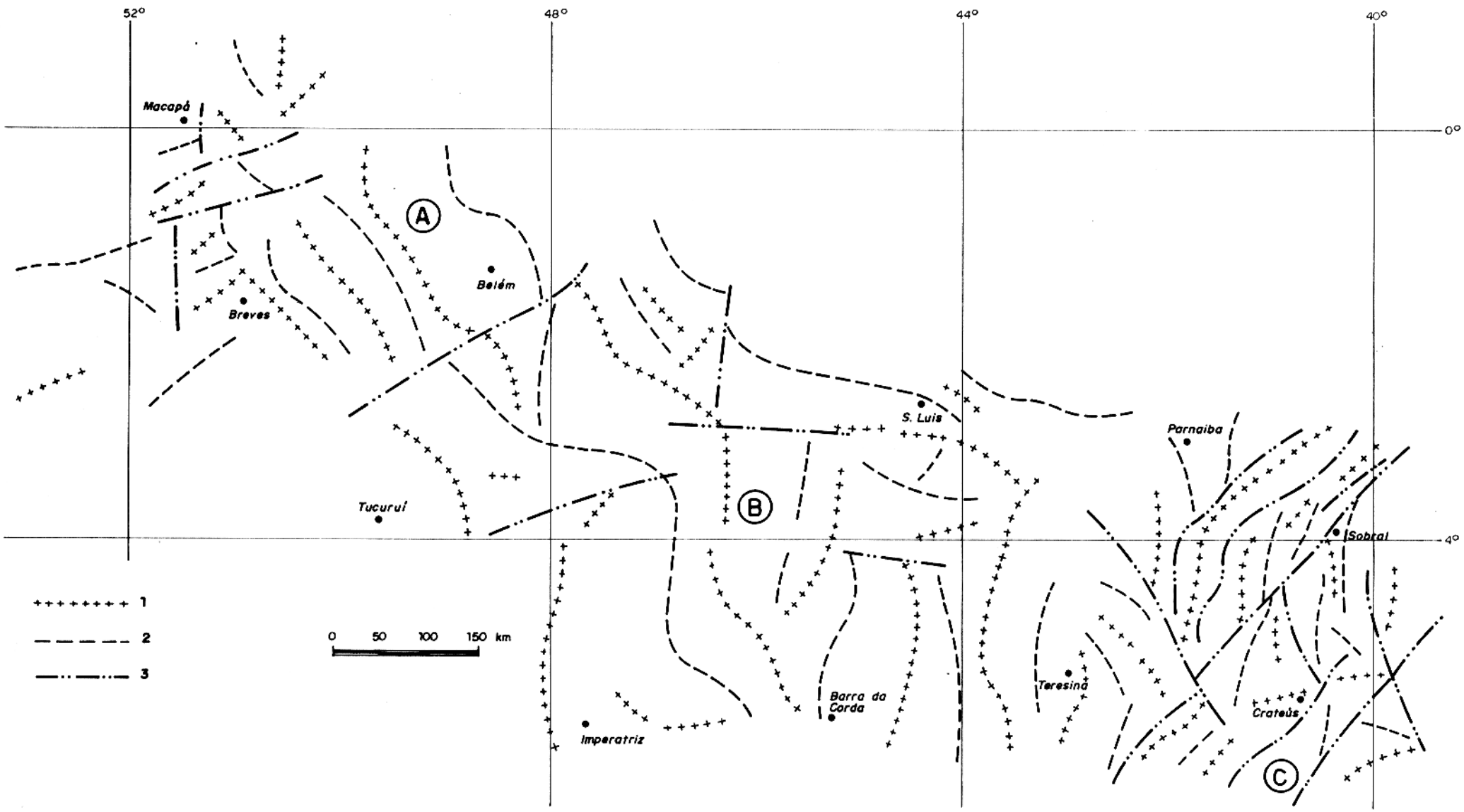


FIG. 112 - Esboço gravimétrico da porção centro norte do Brasil, baseado em PETROBRÁS (1969), BIAMUNGU (1981), ABREU et al. (1984), BELTRÃO (1989). 1 = Eixos de anomalias positivas; 2 = Eixos de anomalias negativas; 3 = Discontinuidades.

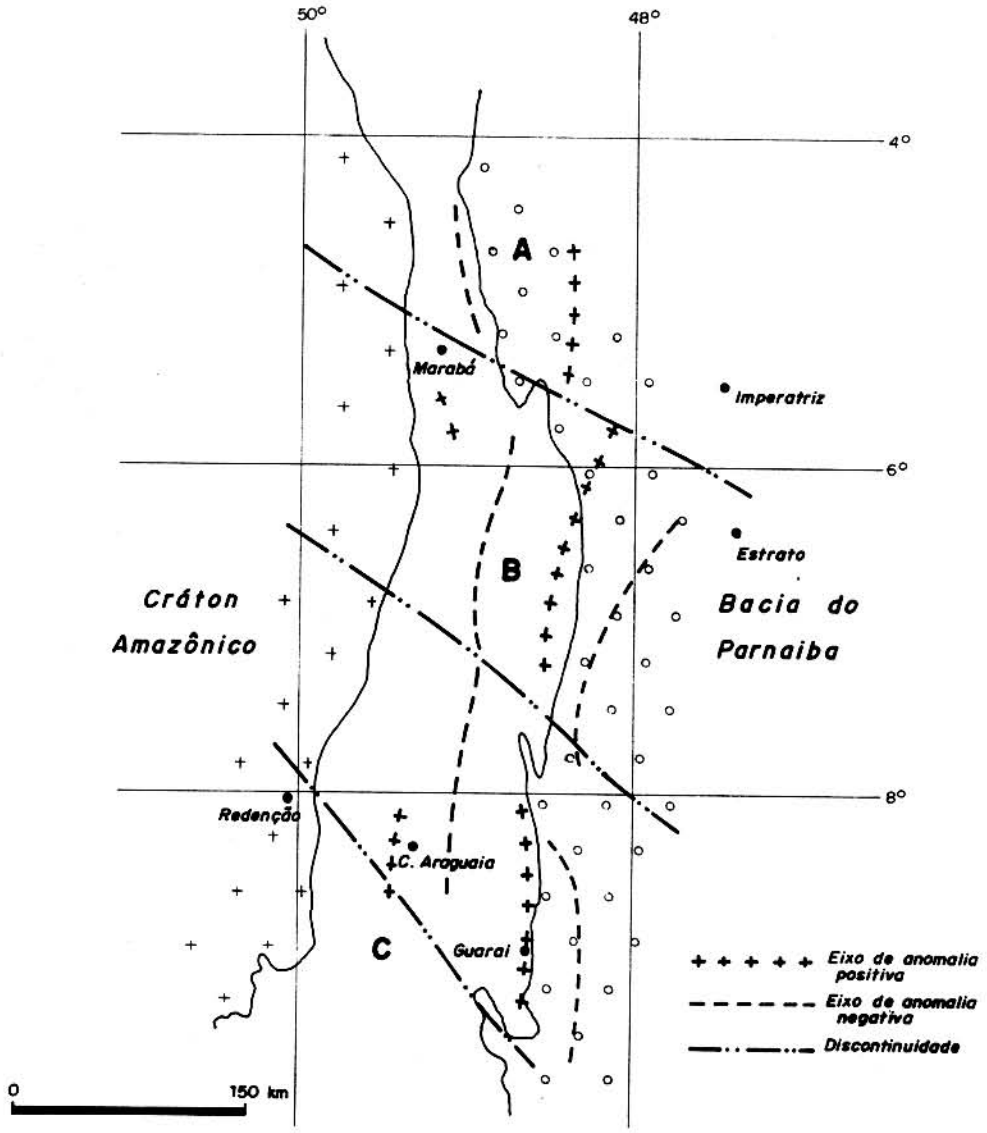


FIG. 113 - Esboço gravimétrico da Faixa Araguaia. Compartimentos tectônicos: Setores Marabá (A); Xambioá (B); Araguacema (C). baseado em CARVALHO (1988).

Na Fig. 112, é possível a separação de três domínios principais no que se refere à forma, distribuição e orientação das anomalias gravimétricas presentes e um quarto domínio é estabelecido com os dados da Faixa Araguaia. O domínio A, noroeste, fortemente estruturado, se caracteriza pela presença de anomalias positiva circulares e outras alongadas segundo NW-SE, com valores que alcançam até 80 mgal. Aí também se encontram

anomalias positiva e negativa orientadas ENE-WSW, paralelas ao eixo da Bacia Amazônica. Nesse domínio, a nordeste de Belém, com orientação NW-SE, encontra-se importante anomalia negativa, situada na borda oriental da fossa do Marajó. Uma feição marcante desse domínio é o forte encurvamento das isogálicas ao transporem a Bacia Amazônica.

Uma descontinuidade aproximadamente E-W, que se encurva para SE, separa esse domínio da porção central da área, onde as anomalias são essencialmente N-S. Outra diferença entre este e o domínio anterior é também marcada pela intensidade das anomalias positivas que são de valor médio ao redor de +30 mgal na parte NW e de +10 mgal nesse domínio, denominado B.

As informações gravimétricas disponíveis não permitem visualizar, para sul, o comportamento em termos de orientação das estruturas maiores, subjacentes à cobertura sedimentar da Bacia do Parnaíba. Observando-se os resultados preliminares do trabalho de integração do Pré-Cambriano do substrato das bacias sedimentares brasileiras de CORDANI et al. (1984), onde os autores compilaram dados geocronológicos existentes bem como dataram as rochas do embasamento encontrados nos furos realizados para pesquisa petrolífera, verifica-se que para essa região é sugerida a existência de um núcleo cratônico pré-brasiliano, rejuvenescido, ou de um fragmento cratônico do Proterozóico Médio. Esse fato reforça a idéia de que provavelmente, para sul, haja uma continuidade estrutural até a interseção com o Lineamento Transbrasiliano.

A porção mais a leste, domínio C, mostra uma compartimentação bastante particular. Dois conjuntos de descontinuidades são marcantes. O primeiro é assinalado por

zonas de cisalhamento NE-SW, das quais a de Sobral-Pedro II é a mais importante. O segundo apresenta direção NW-SE e tem sua maior expressão na descontinuidade que passa a SW de Piripiri, separando direções estruturais NE-SW a nordeste, de direções N-S a sudoeste. Essa parece ter ligação com a descontinuidade E-W, que atravessa grande extensão da área e já anteriormente comentada. Para NE da descontinuidade de Piripiri e na porção a sul do lineamento de Sobral-Pedro II, as direções gravimétricas e estruturais seguem um padrão NE-SW, por vezes interrompido pelas descontinuidades do primeiro conjunto.

Um domínio D, Fig. 113, compreende dados da Faixa Araguaia levantados por CARVALHO (1988). Alí observa-se que os eixos das anomalias gravimétricas orientados N-S, em consonância com as direções do domínio B da parte central da Bacia do Parnaíba, sofrem um ligeiro encurvamento para SW na parte norte do setor Marabá. Tal mudança parece assinalar a passagem para as direções do domínio A. A direção geral dos eixos gravimétricos concorda com as orientações das estruturas planares encontradas na faixa, conforme a divisão proposta por CARVALHO (op. cit.).

