



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**FERRAMENTAS MULTIDISCIPLINARES APLICADAS À
CARTOGRAFIA GEOLÓGICA: O EXEMPLO DA FOLHA SOBRAL – CE
(SA-24-Y-D-IV)**

Dissertação apresentada por:

MARCIA VALADARES DOS SANTOS

BELEM
2009

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)
Biblioteca Geólogo Raimundo Montenegro Garcia de Montalvão

S237f Santos, Marcia Valadares dos
Ferramentas multidisciplinares aplicadas à cartografia
geológica: o exemplo da Folha Sobral – CE (SA-24-Y-D-IV) /
Marcia Valadares dos Santos; Orientador: Francisco de Assis
Matos de Abreu – 2010
xvii, 219 f. : il.

Dissertação (Mestrado em Geologia) – Programa de Pós-
Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de
Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2010.

1. Cartografia geológica. 2. Folha Sobral. 3. Província
Borborema (CE). I. Universidade Federal do Pará. II. Abreu,
Francisco de Assis Matos de, *orient.* III. Título.

CDD 20. ed.:558.131



Universidade Federal do Pará
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**FERRAMENTAS MULTIDISCIPLINARES APLICADAS À
CARTOGRAFIA GEOLÓGICA: O EXEMPLO DA FOLHA
SOBRAL – CE (SA-24-Y-D-IV)**

DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR

MÁRCIA VALADARES DOS SANTOS

**Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em Ciências na Área de
GEOLOGIA**

Data de Aprovação: 20 /10 /2009

Banca Examinadora:

Prof. FRANCISCO DE ASSIS M. DE ABREU
(Orientador-UFPA)

Prof. JOSÉ DE ARAUJO NOGUEIRA NETO
(Membro-UFC)

Prof. PEDRO WALFIR M. E SOUZA FILHO
(Membro-UFPA)

Belém

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	I
EPÍGRAFE	II
AGRADECIMENTOS	III
RESUMO	01
ABSTRACT	02
1	INTRODUÇÃO
	03
1.1	OBJETIVOS
	04
1.2	LOCALIZAÇÃO E ACESSO
	04
2	MATERIAIS E METODOLOGIAS DE TRABALHO
	06
2.1	MATERIAIS
	06
2.1.1	Informações Cartográficas
	06
2.1.2	Informações de Sensores Remotos
	06
2.1.3	Informações de Geofísica Aérea
	06
2.1.4	Informações de Geológicas Pré-existentes
	07
2.2.	METODOLOGIAS DE TRABALHO
	08
3	FUNDAMENTOS TEÓRICOS
	11
3.1	CARTOGRAFIA GEOLÓGICA
	11
3.2	SENSORIAMENTO REMOTO
	12
3.2.1	Estrutura das imagens de Sensoriamento Remoto
	13
3.2.1.1	Resolução
	14
3.2.1.2	Histograma
	15
3.2.1.3	Contraste
	15
3.2.1.4	Cor
	16
3.2.1.5	Filtragem
	16
3.2.1.6	Classificação
	17
3.2.1.7	Correção Geométrica
	18
3.2.3	Análise e interpretação de imagens
	18
3.2.4	Imagens Landsat TM e ETM
	18
3.2.5	Mosaico Geocover
	19
3.2.6	Imagens SRTM
	20
3.3	GEOFISICA AEREA
	21
3.3.1	Aeromagnetometria
	22
3.3.1.1	Princípios e Propriedades Físicas
	23
3.3.1.2	Pré-Processamento e Processamento de dados Aeromagnéticos
	25
3.3.1.2.1	<i>Avaliação e Edição dos Dados</i>
	26
3.3.1.2.2	<i>Correção de paralaxe, correção da variação diurna e remoção do IGRF</i>
	27
3.3.1.2.3	<i>Interpolação em Malha Regular</i>
	28
3.3.1.2.4	<i>Nivelamento e Micronivelamento</i>
	29
3.3.1.2.5	<i>Filtros e Transformações</i>
	31
3.3.2	Aerogamaespectrometria
	37
3.4	SIG (SISTEMA DE INFORMAÇÃO GEOGRÁFICA)
	38
4	ASPECTOS FISOGRÁFICOS E GEOMORFOLOGICOS
	40
4.1	CLIMA
	40



**Universidade Federal do Pará
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica**

**FERRAMENTAS MULTIDISCIPLINARES APLICADAS À
CARTOGRAFIA GEOLÓGICA: O Exemplo da Folha Sobral – CE (SA-
24-Y-D-IV).**

DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR

MÁRCIA VALADARES DOS SANTOS

**Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em Ciências na Área de
GEOQUIMICA E PETROLOGIA.**

Data de Aprovação: / /

Comitê de Dissertação:

NOME (Orientador)

MEMBRO

MEMBRO

Belém

*As pessoas mais importantes da minha
vida: mãe, pai e irmãos.*

AGRADECIMENTOS

Agradeço á Deus

Ao meu orientador e amigo Prof. Dr. Francisco de Assis Matos de Abreu pela paciência, dedicação e apoio durante a realização deste trabalho..

Aos meus pais José e Cândida pelo apoio incondicional.

Aos meus irmãos Max e Márcio

Ao meu querido amigo e companheiro Fabio Makino.

A Profa. Dr. Rosemery Nascimento pelo apoio, sugestões e incentivos.

Aos professores doutores Netuno Villas, Candido Moura e Paulo Gorayeb.

Ao técnico administrativo Afonso Quaresma.

A todos os participantes do curso de interpretação de dados aerogeofísicos ministrado pela Profa. Dra. Adalene Moreira (IG-UNB).

Aos amigos geólogos Karina Vieira, Silvia Negrão, Keyver Ataíde, Thais Oliveira e Adriana Castro.

Aos integrantes do Laboratório de Cartografia Geológica (GEOCART-IG-FAGEO), especialmente para Verena Torres, João Paulo Almeida, Maurício Jorge, Priscila Amaral, Débora Aguiar, Camila Alves, Raquel Nogueira, João Victor Feio, Renato Sol, Almir Costa, Jefferson Souza e Marcela Maracaípe.

A CPRM pela concessão dos dados aerogeofísicos e pelo apoio financeiro.

Ao CNPQ pela concessão da Bolsa de Mestrado.

“Se, a princípio, a ideia não é absurda, então não há esperança para ela” (Albert Einstein).

4.2	VEGETAÇÃO	40
4.3	RECURSOS HÍDRICOS	40
4.4	GEOMORFOLOGIA	41
4.4.1	Superfície Sertaneja	41
4.4.2	Planaltos Residuais	43
4.5	EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA	43
5	CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	45
5.1	PROVINCIA BORBOREMA	45
3.2	DOMÍNÍOS LITO-ESTRUTURAIS	46
5.2.1	Domínio Médio Coreaú (DMC)	47
5.2.1	Domínio Ceará Central (DCC)	48
5.3	PANORAMA LITO-ESTRAFTIGRÁFICO DO NW DO CEARÁ	50
5.3.1	Paleoproterozoico	50
5.3.1.1	Complexo Granja	50
5.3.1.2	Complexo Ceará	50
5.3.1.3	Sequência Vulcânica Saquinho	51
5.3.2	Neoproterozoico	51
5.3.2.1	Grupo Martinópole	51
5.3.2.2	Grupo Ubajara	52
5.3.2.3	Complexo Tamboril-Santa Quitéria	52
5.3.3	Neoproterozóico/Paleozóico	53
5.3.3.1	Grupo Jaibaras	53
5.3.3.2	Suíte Parapuí	54
5.3.3.3	Granito Meruoca	54
5.3.4	Paleozóico	55
5.3.4.1	Grupo Serra Grande	55
5.3.5	Recente	56
5.3.5.1	Coberturas Cenozóicas	56
6	CARTOGRAFIA GEOLOGICA DIGITAL A PARTIR DA INTEGRACAO E REINTERPRETAÇÃO DE DADOS GEOLOGICOS PRÉ- EXISTENTES.	58
6.1	CATALOGAÇÃO DE ACERVO TÉCNICO	58
6.2	BANCO DE DADOS EM MEIO DIGITAL	64
6.3	VETORIZAÇÃO DA BASE PLANIALTIMETRICA	65
6.4	DIGITALIZAÇÕES DOS MAPAS GEOLÓGICOS PRÉ-EXISTENTES	67
6.5	LEVANTAMENTOS DE CAMPO	69
6.6	ESTRUTURAÇÃO DO SIG	69
6.7	RESULTADO	71
7	PROCESSAMENTO DOS DADOS AEROGEOFISÍCOS	72
7.1	DADOS AEROMAGNETOMÉTRICOS	72
7.1.1	Pré-processamento	73
7.1.2	Processamento	75
7.1.3	Produtos Magnetométricos	75
7.1.4	Interpretação	84
7.2	DADOS AEROGAMAESPECTROMÉTRICOS	85
7.2.1	Produtos Gamaespectrométricos	86
7.2.2	Interpretação das imagens de K, U, Th e CT.	92

7.2.3	Imagens Ternárias (RGB e CMY)	93
7.3	CONSIDERAÇÕES FINAIS	96
8	PROCESSAMENTO DOS DADOS DE SENSORIAMENTO REMOTO	97
8.1	PROCESSAMENTO DAS IMAGENS LANDSAT/TM	97
8.1.1	Análise e interpretação de Bandas individuais	99
8.1.2	Análise e interpretação de Composições Coloridas	101
8.1.3	Análise e interpretação de Composições Coloridas de Razões de Bandas.	105
8.1.4	Análise e interpretação de imagens de Transformação IHS	107
8.1.5	Análise e interpretação de Principais componentes	109
8.2	CONSIDERAÇÕES	110
9	CARACTERIZAÇÃO GEOMORFOLÓGICA DA REGIÃO DE SOBRAL	111
9.1	MODELO DIGITAL DE ELEVAÇÃO	114
9.2	RELEVO SOMBREADO	116
9.3	REDE DE DRENAGEM	119
9.4	CONSIDERAÇÕES	125
10	CONTEXTO GEOLÓGICO DA REGIÃO DE SOBRAL.	126
10.1	PRINCIPAIS UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS	128
10.1.1	COMPLEXO GRANJA	128
10.1.2	COMPLEXO CEARA	128
10.1.2.1	Unidade Canindé	129
10.1.2.1.1	Sub-Unidade 1	129
10.1.2.1.2	Sub-Unidade 2	132
10.1.2.2	Unidade Independência	135
10.1.2.3	Faixa Granulítica de Alto Grau de Cariré	145
10.1.3	GRUPO MARTINÓPOLE	147
10.1.4	COMPLEXO TAMBORIL-SANTA QUITÉRIA	151
10.1.5	GRUPO JAIBARAS	155
10.1.5.1	Formação Massapê	155
10.1.5.2	Formação Pacujá	157
10.1.5.3	Formação Aprazível	160
10.1.6	SUÍTE PARAPUÍ	162
10.1.7	GRANITO SERRA DO BARRIGA	166
10.1.8	GRANITO MERUOCA	168
10.2	GEOLOGIA ESTRUTURAL	171
10.2.1	Tipologia das Estruturas	172
10.2.1.1	Foliação	172
10.2.1.2	Xistosidade	173
10.2.1.3	Bandamento Composicional	173
10.2.1.4	Foliações S-C	174
10.2.1.5	Bandas de Cisalhamento	175
10.2.1.6	Budins e estruturas augen	176
10.2.1.7	Dobras	177
10.2.1.8	Veios	177

10.2.1.9	Falhas	178
10.2.1.10	Fraturas	180
10.2.2	Padrões de Deformação	180
10.2.2.1	Padrão de Deformação Ductil	180
10.2.2.1.1	<i>Foliação</i>	180
10.2.2.1.1.1	Domínios estruturais	183
10.2.2.1.2	<i>Lineação</i>	188
11.2.2.1.3	<i>Dobras</i>	190
10.2.2.2	Padrão de Deformação Ruptil	191
10.3	LEVANTAMENTO GEOCRONOLOGICO	192
10.4	EVOLUÇÃO GEOLÓGICA	196
11	INTEGRAÇÃO DOS RESULTADOS	208
	CONCLUSÕES	209
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	210
	ANEXOS A	219

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 01	Mapa de localização da Folha Sobral	05
Figura 02	Exemplo de uma imagem simples (cruz), mostrada a direita em sua forma digital, como uma matriz numérica. Nesta, cada cela ou “pixel” possui uma localização definida por linha e coluna e o valor de cinza correspondente, que varia de 0 (preto) a 255 (branco). Fonte: Crósta (1993).	14
Figura 03	A) imagem com resolução radiométrica de 1bit (2 níveis de cinza apenas); B) imagem com resolução radiométrica de 5bits (32 níveis de cinza). Fonte: Crosta (1993).	14
Figura 04	(1) Histograma Unidimensional; (2) Histograma Multidimensiona. Fonte: Novo (1989) apud Santos (2002).	15
Figura 05	Campo Geomagnético.	24
Figura 06	Distribuição dos dados: a) regular; b) aleatório; c) agrupamento; d) aparentemente aleatório, porém com um ponto por célula e pode ser considerado como regular; e) em linhas (modificado de Davis 1986).	26
Figura 07	Parte superior: Perfis magnetométrico e testes de consistência de Diferença Quarta e Parâmetro P; parte inferior: Mapas com traços de linhas de vôo.	27
Figura 08	Filtros passa alta, passa banda e passa baixa.	32
Figura 09	Comparações entre os dados brutos do campo magnético do total, com as da primeira e segunda derivada vertical.	33
Figura 10	Imagem SRTM da região noroeste do Ceará	42
Figura 11	Mapa esquemático de Gondwana ocidental mostrando as regiões cratônicas (áreas escuras) e os cinturões orogênicos neoproterozóicos (cinza claro). O Estado do Ceará aparece circundado por pontilhados. AL – lineamento Adamaoua; CAFB – Faixa centro africana; PaL – lineamento Patos; SFB – faixa Sergipana; SLC – cráton São Luis; SL – lineamento Sanaga; SPL – Lineamento Senador Pompeu (Fetter et al., 2003).	46
Figura 12	Principais domínios estruturais da Província Borborema (modificado de Brito Neves et al., 2000).	47
Figura 13	Mapa da porção norte da Província Borborema localizando as principais unidades e feições tectônicas. Cobertura fanerozóica = branco; IG = Grupo Independência; MCD = domínio Médio Coreaú; MG = Grupo Martinópole; SJCM = Maciço São José de Campestre (Arqueano); SQC = Complexo Santa Quitéria; TM = Maciço de Tróia (Arqueano), Fo = Fortaleza; Na = Natal; Or = Orós; So = Sobral. (Adaptado de Fetter et al. 2003).	49
Figura 14	Área recoberta pelos mapas geológicos dos Estágios de Campo II.	63
Figura 15	Estruturação do banco de dados confeccionados no programa Microsoft Access.	64
Figura 16	Folha Sobral, Base Planialtimétrica inserida em ambiente digital.	65
Figura 17	Folha Sobral, Base Planialtimétrica com informação vetorial.	66
Figura 18	Folha Sobral, Vetores da Base Planialtimétrica.	66
Figura 19	Mapa Geológico 1: 25 000 (Estágio Cariré/Subárea VI) repassado para	

Figura 52	Períodoigital, rejeitados e cores invertidas da folha Sobral.	08
Figura 53	Mapa Geológico da 25 T100 (Estágio Massapê) repassado para meio digital,	100
Figura 54	Basta 5 cladsavels e 11a folha Sobral.	680
Figura 55	Basta 7 cladsavels e 11a folha Sobral.	681
Figura 56	SBTM (B)ão colorida RGB-753.	102
Figura 57	Rede de drenagem da 66 H 75 Sobral.	702
Figura 58	Composição Estática de RGB 74 III, com localização geográfica, tipologia e	703
Figura 59	Composição colorida RGB-732.	103
Figura 60	Mapa Geológico da F 61 B Sobral.	704
Figura 61	Correlação do Projeto R 6 B 32 Geofísico Rio Acaraú.	704
Figura 62	Perfil do R 6 B 7 (1/5, 1/3, 1/1) anômalo para método da quarta derivada.	705
Figura 63	A) Mapa R 6 B 1 (5/5, 5/3, 4/2) B) Perfil Rebatido.	706
Figura 64	A) Método SPI (5/5, 5/3, 7/4) B) Método Curvatura Mínima.	706
Figura 65	A) Agenes do traço em relação HTS, B) Agenes do traço em relação cronivelamento.	708
Figura 66	Espectro de Potência da série HTS das bandas 543.	768
Figura 67	Imagem do Componente 1 do filtro geral da SVD (3) de 3 geral NW-SE	109
Figura 68	Mapa Geológico da F 61 B Sobral (x,y) tem como principal finalidade a	112
Figura 69	Sistema de Agenes de Planos Residual Assim como a imagem da derivada	113
Figura 70	Sistema de Agenes de Planos Residual estruturas (Figuras 32, 33 e 34).	763
Figura 71	Mapa da Digital da F 61 B Sobral.	775
Figura 72	Mapa de Relevos de 1ª Ordem (Z) da F 61 B Sobral	777
Figura 73	Mapa de Relevos de 2ª Ordem (Z) da F 61 B Sobral	788
Figura 74	Mapa de Amplitudes de Gradientes Horizontais extraído da imagem	79
Figura 36	Mapa de Amplitudes de Gradientes Horizontais extraído da imagem	809
Figura 75	Mapa de drenagem extraído da imagem de Relevos de 1ª Ordem da F 61 B Sobral.	820
Figura 76	Mapa de drenagem extraído da imagem de Relevos de 2ª Ordem da F 61 B Sobral.	821
Figura 77	Mapa de fotolineamentos extraído da drenagem.	122
Figura 78	Rosagem de direção das linhas de drenagem. A) Domínio 1/B) Domínio 2.	83
Figura 79	Mapa de drenagem extraído da imagem de Relevos de 1ª Ordem da F 61 B Sobral.	123
Figura 80	Mapa de drenagem extraído da imagem de Relevos de 2ª Ordem da F 61 B Sobral.	834
Figura 81	Mapa de drenagem extraído da imagem de Relevos de 3ª Ordem da F 61 B Sobral.	124
Figura 82	Mapa de drenagem extraído da imagem de Relevos de 4ª Ordem da F 61 B Sobral.	827
Figura 83	Mapa de drenagem extraído da imagem de Relevos de 5ª Ordem da F 61 B Sobral.	85
Figura 84	Mapa de drenagem extraído da imagem de Relevos de 6ª Ordem da F 61 B Sobral.	128
Figura 85	Mapa de drenagem extraído da imagem de Relevos de 7ª Ordem da F 61 B Sobral.	87
Figura 86	Mapa de drenagem extraído da imagem de Relevos de 8ª Ordem da F 61 B Sobral.	89
Figura 87	Mapa de drenagem extraído da imagem de Relevos de 9ª Ordem da F 61 B Sobral.	90
Figura 88	Mapa de drenagem extraído da imagem de Relevos de 10ª Ordem da F 61 B Sobral.	930
Figura 89	Mapa de drenagem extraído da imagem de Relevos de 11ª Ordem da F 61 B Sobral.	92
Figura 90	Mapa de drenagem extraído da imagem de Relevos de 12ª Ordem da F 61 B Sobral.	92
Figura 91	Mapa de drenagem extraído da imagem de Relevos de 13ª Ordem da F 61 B Sobral.	131
Figura 92	Mapa de drenagem extraído da imagem de Relevos de 14ª Ordem da F 61 B Sobral.	94
Figura 93	Mapa de drenagem extraído da imagem de Relevos de 15ª Ordem da F 61 B Sobral.	94
Figura 94	Mapa de drenagem extraído da imagem de Relevos de 16ª Ordem da F 61 B Sobral.	954
Figura 95	Mapa de drenagem extraído da imagem de Relevos de 17ª Ordem da F 61 B Sobral.	135
Figura 96	Mapa de drenagem extraído da imagem de Relevos de 18ª Ordem da F 61 B Sobral.	96
Figura 97	Mapa de drenagem extraído da imagem de Relevos de 19ª Ordem da F 61 B Sobral.	987
Figura 98	Mapa de drenagem extraído da imagem de Relevos de 20ª Ordem da F 61 B Sobral.	138

	cruzados.	
Figura 89	Feições do tipo “Flaser”. Porfiroblastos de granada sin-tectônica em uma matriz de quartzo, plagioclásio e biotita, nicóis paralelos	138
Figura 90	Cristais de quartzo apresentando subgrãos e neoblastos, nicóis cruzados	139
Figura 91	Textura granular orientada. Cristais de flogopita (forma de palheta), nicóis cruzados.	141
Figura 92	Amostra de mão de quartzito típico da Unidade Independência	141
Figura 93	Fotomicrografia da amostra na objetiva de 5x, evidenciando o aspecto geral da rocha, predominantemente milonítica. Em A. Luz natural. B. Nicóis cruzados.	142
Figura 94	Amostra de mão de mármore da Unidade Independência.	143
Figura 95	Fotomicrografia de mármore da Unidade Independência na objetiva de 5x, evidenciando uma textura granoblástica poligonal. Em A. Luz natural. B. Nicóis cruzados.	144
Figura 96	Fotomicrografia de textura do anfibolito, nematoblástica, A (luz natural) e B (nicóis X).	145
Figura 97	Mobilizado quartzo feldspático concordante com a orientação do granulito intermediário (Complexo Ceará) e apresentando granadas (setas), de tamanho centimétrico.	146
Figura 98	Fotomicrografia do aspecto textural granoblástico do granulito máfico. É caracterizada pela ocorrência de agregados de hiperstênio e biotita. (a) nicóis // e (b) nicóis X.	147
Figura 99	Fotomicrografia de cristais de calcita em arranjo granoblástico em mármore, NC, objetiva de 2,5x.	148
Figura 100	Fotomicrografia mostrando a alternância de leitos com anfibólio e piroxênio e leitos quartzo-feldspáticos e carbonato finos em rocha cálcissilicáticas. (NX 2,5x).	149
Figura 101	Xistos da Formação Covão formando pequenas dobras abertas	150
Figura 102	Fotomicrografia mostrando foliação marcada pela presença de micas em xistos da Formação Covão (NX 2,5x)	150
Figura 103	Enclaves de gnaisses de composição tonalítica em metasiemo granitos.	151
Figura 104	Metasieonoganito com granulação grossa do Complexo Tamboril-Santa Quitéria .	153
Figura 105	Fotomicrografia da amostra na objetiva de 2,5x, evidenciando textura granoblastica. Em A. Luz natural. B. Nicóis cruzados.	153
Figura 106	Amostra de mão de alkali-feldspato granito do Complexo Tamboril Santa Quitéria.	154
Figura 107	Fotomicrografia da amostra na objetiva de 2,5x, evidenciando o aspecto geral da rocha, de textura granular com cristais com orientação incipiente. Em A. Luz natural. B. Nicóis cruzados.	155
Figura 108	Fácies conglomerado polimítico brechoide da Formação Massapê	156
Figura 109	Aspecto geral de campo de conglomerado da Formação Massapê	157
Figura 110	Afloramento em forma de blocos típicos dos arenitos da Formação Pacujá.	158
Figura 111	Arenito fino da Formação Pacujá exibindo acamamento e laminações plano-paralela com mergulho baixo para SE.	159
Figura 112	Fotomicrografia do aspecto textural fino do material metarcosiano,	

	juntamente com porções brilhosas (carbonatos) (nicóis cruzados).	160
Figura 113	Conglomerado polimítico de aspecto brechóide da Formação Aprazível.	161
Figura 114	Afloramento de comglomerados polimiticos da Formação Aprazível	161
Figura 115	Afloramento de basalto porfirítico amigdaloidal da Suíte Parapuí.	163
Figura 116	A) Fotomicrografia de basalto mostrando amígdalas preenchidas por zeólita e carbonato. NC, objetiva de 2,5x. B) Fotomicrografia de basalto mostrando cristais de plagioclásio levemente deformados. NC, objetiva de 2,5x.	164
Figura 117	Microgabros (Formação Parapuí), intrudidas em rochas cálcio-silicáticas	165
Figura 118	Fotomicrografia mostrando cristais de plagioclásio e anfibólio parcialmente alterados em gabro.	165
Figura 119	Afloramento do Granito Meruoca onde se destaca a presença uma grande quantidade de blocos métricos a decamétricos.	167
Figura 120	Fotomicrografia mostrando aspecto textural hipidiomórfico no granito Meruoca. NC, objetiva de 2,5x.	167
Figura 121	Fotomicrografia de microgranito destacando o feldspato perítico (A) e quartzo granular (B).	168
Figura 122	Granito com cristais de biotita bem desenvolvidas a esquerda e o granito em sua forma típica a direita.	169
Figura 123	Parte superior: Granito com pórfiros de k-feldspato; Parte inferior: granito de maior predominância na Serra da Barriga abaixo.	170
Figura 124	Granito da Serra da Barriga com textura granular e coloração rosa esbranquiçada provocada pela alteração mineralógica dos feldspatos.	171
Figura 125	Foliação milonítica marcante em gnaisses do Unidade Canindé (A) e foliação milonítica anastomosada com a presença de porfiroclastos (B).	172
Figura 126	Xistosidade marcante nos xistos da Formação Covão (Grupo Martinopole).	173
Figura 127	Ilustrações de bandamento composicional centimétricos e métricos em gnaisses do Complexo Ceará (A, B, C, D).	174
Figura 128	Ilustrações de foliações S-C em paragnaisses da Unidade Independência (A, B, D) e xistos da Formação Covão (C).	175
Figura 129	Bandas de Cisalhamento em gnaisse da Unidade Canindé.	176
Figura 130	A): Budins de composição máfica em gnaisses da Unidade Canindé; B) Feições augen em ortognaisses da Unidade Canindé.	176
Figura 131	Ilustrações de dobras intrafoliais (A), de arrasto (B), parasíticas (C) em gnaisses do Complexo Ceará e dobra em Z em xistos da Formação Covão (D)	177
Figura 132	Falhas inversas em paragnaisses da Unidade Independência.	179
Figura 133	Falha Normal em ortognaisses da Unidade Canindé	179
Figura 134	A) Fraturas em gnaisses da Unidade Independência; B) Fraturas em bolsões quartzo-feldspáticos	180
Figura 135	Mapa de contorno de foliação extraídas de imagens de sensores.	182
Figura 136	Mapa de Domínios Estruturais	186
Figura 137	Diagrama de contorno de pólos de foliação. A) domínio I; B) domínio II; C) domínio III; D) domínio IV; E) domínio V; F) domínio VI; G) domínio VII; H) domínio VIII; I) domínio IX.	187
Figura 138	Diagrama de lineação. A) domínio I; B) domínio II; C) domínio III; D)	

	domínio IV; E) domínio V; F) domínio VI; G) domínio VII; H) domínio VIII; I) domínio IX.	189
Figura 139	A) Eixos de dobra do domínio III; B) Eixo de dobramentos do domínio V	190
Figura 140	Diagrama de contorno para os pólos de fraturas.	191
Figura 141	Modelo hipotético para a evolução diacrônica dos arcos Granja e Forquilha, com ascensão magnética provável e o envolvimento de materiais de paraderivação: a) Fase inicial de formação de um arco magmático marinho. Nesse caso são mais comuns rochas básicas a intermediárias; b) formação do arco de Granja (I) precoce, e Forquilha (II) tardio. Diferenciação magmática. Suíte TTG e granitos porfíricos; c) crescimento horizontal e vertical dos arcos, incorporação de sedimentos na subducção; d) magmas graníticos com tendência alcalina e desenvolvimento de prismas de acreção expressivos.	198
Figura 142	Modelo hipotético de colagem dos domínios Médio Coreau e Ceará Central, com a formação da Proto Zona de Cisalhamento Sobral Pedro-II.	201
Figura 143	Modelo hipotético de formação de rift com posterior deposição de sedimentos no domínio marinho (formação dos protólitos da sequência Martinopóle-Ubajara): a) formação dos primeiros rifts; b) abertura de um proto-oceano, com deposição das primeiras seqüências marinhas e vulcanismo associado; c) oceano propriamente formado, com seqüências marinhas individualizadas.	202
Figura 144	Modelo hipotético de formação do arco magmático de Santa Quitéria: a) Estágio inicial do arco magmático de Santa Quitéria, com zona de subducção para leste, com a continuidade da deposição dos sedimentos do Grupo Ubajara; b) consumo da crosta oceânica e evolução do arco magmático; c) consumo total da crosta oceânica, com choque entre as crostas continentais, reaproximando mais uma vez os terrenos de Granja e Forquilha, com metamorfismos das sequências supracrustais e dos sequências magmáticas do arco; d) amalgamação do terreno, e posterior deposição dos sedimentos da sequência Jaibaras.	203
Figura 145	Modelo Esquemático. Para evolução do Graben Jaibaras: a) Deposição da sequência Massapé-Pacujá; b) formação do rift; c) evolução do rift e vulcanismo associado; formação do Graben Jaibaras, com aprisionamento dos sedimentos da sequência Massapé-Pacujá, intrusões graníticas e vulcanismo; e) Inversão do Graben; f) Deposição dos sedimentos da Formação Aprazível.	206

LISTA DE SIGLAS

AGHT	Amplitude do Gradiente Horizontal Total
ASA	Amplitude do Sinal Analítico
BARMP	Brazil Airborne Radiometric Mapping Project
CIDA	Canadian International Development Agency
CPRM	Companhia de Pesquisa de Recursos minerais
DCC	Domínio Ceará Central
DGRF	Definitive Geomagnetic Reference Field
DMC	Domínio Médio Coreaú
DTM	digital terrain model
ETM	Enhanced Thematic Mapper Plus
FFT	Fast Fourier Transform
GSC	Geological Survey of Canada
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
IG	Instituto de Geociências
IGRF	International Geomagnetic Reference Field
IHS	Intensity, Hue, Saturation
ISA	Amplitude do Sinal Analítico
MDE	Modelos Digitais de Elevação
MNT	Modelo Numérico do Terreno
PDF	Probability Density Function
RBV	Return Beam Vidicon
RGB	Red, Green, Blue
SIG	Sistemas de Informação Geográfica
SRTM	Shuttle Radar Topography Mission
SWIR	Short-Wavelength Infrared
TM	Thematic Mapper
UFPA	Universidade Federal do Pará
UTM	Universal Transverso Mercator
WGS 84	World Geodetic System

RESUMO

A região noroeste do Ceará compreende terrenos pertencentes aos Domínios Médio Coreaú e Ceará Central da Província Borborema. Os estudos realizados nessa região, na qual se enquadra a Folha Sobral (SA. 24-Y-D-IV) em escala de 1:100.000, procuraram contribuir para o avanço do seu conhecimento geológico.

Para isso inicialmente foi realizada a sistematização de dados e informações geológicas pré-existentes a partir de um extensivo acervo de trabalhos realizados pelo IG/UFGA, desde a década de 1980.

Além da utilização de imagens de sensores remotos (Landsat-5/TM e SRTM, e fotografias aéreas). Nas imagens Landsat foram aplicadas técnicas de realce, filtragem, transformação por componentes principais e transformação IHS, as quais permitiram complementar os resultados da interpretação visual.

Os dados aerogeofísicos do Projeto Rio Acaraú de 1974, foram processados utilizando-se o *software* Oásis Montaj, e consistiu basicamente na interpolação dos dados (125m), micronivelamento e a geração dos temas transformados, como: imagens do campo magnético anômalo, das derivadas horizontais (dx e dy) e verticais (dz), amplitude do gradiente horizontal, amplitude do sinal analítico, inclinação do sinal analítico, e imagens dos canais de K, U, Th e CT e imagens ternárias (RGB e CMY).

A interpretação dos produtos de sensoriamento remoto e aerogeofísicos, associadas ao mapeamento geológico na escala de 1:100.000 da Folha Sobral permitiram a caracterização lito-estrutural dessa importante região nordestina.

Com base nos objetivos propostos nesta pesquisa e na metodologia utilizada para a execução da mesma, foram produzidos um mapa geológico enriquecido com o aporte de elementos geométricos revelados pela análise integrada de todos os produtos considerados, bem como mapas temáticos diversos. O trabalho demonstra a importância de se utilizar as chamadas geotecnologias para a cartografia geológica, tornando os mapas produzidos mais ricos e mais confiáveis, fornecendo também informações que podem ser disponibilizadas de maneira rápida, uma vez que todos os produtos resultantes deste trabalho encontram-se no formato digital.

Palavras-Chave:

ABSTRACT

The northwestern region of Ceará includes land belonging to areas Médio Coreaú and Central Ceará of Borborema Province. Studies in this region, which fits Sobral Sheet (SA. YD-24-IV) scale of 1:100,000, sought to contribute to the advancement of geological knowledge of the region and this was done initially to systematize data and pre-existing geological information from an extensive body of work carried out by IG / UFPA, since the 1980s.

Digital images (Landsat-5/TM and SRTM) also had been used. About the image in digital format (Landsat) were applied techniques for enhancement, filtering, processing by principal components and IHS transformation, which helped supplement the results of visual interpretation.

The airborne data Project Rio Acaraú 1974 were processed using the software Montaj Oasis, and was basically in the interpolation of data (125m), micro generation and the themes processed. For magnetic data, were generated images of the anomalous magnetic field, derived from the horizontal (dx and dy) and vertical (dz), amplitude of the horizontal gradient analytic signal amplitude and slope of the analytical signal. Data airborne gama-ray spectrometry was possible to generate images of the channels of K, U, Th and CT images and ternary (RGB and CMY).

The interpretation of the products of remote sensing and airborne geophysics, geological mapping associated with the scale of 1:100,000 Sheet Sobral allowed characterization of the pattern of Lito-structural region.

Based on the objectives in this research and the methodology for its implementation were produced a geological map enriched with the contribution of geometric elements revealed by integrated analysis of all products considered, as well as other thematic maps. The work demonstrates the importance of using images from remote sensing and airborne integrated data digitally as important tools for geological mapping, making the maps produced richer and more reliable also providing information that may be available for fast since all products resulting from this work are in digital format.

Key words:

1 INTRODUÇÃO

A porção Noroeste do Ceará, onde se encontra a Região de Sobral, está inserida no contexto geológico da Província Borborema, denominação introduzida por Almeida et al. (1977), e aplicado para a parte leste da região nordeste da Plataforma Sul-Americana. A Província é considerada uma colcha de retalhos de terrenos de diferentes litologias, de idades distintas, separados por falhas e zonas de cisalhamento importantes.

Esta importante região nordestina foi alvo de vários trabalhos de mapeamento geológico, por professores e discentes do IG/UFGA, durante as décadas de 1980 e 1990, os quais foram retomados a partir do ano de 2005, além de trabalhos da UFC, UFRN, UNESP, U. KANSAS.

Nestes trabalhos foi possível a obtenção de uma série de dados geológicos, que foram resgatados no decorrer deste trabalho. E para que não se perca esse extenso acervo de dados, preservando-se informações importantes, eles foram repassados de meio analógico para meio digital.

Nesta dissertação, além das informações resgatadas dos inúmeros trabalhos que foram feitos nesta região, acrescentaram-se também dados geológicos obtidos de forma indireta, através do processamento, análise e interpretação de produtos de sensores remotos e aerogeofísica, que auxiliaram na melhor definição dos aspectos estruturais e litológicos presentes no contexto geológico desta região. Para melhor entendimento do quadro geológico através da coleta de informações geológicas das regiões não recobertas por mapeamento geológico, foram executadas três campanhas de campo.

A partir da integração de todas essas informações, foi possível elaborar um modelo de evolução geológica, além de uma proposta de empilhamento estratigráfico para a Folha Sobral (SA. 24-Y-D-IV).

Complementarmente foi confeccionado um modelo geométrico-cinemático para melhor visualização e entendimento do padrão estrutural regional, além de outros mapas temáticos que poderão ser utilizados na questão do planejamento e aptidões desta importante área do Estado do Ceará.

1.1 OBJETIVOS

Geral: apresentar um modelo de evolução geológica da região de Sobral destacando seus aspectos tectono-estruturais.

Específicos:

- a) Processar, analisar e interpretar imagens de sensores remotos (LANDSAT, SRTM, fotografias aéreas) e aerogeofísicas (Projeto Rio Acaraú) para a melhor caracterização do padrão lito-estrutural da área;
- b) Integrar dados estruturais pré-existentes com novos dados coletados em campo para efetuar a análise estrutural da região a fim de caracterizar o padrão de deformação atuante, mostrando seus aspectos geométricos e cinemáticos;
- c) Caracterizar as principais Unidades Geológicas presentes nesta região, com a utilização de seções delgadas disponibilizadas do acervo da disciplina Estágio de Campo II, além daquelas confeccionadas no trabalho de amostragem executado durante a realização deste trabalho;
- d) Confeccionar mapas temáticos (drenagem, geomorfologia, logística, estrutural, entre outros) em ambiente SIG.
- e) Compor banco de dados em formato digital de informações geológicas resgatadas dos trabalhos de mapeamento geológico efetuados nesta região e integrar as informações obtidas neste trabalho a este banco de dados;
- f) Confeccionar um mapa geológico da região de Sobral na escala de 1: 100.000 tanto em formato analógico como digital da folha (SA-24-Y-D-IV), exibindo a disposição espacial dos litotipos e suas relações estruturais;

1.2 LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A área de estudo está localizada na região Noroeste do Ceará (Figura 01), abrangendo especificamente a região do entorno da cidade de Sobral, no recorte da folha internacional ao milionésimo, em escala de 1: 100. 000. A cidade de Sobral dista

cerca de 240 Km de Fortaleza e está encravada no semi-árido nordestino.

A área de estudo tem aproximadamente 3.000km², sendo limitada pelos paralelos 3°30'00" e 4°00'00" de latitude sul e pelos meridianos 40°00'00" e 40°30'00" de longitude oeste.

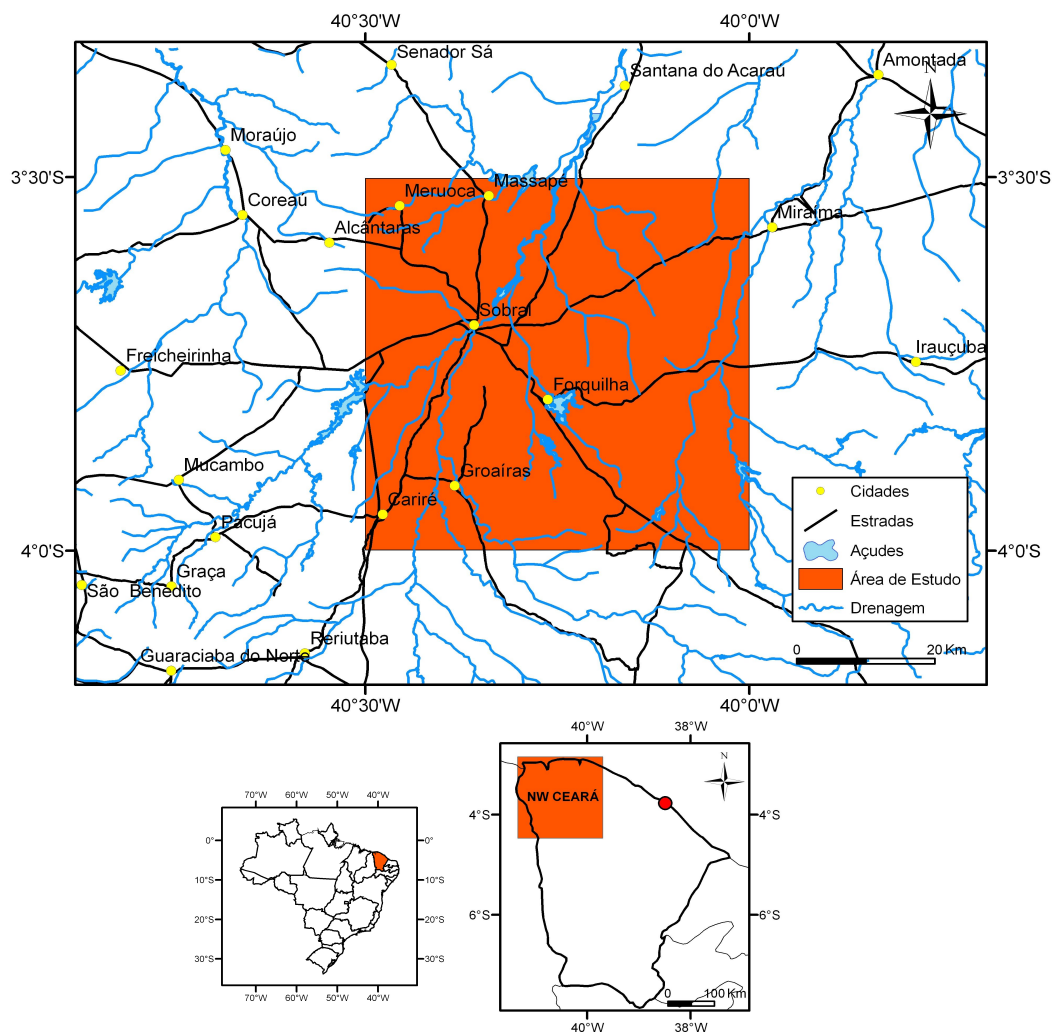


Figura 01- Mapa de localização da Folha Sobral.

2 MATERIAIS E METODOLOGIAS DE TRABALHO

2.1 MATERIAIS

2.1.1 Informações cartográficas

Neste trabalho foi utilizada a base planialtimétrica do IBGE, da Folha Sobral do ano de 1978, na escala 1: 100 000, disponível em formato analógico, além da versão digital da mesma, disponível para download no site do IPECE (<http://www.ipece.ce.gov.br/>).

2.1.2 Informações de sensores remotos

As imagens utilizadas foram as do sensor LANDSAT/TM, cenas 218/062 de 30/09/2000 e 218/063 de 10/07/1999, com orbita/ponto e data... Além de imagens SRTM e do Projeto Geocover 2000 no recorte da área de trabalho, e fotografias aéreas.

2.1.3 Informações de geofísica aérea

As informações aerogeofísicas utilizadas foram cedidas pela CPRM, e correspondem ao Projeto Rio Acarau, executado no ano de 1975, que recobriu a região noroeste do Ceará. Essa base de dados encontrava-se em forma de arquivo digital XYZ, onde X e Y correspondem as coordenadas UTM e Z as medidas de magnetometria e gamaespectrometria.

Foram levantados neste projeto 23.720 km de perfis, com intervalos de amostragem de 2 segundos (aproximadamente 110 m), altura de vôo de 150 m, linha de vôo de direção N-S com espaçamento entre linhas de 1km e linhas de controle de direção E-W com espaçamento de 20 km.

Originalmente, devido às bases cartográficas disponíveis o levantamento foi dividido em 2 (duas) subáreas:

- a) A primeira, delimitada pelas longitudes 41°30'W / 41°00'W
- b) A segunda, delimitada pelas longitudes 41°00'W / 40°00'W

Para o levantamento foi utilizada a Aeronave Islander prefixo PT-KAB, equipada com um magnetômetro de prótons Geometrics G-803 com o sensor montado na ponta da cauda ("stinger") e um gamaespectrômetro diferencial Exploranium DIGRS-3001

com volume dos cristais detectores de 830,94 polegadas cúbicas (cristais de iodeto de sódio ativado por Tálío).

O projeto teve os seus dados radiométricos convertidos de "contagens por segundo"(cps) para concentração de elementos - percentagem (%) para K, parte por milhão (ppm) para equivalente Urânio (eU) e equivalente Tório (eTh) e Microroentgen por hora para o Canal de Contagem Total - a partir da técnica denominada de "back-calibration". Tal produto foi transferido para CPRM pelo Projeto "Brazil Airborne Radiometric Mapping Project (BARMP)", com base no Convênio de Cooperação Técnica celebrado em 17/10/1996 entre a CPRM e o Geological Survey of Canada (GSC), com a participação da empresa canadense de consultoria em Geofísica Paterson, Grant & Watson Limited (PGW), com o apoio financeiro da Canadian International Development Agency (CIDA) - Project Number 204/13886 - Canada-Brazil Cooperation Project for Sustainable Development in the Minerals Sector.

2.1.4 Informações geológicas pré-existent

Foi utilizado um acervo técnico pré-existente, incluindo diversos relatórios da disciplina Estágio de Campo II, relatórios de IC, monografias, desenvolvidas na Faculdade de Geologia do IG/UFGA, além de dissertações e teses realizadas no PPGG do IG/UFGA, na região de Sobral. Assim como os mapas (geológico, estrutural, drenagem, geomorfológicos) nas escalas 1: 25.000 e 1: 50.000 produzidos durante estas atividades de mapeamento geológico.

Grande parte deste acervo já estava incluído no banco de dados geológico digital elaborado por Santos (2006), que foi utilizado, principalmente para inclusão de novas informações.

Como informações pré-existent também se incluem as lâminas delgadas da disciplina Estágio de Campo II, dos principais litotipos aflorantes na região de Sobral.

2.2 METODOLOGIAS DE TRABALHO

As atividades realizadas neste trabalho foram organizadas em etapas. Para seu melhor entendimento, resumidamente podem ser descritas da seguinte forma:

1) Levantamento Bibliográfico buscando os trabalhos realizados na região noroeste do Ceará, principalmente da região de Sobral, onde foi realizada uma análise crítica dos diversos relatórios, monografias, dissertações e teses realizadas principalmente pelo IG/UFPA, assim como os trabalhos realizados por outras instituições UFC, UFRN, UNB, UNICAMP. Além disso, a pesquisa bibliográfica estendeu-se para o entendimento dos temas propostos nesta dissertação, e esteve presente ao longo de todo o trabalho.

2) Utilização e introdução de novas informações e aprimoramento do banco de dados geológicos digital elaborado por Santos (2006). Esse banco de dados foi confeccionado no software "*Microsoft Access*". O Access considera como base das atividades de banco de dados, os objetos, como - tabelas de dados, formulários de entrada e impressão, consultas que fornecem as respostas a determinadas perguntas e relatórios que resumem as informações - e as propriedades que os descrevem. Através desse modelo de objetos, o Access permite configurar estrutura, inter-relacionar dados, definir cores e valores, atividades essas que são descritas na lista de propriedades dos objetos.

Todos os objetos foram tratados em formato de tabela com informações geográficas utilizando coordenadas UTM e Datum WGS 84. Esse banco de dados foi posteriormente utilizado para construção de SIG no Programa Arcgis 9.2.

3) Elaboração de Mapas Geológicos e Estruturais: estes foram digitalizados no programa ArcGis 9.2. Como se tratavam de mapas analógicos, uma parte desse material passou pelo processo de cópias digitais em *scanners* de rolo. Outros foram copiados em *scanners* de mesa para os mapas não superiores ao tamanho A3. Em seguida esses mapas foram georreferenciados no programa Arcgis 9.2, o qual possibilitou a visualização das feições geológicas.

4) Processamento das imagens LANDSAT/ETM, foram processadas no software PCI 10.0 e Envi, onde as imagens de satélite passaram pelos seguintes procedimentos: correção atmosférica, recorte da área de trabalho, fusão IHS/RGB, principal componente (PCA). Em seguida foram aplicadas técnicas de interpretação

visual, baseadas nos princípios de análise, onde estão incluídos os métodos para detectar, identificar e medir objetos observados, seja de forma digital ou analógica para a retirada de informações de caráter geológico. As imagens de radar SRTM foram processadas no Global Mapper e no ArcGis. Foram analisadas de forma monoscópica e estereoscópica, processou-se a extração automática da rede de drenagem, além da construção de MDTs.

As fotografias aéreas foram interpretadas e analisadas pelo método “Lógica e Sistemática” (Soares e Fiori 1976). Com esse aparato foi possível o estudo dos aspectos macroscópico do arranjo tectono-estrutural desta região.

5) Processamento e Interpretação de Imagens Aerogeofísicas, consistiram na aquisição de dados aerogeofísicos do Projeto Rio Acaraú de 1974 cedidos pela CPRM, que foram tratados e processados através do software OASIS MONTAJ.

Esses dados aerogeofísicos encontravam-se na forma de linhas de vôo, e foram convertidos para malhas regulares, a partir das quais foram geradas imagens, de onde foi possível gerar os mapas radiométricos dos canais de K, U, Th e CT, mapas ternários de composição RGB, mapas magnéticos das derivadas horizontal (DX, DY), derivada vertical (DZ), Amplitude do Gradiente Horizontal Total, Mapa de Amplitude do Sinal Analítico e do Cosseno Direcional, que forneceram informações sobre o comportamento regional, em superfície e sub-superfície das feições geológicas presentes na região de Sobral.

6) Mapeamento Geológico: foi efetuado ao longo de todo o trabalho da dissertação, a fim de recobrir áreas que não haviam sido mapeadas nos trabalhos realizados anteriormente. As viagens de campo ocorreram nos meses de Agosto de 2007, e Janeiro e Junho de 2008.

Nos trabalhos de campo foram efetuadas seções geológico-estruturais contínuas, ao longo das principais vias de acesso, aproveitando principalmente aquelas de disposição transversal à estruturação geral da área. Nessas oportunidades foram feitas descrições minuciosas dos afloramentos, coleta de amostras para petrografia, petroquímica e geocronologia.

7) Estudo Petrográfico: foram utilizadas as técnicas usuais para descrição e classificação dos litotipos das principais unidades geológicas encontradas nesta região,

avaliação visual de minerais, definição da composição do plagioclásio (método Michel Levy).