6.3 - COMPARTIMENTAÇÃO GEOTECTÔNICA

As informações levantadas ao longo dos capítulos anteriores concernentes a diversos segmentos crustais enfocados (Fig. 114, Mapa Anexo), permitem esboçar uma divisão, na qual são visualizadas dois tipos fundamentais de entidades geotectônicas: as áreas estabilizadas ao final do Proterozóico Inferior/ início do Proterozóico Médio e áreas adjacentes, cuja instabilidade tectônica prosseguiu até o Fanerozóico. No

primeiro caso, encontram-se o Cráton Amazônico, não analisado nesse trabalho, e o Cráton Oeste-Africano-São Luis. No segundo caso, enquadra-se toda a vasta região que no Brasil corresponde à Faixa Araguaia e a parte noroeste da Província Borborema, que, com a porção a sudoeste do Cinturão Tentugal, dão continuidade para sul ao embasamento da Bacia do Parnaíba. No lado da África (Fig. 115), na borda oriental do Cráton Oeste-Africano, corresponde às faixas Farusiana, Daomeiana e, do lado ocidental, às faixas Rokeliana e Mauritaniana, essa última com evolução configurada até a Orogênese Herciniana (Devoniano-Triássico).

O esquema interpretativo da borda oriental do Cráton Oeste-Africano, com base na análise das cartas de anomalias Bouguer é mostrado na Fig. 116.

Para a região da Libéria os dados geofísicos e geológicos mostram alguns detalhes interessantes, como observado por BEHRENDT et al.(1974). Na carta Bouguer (Fig. 117), na porção nordeste, a orientação dos eixos das anomalias é ENE-WSW a ENE-SSW. Nas proximidades da linha de costa, essas direções mudam abruptamente, tornando-se NW. No terreno, essa modificação, corresponde ao limite entre as províncias radiométricas liberianas (+- 2.7 Ga) a nordeste e panafricana (+-0.5 Ga) a sudoeste, sendo também marcadas por forte contraste litológico. Para sudoeste afloram rochas granulíticas densas e rochas de alto grau, que justificam as anomalias gravimétricas positivas ali encontradas, em contraste com as rochas mais leves, da parte nordeste, onde dominam gnaisses graníticos, de alto a médio grau.

O mapa magnético da mesma porção (Fig. 118), mostra anomalias de grande comprimento de onda associadas ao arranjo

das rochas liberianas, que ultrapassam a linha de costa, chegando à curva batimética de 3.000m, indicando a existência da crosta continental até esse nível.

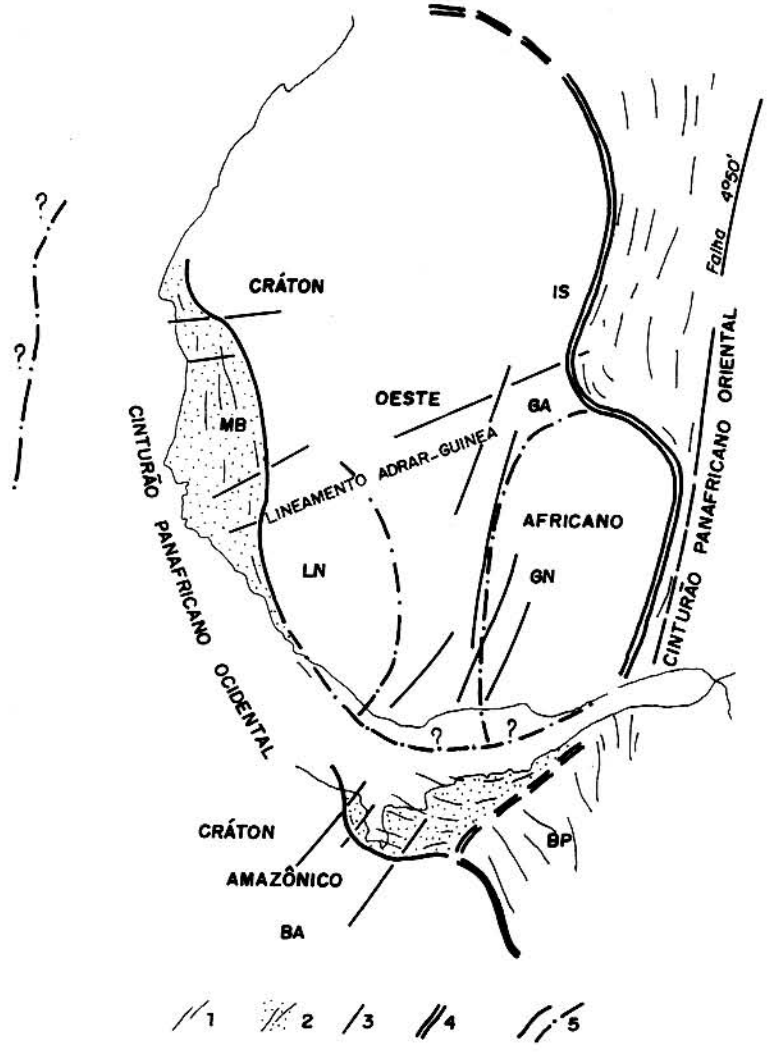


FIG. 115 - Esboço da distribuição das principais províncias estruturais baseada na análise gravimétrica. 1 = Orientações panafricanos; 2 = crosta densa panafricana da porção ocidental retrabalhada nos cinturões Mauritaniano e Apalachiano; 3 = falhas; 4 = zona de sutura; 5 = limites sugeridos entre províncias; MB = Mauritanides; GA = aulacógeno do Gourma; LN = núcleos Liberianos; GN = núcleos ganeanos; BA = Bacia Amazônica; BP = Bacia do Parnaiba; IS = saliência de Iforas. Segundo LESQUER et al. (1984).

As direções estruturais mesoscópicas mostradas pelas cartas geológicas nas duas províncias, assinalam diferenças sensíveis, vistas nos mapas Bouguer e também nas cartas aeromagnéticas, através da presença de anomalias magnéticas de

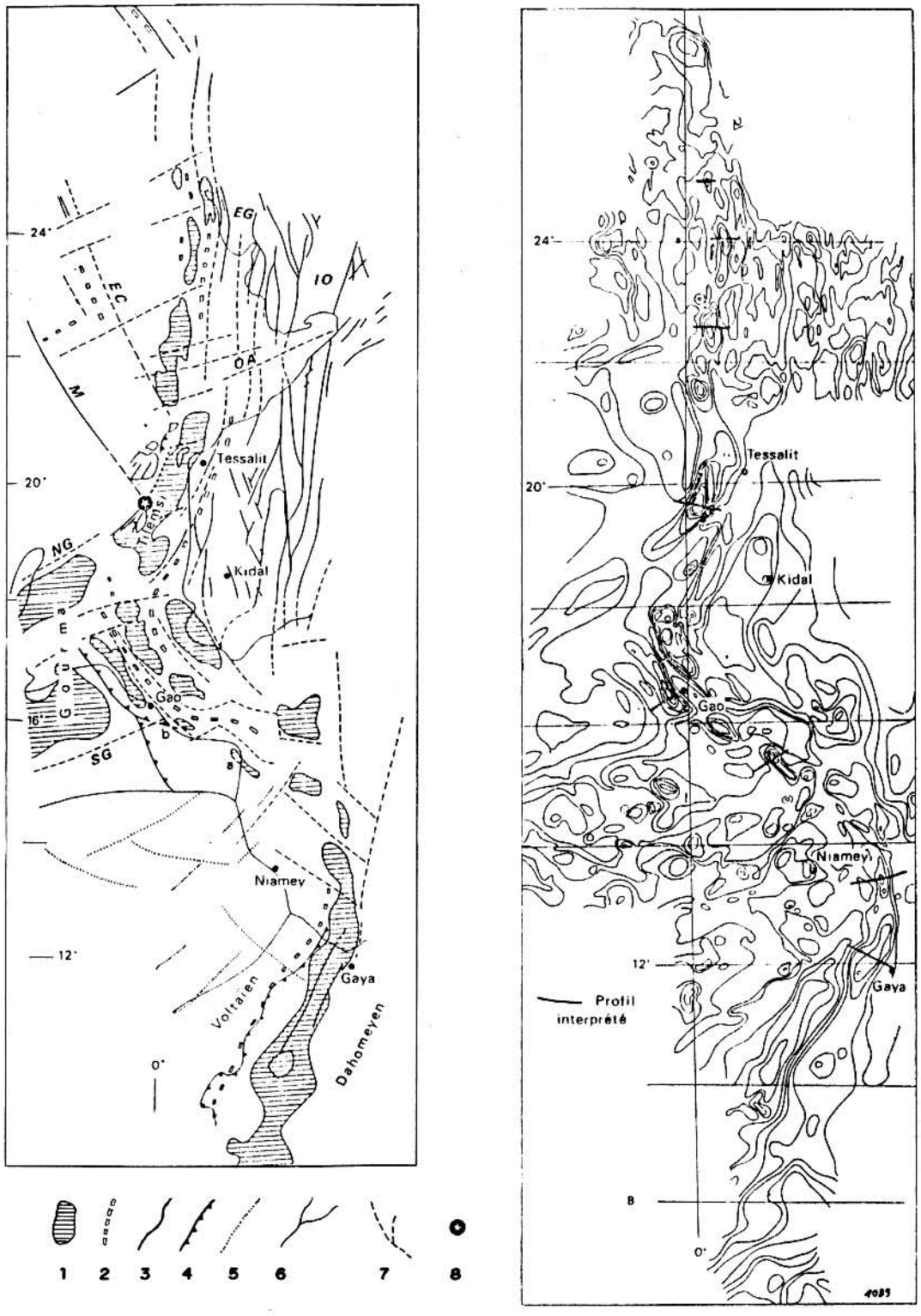


FIG. 116 - Mapas de anomalias Bouguer e esquema interpretativo da borda oriental do Cráton Oeste Africano. 1 = Anomalias positivas ; 2 = Eixos de anomalias negativas ; 3 = Limite do embasamento ; 4 = Cavalgamentos pré-cambrianos ; 5 = Direções estruturais visíveis pela gravimetria ; 6 = Discontinuidades maiores ; 7 = Prolongamento de discontinuidades presumidas ; 8 = Ofiolitos (Segundo BAYER & LESQUER 1978, modificado).

pequeno comprimento de onda, associadas as direções NNE, ENE e NW das províncias liberiana, eburneana e panafricana respectivamente (BEHRENDT et al. 1974).