8) Análise estrutural: os dados estruturais adquiridos em campo (foliação, lineação, juntas e falhas) foram tratados estatisticamente utilizando-se os diagrama de Schmidt-Lambert, semi-esfera inferior e o *software* Stereonet. Os dados estruturais compuseram domínios homogêneos, estabelecidos com base em análise visual de seu comportamento em mapa e os dados também permitaram a definição de aspectos geométricos e cinemáticos das estruturas presentes.

9) Integração das Informações geológicas, aerogeofísicas e de sensores remotos: foram inseridos e editados no programa Arcgis 9.1, onde foi possível a elaboração do mapa geológico vetorizado, organizado e georreferenciado, além da confecção de mapas temáticos (drenagem, MDT, logística e estrutural).

10) Elaboração da Dissertação: envolveu a sistematização de dados e informações bem como o tratamento e interpretação dos mesmos, o que permitiu a proposição se um modelo de evolução geológica com ênfase nos aspectos estruturais e litológicos presentes na área.

3 FUNDAMENTOS TEÓRICOS

3.1 CARTOGRAFIA GEOLÓGICA

Mesmo considerando todos os avanços científicos e tecnológicos produzidos pelo homem através dos tempos, é possível, nos dias de hoje, entender a condição de perplexidade de nossos ancestrais, no começo dos dias, diante da complexidade do

mundo a sua volta. Podemos também intuir de que maneira surgiu ao homem a necessidade de conhecer o mundo que ele habitava. O simples deslocamento de um ponto para o outro na superfície de nosso planeta, já justifica a necessidade de se visualizar, de alguma forma, as características físicas do “mundo”. É fácil imaginarmos alguns dos questionamentos que surgiram nas mentes de nossos ancestrais, como por exemplo: como orientar nossos deslocamentos? Qual a forma do planeta? Etc... (IBGE, 2006).

O conceito de cartografia tem suas origens intimamente ligadas as inquietações que sempre se manifestaram no ser humano, no tocante a conhecer o mundo que ele habita. Portanto, cartografia pode ser o conjunto de estudos e operações científicas e técnicas, baseado nos resultados de observações diretas ou de análise de documentação, visando a elaboração e a preparação de cartas, projetos e outras formas de expressão, bem como sua utilização (Recomendação ICA/Budapeste/Hungria, 1989; apud Santos, 2002).

Os mapas são representações gráficas planas, geralmente em escala pequena, de uma área delimitada por acidentes naturais, político-administrativo e destinada a fins temáticos, culturais ou ilustrativos. Os mapas devem conter um Sistema de Coordenadas, que foram desenvolvidos para facilitar a localização das feições geográficas no espaço, além de outras informações como a escala, símbolos e legendas (Santos, 2002).

William Smith (1769-1839) foi o autor do primeiro mapa geológico (1815 - Mapa Geral dos Estratos da Inglaterra e País de Gales) e o primeiro a ordenar as camadas de rocha determinando a sua idade relativa, através dos fósseis nelas contidos. Desde então a confecção de mapas geológicos vem evoluindo, e o número de informações presentes neles também.

No Brasil, os mapas geológicos também são confeccionados há bastante tempo, e foram desenvolvidos principalmente devido à questão da mineração. Hoje projetos relacionados a cartografia geológica na escala 1: 100.000 e 1: 250.000 e a construção de mapas geológicos dos estados brasileiros foram retomadas pelo Serviço Geológico do Brasil, cuja sigla CPRM guarda mensão a Companhia de Pesquisa de Recursos minerais, empresa estatal que durante várias décadas do final do século passado foi

responsável pela cartografia geológica do Brasil, numa demonstração clara que essa atividade é de fundamental importância para a sociedade brasileira.

3.2 SENSORIAMENTO REMOTO

Sensoriamento Remoto apresenta vários conceitos dentre os quais podemos destacar o seguinte: “Sensoriamento Remoto é a utilização de sensores na obtenção de informações sobre determinados objetos ou fenômenos sem que haja contato direto entre eles. Os Sensores são equipamentos que coletam energia proveniente dos objetos, os convertem em sinais passíveis de serem registrados e apresentados de forma adequada à extração de informação” (Novo, 1989).

A técnica de sensoriamento remoto, portanto é aquela de obter informação sobre objetos pela análise de dados coletados por instrumentos especiais que não estão em contato físico com os objetos de investigação, não necessitando submergir ou tocar os objetos que estão sendo medidos.

Os Sistemas de Sensores podem ser classificados quanto à fonte de energia e em função da região do espectro em que operam.

- Quanto à fonte de energia:

Sensores Passivos – Detectam a radiação solar refletida ou a radiação emitida pelos objetos da superfície. São dependentes de uma fonte de radiação externa para que possam operar. Ex: máquina fotográfica;

Sensores Ativos – Produzem sua própria fonte de radiação que irá interagir com objetos da superfície. Ex: radares

- Quanto à região do espectro em que operam:

Sensores Ópticos – Caracterizam-se por operar na região óptica do espectro e pela utilização de componentes ópticos na sua construção, tais como espelhos, prismas, lentes etc.

Sensores de Microondas: Operam numa região do espectro caracterizada por ondas de comprimento entre 1mm e 1m.

A radiação resulta fundamentalmente de perturbações elétricas e magnéticas causadas por mudanças de elétrons de um nível de energia para o outro. A detecção

da radiação depende de certos requisitos. Em primeiro lugar, deve haver uma fonte (1) de radiação eletromagnética. Essa radiação deve se propagar pela atmosfera (2) (ou pelo meio físico entre a fonte e o objeto observado) até atingir a superfície terrestre (3) (ou objeto observado). Ao atingir a superfície terrestre sofrerá interações, produzindo uma radiação de retorno. Tal radiação se propagará pela atmosfera (4) (ou pelo meio físico entre o objeto observado e o sensor), atingindo o sensor (5). O que chega até o sensor é uma certa intensidade de energia eletromagnética (radiação) que será posteriormente transformada em um sinal (6) passível de interpretação (7).

3.2.1 Estrutura das Imagens de Sensoriamento Remoto

Uma imagem digital pode ser considerada como sendo uma matriz quando os índices de linhas de colunas identificam um ponto na imagem e o correspondente valor do elemento da matriz identifica o nível de cinza naquele ponto, conhecido como DN (Digita Number). Os elementos dessa matriz digital são chamados comumente de “*pixel*” (Figura 02). O DN de uma imagem representa a intensidade de energia eletromagnética (refletida ou emitida) medida pelo sensor, para a área da superfície da Terra correspondente ao tamanho de um pixel. O Dn corresponde sempre à média da intensidade da energia refletida ou emitida por diferentes materiais presentes nesse pixel (Santos, 2002).

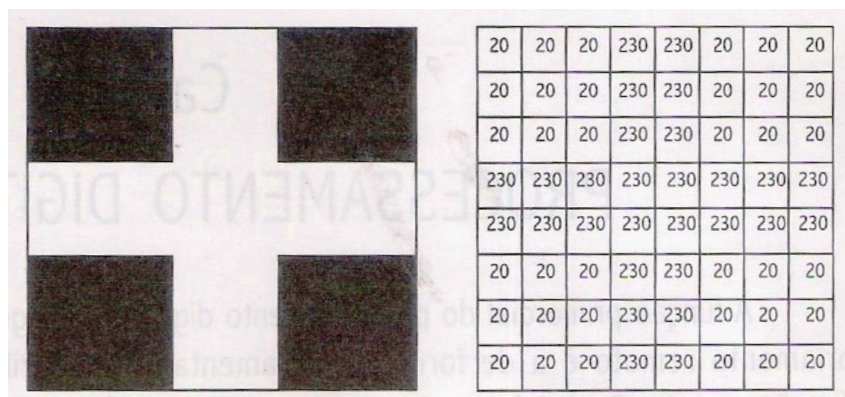


Figura 02- Exemplo de uma imagem simples (cruz), mostrada a direita em sua forma digital, como uma matriz numérica. Nesta, cada cela ou “pixel” possui uma localização definida por linha e coluna e o valor de cinza correspondente, que varia de 0 (preto) a 255 (branco).
 Fonte: Crósta (1993).

3.2.1.1 Resolução

A resolução de uma imagem se divide em três diferentes parâmetros: a) **resolução espectral** é definida pelo número de bandas espectrais de um sistema sensor e pela largura do intervalo de comprimento de onda por cada banda. Quanto maior o número de bandas e menor a largura do intervalo, maior é a resolução espectral de um sensor; b) **resolução radiométrica** (Figura 03) é dada pelo número de níveis digitais, representando níveis de cinza, usados para expressar os dados coletados pelo sensor. Quanto maior o número de níveis, maior é a resolução radiométrica; e c) **resolução espacial** é a capacidade do sistema sensor captar a imagem de objetos na superfície terrestre. Quanto menor o objeto capturado pelo sensor melhor sua resolução espacial (Crósta, 1993).

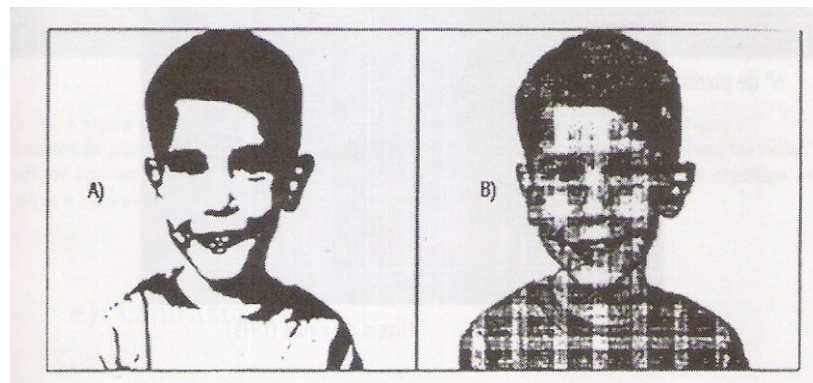


Figura 03- A) imagem com resolução radiométrica de 1bit (2 níveis de cinza apenas); B) imagem com resolução radiométrica de 5bits (32 níveis de cinza).
 Fonte: Crosta (1993).

3.2.1.2 Histograma

Os histogramas são também conhecidos como função de densidade de probabilidade (PDF – *Probability Density Function*). A PDF representa a probabilidade de se achar estatisticamente um DN de um dado valor de uma imagem. A distribuição de intensidade é representada graficamente por colunas discretas, correspondentes a números inteiros de pixel com mesmo DN. O conhecimento do histograma de cada

banda é importante para o realce de contraste em imagens (Crósta, 1993). Os histogramas podem ser unidimensionais quando é de uma banda isolada, ou multidimensionais, quando representam dados de mais de uma banda (Figura 04).

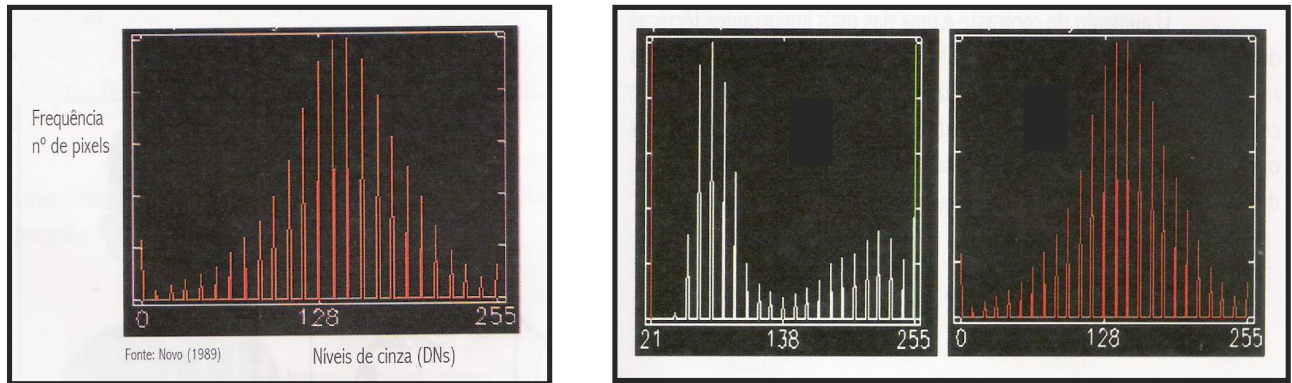


Figura 04- (1) Histograma Unidimensional; (2) Histograma Multidimensional.
Fonte: Novo (1989) apud Santos (2002).

3.2.1.3 Contraste

A principal função do contraste é apresentar de forma mais clara a informação contida nos dados originais, para uma melhor interpretação humana. Para tanto esse procedimento redistribui os valores de DN para todo o intervalo possível que vai de 0 a 255. Esta é uma das técnicas mais utilizadas para a extração das informações das imagens em sensoriamento remoto. Porém, deve-se ter cuidado ao usá-la para não perder informações que seriam úteis à interpretação da cena (Crósta, 1993).

3.2.1.4 Cor

O trabalho de Thomas Young (1773-1829) que revelou os princípios da teoria básica das cores, e que se usando as cores primárias ou secundárias, é possível se obter todas as tonalidades de cores. Usando-se os princípios das cores primárias: Vermelho (Red), verde (Green) ou azul (Blue), é possível representar quantitativamente qualquer cor como um grupo de três números ou coeficientes. Os três coeficientes de

cores podem ser plotados em um conjunto de eixos tridimensionais, onde cada eixo representa uma cor (RGB). (Crósta, 1993).

As imagens multiespectrais, são para análise visual sob a forma de imagens coloridas. As cores são obtidas a partir da apresentação de três bandas, correspondentes a intervalos espectrais distintos, como a utilização de um sistema aditivo de cores de modo que a cada banda é atribuída uma das cores primárias. A combinação de três bandas codificadas por essas cores resulta em uma imagem colorida.

3.2.1.4 Filtragem

A filtragem espacial é uma técnica utilizada para atenuar os efeitos dos ruídos existentes em uma cena imageada (ruídos de diferenças de sensibilidades dos sensores e de erros na transmissão do sinal) utilizando-se, neste caso, os filtros denominados de passa-baixa. O produto final após o uso dos filtros passa-baixa é a diminuição da variação dos níveis de cinza da cena.

O filtro passa-alta é utilizado para realçar regiões de transição dentro de uma cena (realce de borda), ou seja, produzindo uma "agudização" ("sharpering") da imagem, isto é, as transições entre regiões diferentes tornam-se mais nítidas. As filtragens espaciais também proporcionam uma alteração no contraste das imagens. (Santos, 2002).

3.2.1.5 Classificação

O principal objetivo é distinguir e identificar, através das composições, as diferenças entre os materiais superficiais, quer sejam eles do tipo de vegetação, padrões de uso do solo ou outros.

A classificação automática de imagens multiespectrais de sensoriamento remoto diz respeito à associação de cada *pixel* da imagem a um "rótulo" descrevendo um

objeto real (solo, água, etc). Desta forma os valores numéricos (DNs) associados a cada *pixel*, definidos pela reflectância dos materiais que compõem esse *pixel* são identificados em termos de um tipo de cobertura da superfície terrestre imageada, chamadas então de tema.

3.2.1.6 Correção Geométrica

Para que a precisão cartográfica seja introduzida em uma imagem de sensoriamento remoto, faz-se necessário que essa imagem digital seja corrigida segundo algum sistema de coordenadas. A transformação de uma imagem, de modo que ela assuma as propriedades de escala e de projeção de um mapa é chamada de correção geométrica.

O processo de correção geométrica envolve basicamente duas etapas. A primeira consiste na determinação da função que relaciona o sistema de referencia ao da imagem a ser corrigida. Erros sistemáticos relacionados aos orbitas dos sistemas sensores são corrigidos desta forma, na maioria das vezes pelo fornecedor dos dados (p. ex. INPE).

A segunda consiste no cálculo por re-amostragem dos valores de nível de cinza dos pixels na imagem corrigida. Esta segunda etapa precisa ser efetuada, em muitos casos, pelo usuário, e será, portanto mais detalhadamente explicada em seguida: Utilizando um mapa como sistema de referencia, pode-se registrar uma imagem de forma que seus pixels se tornem referenciados a esse sistema, ou seja, a valores de latitude e longitude ou coordenadas UTM. Esse processo se chama Georeferenciamento.

3.2.2 Análise e Interpretação de Imagens

Após a aquisição das imagens de sensores remotos parte-se para a etapa de análise e interpretação desses dados, geralmente de modo visual. Essa análise está baseada em certos princípios, onde estão incluídos os métodos para detectar e medir objetos observados a partir de uma perspectiva aérea ou orbital (Tabela 01).

Após o processamento digital é feita então a interpretação visual das imagens para um ou mais temas. No caso deste trabalho a interpretação foi para melhor definição das unidades litológicas e o realce de lineamentos tectono-estruturais.

3.2.3 Imagens Landsat TM e ETM

Em 1982 surgiu a geração de satélites Landsat TM, da qual fazem parte os satélites Landsat 4 (lançado em 16 Julho de 1982) e Landsat 5 (lançado em 1 de Março de 1984). Nestes, as câmaras RBV (Return Bean Vidicon) foram substituídas por um novo explorador de varrimento, denominado TM (*Thematic Mapper*), especialmente desenhado para a cartografia temática, que continha um maior número de detectores por bandas (16 para canais não térmicos). A resolução espacial do TM é de 30 m nos canais 1, 2, 3, 4, 5 e 7 e de 120 m no canal 6 (tabela 3). A resolução radiométrica é de 8 *bits* – 256 níveis digitais.

No dia 7 de Abril de 1999, foi lançado o satélite Landsat 7. Este satélite apresenta-se com um novo sensor a bordo denominado ETM+ (*Enhanced Thematic Mapper Plus*). Entre as principais melhorias técnicas em comparação com o Landsat 5, podem destacar-se a adição de uma banda espectral (banda pancromática) com uma resolução de 15 m, melhorias nas características geométricas e radiométricas, e aumento da resolução espacial da banda térmica para 60 m.

Os satélites Landsat TM e ETM+ estão a uma altitude de 705 km e são caracterizados por órbitas repetitivas, circulares e heliosíncronas, i.e., passam à mesma hora solar em qualquer ponto terrestre observado. Podem adquirir imagens numa área que se estende desde 81° N até 81° S e em todas as longitudes do globo terrestre. A órbita do satélite é realizada em aproximadamente 99 minutos, permitindolhe dar 14 voltas à Terra por dia, sendo a cobertura total do nosso planeta efectuada em 16 dias. A órbita é descendente, ou seja de norte para sul, e o satélite cruza a linha do Equador entre 10:00 e 10:15 (hora local) em cada passagem.

Tabela 01- Aplicação das bandas Landsat.

BANDA	COMPRIMENTO DE ONDA (µm)	REGIÃO DO ESPECTRO	APLICAÇÕES
-------	--------------------------	--------------------	------------

TM 1	0,45-0,52	Visível (azul)	Boa penetração na água (mapeamento do litoral). Distinção solo/vegetação
TM 2	0,52-0,60	Visível (verde)	Reflexão máxima no espectro verde. Determinação da vitalidade da vegetação.
TM 3	0,63-0,69	Visível (vermelho)	Absorção alta de clorofila. Distinção solo/vegetação.
TM 4	0,76-0,90	infravermelho próximo (refletido)	Reflexão alta da vegetação. Determinação da massa orgânica. Distinção Terra/água
TM 5	1,55-1,75	infravermelho (refletido)	Absorção mínima da água Determinação do conteúdo de água no solo e na vegetação. Distinção nuvem/neve Aplicações geológicas.
TM 6	10,4-12,5	infravermelho termal (emitido)	Determinação de temperatura e umidade das superfícies terrestres. Análise de "stress" da vegetação Distinção cidade/campo.
TM 7	2,08-2,35	infravermelho (refletido)	Aplicações Geológicas. Diferença entre os minerais e rochas. Determinação do conteúdo de água no solo e na vegetação.

Fonte: Lilesand & Kiefer, *apud* Sulsoft (2000), *apud* Santos(2003).

3.2.3 Mosaico Geocover

As imagens Geocover fazem parte do mosaico ortorretificado de imagens do satélite Landsat 7 resultante da fusão das bandas 7, 4, 2 com a banda 8. Essas imagens foram coletadas no período de 1999/2000 e apresentam resolução espacial de 14,25m (CPRM, 2005).

No endereço <https://zulu.ssc.nasa.gov/mrsid/> está disponível gratuitamente o mosaico ortorretificado de imagens TM GeoCover Landsat 5 em composição SWIR (Short-Wavelength Infrared) com a banda 2 no azul, banda 4 no verde e banda 7 (ou 5) no vermelho, com projeção Universal Transverse Mercator (UTM) / *World Geodetic System* 1984 – (WGS84) e tamanho de *pixel* em mistura de 28,5 e 30 metros. As imagens TM 5 do mosaico foram coletadas no intervalo de tempo de 1987 a 1993 e apresentam controle horizontal a partir de 6 a 12 pontos identificados por cena, precisão posicional absoluta com erro quadrático médio menor que 15 metros e controle vertical a partir de *digital terrain model* (DTM) com 3 segundos de arco, quando disponível, ou dados topográficos digitais do GTOPO30 (30 segundos de arco) quando não disponível (Crepani & Medeiros, 2005).

No mesmo endereço encontra-se disponível o mosaico ortorretificado de imagens ETM+ do Landsat 7 resultante do “*sharpening*” das bandas 7, 4, 2 e 8. Este processamento realiza a transformação RGB-IHS utilizando as bandas 7, 4, e 2 com resolução espacial de 30m, e posteriormente a transformação IHS-RGB utilizando a banda 8 na Intensidade (I) para aproveitar a resolução espacial de 15 m.

Este procedimento junta as características espaciais da imagem com resolução de 15m às características espectrais das imagens com resolução de 30m resultando numa imagem mais “aguçada”. As imagens do Mosaico Geocover Landsat 7 foram coletadas no período de 1999/2000 e apresentam resolução espacial de 14,25m. As outras características deste mosaico permanecem as mesmas daquelas do Mosaico Geocover Landsat 5 (Crepani & Medeiros, 2005).

As imagens do mosaico Geocover podem ser empregadas satisfatoriamente como base de referencia para o mapeamento geológico, visto a diferença das coordenadas obtidas em campo e no mosaico serem compatíveis com as necessidades geológicas (Jaques *et al* 2006 *apud* Crepani & Medeiros, 2005).

3.2.4 Imagens SRTM

O Projeto SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) representa a primeira experiência de interferometria a bordo de uma nave espacial. No período de 11 a 22 de fevereiro de 2000, a bordo do Space Shuttle Endeavour, numa altitude de vôo de 233 km e uma inclinação de 57°, um conjunto composto por duas antenas coletou 14 *Terabytes* de dados que permitiram a avaliação do perfil de altitude para criação de modelo digital tri-dimensional da Terra entre as latitudes 60°N e 58°S (Crepani & Medeiros, 2005).

Este arranjo de antenas consiste em uma antena principal de origem americana do sistema **SIR-C** operando na banda C (comprimento de onda de 6,0 cm), colocada no compartimento de carga da nave com função de transmissão e recepção e outra antena secundária, de origem germano-italiana do sistema **X-SAR** operando na banda X (comprimento de onda de 3,1 cm), com função de recepção, colocada na extremidade de uma haste de 60 metros de comprimento fora da nave, configurando a

linha de base interferométrica que garante a observação a partir de dois pontos ligeiramente diferentes (Koch, Heipke & Lohmann, 2002 *apud* Crepani & Medeiros, 2005).

No endereço <http://photojournal.jpl.nasa.gov/mission/SRTM?start=10> está disponível um mosaico de imagens SRTM da América do Sul no formato **Tiff** de Alta Resolução com relevo sombreado e cores representando diferentes altitudes. As imagens foram georeferenciadas em relação aos melhores dados topográficos digitais pré-existentes, do GTOPO30. Os dados topográficos foram colocados na projeção Mercator com *pixels* aproximadamente quadrados (de 0,6 a 1km de cada lado) (Crepani & Medeiros, 2005).

A alternativa para se obter imagens fotográficas derivadas de dados SRTM com melhor resolução espacial é utilizar os dados SRTM disponíveis para *download* gratuito em <http://seamless.usgs.gov> na forma de grade de Modelos Numéricos do Terreno com resolução de 90 metros, para criar imagens com melhor resolução espacial a partir do refinamento da grade de MNT (Modelo Numérico do Terreno) no SPRING (Crepani & Medeiros, 2004 *apud* Crepani & Medeiros, 2005).

3.3 GEOFÍSICA AÉREA

A Aerogeofísica é um dos ramos das Geotecnologias que experimentou um dos maiores desenvolvimentos nos últimos anos, com contribuições importantes para o avanço do conhecimento geológico e a exploração mineral em todos os tipos de terreno (Souza Filho & Crosta, 2003).

Os levantamentos aerogeofísicos são normalmente feitos ao longo de uma serie de linhas de vôo espaçadas paralelamente. De maneira geral para mapeamento as linhas de vôo são orientadas N-S ou E-W, ou podem variar dependendo do padrão geológico. Com relação ao espaçamento das linhas de vôo, ele é determinado pelo grau de detalhe do mapeamento que se deseja fazer ou do tamanho do alvo a ser explorado, além de ser limitado também pelos recursos financeiros disponíveis para o levantamento (Horsfall, 1997).

Segundo Horsfall (op cit.) espaçamento de linhas de vôo de 1500m são

adequadas para mapeamento na escala de 1: 250.000. Para escala de semi-detalle, 1: 100.000 ele sugere espaçamento de linha de vôo de 400-500m. Para vôos específicos para prospecção mineral deve se usar espaçamento de 200m. Linhas de controle devem ser sempre perpendiculares às linhas de vôo. E deve ser entre 5 a 10 vezes o espaçamento das linhas de vôo.

O campo magnético da Terra decresce aproximadamente com o inverso do quadrado da distância da fonte magnética e o sinal do raio gama da fonte de radioatividade decresce exponencialmente com a distância, devido à atenuação dos raios gama na coluna de ar. Assim, para registrar pequenas variações nestes campos, os vôos precisam ser bem próximos às fontes, ou seja, bem próximo ao terreno.

Recentemente tem se usado altura de vôo de 100m para linhas de vôo com espaçamento de 400m. Levantamentos com espaçamento de linha de 200m são geralmente voados a 80m, aqueles com 100m de espaçamento são voados a 60m. Para vôos nessa altitude é necessário que o terreno seja bem plano. Alturas menores de 60m não são permitidas por leis governamentais. Em regiões montanhosas é viável a utilização de helicópteros.

3.3.1 Aeromagnetometria

O levantamento aeromagnetico, foi o primeiro método geofísico aéreo desenvolvido. Teve um grande desenvolvimento em sua trajetória com o impulso dado pela aquisição de dados de alta resolução espacial. Isto foi motivado pela aplicação (mineral e ambiental) que foi beneficiada por um maior mapeamento de detalhe das características das superfícies magnéticas rasas (Thomson et. al. 2007).

Esse grande desenvolvimento ocorreu em virtude da necessidade de adquirir dados com uma média de altura de vôo menor e de linhas de vôos mais fechadas de determinados terrenos. Para isso além da utilização de aeronaves de asa fixa foi necessário em alguns casos a adoção do “crop duster”, tipo de aeronave não tripulada capaz de voar em alturas inferiores a 40m em terrenos com condições adequadas para este tipo de vôo, no caso terreno plano e pouco vegetado. (Thomson et. al. 2007).

O levantamento aeromagnético é um método de mapeamento do campo magnético da Terra rápido e de custo menor se comparado com outros métodos aerogeofísicos. As anomalias magnéticas do campo magnético da Terra são causadas por minerais magnéticos das rochas e os mapas e imagens dessas anomalias podem ser interpretadas em termos geológicos (Horsfall, 1997).

O Brasil encontra-se em baixas latitudes magnéticas, e em virtude deste quadro Cordani (2005) sugere que nos levantamentos aeromagnéticos, a direção das linhas de vôo, seja a própria direção da declinação magnética local ou pelo menos, levando em consideração adicional todos os outros critérios (gamaespectrométricos, logísticos, direção das estruturas geológicas, etc), o mais próximo possível desta direção. A direção N-S geográfico, frequentemente usada no Brasil, é considerada adequada por aproximar-se da direção da declinação. Já a direção E-W não atende a esses critérios, devendo ser evitada.

3.3.1.1 Princípios e Propriedades Físicas

Os trabalhos de Dobrin & Savit (1988) e Gerkens (1989) deram subsídios para o entendimento inicial dos princípios da magnetometria aérea.

O Campo Geomagnético é um campo de força vetorial (intensidade, sentido e direção) e tem natureza dipolar (Figura 05). O eixo do dipolo geocêntrico está próximo do eixo de rotação da Terra e faz com ele um ângulo de $11,5^{\circ}$. O campo geomagnético não é um dipolo perfeito (5% desse campo é irregular, não-dipolar). A intensidade do campo geomagnético é muito fraca, cerca de $50.000 \times 10^{-9} \text{T}$. Ela é menor próximo ao equador e maior na direção aos pólos (60.000 nT no pólo magnético norte e 70.000 nT no pólo magnético sul magnético).

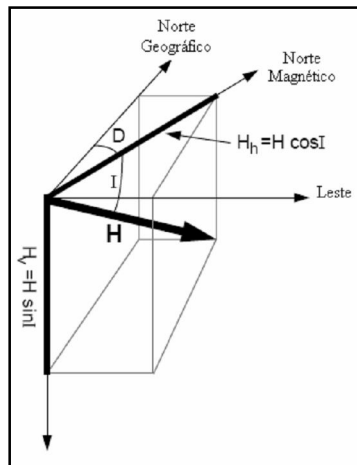


Figura 05- Campo Geomagnético (Blum, 1999).

O campo magnético terrestre - CMT - medido à superfície corresponde à sobreposição de três componentes distintas: a primeira tem por origem o núcleo externo e designa-se por campo magnético principal – CMP – a segunda tem por origem os fenômenos físicos que ocorrem na ionosfera e no exterior da Terra e designa-se por campo externo – CE – e a terceira tem por fonte a interação com as formações geológicas que constituem no essencial a crosta (e eventualmente parte do manto superior) e designa-se por campo crustal.

1) Campo Principal: gerado por processos que operam no interior da Terra. Atualmente sua intensidade varia de aproximadamente 25.000 nT (nanotesla= 10^{-9} T) próximo ao equador magnético a cerca de 70.000 nT nos pólos magnéticos.

2) Campo Externo: originado fora da crosta terrestre está associado principalmente a correntes elétricas nas camadas ionizadas da atmosfera devido à interação com os ventos solares.

3) Perturbações locais superimpostas ao campo principal: são as variações locais impostas pelas rochas e assembléias minerais da crosta próxima à superfície que produzem perturbações locais que são as anomalias de interesse para a exploração mineral (Corbett,1992).

A intensidade de magnetização ou polaridade magnética adquirida por uma rocha é um vetor resultante da soma vetorial de duas componentes: 1) Componente induzida: relacionada à intensidade e direção do campo magnético; 2) Componente remanente: permanente e independente do campo magnético permanente.

O magnetismo pode se originar de vários modos, e em épocas diferentes da história da rocha. A mais comum, intensa e estável componente permanente é a magnetização termo-remanescente que é adquirida quando o material magnético é resfriado abaixo de sua temperatura Curie¹ na presença do campo magnético.

¹ Temperatura acima da qual uma substância ferromagnética perde o ferromagnetismo e passa a paramagnética.

A susceptibilidade magnética é a medida do grau que uma substância pode ser magnetizada por indução no campo magnético terrestre. A susceptibilidade magnética das rochas depende, principalmente, da quantidade, do tamanho dos grãos e do modo de distribuição dos minerais ferromagnéticos nelas contidos.

As anomalias magnéticas naturais que ocorrem nas rochas e minerais devem-se principalmente à presença dos mais comuns minerais magnéticos como a magnetita. Essas anomalias magnéticas são perturbações ou desvios do campo geomagnético terrestre (campo magnético normal) e são causadas por minerais magnéticos nas rochas que se encontram na porção superior da crosta.

As anomalias resultam da soma de vetores do campo magnético através de dois processos: magnetização induzida e magnetização remanente natural das rochas. Fontes de anomalias magnéticas locais possuem, em média, profundidades inferiores a 40 km, pois além dessa profundidade as temperaturas ultrapassam a temperatura Curie e perdem suas propriedades magnéticas.

3.3.1.2 Pré-Processamento e Processamento de dados Aeromagnéticos

Segundo Luyendik (1997) o processamento de dados aeromagnéticos envolvem duas fases:

- a) Pré-processamento: Avaliação e edição dos dados brutos; e localizar os dados em X e Y.
- b) Processamento: Correções de paralaxe; correção da variação diurna; remoção do IGRF (International Geomagnetic Reference Field); nivelar os dados; micro-nivelamento – remoção de qualquer erro residual do nivelamento; e interpolação e contorno.

O trabalho de Blum (1999) coloca a correção de variação diurna, remoção de IGRF, nivelamento e micronivelamento, interpolação como procedimentos do pré-processamento e como processamento propriamente dito a aplicação de filtros e transformações. A seguir são descritas os procedimentos sugeridos por estes dois autores.

3.3.1.2.1 Avaliação e Edição dos Dados.

Na distribuição dos dados, o padrão pode ser regular, aleatório, em agrupamentos ou em linhas (Figura 06). A qualidade do produto a ser gerado está relacionada à densidade e à uniformidade dos pontos de amostragem. Um conjunto de dados é considerado uniforme se a densidade de pontos em uma célula é igual à densidade de pontos de todas as outras células de mesmo tamanho e forma (Blum, 1999).

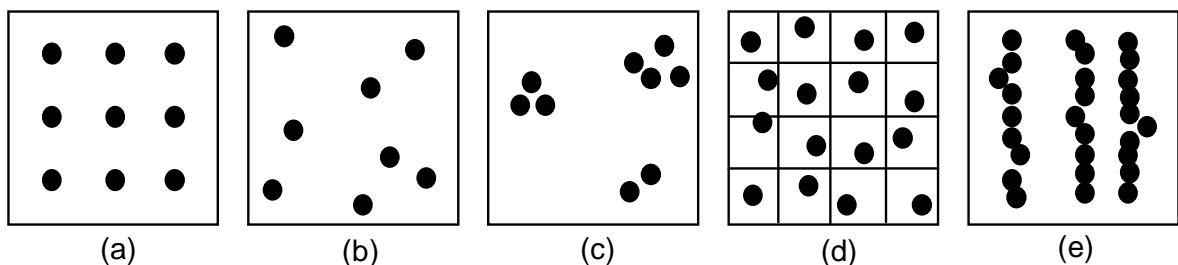


Figura 06- Distribuição dos dados: a) regular; b) aleatório; c) agrupamento; d) aparentemente aleatório, porém com um ponto por célula e pode ser considerado como regular; e) em linhas (modificado de Davis 1986).

O primeiro passo do pré-processamento dos dados aeromagnéticos é a avaliação dos mesmos quanto à presença de inconsistências, como o efeito pepita (*nugget*) ou “picos” (*spikes*), quanto à sua distribuição espacial e densidade. Os ensaios e testes de consistência dizem respeito à plotagem em mapas dos traços de linhas de vôo, perfis rebatidos, perfis magnetométrico e testes de consistência de Diferença Quarta e Parâmetro P (Figura 07).

A diferença quarta consiste em derivar os dados quatro vezes sucessivamente, de forma que o resultado destas derivações contenha somente informações de mais alta frequência, geralmente relacionada aos ruídos. O teste do parâmetro P leva em consideração que 99.7% dos dados giram em torno de uma média entre -3 e $+3$ vezes o desvio padrão dos dados coletados. Desta forma, o método permite isolar os “picos” nos perfis, que representam os ruídos (Blum, 1999).

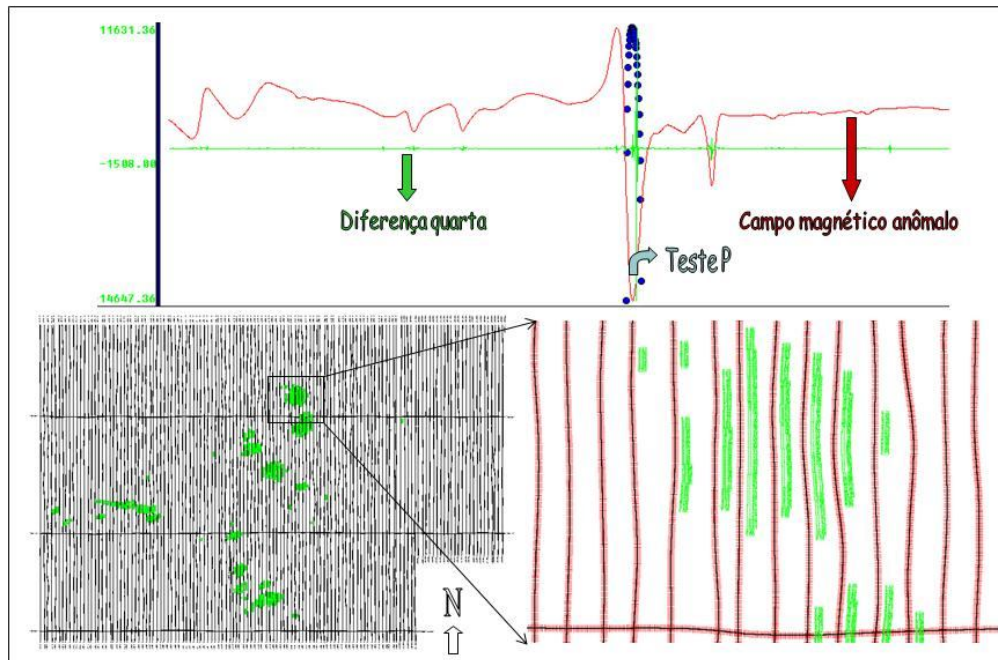


Figura 07- Parte superior: Perfis magnetométrico e testes de consistência de Diferença Quarta e Parâmetro P; parte inferior: Mapas com traços de linhas de voo (Blum, 1999).

3.3.1.2.2 Correção de paralaxe, correção da variação diurna e remoção do IGRF

A correção de paralaxe é aplicada para calcular a velocidade da aeronave em cada ponto x, y dos dados de navegação. Esta velocidade da aeronave é utilizada para ajustar os dados de navegação por todo o comprimento do cabo que liga a aeronave ao magnetometro (Luyendik, 1997).

Na ionosfera existem camadas condutoras de eletricidade resultantes, sobretudo da ionização dos átomos de oxigênio e ozônio. Como o mecanismo indutor desta ionização é a radiação solar, estabelece-se uma diferença de potencial entre o hemisfério iluminado e o hemisfério noturno, gerando-se fortes correntes elétricas entre os dois hemisférios, que produzem campos magnéticos variáveis ao longo do dia, conhecido como variação diurna (Luyendik, 1997).

Em consequência dessa variação os dados magnéticos devem passar pela correção da variação diurna, que consiste no monitoramento da variação diurna por uma estação base de localização fixa em uma parte do terreno, onde os valores obtidos a partir do magnetômetro monitor são inicialmente subtraídos dos valores da estação base. As diferenças encontradas, positivas ou negativas, são, então, somadas

algebricamente às leituras do campo magnético realizadas a bordo da aeronave, tendo como variável comum a hora de amostragem, fixada com precisão de décimos de segundo. Os valores resultantes correspondem à intensidade total do campo magnético corrigido da variação diurna (Luyendik, 1997).

A maior parte do campo magnético é devido à contribuição magnética do núcleo terrestre que não é interessante para o mapeamento geológico e para a prospecção. Essa parte do campo magnética pode ser estimada com grande aproximação por modelos matemáticos, denominados International Geomagnetic Reference Field (IGRF) e Definitive Geomagnetic Reference Field (DGRF). O IGRF é uma previsão para o campo geomagnético terrestre para um período de cinco anos, com base em dados coletados dos anos anteriores. Com a retirada do IGRF, o campo resultante pode ser considerado como proveniente das fontes crustais acima da superfície Curie, e é dito constituir o campo anômalo o qual representa as assinaturas anômalas que desejamos estudar em Geofísica Aplicada (Luyendik, 1997; Blum, 2001).

3.3.1.2.3 *Interpolação em Malha Regular*

Para a maioria das técnicas estatísticas em 2-D o conjunto de dados a ser tratado deve estar em malha regular. Geralmente os valores são coletados em pontos aleatórios ou em linhas com determinada direção e espaçadas de certa distância. Nesses casos, é necessária a definição de um método de interpolação adequado para transformar os dados em malha regular. Dentre tantos, alguns métodos são descritos a seguir (Blum, 1999).

Para distribuição em malhas regulares são aplicados alguns algoritmos. Os algoritmos utilizados com mais freqüências são: splines bicúbicas, curvatura mínima e krigagem.

O Método de *splines bi-cúbicos* é ideal para linhas de levantamento paralelas ou aproximadamente paralelas, pois tende a fortalecer a tendência perpendicular à direção das linhas do levantamento. O processo se dá em dois passos. Primeiro, cada linha é interpolada ao longo da linha original do levantamento e segundo, a interpolação é feita perpendicularmente criando os nós. As interpolações podem ser

feitas linearmente, com spline cúbico ou com spline de Akima. (GEOSOFTE, 1995; Andrade, 2003).

A Curvatura Mínima é o método mais usado nas geociências por sua rapidez de processamento. É uma técnica numérica de gridagem para uso geral, tanto para dados alinhados, como para dados aleatórios. A superfície gerada é análoga a uma placa fina e linearmente elástica deformada de forma a passar pelos valores dos dados com uma quantidade mínima de flexão (Briggs 1974; Swain 1976; Andrade 2003).

A Krigagem é o método estatístico de gridagem para dados aleatórios, linhas de dados não paralelas ou linhas de dados ortogonais. Trata-se de um processo de estimação por médias móveis de valores de variáveis distribuídas no espaço a partir de valores adjacentes, enquanto considerados como interdependentes por uma função denominada de semivariograma. A krigagem pode ser indicada para dados distribuídos em linha e dados com distribuição aleatória, porém é um método muito lento para conjuntos de dados muito grandes. (Blum, 1999; Andrade 2003)

Deve-se estabelecer o tamanho da célula unitária da malha, logo após a escolha do método interpolador. Vasconcelos et al. (1990) sugerem valores entre 1/4 e 1/8 do espaçamento médio entre as linhas para que se evite a perda demasiada de informação e o aparecimento do efeito de *aliasing*² ou a incorporação de frequências altas em solução nas frequências baixas.

3.3.1.2.4 Nivelamento e Micronivelamento

O nivelamento é o procedimento feito para que as discrepâncias entre as leituras de cada "crossover point" (intersecção de nós e linhas de vôo) sejam reduzidos, para proporções sistemáticas (Luyendik, 1997).

Em função da técnica de nivelamento esta sujeita a grandes erros, ligados principalmente a pouca recuperação da trajetória dos vôos e inadequada correção diurna e de altitude Minty (1991; 1992) propôs a utilização da técnica de micronivelamento, uma técnica simples e acessível, que se aplicada corretamente

² Efeito indesejável o qual surge em imagens de baixa resolução, também conhecido como pixelação. Neste efeito é possível observar os pixels ("quadrinhos"), devido a falta de definição

pode melhorar drasticamente a qualidade do dado processado. Consiste na aplicação de filtros simples e distintos em duas direções ortogonais de uma malha, mais precisamente na direção da linha de vôo e perpendicularmente a ela. Blum (1999) desenvolveu uma nova rotina para o micronivelamento inicialmente proposto por Minty (1991; 1992), que consiste no seguinte procedimento:

- a) Passar um filtro passa-alta (PA) na malha A na direção perpendicular às linhas de vôo, armazenando o resultado em uma malha B.
- b) Passar um filtro passa-baixa (PB) na malha B na direção da linha de vôo, armazenando o resultado em uma malha C.
- c) Subtrair os valores da malha C da malha A, para obter a malha final.

Os valores utilizados nos filtros PA e PB foram desenvolvidos a partir das seguintes formulas:

$$PA = \frac{1\alpha 2\pi LC}{TC} \text{ e } PB = \frac{1\alpha 4\pi LV}{TC}$$

Onde LC é o espaçamento das linhas de controle, LV o espaçamento das linhas de vôo e TC o tamanho da célula unitária.

Segundo Blum (1999) muitos pesquisadores utilizam o filtro de decorrugação para o micronivelamento. O método consiste em tentar eliminar da malha tendências em determinada direção (direção da linha de vôo), usando um filtro direcional (cosseno direcional, por exemplo). Testes realizados mostraram que esse filtro aplicado no domínio de Fourier, pode eliminar mais do que se supõe ou introduzir ruído (fenômeno de Gibb).

3.3.1.2.5 Filtros e Transformações

As informações dos filtros e transformações utilizadas no processamento de imagens aeromagnéticas foram sintetizadas a partir dos trabalhos de Milligan & Gunn (1997), Blum (1999) e Andrade (2003).

O filtro, em geral, é um sistema entrada-saída que visa, normalmente, separar as informações indesejáveis (ruídos) dos sinais que estamos interessados em obter. Assim o processo de filtragem, tenta separar efeitos superficiais, alta frequência (compactação, intemperismo, contatos geológicos, feições estruturais), efeitos profundos, baixa frequência (espessura da crosta, feições geológicas regionais, profundidade de demagnetização) e efeitos intermediários (normalmente aplicados em prospecção mineral).

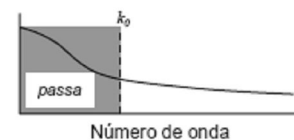
Existem filtros no domínio do espaço e filtros no domínio de Fourier, usando-se a FFT (Fast Fourier Transform). No primeiro, as transformações são feitas ponto a ponto ou nó a nó, onde cada qual é ponderado de acordo com o filtro em relação à vizinhança através de um operador móvel. No segundo, o processo de transformação é realizado sobre um espectro e transformado de volta.

Para a separação de domínios magnéticos geralmente são utilizados os filtros passa alta, passa banda e passa baixa (Figura 08). O filtro passa alta preserva os baixos comprimentos de onda, altas frequências e fontes rasas, enquanto que o filtro passa baixa preserva os altos comprimentos de onda, baixas frequências e fontes profundas. O filtro passa-banda é aquele que passa ou rejeita os dados entre duas direções escolhidas. Como exemplo de filtro passa alta tem-se: derivadas (horizontal e vertical) e continuação descendente. Para o filtro passa baixa tem-se a continuação ascendente. E como filtro passa banda tem-se o filtro direcional.

PASSA-BAIXA

$$L(k) = L(k), \text{ para } k \leq k_0 \text{ e}$$

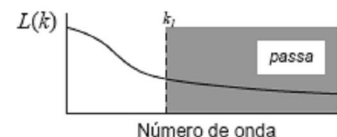
$$L(k) = 0, \text{ para } k > k_0$$



Passa-Alta

$$L(k) = 0, \text{ para } k < k_1 \text{ e}$$

$$L(k) = L(k), \text{ para } k \geq k_1$$



Passa-Banda

$$L(k) = 0, \text{ para } k < k_0;$$

$$L(k) = L(k), \text{ para } k_0 \leq k < k_1 \text{ e}$$

$$L(k) = 0, \text{ para } k > k_1$$

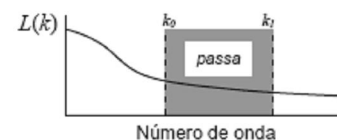


Figura 08- Filtros passa alta, passa banda e passa baixa (Blum, 1999).

a) Derivada Horizontal

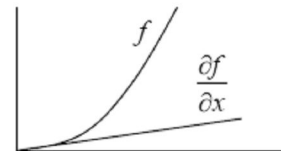
O filtro de derivada horizontal é utilizado para realçar os gradientes horizontais e, por conseguinte, as possíveis fontes das anomalias representadas. São aplicadas para ressaltar as bordas dos corpos nas direções X e Y, e tem as formas no domínio de Fourier:

Derivada na Direção X

$$L(u) = (ui)^n$$

Derivada na Direção Y

$$L(v) = (vi)^n$$



Onde n é a ordem de diferenciação.

b) Derivada Vertical

O filtro Derivada Vertical amplifica a informação de comprimentos de ondas curtos em detrimento dos comprimentos longos (Figura 09). A primeira derivada vertical (DRV1) e a segunda (DRV2) calculadas nos *grids* são usadas para ressaltar contrastes litológicos e fontes rasas contra um *trend* regional dominante, acentuando os gradientes nas bordas de corpos magnéticos rasos. Este recurso é usado porque o gradiente vertical das anomalias provocadas por corpos rasos é maior do que o gradiente provocado por corpos profundos. Normalmente são aplicadas aos dados do

campo magnético total para realçar as fontes geológicas mais rasas. Como a maioria dos filtros destaca as componentes do espectro com número de onda alto, freqüentemente é necessário aplicar também filtros passa-baixo para remover o ruído de alto número de onda. (Davis 1986; GEOSOFT 1994, Andrade 2003).