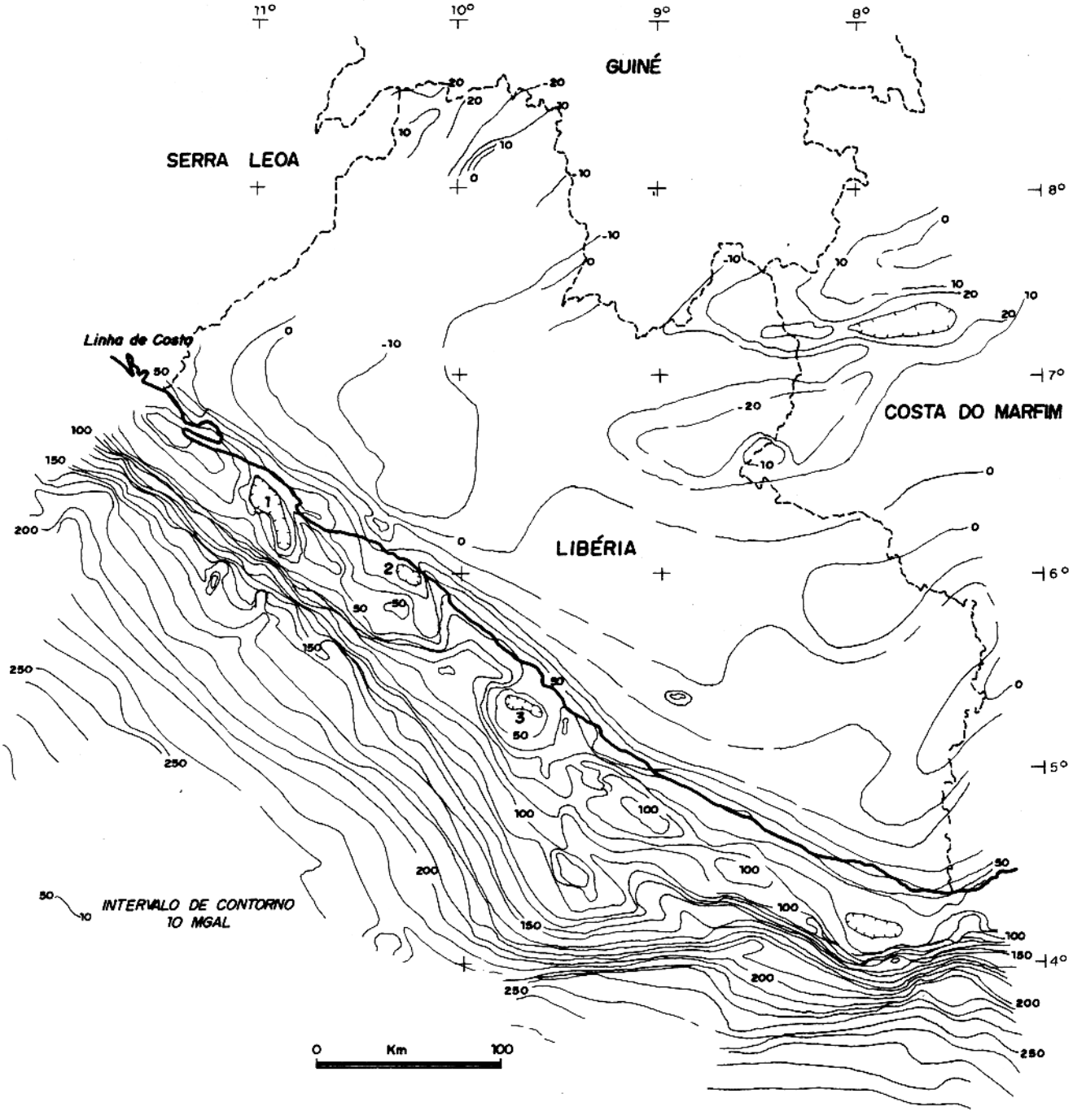


FIG. 117 - Mapa de anomalias Bouguer da Libéria incluindo a margem continental. Segundo BEHRENDT et al. (1974) modificado.

Para noroeste, em Serra Leoa, os dados da geologia de superfície indicam o prosseguimento do mesmo padrão geológico, sendo que nesse caso a área afetada pelo Evento Panafricano é bem mais extensa (Fig. 114). Nesse segmento também é encontrado a série do rio Rokel, que, juntamente com as rochas retrabalhadas durante o evento Panafricano, constituem a denominada Faixa Rokeliana.

Para norte-noroeste, em direção à Guiné, Senegal e Mauritânia se estabeleceu a Faixa Mauritaniana (Fig. 119). As rochas ali presentes são na sua totalidade pré-cambrianas, com poucas unidades cambro-ordovicianas afetadas pelos processos tectônicos da orogênese panafricana. O padrão gravimétrico estabelecido para a porção entre Bakel e Moudjeria (Fig. 120), mostra dois domínios bem distintos. A leste observa-se um conjunto de anomalias negativas, cujos eixos orientam-se NE-SW, definindo a zona cratônica, em contraste com a região a oeste estruturada submeridianamente, à qual corresponde a faixa termo-tectonizada. Nessa última, vê-se uma grande anomalia positiva, centrada sobre um conjunto vulcano-plutono sedimentar, resultado de uma evolução complexa de uma crosta siálica antiga, fortemente percolada por rochas densas máfico-ultramáficas ao curso do Proterozóico Superior.

Os estudos gravimétricos também assinalam a presença de um bloco cratônico a oeste dessa zona densa, considerado como um pós-país no esquema geral da cadeia e sobre o qual se assentaria, em grande parte, a bacia sedimentar senegalo-mauritaniana e que ainda mantém a estruturação presente na área do Cráton Oeste-Africano.

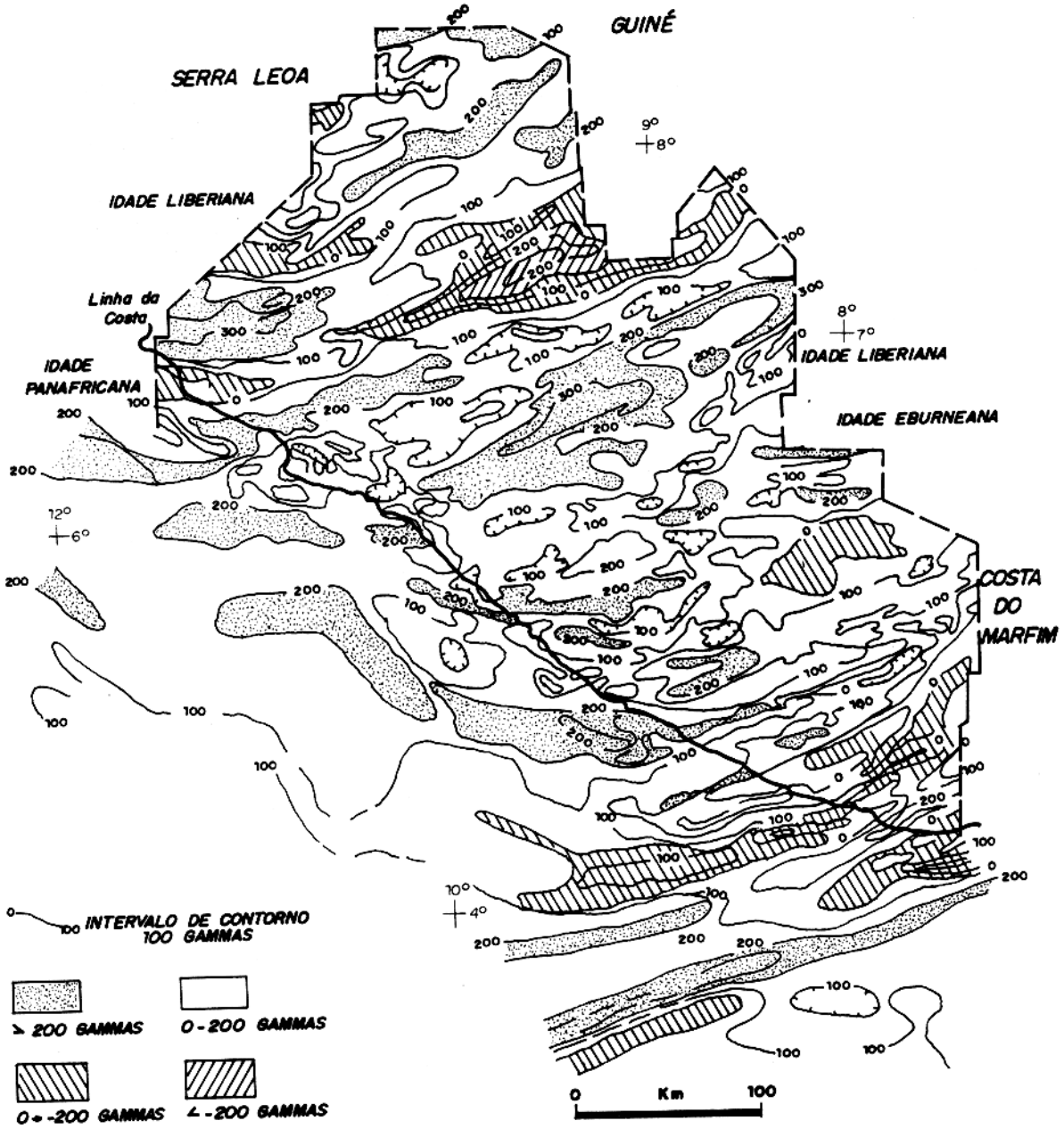


FIG. 118 - Mapa de intensidade magnética total da Libéria e sua margem continental com indicação das províncias geocronológicas. Segundo BEHRENDT et al. (1974) modificado.