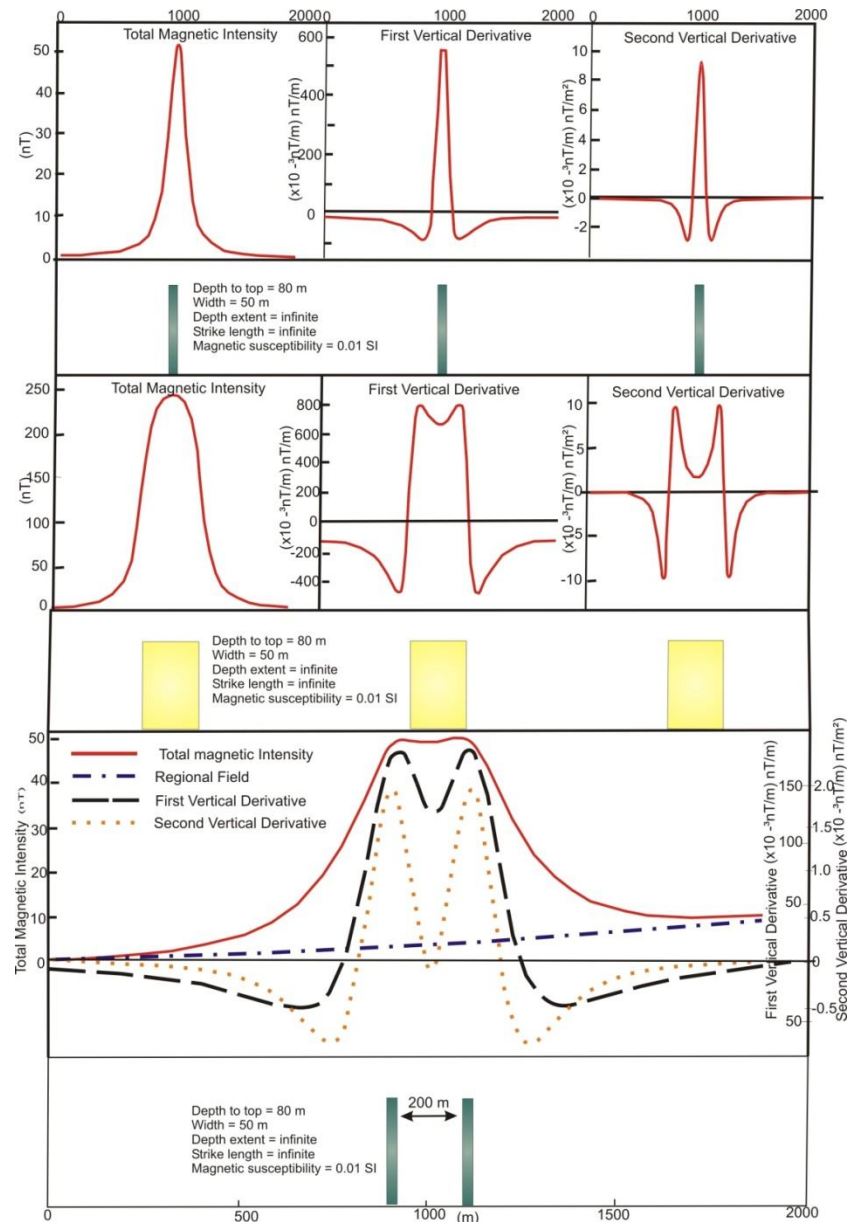


Figura 09- Comparações entre os dados brutos do campo magnético do total, com as da primeira e segunda derivada vertical (Blum, 1999).

c) Amplitude do Gradiente Horizontal Total

O gradiente horizontal de uma anomalia de campo potencial pode indicar mudanças laterais abruptas de propriedade física. É dado por:

$$\vec{A}_0(x, y) = \left(\frac{\partial G}{\partial x} \hat{x} + \frac{\partial G}{\partial y} \hat{y} \right) + i \left(\frac{\partial G}{\partial z} \hat{z} \right)$$

O gradiente horizontal tende a revelar picos acima dos limites das fontes causadoras de anomalias.

d) Amplitude do Sinal Analítico

A amplitude do Sinal Analítico é uma técnica eficiente para a determinação de parâmetros geométricos, como localização de limites (geológicos e estruturais) e a profundidades de corpos. Corresponde a diversos métodos automáticos ou semi-automáticos baseados no uso de gradientes (derivadas) horizontais e verticais de anomalias de um campo potencial (contínuo).

O método assume que corpos causadores de anomalias têm magnetização uniforme e que as seções transversais de todos os corpos causadores podem ser representadas por polígonos, cuja extensão em profundidade seriam finitas ou infinitas. Através de uma simples transformação no domínio da frequência, produz-se uma função analítica cuja parte real é a derivada horizontal do campo magnético e a parte imaginária seria a derivada vertical.

Uma característica importante desses gradientes é o posicionamento da amplitude do sinal analítico resultante, imediatamente acima dos limites das estruturas. A principal vantagem deles é o fato de seu resultado não depender dos parâmetros do campo magnético terrestre e da direção de magnetização da fonte.

No caso 3-D o sinal analítico tem a seguinte forma:

$$h(x, y) = \sqrt{\left[\left(\frac{\partial G_z(x, y)}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial G_z(x, y)}{\partial y} \right)^2 \right]}$$

e a sua amplitude é dada por

$$|A(x, y)| = \sqrt{(G_x)^2 + (G_y)^2 + (G_z)^2}$$

onde G é a anomalia de campo potencial e $G_x = \partial G / \partial x$, $G_y = \partial G / \partial y$ e $G_z = \partial G / \partial z$ (derivada horizontal em X , em Y e derivada vertical, respectivamente). A derivada vertical pode ser obtida de duas formas distintas: 1- no domínio de Fourier e 2- através da transformada de Hilbert do gradiente horizontal (Blakely 1996).

e) *Inclinação (fase) do Sinal Analítico*

A fase do sinal analítico é definida como o ângulo formado entre as partes imaginária e real do sinal analítico e é representado pela fórmula:

$$\Phi_n(x, y) = \arctan [\text{Im}(A_n(x, y)) / \text{Re}(A_n(x, y))]$$

em que $n = 0, 1, 2, \dots$ ordem do sinal analítico.

O ângulo medido fornece a estimativa do mergulho do vetor sinal analítico no plano vertical, cujo traço na superfície é coincidente à direção da resultante do gradiente horizontal, que por sua vez, reflete um contraste de susceptibilidade.

f) *Redução ao Pólo*

Trata-se de uma transformação de fase do campo magnético anômalo visando obter uma representação de como seria o campo magnético medido se o fosse num dos pólos magnéticos da terra. Como nesta situação e na ausência de magnetização remanescente a assinatura magnética seria simétrica e localizada sobre a fonte que a causou, esta é uma forma de demarcar a posição horizontal das fontes. É conseguida no domínio dos números de onda por um filtro de redução de fase, expresso por:

$$\Im[\Delta T_r] = \Im[\Phi_r] \Im[\Delta T] \text{ onde}$$

$$\Im[\Phi_r] = \frac{1}{\Theta_m \Theta_f} = \frac{|k^2|}{a_1 k_x^2 + a_2 k_y^2 + a_3 k_x k_y + i|k|(b_1 k_x + b_2 k_y)}, \quad |k| \neq 0$$

$$a_1 = \hat{m}_z \hat{f}_z - \hat{m}_x \hat{f}_x$$

$$a_2 = \hat{m}_z \hat{f}_z - \hat{m}_y \hat{f}_y$$

g) Deconvoluções de Euler

As deconvoluções de Euler relacionam as derivadas horizontal e vertical com posição da fonte causadora da anomalia posicionada em três dimensões (x, y e z) a partir de um ponto de observação com coordenadas definidas. Trata do procedimento integrado da localização de fontes magnéticas por meio da relação de homogeneidade de Euler para campos potenciais. Essa homogeneidade é interpretada como o índice estrutural e representa a taxa de variação de resposta magnética do alvo com a variação da mudança da distância entre este ponto e o ponto de observação. Tal índice é dependente da forma do corpo e varia de zero a três: a) índice 0: representa contatos geológicos simples; b) índices 1 e 2: representam alvos como diques e falhas; c) índice 3: qualquer forma com três dimensões bem definidas.

3.3.2 Aerogamaespectrometria

Alguns isótopos na natureza são instáveis e desintegram-se transformando-se em isótopos mais estáveis, por meio da emissão de radiação. São os chamados isótopos radioativos. Os três tipos principais de radiação produzidos pelo decaimento radioativo são as partículas alfa, beta e raios gama. A emissão de uma partícula alfa ou beta deixa o átomo em estado excitado e o excedente de energia é emitido na forma de radiação eletromagnética denominada raios gama. Esse tipo de radiação é muito penetrante por não possuir massa ou carga. Os raios gama podem penetrar até 30cm de rocha e centenas de metros de ar e, portanto são o único tipo de radiação disponível para o sensoriamento da radioatividade terrestre (Minty, 1997).

Os raios gama (de diferentes energias) são emitidos durante o decaimento de alguns elementos que ocorrem naturalmente na natureza. A maioria diagnosticável é útil para mapeamento geológico, como o Potássio, Bismuto-214 da serie de decaimento do Urânio-238 e o Tálcio-232 da serie de decaimento do Tório-232 (Horsfall, 1997).

O K, U, Th são os únicos elementos na natureza com radioisótopos que produzem raios gama com energia e intensidade suficientes para serem medidos na altitude em que são feitos os levantamentos aéreos. A radioatividade total é obtida através da medida de todos os raios gama que entram no gamaespectrômetro dentro da janela energética estabelecida para a contagem total (Grasty *et al.* 1985; Minty, 1997).

Qualquer radiação não originária do solo é considerada como radiação de fundo uma vez que não tem significado geológico e necessita ser removida das medidas efetuadas. Existem quatro fontes de radiação de fundo: a) Radônio atmosférico; b) radiação cósmica; c) radiação da aeronave; e d) resíduos de explosões atômicas e acidentes nucleares (Minty, 1997).

Segundo Blum (1999) é importante que se tenha em mente que, apesar de ser evidente que cada tipo rochoso responde de forma diferente na emissão de raios gama, uma rocha que sofreu intemperismo ou o material que foi transportado cria um novo conjunto de respostas.

Os levantamentos radiométricos ou gamaespectrométricos tem tido nos últimos dez anos um período de consolidação e de grande evolução. A gamaespectrometria

tem sido muito aplicada, devido principalmente à tendência de aplicação desses dados em trabalhos de exploração não mineral. Contudo, com o recente crescimento da exploração de Urânio, as técnicas e aplicações desses levantamentos estão retornando as suas raízes históricas (Thomson et al, 2007).

O processamento dos dados aerogamaespectrométricos segue alguns procedimentos daqueles que são aplicados aos dados magnetométricos. Primeiramente deve-se fazer análise estatística dos dados, para cada canal (K, U, Th e TC) utilizando, por exemplo, a técnica de perfil rebatido. Em seguida deve interpolar os dados de preferência com a técnica da curvatura mínima, depois se for necessário efetuar o micronivelamento.

Dentre as técnicas de tratamento interpretativo de dados de espectrometria gama, estão incluídas as analíticas tais como: a análise qualitativa de mapas e imagens individualmente tratadas de K, Th, U, contagem total e razões U/Th, U/K e Th/K; imagens ternárias RGB ou CMY; perfis, blocos diagrama e imagens superpostas (Killeen 1979; Dickson & Scott 1997; Gunn 1998).

3.4 SISTEMA DE INFORMAÇÃO GEOGRÁFICA (SIG)

O SIG (Sistema de Informação Geográfica) vem sendo utilizado há algum tempo para facilitar a consulta e localização de dados e informações. Um SIG integra dados espaciais e de outros tipos num único sistema. Isso permite combinar dados de uma variedade de fontes e tipos, provenientes de muitos bancos de dados diferentes. O processo de converter mapas e outros tipos de informações espaciais numa forma digital via SIG, torna possíveis métodos novos e inovadores para a manipulação e exibição de dados geográficos.

Esta ferramenta vem sendo aplicada a uma gama muito extensa de áreas tecnológicas ou não, e uma delas é a que diz respeito à geologia. Os modelos de análise espacial desenvolvidos em *Sistemas de Informações Geo-Referenciadas* (SIGs) visam combinar dados espaciais para descrever e analisar interações, de modo a fazer previsões por meio de modelos prospectivos empíricos, que forneçam apoio para a definição de sítios de maior potencial para a ocorrência de depósitos minerais,

ou de outros fenômenos geológicos (Souza Filho & Crosta 2003).

O geoprocessamento de informações cartografáveis desenvolve-se rapidamente devido à evolução dos programas (*softwares*) e das plataformas (*hardwares*) em que são executados. Os Sistemas de Informações Geográficas (SIGs) são ótimos no auxílio a tomadas de decisão envolvendo planejamento territorial e sua aplicação na geologia pode ser potencializada através de banco de dados (BD) que envolvam as várias características físicas do terreno, resultantes de processos geológicos, mesmo apresentando dados espaciais (Salamuni & Stellfeld, 2001).

Os SIG's são hoje muito utilizados para simplificar e sistematizar a procura de informações tornando-as mais ágeis e fáceis de manusear. No caso de questões geológicas, como mapas geológicos os SIG's proporcionam uma maior agilidade na procura de informações, por exemplo, de unidades litoestratigráficas, pontos de afloramentos entre outras.

Os mapas geológicos são confeccionados em grande parte em ambiente digital, com a utilização de softwares como Arcgis 9.2 que permitem o manuseio de banco de dados e confecção de SIG's. A apresentação de informações geológicas em ambiente SIG pode ser a partir do programa ArcExibe, desenvolvido pelo geólogo João Henrique Gonçalves (CPRM). O programa permite ao usuário a realização de várias tarefas de geoprocessamento, manipulação de arquivos com diversas composições e pesquisas, sem a necessidade de nenhum outro software ou bibliotecas adicionais. O software é um conjunto de rotinas desenvolvidas em object Pascal, compiladas em ambiente *Delphi*. O ArcExibe possibilita, ainda, modificar os diretórios de trabalhos dos CDs, anexar novos arquivos e dados, criando projetos de interesse específico (CPRM, 2006).

4 ASPECTOS FISIAGRÁFICOS E GEOMORFOLÓGICOS

4.1 CLIMA

O Clima predominante no Estado do Ceará é o Tropical Quente Semi-Árido (IPECE, 2003). Devido à proximidade do Estado com a linha do Equador não se verificam fortes amplitudes térmicas. As variações médias de temperatura não ultrapassam 7° C para mais ou para menos ao longo de todo ano. Nas temperaturas registradas nas diversas regiões do Estado como um todo, a média é de 26° C. Nos períodos normais de chuva, a estação é relativamente curta (de três a cinco meses) se concentrando entre os meses de fevereiro e junho, contrapondo-se a um período seco prolongado (Amaral Filho, 2003).

4.2 VEGETAÇÃO

A vegetação do Estado do Ceará é predominante representada pela Caatinga, a qual ocupa 45,91% de todo o território cearense, e é típica do semi-árido, muito embora existam outros tipos de vegetação, como, por exemplo, as Matas Úmidas, as Matas Secas, a Mata Ciliar, a Vegetação de Tabuleiros e o Complexo Vegetacional da zona litorânea (IPECE, 2003). A Caatinga Xerófita predomina na região de estudo, tendo como espécimes predominantes pereiro, aroeira, muburana e marmeleiro

4.3 HIDROGRAFIA

O Estado do Ceará está dividido em onze bacias hidrográficas: Coreaú, Acaraú, Aracatiaçu, Curu, Metropolitana, Poti, Banabuiú, Baixo Jaguaribe, Alto Jaguaribe, Médio Jaguaribe e Salgado (Amaral Filho, 2003). A região de Sobral faz parte da Bacia Hidrográfica Acaraú (Figura 02). Esta rede hidrográfica reflete diretamente as condições climáticas da região, onde os rios e riachos são intermitentes e fluem apenas durante a época chuvosa.

A principal direção na rede de drenagem (NE-SW) está em grande medida condicionada às linhas estruturais regionais das rochas existentes nesta região. Predomina o modelo dendrítico (segundo a classificação sugerida por Soares & Fiori,

1978), tanto em áreas de rochas cristalinas quanto em áreas de cobertura sedimentares. Nas áreas cristalinas os cursos são tortuosos com vales em “V” sendo a drenagem mais densa e por vezes mal definida.

Outra característica marcante com relação à hidrografia desta região é a presença marcante de Açudes. Na região de Sobral destacam-se os Açudes Aires de Souza, Patos, Forquilha e Aracatiaçu.

Com relação aos recursos hídricos subterrâneas do estado do Ceará calcula-se existir uma reserva explorável de 1,2 bilhão de metros cúbicos por ano, e a SRH tem cadastrados 13.000 poços no estado (Amaral Filho, 2003).

4.4 GEOMORFOLOGIA

A região noroeste do Ceará foi dividida em quatro unidades geomorfológicas, das quais duas estão representadas na Folha Sobral. Essas unidades foram individualizadas com base em aspectos gerais como forma, altitude e dimensão das unidades de relevo, bem como diferenças e homogeneidades na vegetação e na drenagem (Moreira & Gatto, 1981). A imagem SRTM mostra o comportamento geomorfológico da região noroeste do Ceará (Figura 10). A seguir são descritas as duas unidades geomorfológicas que ocorrem na Folha Sobral.

4.4.1 Superfície Sertaneja

Corresponde a maior unidade no que diz respeito a extensão territorial, estendendo-se para norte até avançar na Planície Litorânea, para oeste até ser limitada pelo Planalto da Ibiapaba, desaparecendo por baixo dos planaltos residuais. É a unidade de menores cotas de relevo (médias de 190m e máximas de 330m). Subdivide-se em duas sub-unidades: *área conservada* predominantemente plana e *área dissecada* levemente dissecada e um pouco mais elevada que a anterior.

A área conservada abrange a maior extensão territorial da Superfície Sertaneja, cerca de 63%. Apresenta topografia plana. Possui uma drenagem com baixa densidade e a medida que se intensifica surgem setores de relevos dissecados que

interrope seu prolongamento.

A área dissecada apresenta um relevo arrasado, ou seja, menos elevado, com aproximadamente 100m de altitude, com a formação de setores dissecados do interior e da faixa sublitorânea.

A drenagem desenvolvida dentro da Superfície sertneja em geral é do tipo subdendrítica, onde os cursos d'água não têm capacidade de realizar um entalhe, devido ao caráter intermitente dado pelo clima árido.

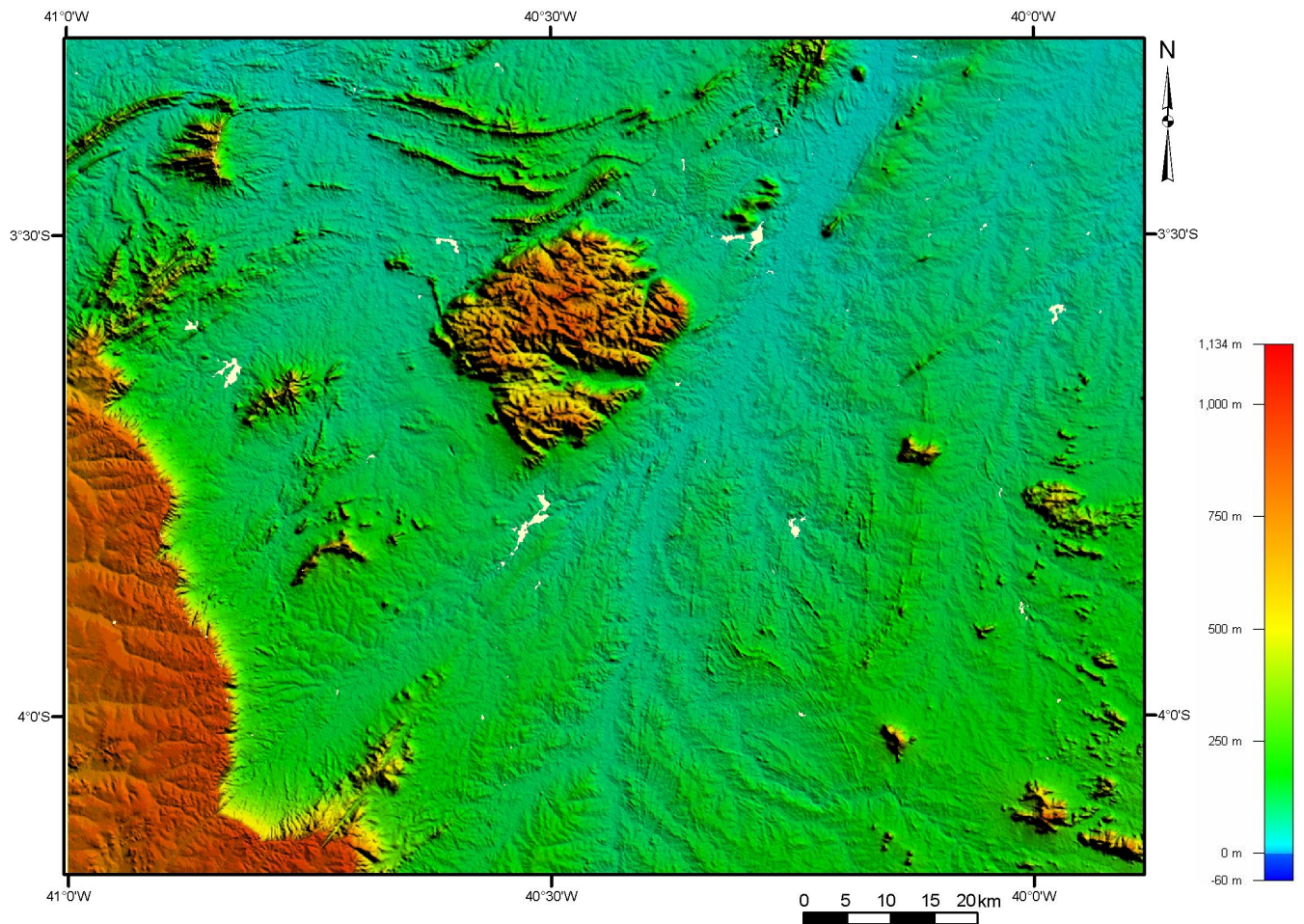


Figura 10- Imagem SRTM da região noroeste do Ceará.

4.4.2 Planaltos Residuais

Ocorrem a leste da Serra da Ibiapaba, truncando vez ou outra a Superfície Sertaneja. São subdivididos em dois subdomínios: um com altitudes superiores a 700m (Serras da Meruoca, Pajé e do Barriga); e um com altitudes menores que variam de 300m a 700m (Serras do Carnutim e da Penanduba). Essa unidade apresenta em geral uma drenagem densa com padrão dendrítico.

4.5 EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA

Segundo Sales & Peulvast (2007) o relevo da margem continental do Ceará representa um vasto anfiteatro de altas terras cristalinas e sedimentares enquadrando superfícies aplainadas com relevos residuais, suavemente inclinadas ao norte em direção ao Atlântico, comportando um conjunto complexo de formas estruturais trabalhadas, e que tal disposição morfoestrutural foi herdada no Cretáceo, talvez até mais antigas, e que os episódios tectônicos e erosivos do Terciário, de pequena intensidade, não foram suficientes para alterar essa herança.

A reativação da Falha Sobral-Pedro II produziu deformações no prolongamento dos grabens paleozóicos de Jaibaras e Ubajara. Essa deformação é registrada pela presença da formação paleozóica Serra Grande no graben de Ubajara. A reativação cretácea do graben de Jaibaras parece ter sido acompanhada e seguida pelo rebaixamento em relação aos relevos vizinhos de um largo corredor no entorno, do qual foi desenvolvida uma superfície de aplainamento com inselbergs, a “Superfície Infrapaleozóica”, da mesma forma que aquela que se desenvolveu no entorno da Bacia Potiguar.

A altitude da Superfície Infrapaleozóica, exumada e destruída ao curso da inversão de relevo da borda da Bacia do Parnaíba para dar lugar à Superfície Sertaneja, indica que essa região sofreu não apenas os movimentos diferenciais associados aos rejeitos, mas também a ação da flexuração marginal a nordeste.

As reativações cretáceas das falhas brasileiras e à erosão consecutiva é o que se pode atribuir a colocação em relevo do granito brasileiro da Meruoca, presente ao longo da falha Sobral/Pedro II.

O relevo atual encontra-se amplamente relacionado com a evolução morfoclimática comandada pelos processos erosivos condicionados pelo clima seco. A fase de desmonte ocorre no período úmido com a atuação de uma morfogênese química imprimindo uma evolução a partir de processos de dissecação. A partir da fase resistática passou a vigorar a evolução comandada pelos processos de pedimentação resultando numa superfície de aplainamento escalonado (Moreira e Gato, 1981).

5 CONTEXTO GEOLOGICO REGIONAL

5.1 PROVINCIA BORBOREMA

A região NW do Ceará está inserida no contexto geológico da Província Borborema, denominação introduzida por Almeida et al. (1977), e aplicado para a parte leste da região nordeste da Plataforma Sul-Americana.

A Província é um retalho de terrenos de diferentes litotipos, separados por falhas e lineamentos importantes. Constitui-se a parte mais ocidental, em território brasileiro, de uma unidade geotectônica bem maior que compreende os crátons Oeste-Africano, Amazônico e São Francisco-Congo, sendo representada na África pelas províncias Oeste-Nigeriana, Leste-Nigeriana, Camarões e possivelmente Touareg. (Almeida et al., 1977). De acordo com Fetter et. al (2003) a Província Borborema foi originada pela colisão dos crátons Amazônico, Oeste Africano e São Francisco Congo, há aproximadamente 600Ma (Figura 11).

Segundo Brito Neves & Van Schmus (2001), esta província cobre uma área de mais de 450.000km², abrangendo os estados do Maranhão, Piauí, Ceará, Alagoas, Sergipe, Paraíba, Pernambuco e Norte da Bahia. É em sua maior parte formada por um embasamento cristalino, apresentando, contudo, importantes seqüências sedimentares de cobertura.

O panorama litoestrutural e tectônico da Província é bem definido. As estruturas e litotipos desenvolveram-se principalmente durante a evolução de dois diferentes ciclos tectônicos com destaque para Orogenia Cariris Velhos, do Mesoproterozóico Superior ao Neoproterozóico Inferior, e a Orogenia Brasileira, do Neoproterozóico Superior. A Província Borborema tem em seu embasamento dados concretos e convincentes da atuação da Orogenia Cariris Velhos, na faixa de 960 Ma. A Orogenia Brasileira herdou *trends* estruturais e crosta retrabalhada, formada durante o início da Orogenia Cariris Velhos (Brito Neves *et. al*, 2000, 2001).

Adicionalmente, no embasamento da Província há outras feições tectônicas em afloramentos nos blocos do embasamento que podem ser atribuídos a estágios importantes de amalgamação continental, durante a orogênese Transamazônica do Paleoproterozóico (colagem), e também eventos tectônicos durante o Arqueano (Brito Neves *et. al* 2001).

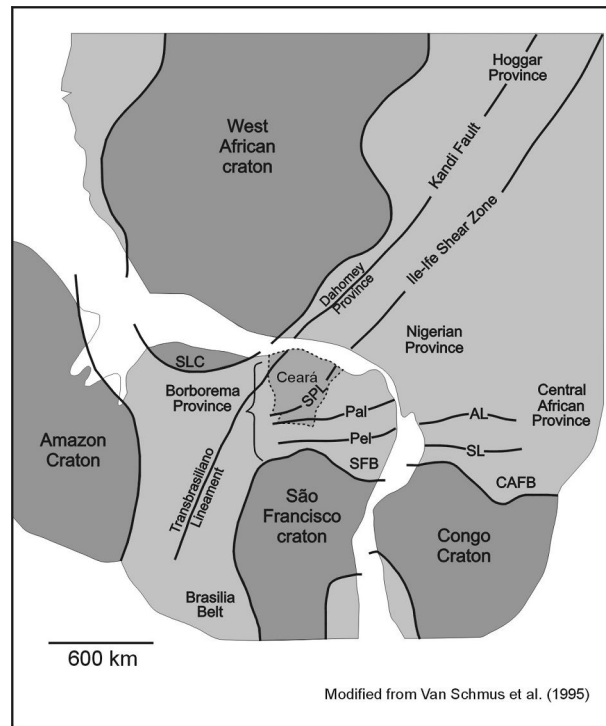


Figura 11 – Mapa esquemático de Gondwana ocidental mostrando as regiões cratônicas (áreas escuras) e os cinturões orogênicos neoproterozóicos (cinza claro). O Estado do Ceará aparece circundado por pontilhados. AL – lineamento Adamaoua; CAFB – Faixa centro africana; PaL – lineamento Patos; SFB – faixa Sergipana; SLC – cráton São Luis; SL – lineamento Sanaga; SPL – Lineamento Senador Pompeu (Fetter et al., 2003).

5.2 DOMÍNIOS LITO-ESTRUTURAIS

A Província Borborema é subdividida em três segmentos tectônicos denominados de Subprovíncia Setentrional, Subprovíncia da Zona Transversal ou Central e Subprovíncia Externa ou Meridional. Esses segmentos são ainda subdivididos em domínios lito-estruturais com base no patrimônio litoestratigráfico, feições estruturais, dados geocronológicos e assinaturas geofísicas (Figura 12). As evidências geológicas existentes favorecem o fato de que esses domínios ou segmentos crustais foram dispostos em sua presente configuração antes do fim do Brasiliano (tectônica extensional, 545 a 500 Ma). Durante o restante do Fanerozóico os limites desses segmentos crustais podem ter sido ligeiramente perturbados, mas não o suficiente para modificar as estruturas prévias dos domínios principais (Brito Neves et. al 2000, 2001; Fetter, 2003).

A Subprovíncia Setentrional é constituída pelos domínios Médio Coreau, Ceará Central e Rio Grande do Norte (Figura 13). Neste trabalho será dada ênfase apenas nos dois primeiros domínios, os quais estão representados na área de trabalho em consideração.

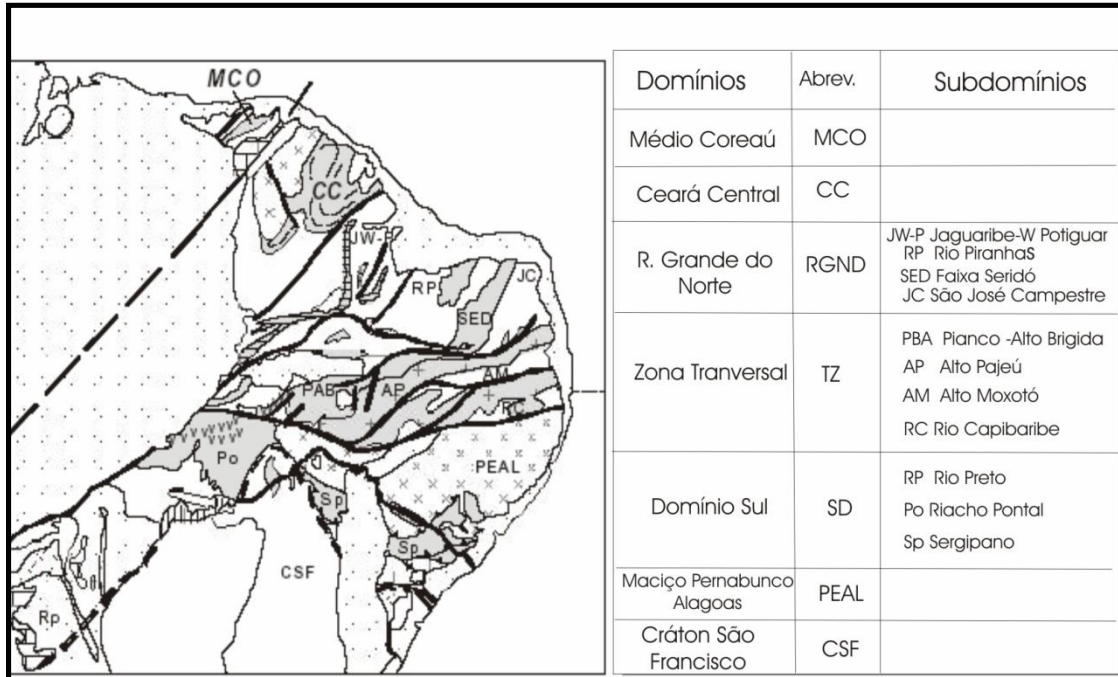


Figura 12- Principais domínios estruturais da Província Borborema (modificado de Brito Neves et al., 2000).

5.1.1 Domínio Médio Coreau (DMC)

O DMC situa-se na parte noroeste do Estado do Ceará e nordeste do Estado do Piauí, entre a margem retrabalhada do Cráton São Luis- Oeste Africano e a Zona de Cisalhamento Sobral–Pedro II (Brito Neves, 2000; 2001).

O DMC consiste de um embasamento composto de rochas metamórficas de alto grau, com idades de 2.35 Ga (pré-transamazônico), segmentos capturados de cinturões vulcano-sedimentares (Grupo Martinópole) e pelíticos carbonáticos (Grupo Ubajara) neoproterozóicos, que podem ser partes separadas do cinturão móvel principal Trans-Sahariano.

Ao longo do Lineamento Transbrasiliano, que o separa do Domínio Ceará Central, ocorre uma série de bacias transtensionais e plútons pós-orogênicos, alguns deste parcial ou totalmente cobertos pelas rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba.

As zonas de cisalhamento representam uma das feições estruturais mais marcantes no DMC. Exibem expressiva linearidade de seus traços em superfície, e se dispõem geralmente segundo direção NE-SW (Nogueira Neto, 2000). Uma megaestrutura de destaque no contexto estrutural desse domínio é o Lineamento Sobral – Pedro II, de direção NE–SW, de caráter transcorrente dextral e idade neoproterozóica.

3.1.2 Domínio Ceará Central (DCC)

O DCC limita-se, ao norte, pela zona de cisalhamento Sobral–Pedro II, que o separa do Domínio Médio Coreaú, e pela Província Costeira; a oeste, pela Província Sedimentar do Parnaíba; a leste e ao sul faz fronteira com a Faixa Orós–Jaguaribe por meio da Zona de Cisalhamento Orós Oeste/Aiuaba.

Esse domínio apresenta em sua cobertura uma sequência de supracrustais composta predominantemente por rochas paraderivadas, metamorfisadas em grau alto e comumente migmatizadas, representadas por quartizitos, mármore e paragnaisses. É também composta por intercalações de metavulcânicas máficas e ácidas (Fetter et al., 1997; Nogueira Neto, 2000).

O conjunto supracrustal é cortado por plútons alcalinos e cálcioalcalinos, gerados durante o Evento Brasileiro (Brito Neves, 2000). Um desses complexos graníticos-migmatíticos, o Maciço de Santa Quitéria, na parte nordeste do domínio, segundo Fetter, (1999) pode tratar-se de um arco magmático continental do Brasileiro.

No embasamento encontra-se sequência do tipo greenstone com metabasaltos toleíticos e komatiíticos, metavulcânicas ácidas com associações de Fe- metachertes e mármore impuros, e ainda lacólitos de metaperidotitos gabróicos. Dentro desse contexto merece destaque o maciço Tróia-Tauá encontrado na faixa central do DCC, que representa terrenos arqueanos, granito-*greenstone* e granito-gnáissico, envolvidos na colagem orogênica paleoproterozóica.

5.3 PANORAMA LITOESTRATIGRAFICO DO NW DO CEARA

5.3.1 Paleoproterozoico

5.3.1.1 Complexo Granja

O Complexo Granja localizado no domínio Médio Coreaú corresponde a unidade mais antiga encontrada no NW do Ceará. Este complexo segundo Santos et al, (1999; 2001) é composto por ortognaisse TTG, gnaisses kinzigíticos, granulíticos, migmatitos e, subordinadamente, quartzitos e anfibolitos. A maior parte das rochas dessa seqüência é classificada como biotita gnaisses e anfibólio gnaisses, apresentando coloração cinza claro a cinza escuro. A deformação nessas rochas nem sempre é intensa, apresentando em alguns locais uma foliação bem incipiente. Corpos anfibolíticos com espessura inferior a 3m ocorrem intercalados concordantemente ao bandamento gnaíssico. As idades disponíveis relacionam-se ao Paleoproterozóico (Sideriano) (Fetter *et al.*,1995) através do método U-Pb em zircões de gnaisses e idades TDM, sendo respectivamente 2,20 e 2,38 Ma.

5.3.1.2 Complexo Ceará

O Complexo ou Grupo Ceará, localizado no Domínio Ceará Central, apresenta dois tipos básicos de associações litológicas: a) seqüências supracrustais essencialmente paraderivadas, principalmente pelíticas e b) associações do tipo TTG eventualmente associadas a supracrustais do tipo *greenstone belt*. (Caby *et al.* 1995).

Cavacante et al (2003) sugeriram uma divisão para o Complexo Ceará, segundo a área geográfica de ocorrência em quatro unidades: Unidade *Canindé*, Unidade Independência, *Unidade Quixeramobim*, *Unidade Ameiroz*.

Os ortognaisses granítico-granodioríticos e migmatitos da Unidade Canindé foram formados e metamorfisados no Paleoproterozóico (idade U-Pb entre 2,15–2,10 Ga; Fetter, 1999) e parecem corresponder à unidade mais inferior do Complexo Ceará. A distribuição das idades-modelo TDM entre 2,4–2,3 Ga, relativas à residência crustal

do material que serviu de fonte para as rochas supracrustais da Unidade Canindé, evidenciam que a colocação dos protólitos desta unidade ocorreu após 2,3 Ga e pode estar relacionada à formação dos primeiros arcos magmáticos do sistema de orógenos do Paleoproterozóico (Brito Neves, 2001).

5.3.1.3- Sequência Vulcânica Saquinho

A seqüência vulcânica Saquinho localizada no Domínio Médio Coreaú é constituída de rochas vulcânicas intermediárias félsicas, incluindo traqui-andesitos, riocacitos, riolitos, brechas e tuffos vulcânicos com fácies miloníticas e cataclásticas (Santos, 1999).

Os dados U-Pb em zircão de um metariolito nesta unidade mostraram uma idade concordante de ± 1785 Ma, interpretada como a idade de cristalização da rocha vulcânica (Santos, 1999). Esta idade corresponde a um evento de fundo extensional de 1.8-1.7 Ga, reconhecido por toda a América do Sul (Brito Neves et al., 1995) que também encontra-se registrado nas seqüências vulcano-sedimentares de Orós e do Jaguaribeano na parte oriental do estado de Ceará (Jardim de Sá et al., 1995).

5.3.2 Neoproterozoico

5.3.2.1 Grupo Martinópole

O Grupo Martinópole situado no domínio Médio Coreau é subdividido em quatro formações: *Goiabeira*, *São Joaquim*, *Covão* e *Santa Terezinha*. Estas formações são sugestivas de uma sedimentação de ambiente de baixa energia.

As quatro formações do Grupo Martinópole foram submetidas a graus variados de metamorfismo e deformação durante a Orogênese Brasileira. Isto é demonstrado pelas assembléias e pelas estruturas minerais diferentes em cada uma (Santos *et al.* 2004).

Fetter *et al.* (2003) sugeriram que o Grupo Martinópole pode representar uma bacia frente arco que se formou durante o crescimento no Neoproterozoico Inferior do

complexo continental do Arco de Santa Quitéria, situado ao sudeste no domínio Ceará Central.

5.3.2.2 Grupo Ubajara

O Grupo Ubajara é uma seqüência vulcano-sedimentar plataformar, constituído por sedimentos clastopelíticos (formações Trapiá e Caiçaras), com uma importante fácies carbonática (Formação Frecheirinha), a qual é superposta por uma recorrência clastopelítica (Formação Coreaú), toda a seqüência sendo interpretada como de ambiente flúvio-marinho.

A *Formação Caiçaras* é composta essencialmente por ardósias roxas a vermelha, extremamente foliada, podendo em algumas partes gradar até metasiltito amarelado. A *Formação Trápia* é composta basicamente por metarenitos arroxeados com tonalidades esverdeada; metasiltitos subordinados e raras lentes de conglomerados. A *Formação Frecheirinha* é tipicamente transgressiva, sendo composta por metacalcários cinza escuro a azulados, com intercalações de calcários impuros e lentes de conglomerados intraformacionais na sua base. A *Formação Coreaú* é composta por arenitos arcoseanos de cor creme amarelados, avermelhados, e roxos, bem silicificados e com intercalações centimétricas siltíco-argilosas avermelhadas. (Hackspacher et al, 1998; Gorayeb et al, 1988; Santos, 1999; Santos, 1999; Brito Neves, 2001).

O Grupo Ubajara desenvolveu um metamorfismo de idade em torno de 610 Ma pelo método Rb-Sr (Novais, op. Cit), que originou minerais de muito baixo grau metamórfico que foram desenvolvidos em um mesmo evento deformativo, dividido em três fases distintas e seqüenciadas. A sua deformação foi completada durante o Evento Brasileiro.

5.3.2.3 Complexo Tamboril-Santa Quitéria

Segundo Fetter et al, (1999) o Complexo Tamboril-Santa Quitéria compreende um complexo de plutons, migamatitos e granitóides, cobrindo algo em torno de 40.000

km², e está localizado no domínio Ceará Central. Esse complexo é dito como Neoproterozoico de acordo com as idades modelo Sm-Nd e U-Pb apresentada por Fetter et al (2003) e onde foram distinguidos quatro tipos principais de granitóides: 1) Diorítico a granodiorítico (rochas com elevado teor de Mg e K) sendo as rochas dominantes granodioritos cinzentos que são freqüentemente megaporfirítico; 2) O segundo tipo consiste em granitóides cor de rosa a cinzentos, evoluídos, contendo enclaves centimétricos a decimétrico de gnaisses e anfibolitos dioríticos, estas rochas são ricas em quartzo e são granodioríticas a graníticas na composição; 3) o terceiro grupo de granitóides compreende granodioritos a monzogranitos megaporfirítico cinzentos fracamente deformados, com quantidades variáveis de enclaves dioríticos. Este grupo é o mais abundante de todas as associações ígneas; e 4) Granitóides com elevado teor de K equigranular megaporfirítico e subordinadamente monzogranitos. Mineralogicamente compreende plutons cálcio-alcálicos.

5.3.3 Neoproterozóico/Paleozóico

5.3.3.1 Grupo Jaibaras

O Grupo Jaibaras é uma seqüência de metaconglomerados polimiticos intercalados a metarenitos e metasiltitos. Segundo Gorayeb et al, (1988) o Grupo Jaibaras é subdividido em duas formações: a) A *Formação Massapé*: constituída por paraconglomerados brechóides polimícticos/polimodais, com matações de mais de 1 m de diâmetro, sobretudo possuindo a composição das seqüências do embasamento como o Complexo Granja; b) A *Formação Pacujá*: formada por arenitos finos/médios a argilosos, grauvacas, além de arenitos conglomeráticos arcoseanos.

O ambiente deposicional do Grupo Jaibaras compreende um sistema de cones aluviais, com canais e planícies fluviais associados e sua deposição se deu em um clima seco. A sua área de ocorrência está intimamente relacionado com o lineamento Transbrasiliano em um contexto de bacia “*pull apart*” (Gorayeb et al. 1988).

Várias propostas tem sido apresentada para o empilhamento estratigráfico das unidades que compõe o chamado Graben Jaibaras, como os encontrados em

Hackspacher et al. (1988); Gorayeb et al. (1988), Torquato e Nogueira Neto (1996); Oliveira (1999). Recentemente a Formação Aprazível e colocada no Grupo Jaibaras em trabalhos de Torquato e Nogueira Neto (1996) e Oliveira (1999) .

A Formação Aprazível guarda grandes similaridades em relação à Formação Massapê, sobretudo em termos de ambientes sedimentares e controle tectônico. É constituída de ortonglomerados polimiticos de aspecto brechóide, compostos por seixos de tamanhos variados, angulosos e levemente imbricados. Os seixos são principalmente de fragmentos líticos, incluindo metarenitos, metacalcários, filitos, quartzitos, xistos, vulcânicas e granitos. Estão envoltos em matriz arenosa, mal selecionada, granulação variando de média a grossa, constituída de quartzo, feldspato e fragmentos líticos. Em adição, pedaços oriundos dos plutons e da Suite Parapuí, autoriza a inclusão dessa unidade como estratigraficamente a mais nova na coluna do Graben Jaibaras (Gorayeb et al. 1988; Oliveira, 2001).

5.3.3.2 Suíte Parapuí

A Suíte Parapuí consiste de três grupos de rochas: uma sucessão de derrames de basaltos, leitos restritos de riolitos e sucessivos depósitos piroclásticos e epiclásticos, que se acham interpostos aos sedimentos imaturos do Grupo Jaibaras (Gorayeb *et al.* 1988; Nascimento & Gorayeb 2004). Esta suíte magmática instalou-se sob um regime vulcânico intenso durante a tectônica extensional que originou a Bacia do Jaibaras (Graben) em seu estado de rífte; ou seja, consistiu em um magmatismo intracontinental explosivo e efusivo sobreposto a um substrato paleoproterozóico (Nascimento & Gorayeb, 2004).

5.3.3.3 Granito Meruoca

O Granito Meruoca é um batólito de forma quadrada que compreende uma área de cerca 400km². Seus contatos são marcados principalmente por zonas fraturadas e falhadas, e em alguns lugares se desenvolvem auréolas de metamorfismo de contato. Apresenta xenólitos de dimensões variadas de metaconglomerados e metarenitos

parcialmente assimilados. Estas rochas, nas bordas do granito, estão completamente modificadas em seus aspectos texturais e mineralógicos (Gorayeb *et al.* 1988).

Três fácies petrográficas são reconhecidas no Granito Meruoca: faialita-ortoclásio granito; biotita-hornblenda-ortoclásio granito e microgranitos. A primeira é constituída por uma rocha de coloração cinza com tons esverdeados, leucocrática, granulação grossa, composta essencialmente de ortoclásio pertítico. O segundo tipo difere pela cor marrom típica, pela presença de biotita e hornblenda, constituindo a fácies predominante. A última fácies observada, representa fácies de resfriamento e corpos tardios (diques, pequenos corpos) cortando outras fácies. São rochas de coloração branca a cinza claro, por vezes levemente rosadas, leucocráticas, granulação média e em alguns casos levemente porfíricas. Mineralogicamente diferem muito dos anteriores e em geral o mineral máfico predominante é a biotita (Brito Neves *et al.*, 2000).

5.3.4 Paleozóico

5.3.4.1 Grupo Serra Grande

O registro Paleozóico está ligado à presença do Grupo Serra Grande da Bacia do Parnaíba. Caputo (1984) dividiu o grupo em três formações: Formação Ipu, Formação Tianguá e Formação Jaicós. A idade de formação do Grupo Serra Grande segundo o autor aludido com base em acritarcas aponta para o Neo-Ordoviciano e Eo-Siluriano. A Formação Ipu é constituída principalmente de arenitos hialinos, médios a grossos, sendo considerada de origem fluvial anastomosada. A Formação Tianguá contém folhelhos cinza, siltito e arenito muito micáceo de ambiente nerítico. A Formação Jaicós inclui arenitos médios a grossos e eventuais pelitos, sendo proposto um sistema fluvial entrelaçado, para sua deposição. De um modo bem genérico, o ambiente desta Formação Jaicós é glacial baseado em tilitos na sua porção inferior, marinho, nerítico a intranerítico e, continental na sua porção superior.

No entorno da cidade de Santana do Acaraú as proximidades da área de trabalho tem-se a ocorrência de um grande corpo siliciclástico delimitado por grandes

falhas de *trend* NE de cinemática transcorrente dextral. Trata-se de rochas areníticas de textura média a grossa, além de conglomerados, que ocorrem dispostas na direção NE-SW, sendo correlacionadas a Formação Ipú (Galvão, 2002 apud Carvalho, 2003).

5.3.5 Recente

5.3.51 Coberturas Cenozóicas

As coberturas cenozóicas mapeadas na folha são os aluviões e coluviões. Os aluviões formam grandes depósitos ao longo principalmente dos rios Acaraú, Jaibaras, Groairas e Pajé. Sendo constituídos por cascalhos e areias de granulometria variando de fina a grossa. Nas regiões de várzeas pode se acumular material siltico-argiloso.

Os depósitos coluvionares formam coberturas formadas por blocos, matacoes, seixos e material detrítico de granulometria menor, que ocorrem nas encostas dos morros, morrotes e colinas, principalmente dos granitos Meruoca e serra do Barriga.

Tabela 02- Unidades Estratigraficas da Região NW do Ceará.

ERA	PERÍODO	IDADE	DOMÍNIOS		
			MÉDIO COREAÚ	CEARÁ CENTRAL	
CENOZÓICO	QUATERNÁRIO	RECENTE			DEPÓSITOS SEDIMENTARES
PALEOZÓICO	SILURIANO	410 a 435 Ma	Formação Aprazível		Grupo Serra Grande
			Suíte Meruoca		
	ORDOVICIANO	500 Ma	Suíte Parapuí	Grupo Jaibaras	
	CAMBRIANO	500 a 540 Ma			
NEOPROTEROZÓICO	NEOPROTEROZÓICO	540 a 650 Ma			Complexo Tamboril-Sta. Quitéria
	CRIOGENIANO	650 - 800 Ma	Grupo Ubajara	Formação Frecheirinha	
				Formação Caiçaras	
				Formação Trapiá	
Formação Coreaú					
	700 - 850 Ma	Grupo Martinópole			
PALEOPROTEROZÓICO	ESTATERIANO	1.6 - 8 Ga	Unidade Vulcânico Saquinho		
	RIOCINIANO	2.2 a 2.3 Ga			Complexo Ceará
	SIDERIANO	2.3 a 2.6 Ga	Complexo Granja		

6 INTEGRACAO E REINTERPRETACÃO DE DADOS GEOLÓGICOS PRÉ-EXISTENTES.

O banco de dados geológicos digitais da região de Sobral desenvolvido por Santos (2006) a partir das informações extraídas dos relatórios e mapas geológicos resgatados da disciplina Estágio de Campo II em formato analógico e digital foi utilizado neste trabalho, principalmente para que fossem inseridas novas informações geológicas de campo obtidas no intervalo desde a sua elaboração até a finalização dessa dissertação. As informações inseridas neste banco de dados são relacionadas principalmente às áreas onde existiam lacunas de mapeamento geológico.