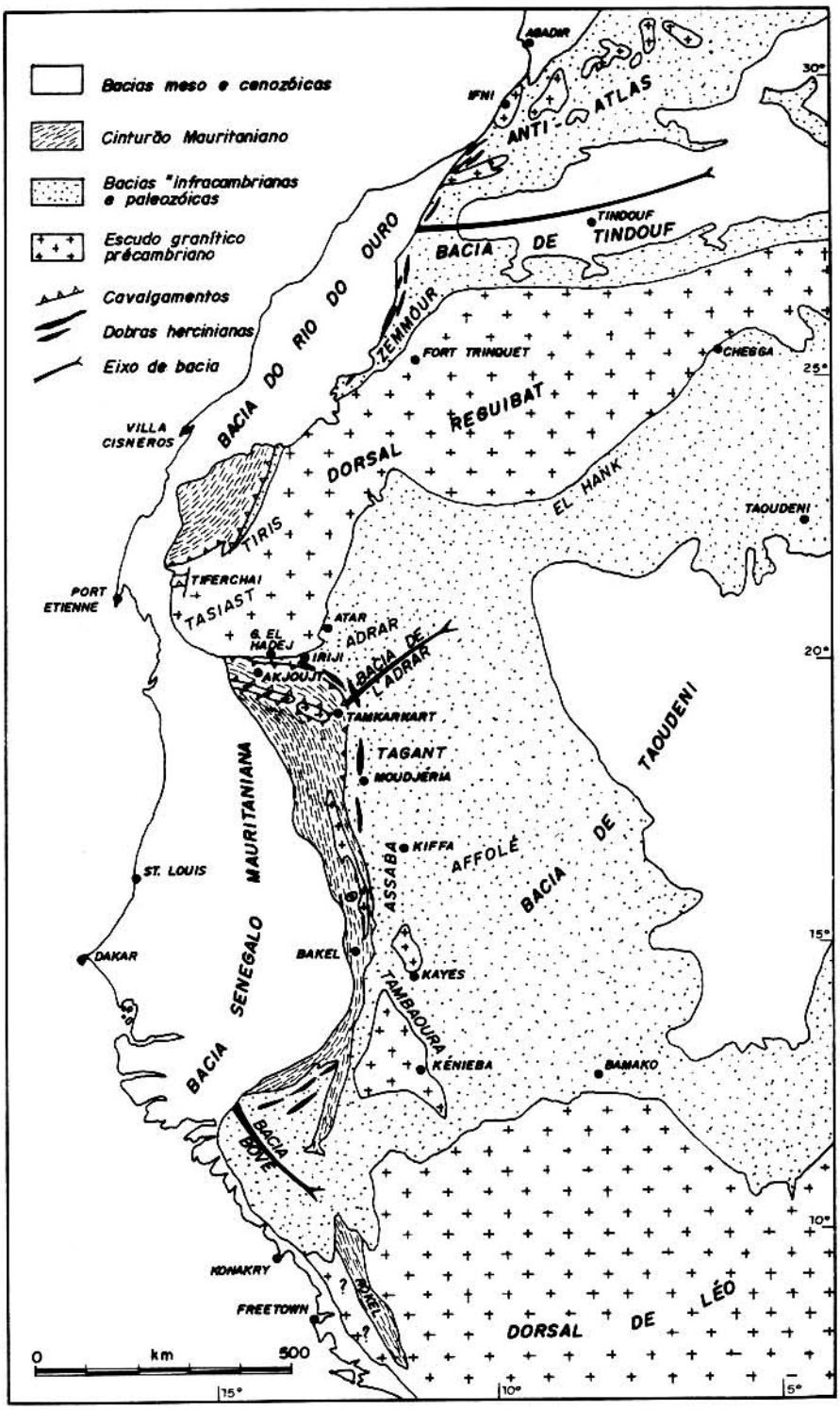


FIG. 119 - *O Cinturão Mauritaniano. Segundo SOUGY (1969) modificado.*

Segundo CHIRON (1973), a Faixa Mauritaniana representariam uma zona móvel pré-cambriana relativamente antiga, cuja evolução final se traduziria pela edificação de uma

cadeia ao final do Proterozóico/início do Fanerozóico, definitivamente reestruturada durante o Evento Herciniano.

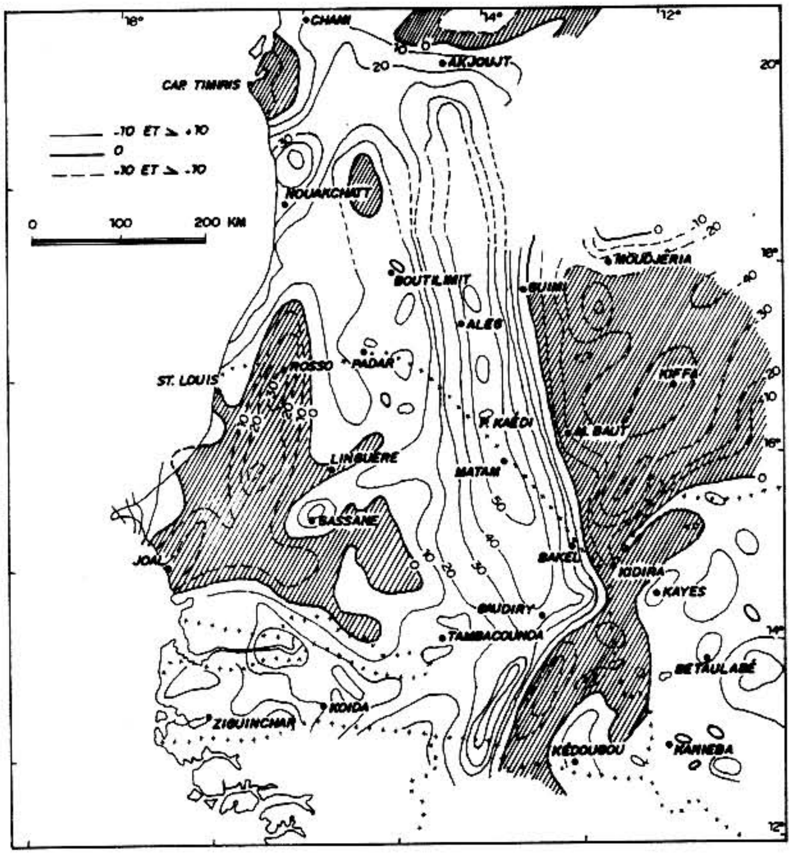


FIG. 120 - Mapa gravimétrico do Cinturão Mauritaniano entre Bakel e Moudjéria. Segundo BLOT et al. (1962).

Assim, GUETAT (1973), face à ausência de ofiolitos e metamorfismo de alta pressão, à natureza do magmatismo presente e à fraca deformação impressa na borda dos blocos, interpreta a Faixa Mauritaniana como uma faixa intracratônica.

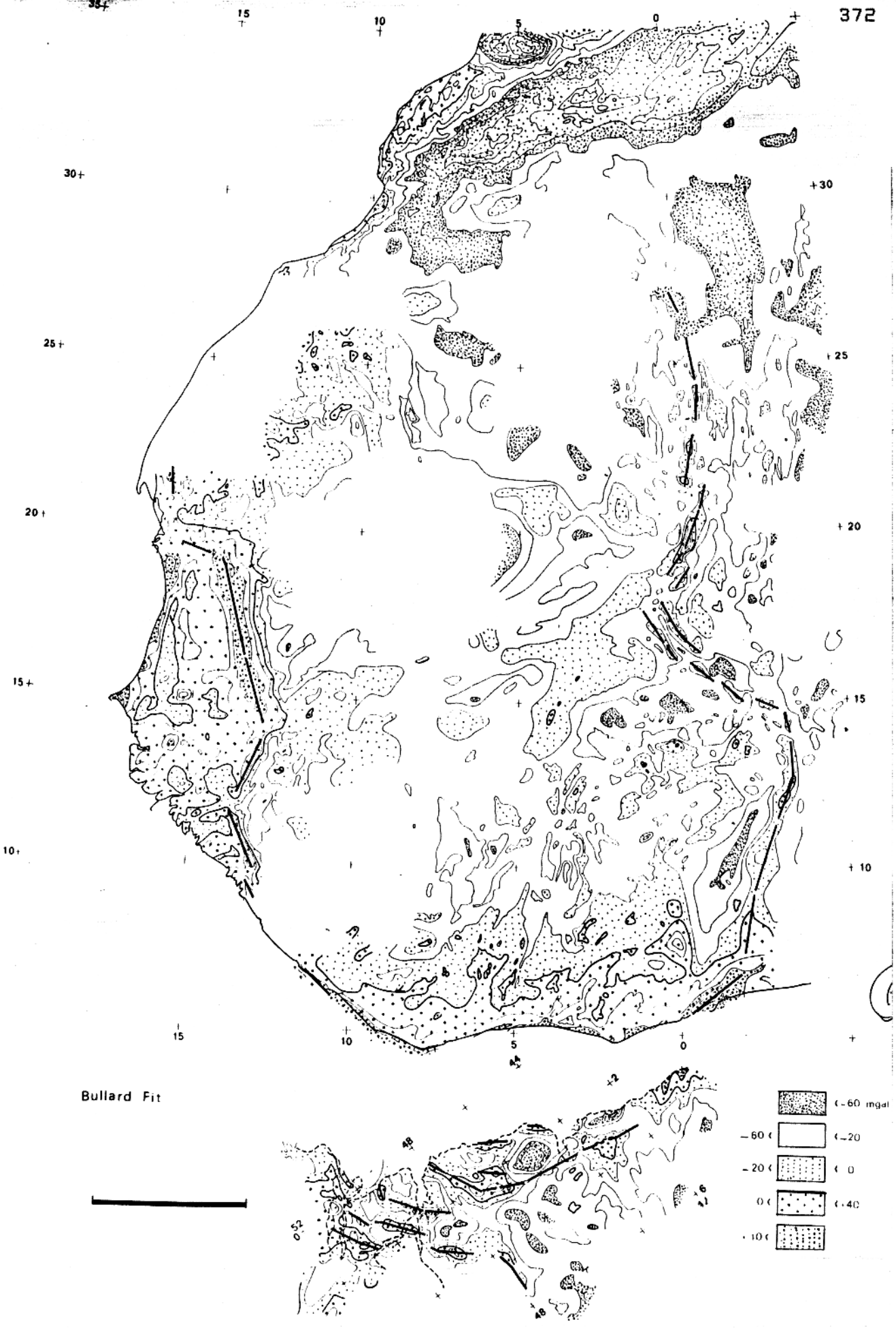


FIG. 121 - Mapa Bouguer (intervalo de contorno 20 mgal) da África Central e centro-norte do Brasil. As linhas cheias assinalam anomalias positivas da borda do Cráton Oeste Africano. Segundo LESQUER et al. (1984).

Numa visão de conjunto, pode-se ver assim na Fig. 121, a distribuição e os valores das anomalias Bouguer por toda essa imensa região, bem como na Fig. 122 o esquema interpretativo, com as direções estruturais mais importantes das massas gravimetricamente distintas, as descontinuidades mais significativas nas várias sub-regiões anteriormente descritas.

6.4 - MODELO GEOLÓGICO INTEGRADO

Nesse ítem, os segmentos descritos nos capítulos antecedentes são visualizados de forma conjunta em um contexto evolutivo, onde alguns pontos principais podem ser destacados.

A relação espacial que se verifica primeiramente é a existência de núcleos cratônicos x cinturões ou zonas móveis. Resgatar a história da formação dessas entidades é procurar entender a própria origem e o modo de formação da crosta continental, estando além do escopo desse trabalho.

Muitos dos aspectos evolutivos da crosta continental, melhor estudados em outras regiões do mundo, podem encontrar paralelo no segmento crustal, aqui analisado, embora sejam notórias algumas diferenças, quando comparadas diretamente.

Os núcleos cratônicos, do ponto de vista geométrico se caracterizam no geral por uma distribuição randômica das linhas estruturais; pela presença de associações granito- **greenstone** , estas últimas desenhando sinformas (**infolded structures**) e massas batolíticas de formas globulares ou tendendo a elípticas; pelo caráter discordante das seqüências **greenstone** em relação ao embasamento gnaíssico-migmatítico; pela presença de feições primárias registradas em muitas das litologias presentes, tanto

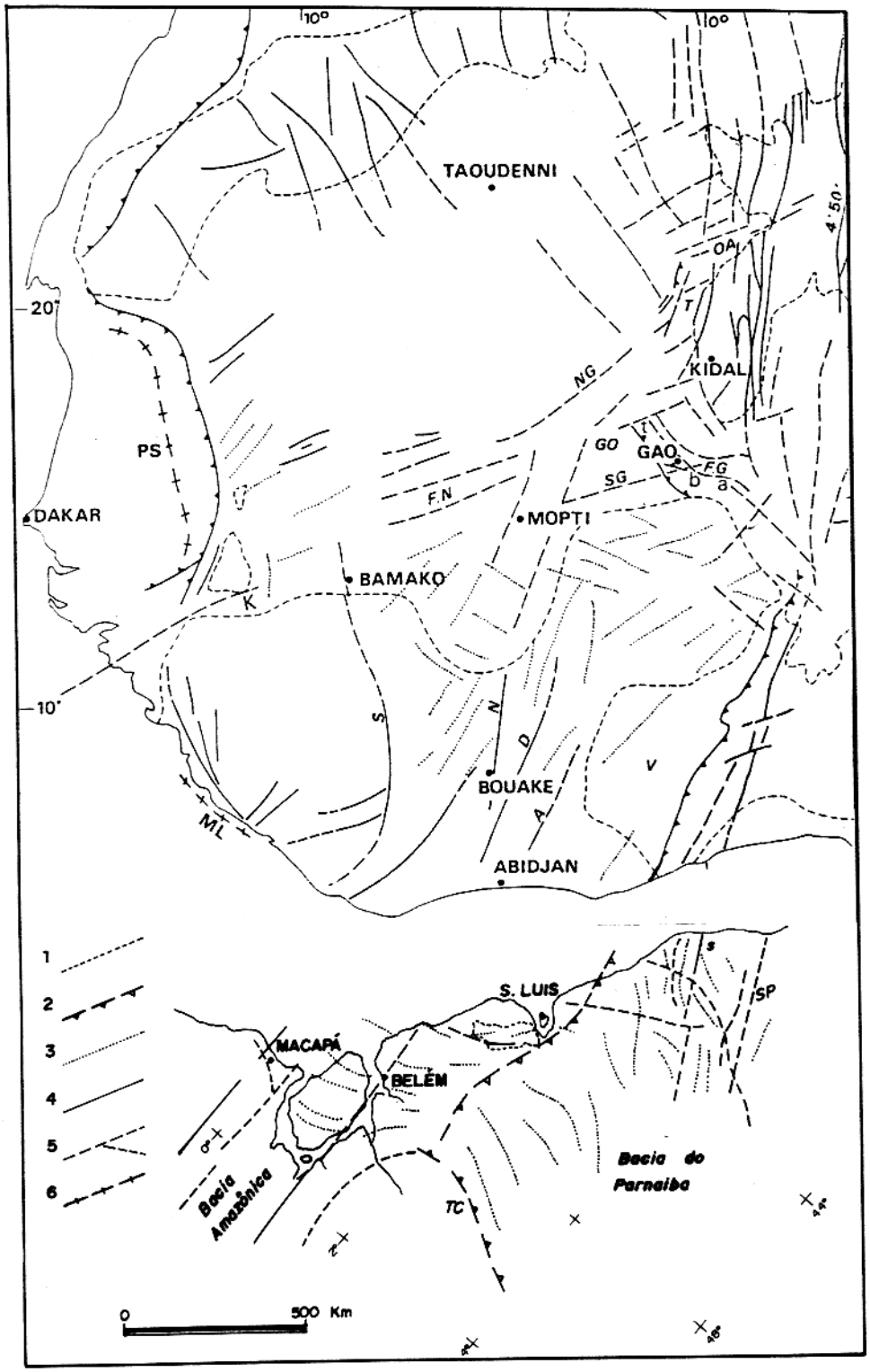


FIG. 122 - Esquema interpretativo de cartas gravimétricas da África Ocidental e Brasil Setentrional baseado em BAYER & LESQUER (1978) e LESQUER et al. (1984). Legenda: 1 = Limite do embasamento; 2 = Cavalgamentos; 3 = Direções gravimétricas com significações geológicas diferentes; 4 = Discontinuidades maiores; 5 = Prolongamento de descontinuidades; 6 = Anomalias gravimétricas importantes. Descontinuidades: (S) - Sassandra; (A) - Alepe; (N) - Nzi; (D) - Dimhokro; (K) - Kenieba; (SG) - Gourma; (NG) - Gourma norte; (4°50') - Kandi; (s) - Sobral; (SP) - Senador Pompeu; (T) - Região de Tilemsi; (FN) - Fossa de Nara; (GO) - Bacia de Gourma; (OA) - Bacia cretácica de Oued Amded; (V) - Bacia Voltáica; (FG) - Fossa de Gao; (b) - Horst de Bourré; (a) - Maciço de Amalaoulaou; (ML) - Eixo gravimétrico da Libéria; (PS) - Eixo gravimétrico do Senegal.

de para- como de ortoderivação.

Por sua vez, as regiões de maior mobilidade, que podem configurar faixas com dezenas a centenas de quilômetros de largura, têm como elementos marcantes a forte linearidade na distribuição de estruturas e rochas; desmembramentos e misturações tectônicas dos litotipos de origens diversas; alçamento diferencial de blocos originados em níveisde crustais diversos e agora justapostos em um mesmo datum; ocorrência sistemática de rochas graníticas s.l. sob a forma de folhas concordantes com a estruturação geral ou massas menores levemente discordantes.

Sob o ponto de vista litológico muitas rochas, presentes nos núcleos cratônicos, podem ainda serem reconhecidas nas zonas móveis, mostrando muitas vezes entre ambas um caráter de transição, assinalado pela maior intensidade dos processos deformacionais no sentido da zona móvel.

O cenário para o entendimento da formação dos núcleos cratônicos e por extensão da crosta continental, sobre a qual se formaram os **greenstone-belts** , pode ser buscada em CONDIE (1980, 1981). O autor visualiza especulativamente que, com o processo continuado de esfriamento da superfície do planeta, formou-se uma crosta inicialmente ultramáfica, recoberta por vulcânicas komatiíticas. Esta teria posteriormente se espessado pelo funcionamento de centros vulcânicos, cujos produtos a recobriram através de materiais provindos da fusão parcial do manto subcrustal imediatamente abaixo. Isso levaria a uma depletação em basaltos dessa parte do manto com o seu resfriamento, favorecendo conforme JORDAN (1979), o aparecimento de uma minitectonosfera (Fig. 123).

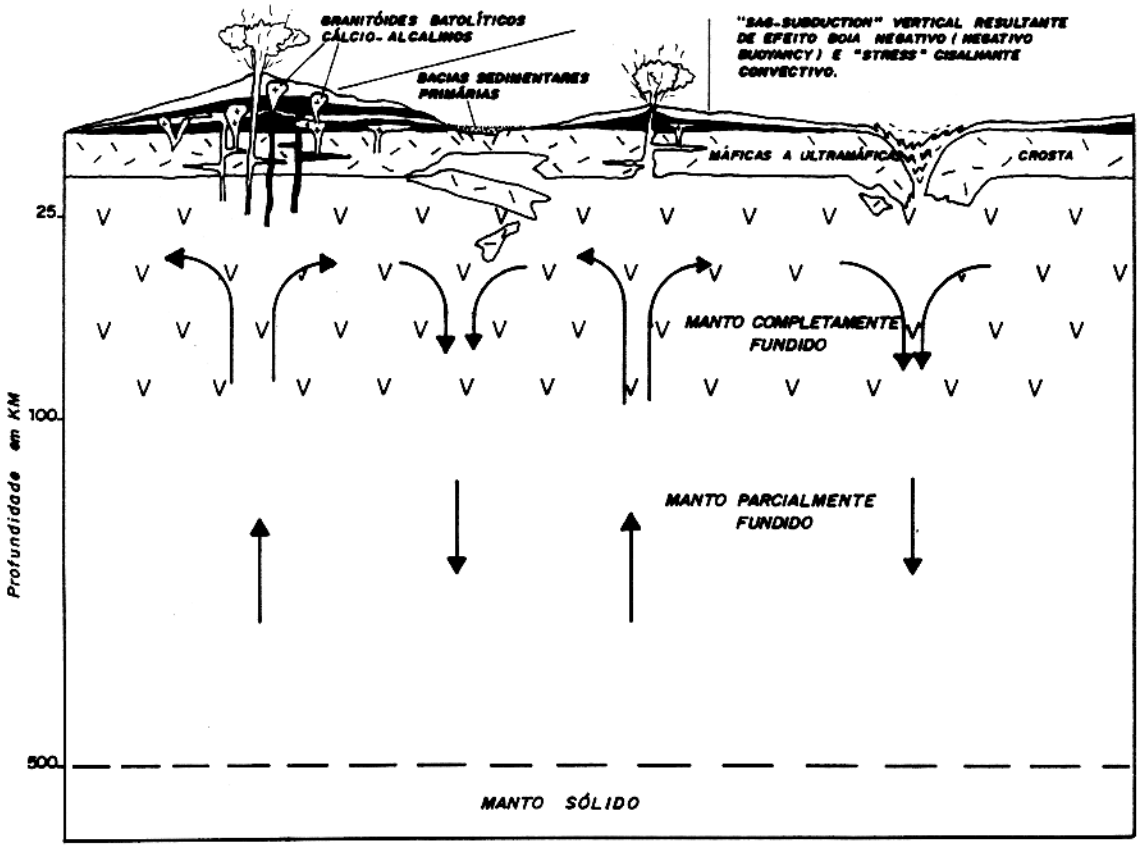


FIG. 123 - Modelo esquemático simplificado e altamente especulativo para a origem e crescimento da crosta continental primitiva (redesenhado de CONDIE 1982).

Segundo KRONER (1982), algumas regiões dessa pretérita crosta que não experimentaram os fenômenos continuados e extensivos de vulcanismo, manteriam uma litosfera delgada, facilmente arrastada para o manto, nas zonas descendentes das correntes convectivas. A fusão parcial do manto continuaria produzindo magmas toleíticos que somente em parte chegariam à superfície. A maior parte se acumularia na base da crosta formando os reservatórios para as suítes vulcânicas bimodais e a formação dos primeiros diápiros tonalítico-trondhjemítico-granodioritos (suites TTG, JAHN et al.1981). Com o espessamento da pilha vulcânica, a sua parte inferior e a protocrosta

ultramáfica fundiriam e formariam um vasto reservatório para os magmas, a serem ulteriormente diferenciados. Especula-se que o resíduo denso, resultante desse processo, separado da crosta, seria reincorporado ao manto. Esse processo de crescimento reduziria gradualmente a densidade dessa crosta assim evoluida, estabelecendo uma estruturação em duas camadas. A inferior transformada em assembléia de alto grau e a parte superior consistindo de rochas vulcânicas primitivas e diferenciadas, bem como granitóides. Se essa protocrosta emergisse acima da linha das águas teriam-se gerado as condições para a formação das primeiras bacias sedimentares.

Segundo JORDAN (op.cit), o crescimento subcrustal da litosfera, resultante da extração de basaltos a partir do manto não depletado, deixaria um resíduo que seria menos denso que o material inicial e que tenderia, por ser menos denso que o manto não depletado, a ascender por diferença de densidade e incorporar-se a base da litosfera, consubstanciando o processo de crescimento litosférico por **underplating**. Esse processo de acreção teria evoluido até o final do Arqueano, resultando em substancial cratonização, como revelam espessas sucessões vulcano-sedimentares intracontinentais do final do Arqueano-início do Proterozóico, algumas constituindo **greenstone belts** "abortados" (HEGNER **et al. apud** KRONER 1982).

A litosfera continental que não sofreu espessamento, permaneceu tectonicamente mais móvel e foi sendo continuamente modificada. Nesses sítios podem ter se formado bacias de sedimentação por colapso da supraestrutura ou **sag-subduction** nas zonas de descida das correntes de convecção (Fig. 123).