A seguir são apresentados os procedimentos efetuados por Santos (op cit.) na elaboração do banco de dados, com novas informações e modificações efetuadas neste trabalho.

6.1- CATALOGAÇÃO DE ACERVO TÉCNICO

Aquisição e catalogação do acervo técnico pré-existente, incluindo os relatórios da disciplina Estágio de Campo II (Tabela 03), neste caso com ênfase naqueles realizados na região de Sobral e os mapas geológicos, estruturais, de amostragem e de drenagem que estavam anexados a estes relatórios (Tabela 08). Foram também catalogados os relatórios de IC, monografias, dissertações e teses realizadas pelo IG/UFGA na região NW do Ceará (Tabelas 04, 05, 06 e 07).

Os materiais referentes à região Noroeste do Ceará foram resgatados em dois momentos. Um no início do trabalho com a coleta de materiais, que se encontravam com os docentes que participaram dos trabalhos de campo nesta região. O outro momento ocorreu quando se teve acesso à chave da “litoteca”, onde se encontrava a maior parte do acervo.

Tabela 03- Relatórios resgatados dos Estágios de Campo II executados na região de Sobral.

Estágio de Campo	Quantidade	Sub-área
Cariré (1989)	4	II,VI,VII, VIII
Groáiras (1992)	11	I,II,III,IV,V,VI,VII,VIII,IX,X, XI
Massapê (1994)	5	I,II,IV,V,VI
Forquilha (1995)	4	I,II,V,VI
Cariré II (2005)	5	I, II, III, IV, V, VI, VI
Sobral (2006)	8	I, II, III, IV, V, VI, VII, VIII
Massapê-Sobral (2007)	7	I, II, III, IV, V, VI, VII
Serra do Barriga (2007)	6	I, II, III, IV, V, VI

Tabela 04- Trabalhos de IC executados na região NW do Ceará.

Ano	Título Iniciação Científica	Autor/orientador
1988	Petrografia e geocronologia Rb-Sr dos diques ácidos de Aroeiras-CE.	Stelio Soares Tavares Junior./ Paulo Sergio de Sousa Gorayeb
1992	Geologia e petrografia do Granito do Pajé-Ceará.	Claudomiro de Melo Soares/ Paulo Sergio de Sousa Gorayeb
1994	Estudo petrológico do metamorfismo de contato nas rochas encaixantes do Granito Mucambo-Ceará.	Claudio Rodrigues Coimbra/ Paulo Sergio de Sousa Gorayeb
2005	Integração em 1: 100.000 dos mapas geológicos gerados pelas atividades acadêmicas do Centro de Geociências na região NW do Ceará.	Márcia Valadares dos Santos/Francisco de Assis Matos de Abreu.
2005	Nota Explicativa da Geotravessa Chaval-Santa Quitéria; NW do Ceará.	Thais Cristina de Castro Oliveira/Francisco de Assis Matos de Abreu
2006	Confecção de Mapa Geológico da Folha Sobral – SA. 24-Y-D-IV, na escala 1: 100 000, região NW do Ceará com tecnologia SIG	Adriana Araújo Castro/Francisco de Assis Matos de Abreu.

Tabela 05- TCC's executados na região NW do Ceará.

Ano	Título de Trabalho de Conclusão de Curso	Autor/orientador
1988	Diques ácidos da região de Aroeiras-CE.	Stelio Soares Tavares Junior./ Paulo Sergio de Sousa Gorayeb
1992	Geologia e petrografia do Granito do Pajé-Ceará.	Claudio de Melo Soares/ Paulo Sergio de Sousa Gorayeb
1994	Estudo petrológico do metamorfismo de contato nas rochas encaixantes do Granito Mucambo-Ceará.	Cláudio Rodrigues Coimbra/ Paulo Sergio de Sousa Gorayeb
1994	Geologia e petrografia do Granito Mucambo-CE.	José Erimar Bezerra Soares/ Paulo Sergio de Sousa Gorayeb
1995	Estudo petrográfico e metamorfismo das rochas de alto grau de Jaibaras e Cariré-CE.	Felipe Nobre Reis/ Paulo Sergio de Sousa Gorayeb
1996	Caracterização petrográfica das rochas vulcânicas das regiões de Parapui, Massapê e Arariús-CE.	Rosemary da Silva Nascimento/ Paulo Sergio de Sousa Gorayeb
1998	Integração de mapas geológicos e reintegração de aspectos geológicos da região de Itapipocane do Ceará.	Edney Smith de Moraes/ Francisco de Assis Matos de Abreu
2006	Cartografia geológica digital da Folha Sobral, NW do Ceará.	Márcia Valadares dos Santos/Francisco de Assis Matos de Abreu.

Tabela 07- Dissertações de mestrado executadas na região NW do Ceará

Ano	Título de dissertação de Mestrado	Autor/orientador
1993	Caracterização litoquímica e geocronologia Rb-Sr de rochas granitóides e ortognaisses da região de Santa Quitéria-Sobral, NW do Ceará.	Stelio Soares Tavares Junior/ Jean Michel Lafon
1996	Estudos geológicos da Faixa de Alto Grau de Cariré-NW do estado do Ceará.	Marco Aurélio Araujo Ferreira/Francisco de Assis Matos de Abreu
1996	Estudo tectono-sedimentar da Bacia de Jaibaras, na região entre as cidades de Pacujá e Jaibaras, NW do Ceará.	Marcos Luis do Espírito Santo Quadros/ Francisco de Assis Matos de Abreu
2000	Caracterização Petrográfica, Mineralógica e Litoquímica das rochas vulcânicas do Graben Jaibaras-CE.	Rosemery da Silva Nascimento/Paulo de Souza Gorayeb

Tabela 06- Teses de doutorado executadas na região NW do Ceará

Ano	Título de Tese de Doutorado	Autor/orientador
1990	Evolução Geotectônica de Pré-Cambriano da Região Meio-Norte do Brasil e sua correlação com a África Ocidental	Francisco de Assis Matos de Abreu/Yociteru Hasui
1989	Uma Nova abordagem para interpretação de Anomalias Gravimétricas Regionais e Residuais Aplicada ao Estudo da Organização Crustal-Exemplo da Região Norte do Piauí e Noroeste do Ceará.	Jacira Felipe Beltrão / João Batista Corrêa da Silva

Tabela 09- Estágios de Campo II realizados na região de Sobral.

Estágios de Campo II	Mapa Geológico		Mapa de Amostragem Subáreas	Mapa de drenagem Subáreas	Mapa Estrutural Subáreas
	Subáreas	Integrado			
Cariré (1989)	VI, VII, VIII	1	VI, VIII		
Groaíras (1992)	I, III, IV, V, VI, VII, VIII, IX, X, XI		I, III, IV, V, VI, VII, VIII, IX, X, XI	IV, V, VI, IX, X, XI	III, IV, V, VI, VIII, X, IX
Forquilha (1994)	I, II, III, IV, V, VI		I, II, III, IV, V, VI		
Massapé (1995)	I, IV, V, VI	1	I, IV, VI	I, II, IV, V, VI	I, IV, V, VI
Cariré II (2005)	I, II, III, IV, V, VI, VII	1	I, II, III, IV, V, VI, VII	I, II, III, IV, V, VI, VII	I, II, III, IV, V, VI, VII
Sobral (2006)	I, II, III, IV, V, VI, VII, VIII	1	I, II, III, IV, V, VI, VII, VIII	I, II, III, IV, V, VI, VII, VIII	I, II, III, IV, V, VI, VII, VIII
Massapé-Sobral (2007)	I, II, III, IV, V, VI, VII	1	I, II, III, IV, V, VI, VII	I, II, III, IV, V, VI, VII	I, II, III, IV, V, VI, VII
Serra da Barriga (2007)	I, II, III, IV, V, VI	1	I, II, III, IV, V, VI	I, II, III, IV, V, VI	I, II, III, IV, V, VI

Após a catalogação deste acervo foi possível definir a área total recoberta pelos mapeamentos geológicos realizados pela Faculdade de Geologia, no IG-UFGA, no NW do Ceará (Figura 14).

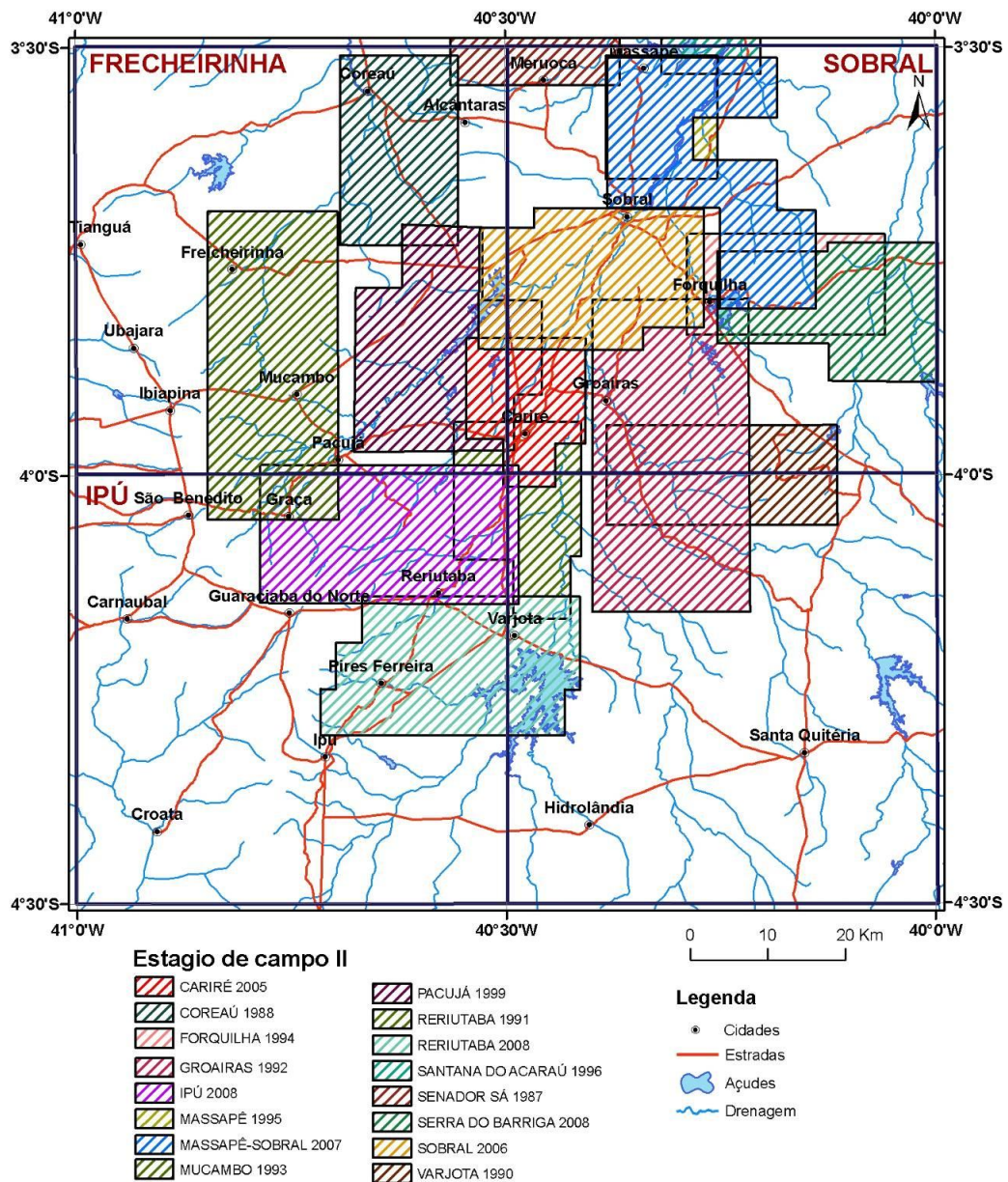


Figura 14 – Área recoberta pelos mapas geológicos dos Estágios de Campo II.

6.2 BANCO DE DADOS EM MEIO DIGITAL

As informações extraídas dos relatórios, dissertações e teses foram utilizadas para a confecção de um banco de dados no “Microsoft Access” (Figura 15), que disponibiliza ferramentas para acesso e manejo de banco de dados, onde é possível fazer consultas às informações obtidas anteriormente e que permite também a colocação de novas informações adquiridas durante as viagens de campo, bem como fotos de lâminas e de afloramentos;

O banco de dados digital da região de Sobral contém informações acerca da localização dos pontos de afloramento, litotipos, estruturas e fotos. Quando existentes fichas de descrição petrográfica foram também colocadas em meio digital.

CÓD	LAT	LONG	PONTOS	TIPO	LITOLÓGIC	FOTOS
814	335505	9564396	ECA-III-12	Ponto Descrito	Muscovita Gnaisse	
815	335528	9564226	ECA-III-13	Ponto Descrito	Muscovita Gnaisse	
816	335476	9564160	ECA-III-14	Ponto Descrito	Muscovita Gnaisse	
817	335472	9564070	ECA-III-15	Ponto Descrito	Granada Gnaisse	
818	335380	9563823	ECA-III-16	Ponto Amostrado	Muscovita Gnaisse	
819	334298	9564457	ECA-III-17	Ponto Descrito	Muscovita-anfibólio Gnaisse	
820	333911	9564683	ECA-III-18	Ponto Descrito	Muscovita-anfibólio Gnaisse	
821	333668	9564646	ECA-III-19	Ponto Amostrado	Muscovita-anfibólio Gnaisse	
822	333175	9565118	ECA-III-20	Ponto Amostrado	Muscovita-anfibólio Gnaisse	
823	333128	9565235	ECA-III-21	Ponto Descrito	Muscovita-anfibólio Gnaisse	
824	332233	9566043	ECA-III-22	Ponto Controle	Ponto Controle	
825	331781	9566344	ECA-III-23	Ponto Controle	Ponto Controle	
826	329676	9566885	ECA-III-24	Ponto Controle	Ponto Controle	
827	329872	9566819	ECA-III-25	Ponto Laminado	Quartzo-Diorito	
828	330222	9566560	ECA-III-26	Ponto Descrito	Muscovita-anfibólio-Biotita Gnaisse	
829	331267	9566621	ECA-III-27	Ponto Laminado	anfibólio-Biotita Gnaisse	
830	332268	9566043	ECA-III-28	Ponto Descrito	Biotita-Clorita Gnaisse	
831	324586	9567439	ECA-III-29	Ponto Descrito	Arcóseo	
832	325781	9566670	ECA-III-30	Ponto Controle	Arcóseo	
833	325218	9566715	ECA-III-31	Ponto Controle	Ponto Controle	
834	324081	9568060	ECA-III-32	Ponto Controle	Ponto Controle	
835	324586	9567439	ECA-III-33	Ponto Amostrado	Biotita Gnaisse	
836	324876	9567127	ECA-III-34	Ponto Descrito	Ponto Controle	
837	325834	9566012	ECA-III-35	Ponto Controle	Ponto Controle	
838	325725	9565901	ECA-III-36	Ponto Descrito	Anfibólio Gnaisse	
839	326209	9566287	ECA-III-37	Ponto Controle	Ponto Controle	
840	326603	9566610	ECA-III-38	Ponto Controle	Granada Gnaisse	
841	327789	9566711	ECA-III-39	Ponto Amostrado	Biotita-anfibólio Gnaisse	
842	328654	9567062	ECA-III-40	Ponto Descrito	Anfibólio Gnaisse	
843	328946	9567041	ECA-III-41	Ponto Descrito	Anfibólio Gnaisse	
844	334138	9566726	ECA-III-42	Ponto Descrito	Anfibólio Gnaisse	
845	334230	9566726	ECA-III-43	Ponto Laminado	Ponto Controle	

Figura 15- Estruturação do banco de dados confeccionados no programa Microsoft Access.

6.3 VETORIZAÇÃO DA BASE PLANIALTIMETRICA

A base planialtimétrica IBGE/SUDENE na escala de 1: 100.000, da Folha Sobral (Figura 16) disponibilizada para download no site do IPECE (<http://www.ipece.ce.gov.br/>), foi georreferenciada em coordenadas UTM e datum WGS 84. Em seguida teve suas informações vetorizadas (*shapefile*) no ArcGis 9.1. A base planialtimétrica no formato analógico foi utilizada para identificação de feições não tão nítidas no formato digital.

Os vetores tais como rodovias, estradas, drenagem, açudes, entre outros, foram repassados para a imagem recortada do mosaico Geocover 2000, da região de Sobral, onde sofreram uma nova edição vetorial, ou seja, mudança na posição desses objetos ou acréscimos de mais elementos (Figuras 16,17 e 18).

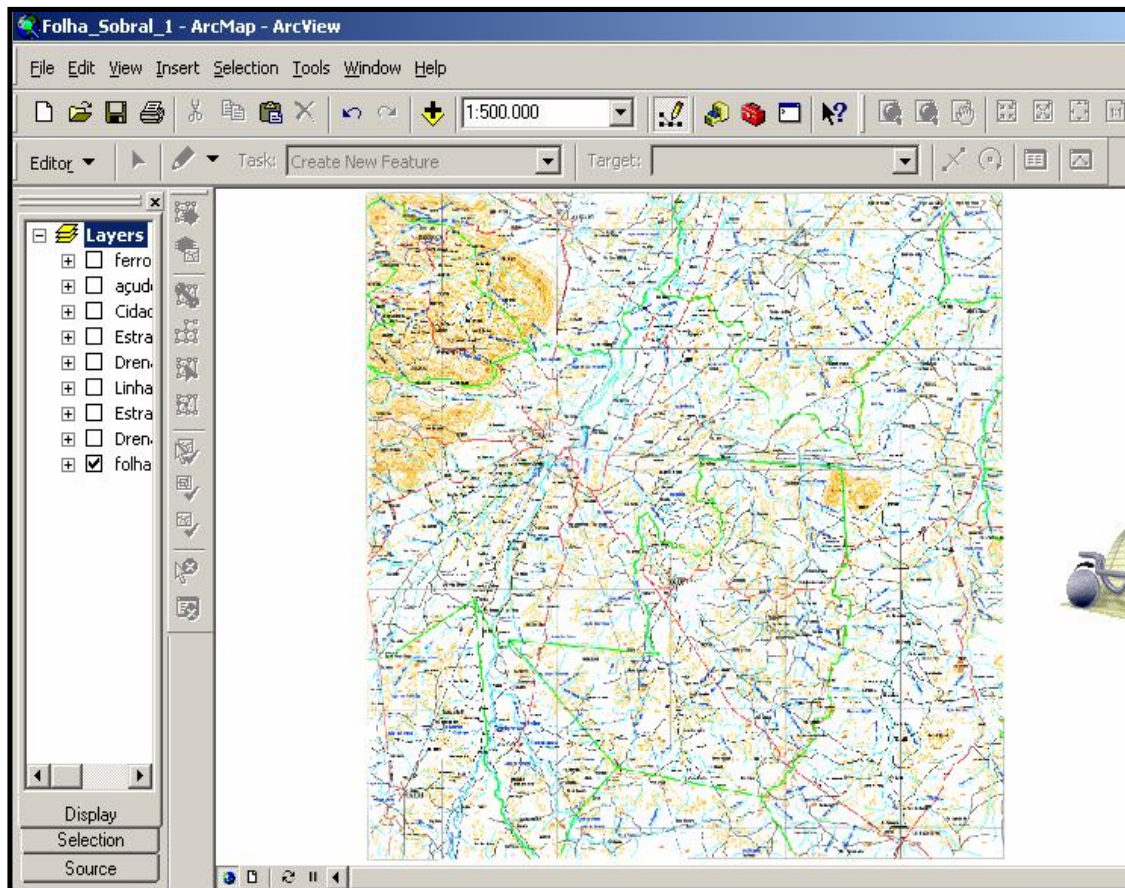


Figura 16- Folha Sobral, Base Planialtimétrica inserida em ambiente digital.

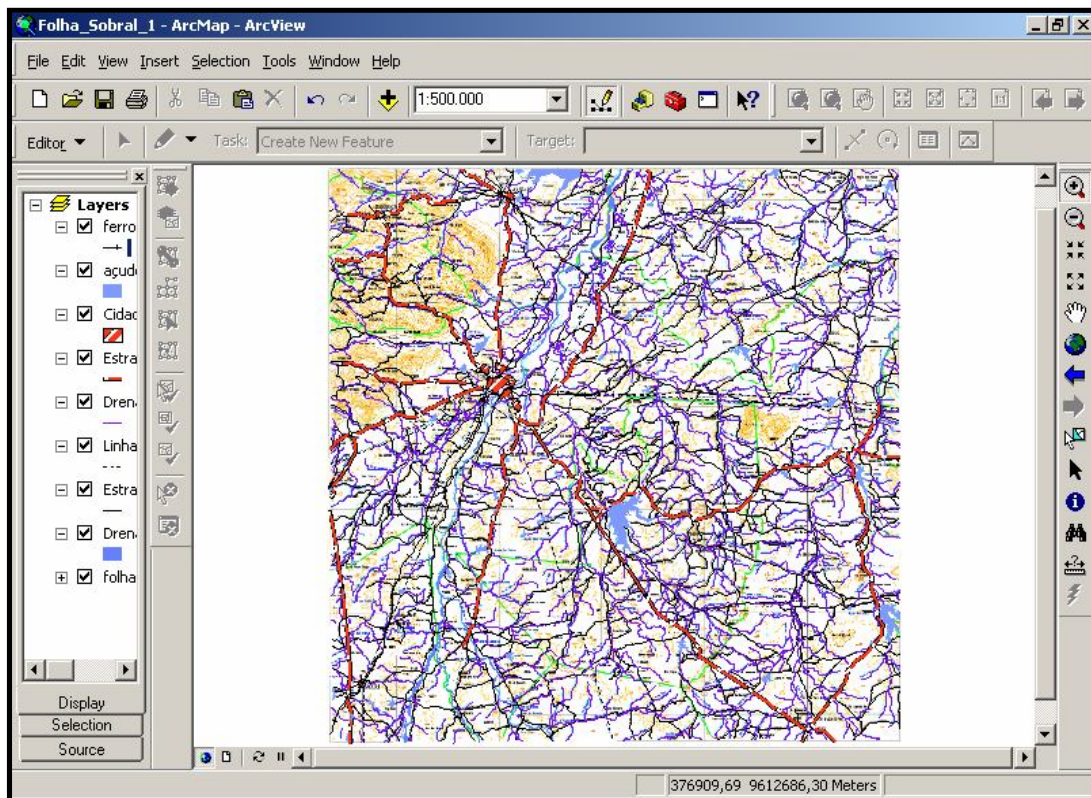


Figura 17- Folha Sobral, Base Planialtimétrica com informação vetorial.

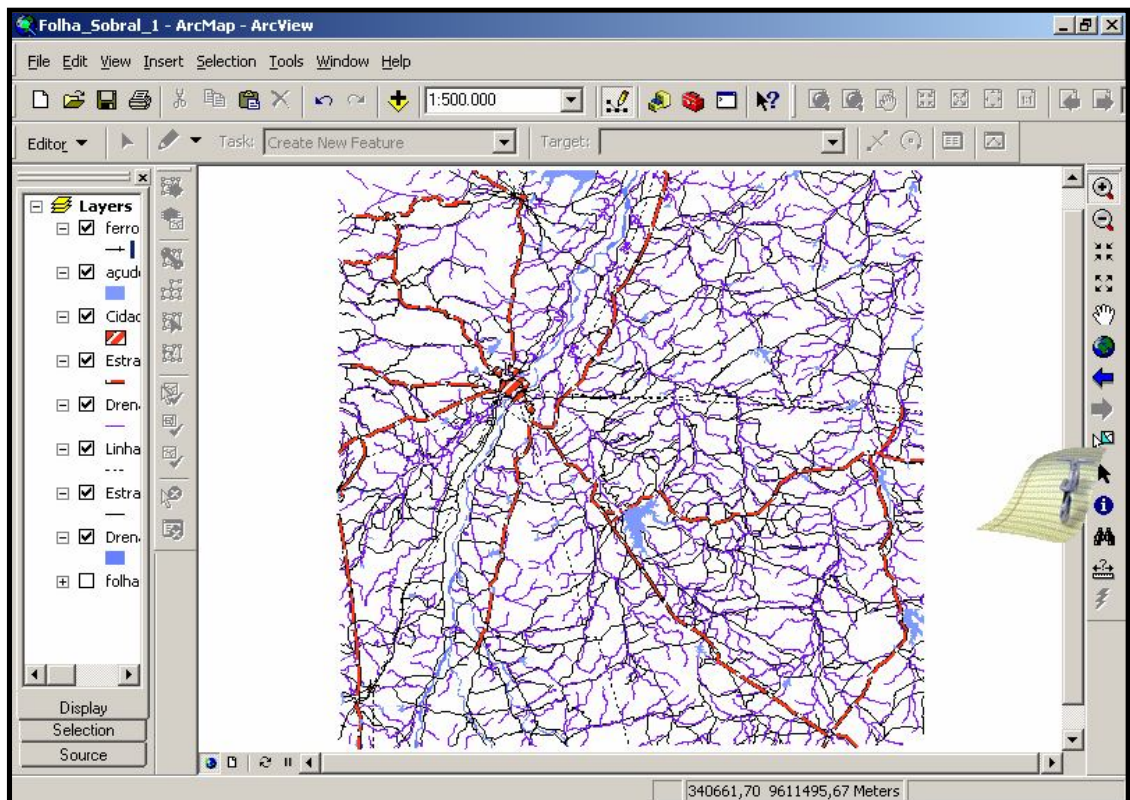


Figura 18 – Folha Sobral, Vetores da Base Planialtimétrica.