Os magmas tonalíticos-trondhjemíticos gerados próximos à

base da crosta, introduzir-se-iam nas porções mais superiores como folhas e, juntamente com suas encaixantes, seriam envolvidos em deformações plásticas por extensão lateral, formando gnaisses de alto grau, geralmente com foliações de baixo mergulho (GASTIL 1979). Os fundidos alcançariam as partes mais superiores da crosta e ocorreriam ainda sob a forma de folhas, estabelecendo relações complexas com as raizes deformadas dos **greenstones**, onde se incluiriam zonas de migmatitos. A maior parte dos magmas, todavia, ascenderia diapiricamente para formar grandes batólitos, que freqüentemente englobam porções de **greenstones**, obliterando por vezes suas relações com o embasamento antigo (KRONER 1985).

O elevado fluxo térmico reinante nesse período, associado à existência de uma litosfera em formação, uma crosta siálica fina e quente, a velocidade de convecção, tida como bem mais elevada, geraria as condições para o estabelecimento de um regime com elevada plasticidade (regime permóvel), que, ao inter-relacionar essas duas ambiências tectônicas, seria responsável pelo estabelecimento de zonas diferenciadas, configurando os núcleos cratônicos menos envolvidos nos processos de deformação e zonas móveis, sítios de maior concentração de deformação, que perdurariam no tempo, avançando até o Proterozóico.

KATZ (1982), tomando como exemplo o Gondwana, mostrou que as relações entre os crátons arqueanos e as faixas móveis arqueanas-proterozóicas podem ser comparadas às estruturas meso e microscópicas encontradas nos milonitos dúcteis das zonas de cisalhamento. Os crátons seriam comparáveis a porfiroclastos, enquanto que as faixas móveis equivaleriam à matriz dúctil. Como

a crosta arqueana era dúctil, os crátons não poderiam ser considerados como sendo semelhantes às placas litosféricas atuais, espessas e rígidas e, assim, eles teriam sido homogeneamente deformados, solidários com sua faixa móvel marginal. Teriam, assim, sofrido distorções, tendendo a se tornarem elípticos, e as faixas móveis não teriam se desenvolvido como zonas rúpteis e estreitas, mas como zonas largas e dúcteis com grande mobilidade. KATZ (op.cit.), através do emprego do método centro-a-centro, estimou inclusive qual teria sido a razão de extensão para uma elipse que acomodasse a deformação do Gondwana (Fig. 124).

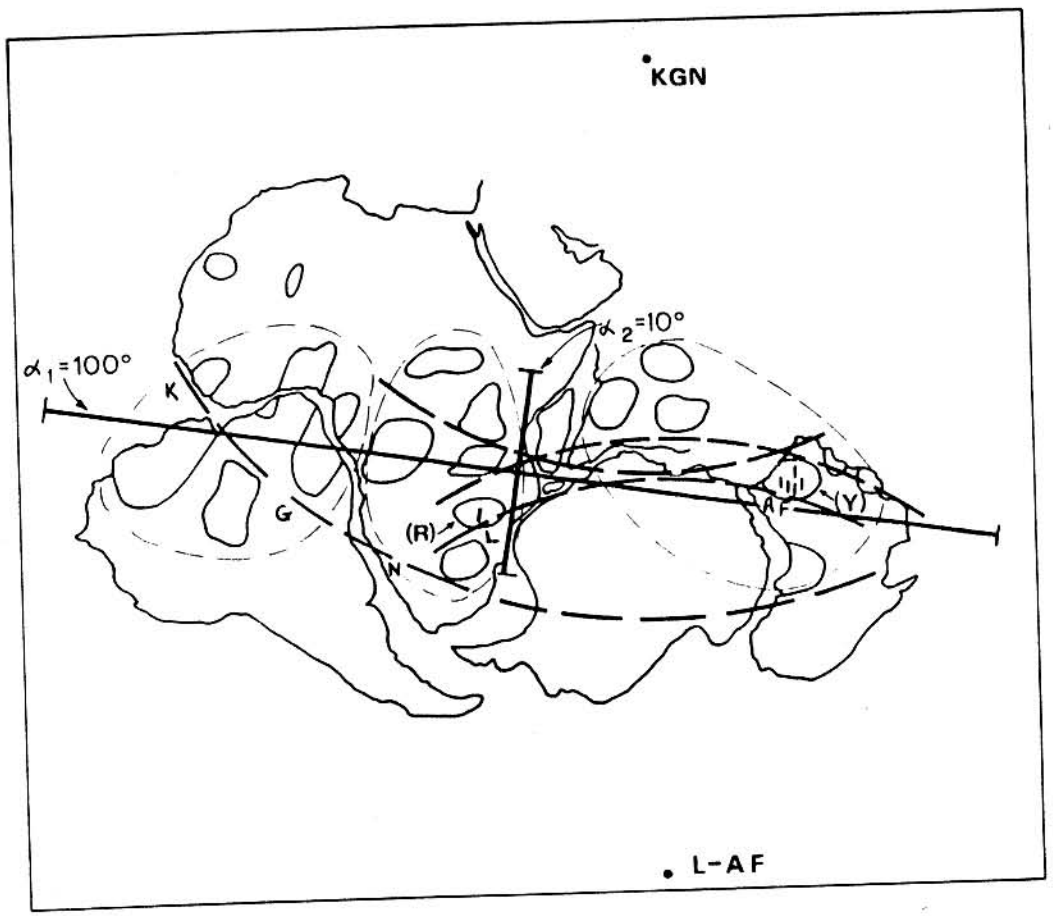


FIG. 124 - Análise do "strain" do Gondwana pré-cambriano dando como resultado uma elipse com extensões máxima (α_1 = 100°) e mínima (α_2 = 10°) e razão entre os "strains" principais de (4·5). Segundo KATZ (1982).

Analisando as relações geométricas entre os diversos segmentos crustais enfocados, sobretudo para a porção brasileira, podemos enumerar os seguintes aspectos principais:

1) O Cinturão de Cisalhamento Noroeste do Ceará tem orientação geral NE-SW e apresenta uma movimentação dextral, como o aspecto mais destacado do ponto de vista geológico. A ele correspondem direções gravimétricas NE visualizadas na Fig. 112 e que adentram a África (Fig. 121 e 122), mostrando assim não existir quebra, sob o ponto de vista do comportamento espacial da orientação dos eixos de anomalias gravimétricas.

O mapa geológico integrado (Fig. 114), de todo esse setor, mostra que as rochas de alto e médio grau do noroeste do Ceará cedem lugar, para noroeste, às rochas de baixo-médio grau do chamado Cráton São Luis e do complexo de bacias vulcano-sedimentares birrimianas do Togo, Gana e Costa do Marfim;

2) O Cinturão de Cisalhamento Tentugal possui orientação NW-SE, movimentação sinistral e trunca as estruturas NE-SW do Cinturão Noroeste do Ceará. As direções gravimétricas nesse trecho são NW-SE, coincidindo de forma marcante com o feixe de zonas de cisalhamento encontradas no terreno (Fig. 112). Ressalta-se ainda a presença, nesse setor, de datações geocronológicas e granitogenêse brasilianas.

3) Direções NW-SE, definindo zonas de larguras menos expressivas, são encontradas na borda ocidental do Cráton Amazônico e configuram também movimentações sinistrais (Fig. 114).

4) Núcleos cratônicos, preservados em diferentes graus, são encontrados em Serra Leoa-Libéria; na porção centro-oeste do

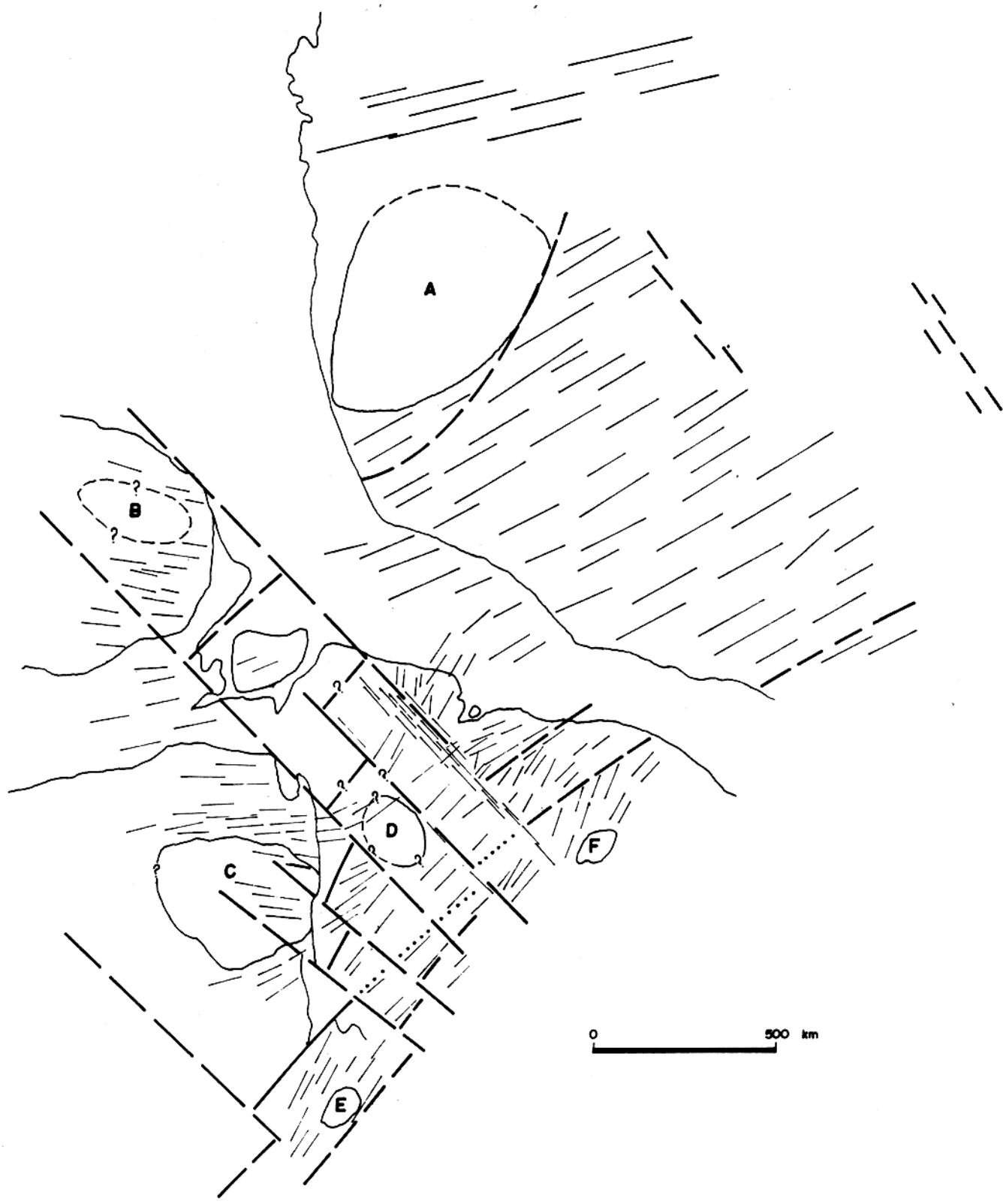


FIG. 125 - A estruturação arqueana com núcleos cratônicos mais ou menos preservados dentro de um macro-cinturão de cisalhamento cujas direções estruturais são indicadas por vezes com dúvida. A = Libéria - Costa do Marfim; B = Amapá; C = Sul do Pará; D = Parte central da Bacia do Parnaíba; E = Almas - Natividade (TO); F = Troia - Mineirolandia (CE). Baseado em HASUI et al. (1984), PAPON (1973), CUNHA (1986), LESQUER et al. (1984).

Pará, região da Serra dos Carajás e Cumarú; na região do Rio do Coco, na parte sul do Estado do Tocantins; na porção central do Ceará, região de Tróia-Independência-Mineirolândia; na porção sudoeste do Amapá, divisa com o estado do Pará (Fig. 125).

5) Dentro dos núcleos cratônicos podem ser encontradas também faixas menos expressivas de cisalhamento em termos de dimensões, que favoreceram o alçamento de rochas da infraestrutura. Como exemplo, cita-se o cinturão granulítico orientado NW-SE, a norte da Serra dos Carajás, na altura de Marabá(PA).

6) Essas faixas estreitas de cisalhamento podem ser paralelisadas a um arranjo onde o Cinturão Noroeste do Ceará representaria, em macroescala, uma direção principal de cisalhamento dextral, e o Cinturão Tentugal uma direção de segunda ordem sinistral, espacialmente ocupando uma posição de R'. Essa seria também a orientação da zona de cisalhamento Carajás e assemelhadas do Cráton Amazônico. Direções compatíveis com X podem ser representadas pelas denominadas falhas de Tauá e Rio Groaíras, também sinistrais. P seria representado pelas zonas de cisalhamento NE-SW dextrais que formam um ângulo em torno de 15º com a direção principal e que podem ser visualizadas na região de Cariré-Jaibaras-Sobral (CE) (Fig. 126).

7) Toda essa configuração geométrica foi estabelecida quando os conjuntos litho-estruturais em macroescala apresentavam condições de plasticidade elevada, que pressupõem temperaturas altas, permitindo, sobretudo no domínio das faixas móveis, o estabelecimento de foliações miloníticas em larga escala, envolvendo de forma pervasiva a totalidade das litologias presentes. Um regime de deformações no campo dúctil sobre uma

região tão expressiva, do que se sabe da histótia termal do planeta, só teve lugar durante as condições permóveis do Arqueano, em algumas regiões estendendo-se até o início do Proterozóico. Seria dessa forma, todo esse arranjo básico, arqueano ou proterozóico inferior.

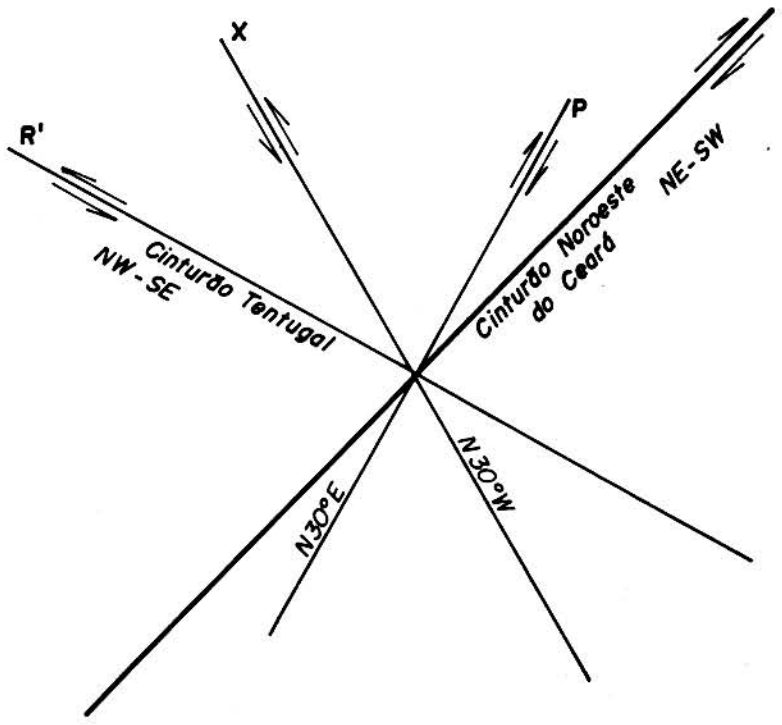


FIG. 126 - Esquema teórico de direções estruturais de segunda ordem associadas a uma zona de cisalhamento dextral NE-SW (Cinturão Noroeste do Ceará).

8) Em alguns casos, reaproveitando essa herança estrutural, em outros forjando novas direções, francamente discordantes, tem lugar um novo evento tectono-metamórfico que, em algumas áreas configura um verdadeiro ciclo orogênico como é o caso do Evento Termotectônico Panafricano, do Proterozóico Superior, cujas primeiras manifestações podem ter surgido ainda no Proterozóico

Médio. Destaca-se aqui todo o conjunto de zonas móveis que se estabeleceram nas bordas do cráton sin-panafricano do oeste da África, em grande parte moldadas sobre as estruturas arqueanas. Para a América do Sul, a fenomenologia relacionada ao Panafricano/Brasiliano foi bem mais modesta e assinala-se como expressão maior o desenvolvimento da Faixa Araguaia. Esta teria sido controlada pelas faixas de cisalhamento NW-SE pretéritas, que funcionaram como falhas de transferência, acomodantes da movimentação diferencial dos vários segmentos em que a mesma se divide, bem como pela zona de articulação oriental do Bloco Araguacema.

Essa série de descontinuidade N-S a NE-SW, na parte a sul do Cinturão Tentugal, até as proximidades do Lineamento Transbrasiliano, sob o ponto de vista geométrico, mostraria um conjunto de fatias imbricadas com mergulho para leste (Fig. 41), sentido no qual se situaria a parte superior da placa, conforme os modelos de LISTER et al.(1986).

Para norte do Cinturão Tentugal, a geometria seria invertida, funcionando as descontinuidades do cinturão como uma grande falha de transferência (Fig. 127).

Os movimentos distensivos não chegaram a definir, geográfica e tectônicamente, uma dorsal relacionada à oceanização, mas tão somente uma crosta fortemente percolada por intrusões mantélicas.

Para a porção NW do Ceará abre-se uma discussão no que se refere às relações entre os conjuntos ortoderivados e as sequências supracrustais, em termos de idade das estruturas impressas e das assembléias minerais estabilizadas, sobretudo nessas últimas. Discordâncias estruturais importantes entre os

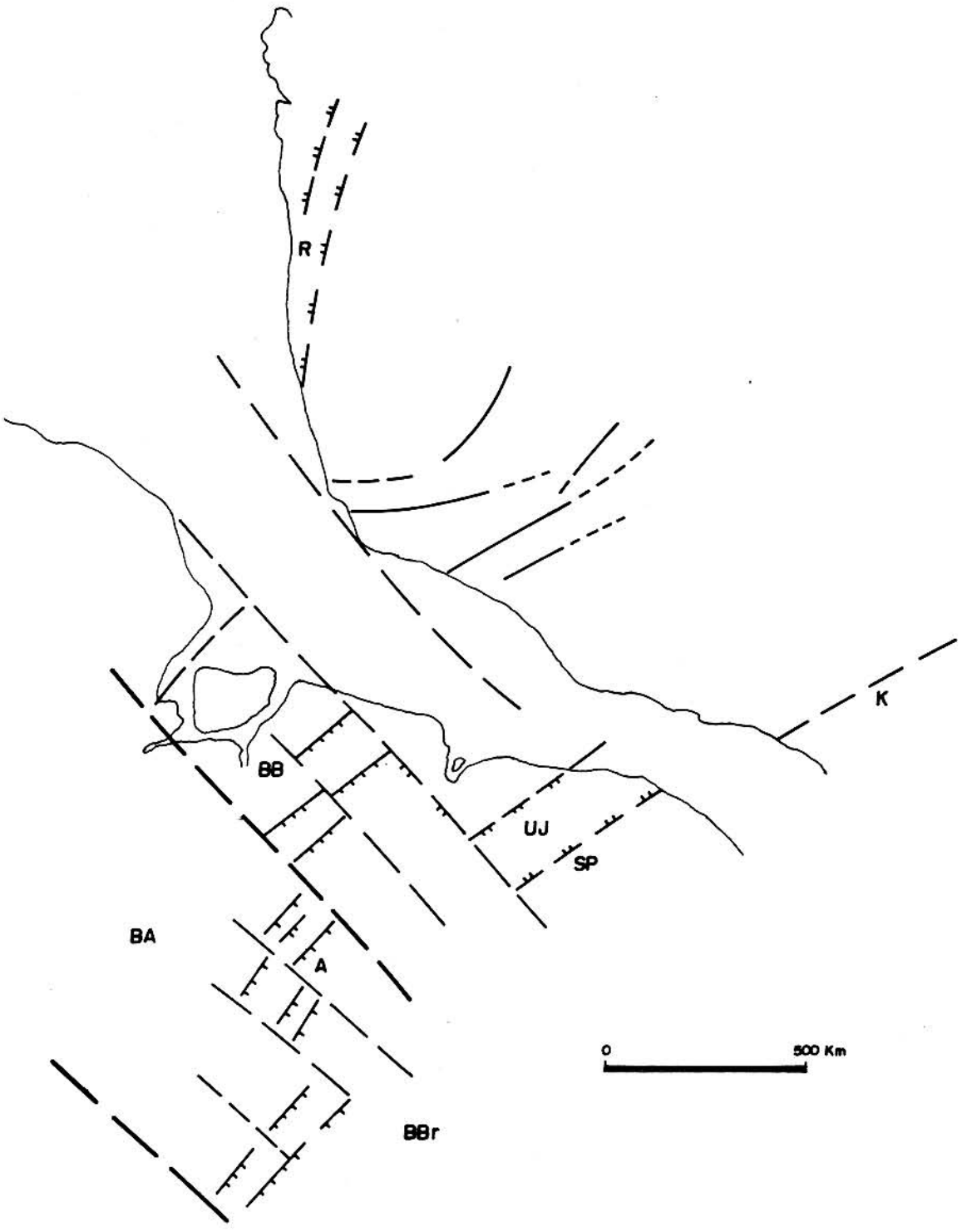


FIG. 127 - Embaciamento das faixas Araguaia (A) e Rokelides (R) seguindo direções estruturais antigas na sua totalidade. BA= Bloco Araguacema; BB = Bloco Belém; BBr = Bloco Brasília. Bacias: UJ= Ubajara - Jaibaras; SP = Zona de cisalhamento Sobral - Pedro II - Kandi. Baseado em HASUI et al. (1984), LESQUER et al (1984).

conjuntos são assinalados em muitos locais. Nappismo, inversão de isógradas metamórficas, desmembramentos e imbricações tectônicas são também comuns e envolvem tanto a supra como a infraestrutura, em condições metamórficas que atingiram até o alto grau. Nessas condições, impressões metamórfico deformacionais pretéritas podem ser apagadas completamente, de tal modo que não se consegue resgatar uma história mais antiga. Assim, os argumentos usados no sentido de validar a escolha temporal da ocorrência dos fenômenos registrados são buscados por analogias em outras regiões melhor estudadas ou pela correlação com a evolução mostrada pela porção ocidental da África. Dessa forma dois períodos são particularmente importantes a destacar: a) Arqueano-Proterozóico Inferior, por analogia com o Cinturão Limpopo, a região central de Goiás etc. b) Proterozóico Superior, por comparação direta com a evolução africana. É provável que existam pelo menos duas histórias distintas relacionadas ao funcionamento de um cinturão mais antigo e mais extenso e um outro mais novo e menos expressivo em termos de área.

Comparando-se as regiões tectonicamente afetadas dos dois períodos assinalados, verifica-se que, sob o ponto de vista geográfico, as áreas do Proterozóico Superior são mais restritas, definindo processos tectônicos menos vigorosos sobretudo na parte correspondente à América do Sul e talvez à borda ocidental do Cráton Oeste-Africano. Na borda oriental do mesmo, os processos tectônicos foram muito mais importantes e envolveram as unidades lito-estruturais mais antigas, retrabalhando-as tectônica e geoquimicamente em várias intensidades. Os processos litogenéticos foram também

importantes em todos os estágios. Na Faixa Araguaia eles foram menos significativos e quase nulos em outras áreas tais como o Cinturão Tentugal;

10) Grandes áreas foram submetidas a processos essencialmente termais, sem geração importante de deformações pervasivas, os quais foram responsáveis em grande parte pelo extensivo conjunto de datações radiocronológicas compatíveis com o Evento Brasiliano-Panafricano ou por resultados geocronológicos por vezes sem significação geológica clara;

11) A edificação das faixas Araguaia e Rokeliana durante um regime compressivo envolveu condições de temperatura e pressão que induziram transformações metamórficas nas condições de médio grau/início da migmatização e fenômenos de retrabalhamento do embasamento em diversas intensidades. Granitogênese restrita é assinalada.

12) A acomodação final de todo esse processo dinâmico aconteceu ao longo de zonas restritas e linearizadas, que deram origem ao aparecimento de transformações metamórficas e de geração de estrutura no campo dúctil-rúptil a rúptil, configurando zonas de milonitos e de brechação que definem expressivos alinhamentos estruturais relacionados a falhas. Importantes desequilíbrios químicos e isotópicos têm lugar nessas faixas linearizadas, desestabilizando as paragêneses minerais antigas, dando lugar ao aparecimento de milonitos, ultramilonitos e pseudo-taquilitos. Esses fenômenos de metamorfismo retrógrado podem ainda estar relacionados a descompressão durante os processos isostáticos.

13) Com o tempo, as zonas de mobilidade tectônica foram se tornando cada vez mais restritas e passaram também a ter um regime de deformação situado essencialmente no campo rúptil,

dando lugar ao aparecimento de falhas típicas, associadas por vezes a fenomenos magmáticos expressivos, durante o Proterozóico-Superior e Fanerozóico.

6.5 - CONCLUSÕES

O segmento crustal no qual se insere o Brasil Setentrional (borda oriental do Cráton Amazonico, Cráton São Luis, Faixa Araguaia, Domínio do Médio Coreaú) e a parte centro sul da África Ocidental (Dorsal de Man, Cadeia Panafricana do Hoggar, faixas Farusiana, Daomeiana, Aulacógeno do Gourma, Faixa Rokeliana) compreende um arranjo básico onde se identificam os seguintes aspectos principais:

a) Dualidade fundamental de entidades representadas por núcleos cratônicos e extensas áreas de grande mobilidade tectônica, configurando cinturões de cisalhamento, nos quais se expõem rochas de todos os níveis crustais, retrabalhadas em intensidades diferentes, de origem tanto de para- como de orto derivação;

b) Nos núcleos cratônicos encontram-se preservados aspectos geométricos fundamentais das relações pretéritas entre a crosta siálica mais antiga, onde se visualizam a presença de batólitos polidomais globulares, intrudidos em gnaisses de alto grau fortemente deformados e sua cobertura vulcano-sedimentar, muitas vezes representadas por seqüências tipo **greenstone belts**. A formação dessa crosta continental teria se dado inicialmente por **underplating** e a mesma teria sido em seguida aumentada horizontalmente pela interação de núcleos cratônicos primários;

c) Dentro dos núcleos cratônicos, são por vezes encontradas faixas de cisalhamento importantes que, na interação de sub-blocos, permitiram o alçamento de rochas da infraestrutura de forma restrita;

d) O macrocinturão de cisalhamento desse segmento crustal possui na África direção NE-SW, orientação que permanece por todo o noroeste do Ceará e por sob parte dos sedimentos da Bacia do Parnaíba, e se modifica para E-W à proporção que se dirige para a costa africana, em Serra Leoa e Costa do Marfim. Na borda do Cráton Amazônico, essas direções, menos conspícuas em termos de penetratividade, se orientam segundo E-W a ENW-SSE. Na borda oriental do Escudo das Guianas, as direções estruturais são praticamente NW-SE. Nesse macrocinturão é onde melhor se expressa o arranjo de bacias vulcano-sedimentares e dorsais granito-gnáissicas. Ali teria havido toda uma fenomenologia, em termos de processos metamórfico-deformacionais que culminou em expressiva granitogênese, assinalada nos continentes africano e americano e que é representada na área da Faixa Araguaia por granitóides tipo Cantão, na região do Gurupi pelos granitóides tipo Tracuateua e Mirasselvas e na África por extensivo cortejo de granitóides de idade Rb-Sr variando entre 2.200-1.900 Ma;

e) As mudanças na orientação das estruturas no macrocinturão de cisalhamento são influenciadas pela presença dos núcleos cratônicos, cujas bordas são envolvidas nos processos deformacionais tidos lugar no âmbito do cinturão.

f) Sob o ponto de vista geométrico, as foliações miloníticas (plano X-Y) impressas na rocha, bem como as feições lineares de estiramento de minerais ou crescimento de fases minerais com forte orientação (direção X), definem individualmente, nos vários segmentos analisados, as posições espaciais dos eixos principais do elipsóide de deformação.

g) Sob o ponto de vista cinemático, a movimentação geral ao longo desse segmento com orientação NE-SW a E-W foi dextral,

tendo se definido direções secundárias de cisalhamento NW-SE a ENW-SSE sinistrais, como ocorrido no Cinturão Tentugal.

h) As condições metamórficas reinantes durante esse período assinalam a presença de assembléias minerais estabilizadas em condições de grau incipiente até médio no domínio dos núcleos cratônicos, enquanto que no cinturão as condições de alto grau e de anatexia podem ter acontecido por grandes áreas.

i) Embora não existam datações geocronológicas cujos resultados permitam definir temporalmente o período no qual tiveram lugar esses fenômenos, por analogia com outras regiões do mundo, acredita-se que os mesmos se situaram no Arqueano ou início do Proterozóico quando o comportamento da crosta em grande escala, era mecanicamente compatível com o estabelecimento de deformações dúcteis a nível regional.

j) Todos esses processos geraram um panorama Arqueano-Proterozóico inferior onde se destaca a dualidade inicialmente descrita e que foi a matriz de todos os fenômenos acontecidos a partir de então:

l) De forma generalizada, toda a região passa a encerrar condições de estabilidade como resultado da cratonização, fornecendo as condições para a deposição de seqüências plataformais importantes, seja em áreas de embaciamento definidas, seja sob a forma de depósitos plataformais de grandes extensões e pequenas espessuras, onde os mecanismos responsáveis pelo espalhamento da sedimentação não sofreram, ao longo do tempo, grande mudança. Isso se reflete na homogeneidade das fácies sedimentares encontradas. Esse processo sedimentar pode ser secundado por manifestações vulcânicas, por vezes importantes, tectônica rúptil localizada que geraram as

coberturas individualizadas na África, basculamentos de blocos e o estabelecimento de discordâncias, dentro dos pacotes sedimentares.

m) O início da deposição dessas sequências tem valores mínimos de idade por volta de 1.7-1.6 Ga (Tarkwaiano, Gorotire, Gueib el Hadid etc.), estendendo-se, em algumas áreas, como é o caso da Bacia de Taoudeni, até o Carbonífero, comportando ciclos tectono-sedimentares distintos.

n) As condições de instabilidade voltaram a se manifestar em muitos locais por volta de 800-1.000 Ma, de forma mais restrita em termos de área de atuação. Os processos distensivos de maior expressão aconteceram ao longo da região central da África Oriental, evoluindo, no caso da Faixa Farusiana, no sentido da formação de uma crosta oceânica restrita, cujos testemunhos preservados definem um complexo ofiolítico encontrado no Marrocos, na região de Bou Azzer.

o) Outras áreas sofreram os efeitos distensivos dessa fase, acompanhando por vezes direções estruturais herdadas como é o caso do Cinturão Tentugal, ou talvez desenvolvendo novas descontinuidades, como exemplificado pelas faixas Araguaia e Rokeliana;

p) Em muitos casos, houve o embaciamento que favoreceu o acolhimento de produtos de erosão face aos gradientes topográficos formados e a percolação de materiais mantelíticos que se introduziram sob a forma de diques e sills de várias dimensões, tanto nos produtos sedimentares como nas rochas que constituem o embasamento. Algumas anomalias gravimétricas positivas da África são relacionadas à colocação dessas rochas. No caso do Cinturão Tentugal, é possível que as anomalias da

mesma natureza possam estar relacionadas a fenômenos semelhantes.

q) Especialmente no caso da Faixa Araguaia, desenvolveu-se uma bacia sobre crosta continental fortemente adelgaçada, que, no entanto, não chegou a formar uma crosta oceânica franca com geração de uma dorsal, mas tão somente uma crosta continental muito percolada por materiais do manto. A inversão dessa bacia, em cujos processos foi também envolvido o embasamento, levou à edificação da faixa termo-tectonizada, marcadamente discordante em termos estruturais em relação às demais entidades geotectônicas.

r) No noroeste do Ceará o embaciamento bem como a evolução do sistema Ubajara-Jaibaras esteve controlado pela zona de cisalhamento de Sobral-Pedro II e Jaguarapi.

s) A geração de granitos durante esse evento é restrito do lado brasileiro e se dá em dois ambientes tectônicos distintos: i) em zonas distensivas associadas à evolução das bacias tipo Ubajara-Jaibaras; ii) em zonas de espessamento crustal, como é o caso da Faixa Araguaia e do Cinturão Tentugal.

t) Como efeito tardi-cinemático desse evento, têm lugar as movimentações tectônicas ao longo de zonas lineares estreitas, muitas configurando alinhamentos estruturais importantes, tipo zonas de cisalhamento de Sobral, Jaguarapi, Tentugal etc. Molassas restritas podem ter acompanhado toda essa fenomenologia e podem ser retratadas pela Formação Aprazível, Formação Piriá, Formação Rio das Barreiras etc.