6.4 DIGITALIZAÇÕES DOS MAPAS GEOLÓGICOS PRÉ-EXISTENTES

Os mapas na escala 1: 25.000 e 1: 50.000 analógicos foram digitalizados, inicialmente com a utilização de mesa digitalizadora manual, e o programa *AutoCad 2000*. Por motivo de agilização do trabalho e uma melhor definição de detalhes dos mapas, foi preferível utilizar *scanners* de rolo e *scanners* de mesa. Em seguida os mapas já no formato digital foram inseridos no programa *Arcgis 9.2*, onde foram georreferenciados, e em seguida tiveram suas informações vetorizadas.

O processo de transformação das informações geológicas presentes nos mapas geológicos em vetores de formato shapefile foi realizado sobre a base planialtimétrica da Folha Sobral digital também vetorizada, a fim de compatibilizar as informações para a escala de 1: 100. 000 (Figuras 19 e 20).

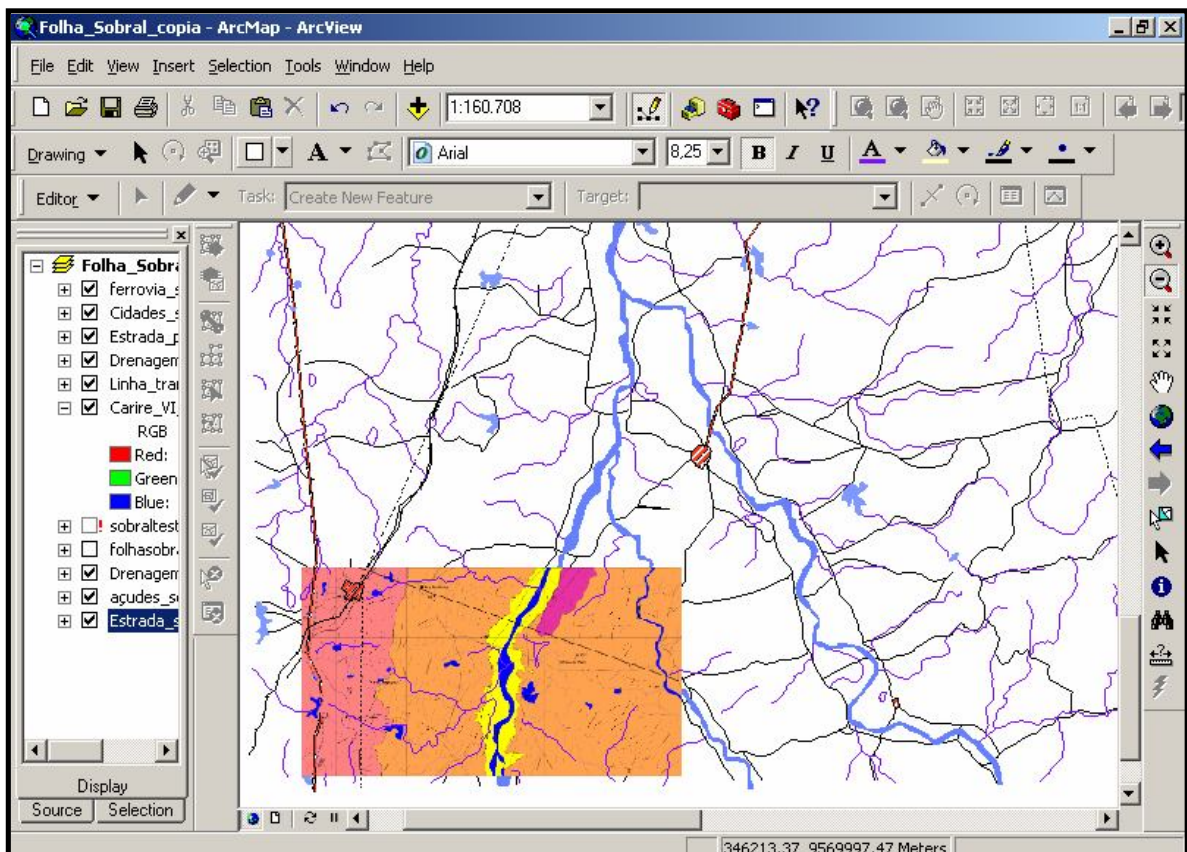


Figura 19- Mapa Geológico 1: 25 000 (Estágio Cariré/Subárea VI) repassado para meio digital, ajustados aos vetores da folha Sobral.

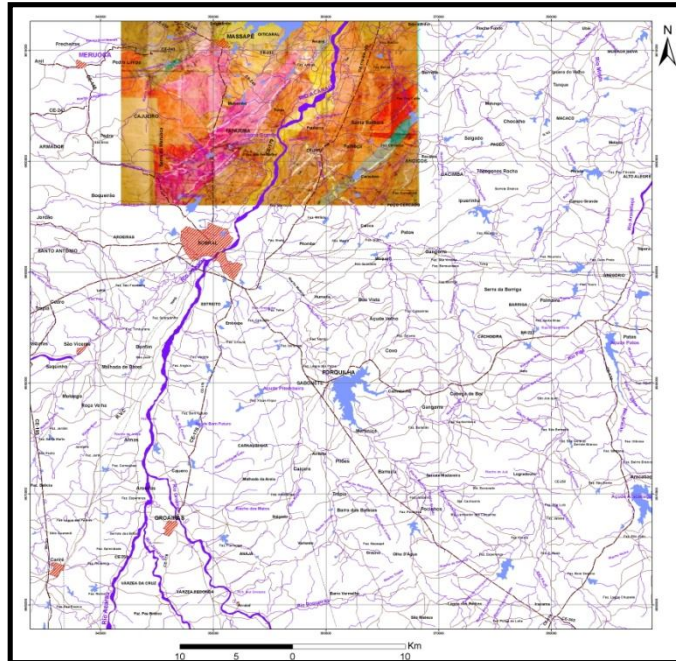


Figura 20- Mapa Geológico 1: 25 000 (Estágio Massapê) repassado para meio digital, ajustados aos vetores da folha Sobral.

Depois da vetorização e compatibilização dos mapas geológicos para a escala de 1: 100 000 foram utilizadas as imagens do Mosaico Geocover e SRTM para melhor definição e caracterização dos contatos geológicos traçados, pois havia áreas que não tinham sido recobertas pelos mapeamentos geológicos (Figura 21).

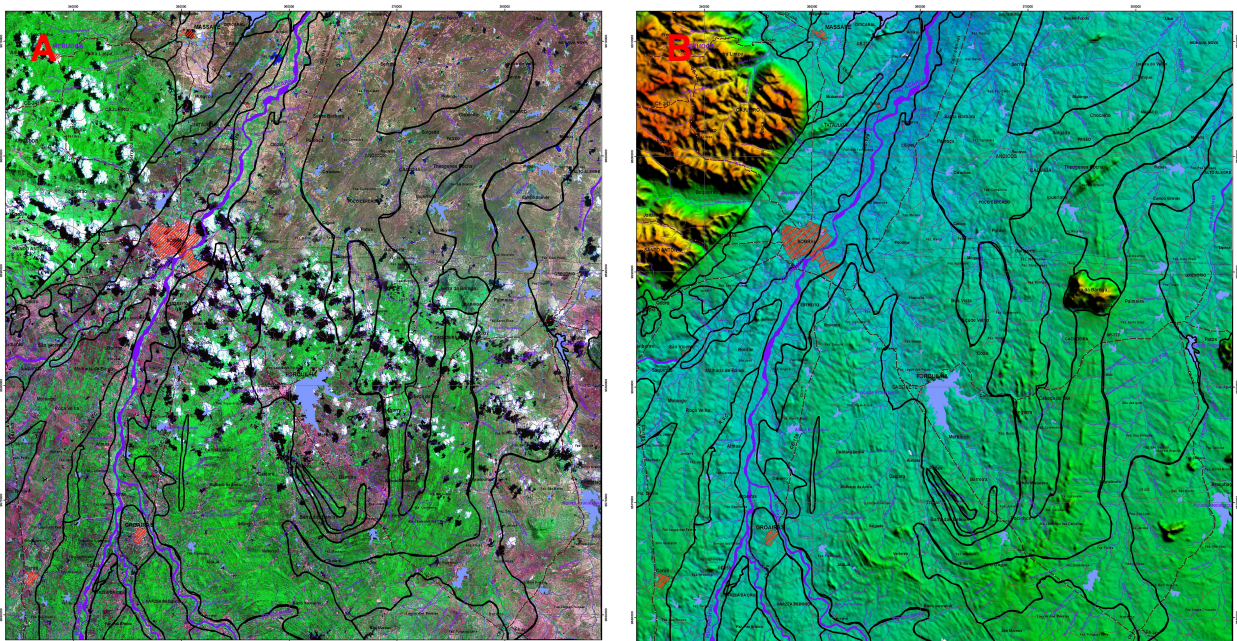


Figura 21 – Destaque dos contatos geológicos nas imagens do mosaico Geocover (A) e SRTM (B).

6.5 LEVANTAMENTOS DE CAMPO

Para elaboração do mapa de unidades geológicas, elaborados a partir de imagens de sensores e aoregeofísicas, foram feitos levantamentos de campo das áreas não mapeadas, assim como uma nova verificação naquelas áreas já mapeadas.

Nesses trabalhos de campo, foram construídas seções geológicas contínuas, de preferência transversalmente à estruturação da área abordada, numa relação dialética de fortalecimento dos trabalhos de campo e de laboratório.

6.6 ESTRUTURAÇÃO DO SIG

O banco de dados geológicos dos trabalhos realizados na região de Sobral foi complementado com as informações adquiridas nos levantamentos de campo. Em seguida, algumas informações, tais como a descrição dos litotipos correspondente as unidades geológicas, as datações geocronológicas, as indicações sobre o metamorfismo e as estruturas foram repassados para o SIG da Folha Sobral confeccionado no ArcGis 9.0.

As informações de planimetria da Folha Sobral também estão em SIG e contém: a) rede de drenagens, com nome dos principais rios e riachos, e tipo de drenagem e a qual bacia hidrográfica pertence (Figura 22); b) rede de transportes (malha viária, ferroviária), com nome das principais rodovias federais e estaduais; e c) os pontos relativos aos afloramentos estudados nos estágios de Campo II realizados na região de Sobral (Figura 23).

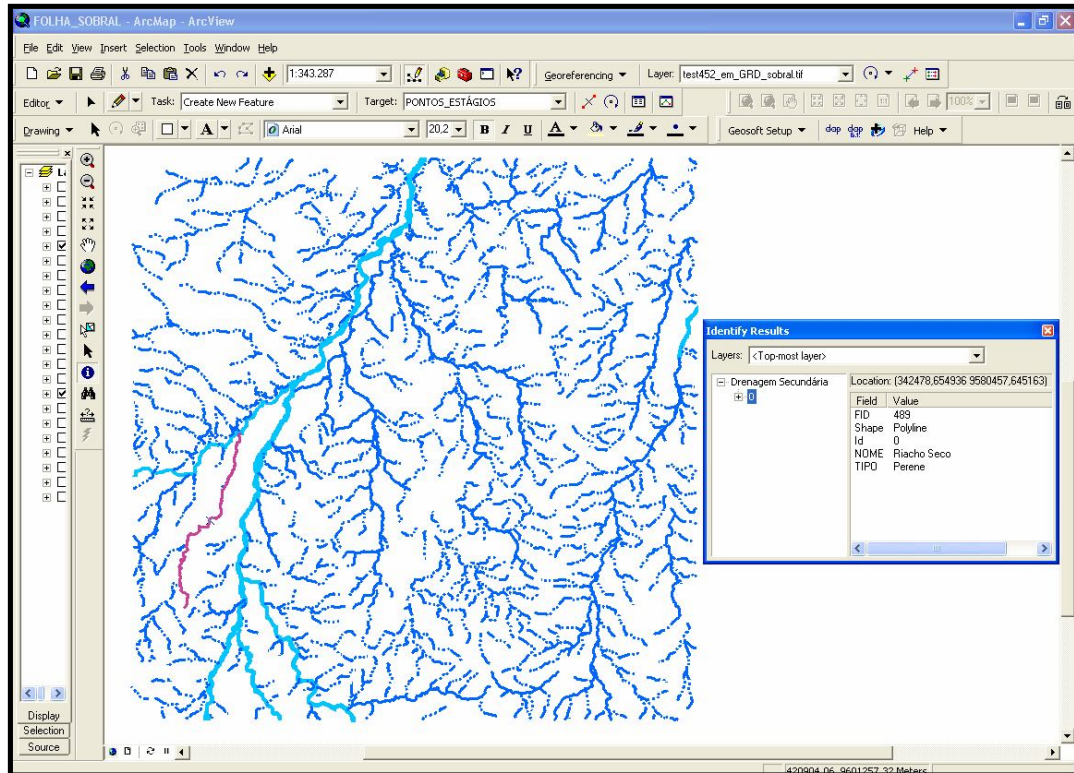


Figura 22- Rede de Drenagem da Folha Sobral.

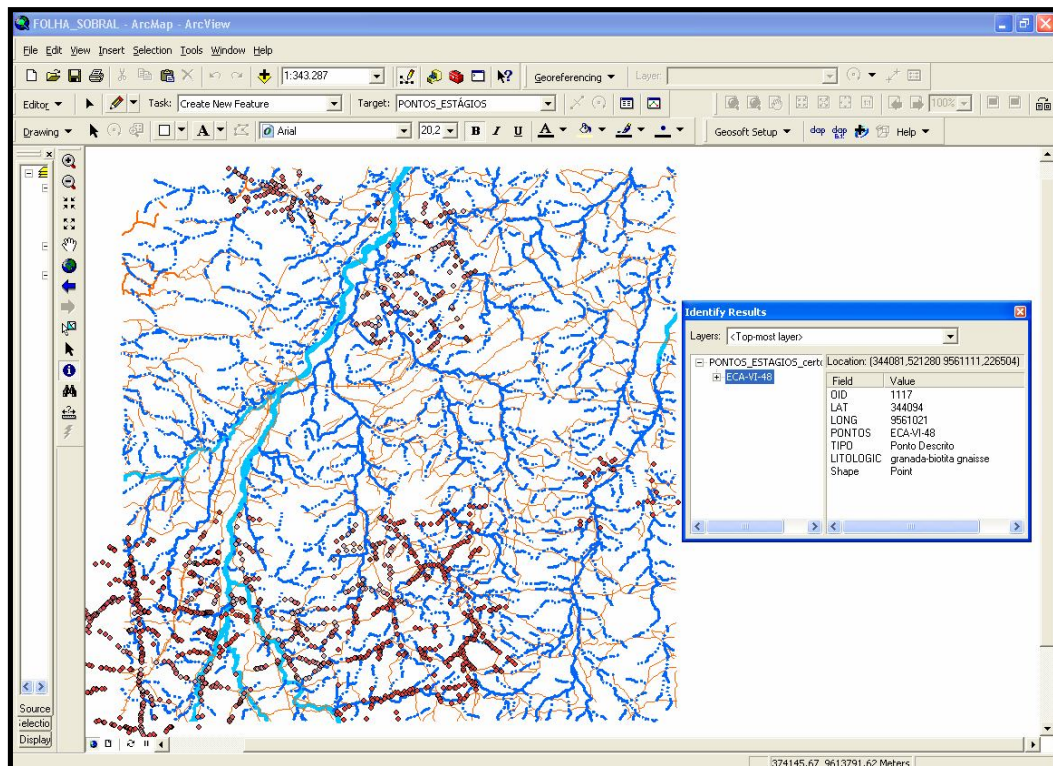
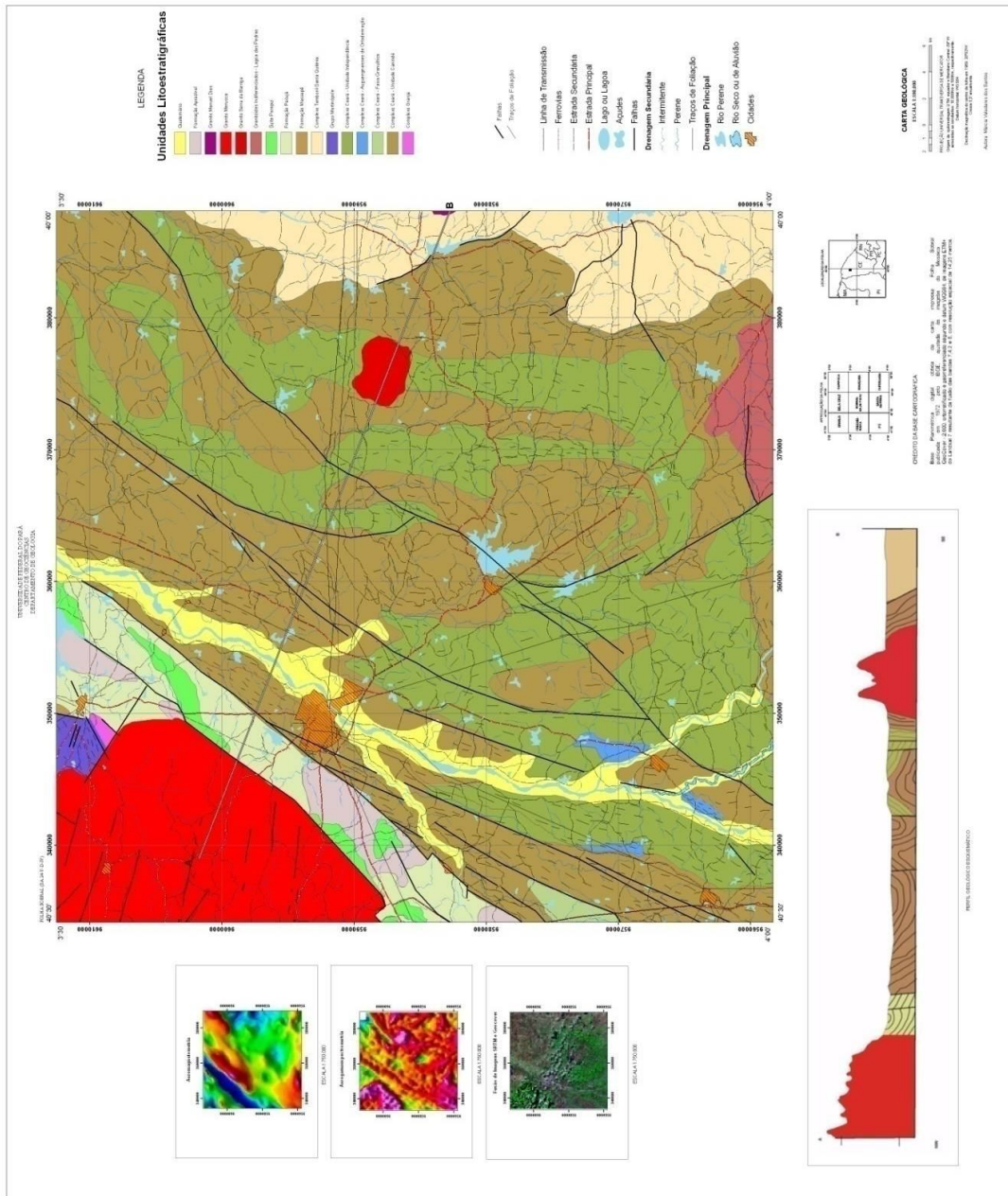


Figura 23- Pontos de afloramento do Estagio de Campo II, com localização geográfica, tipologia e litotipo.

6.7 RESULTADO

Da integração de informações geológicas pré-existentis resultou um mapa geológico preliminar, integrado, vetorizado, organizado e georreferenciado com simbologia própria (Figura 24). Que posteriormente sofreu nova edição, com a integração das informações extraídas das imagens de sensores e aerogeofísica.



7 PROCESSAMENTO DOS DADOS AEROGEOFÍSICOS

As atividades de processamento e interpretação dos dados aereofísicos (magnéticos e radiométricos) foram realizados a partir das informações do Projeto Rio Acaraú levantadas em 1974, e cedidos pela CPRM (Figura 25). Estes procedimentos foram efetuados com a finalidade de contribuir para a melhor caracterização do arcabouço estrutural e dos litotipos presentes na região de Sobral. Para o tratamento desses dados foi utilizado o software OASIS Montaj™.

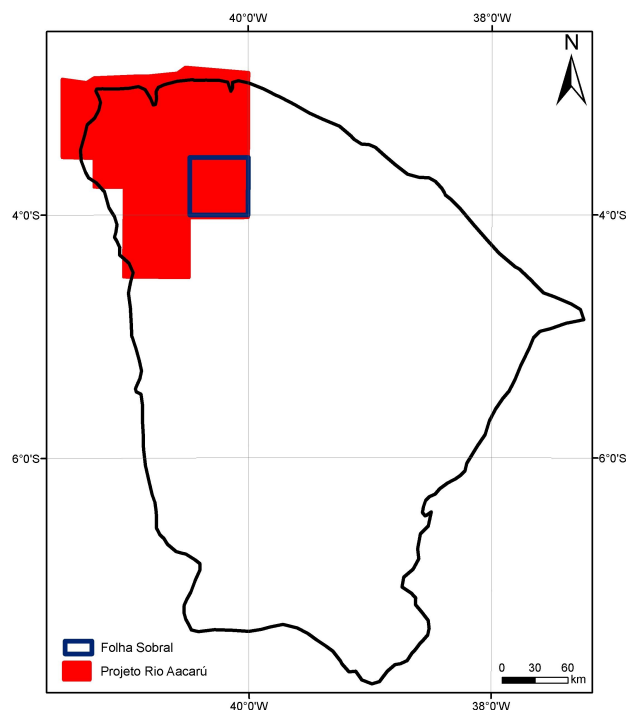


Figura 25- Localização do Projeto Aerogeofísico Rio Acaraú

7.1 DADOS AEROMAGNETOMÉTRICOS

No processamento dos dados aeromagnetométricos foram realizados vários testes, com a finalidade de se obter produtos que pudessem ser interpretados de forma satisfatória. Os detalhes destes procedimentos serão descritos a seguir.

7.1.1 Pré-processamento

Nesta etapa foi criada a base de dados a ser manipulada durante todo o trabalho de processamento. Foram feitos os testes de consistência dos dados, com a análise dos perfis e utilização da técnica de perfis rebatidos (Figura 26) e o método da quarta derivada (Figura 27) a fim de identificar problemas nas linhas de vôo e do tipo “efeito pepita” ou “picos”.

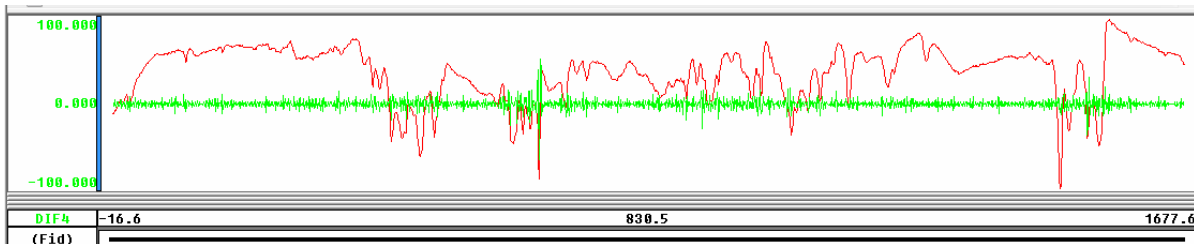


Figura 26- Perfil do campo magnético anômalo para método da quarta derivada.

Após esses procedimentos os dados foram interpolados em uma malha regular (grid), com espaçamento de célula de 250 m (1/4 do espaçamento da linha de vôo), por dois métodos: Curvatura Mínima e Splines Bi-Cúbicos. Sendo que utilizando a Curvatura Mínima obtiveram-se resultados mais satisfatórios (Figura 28)

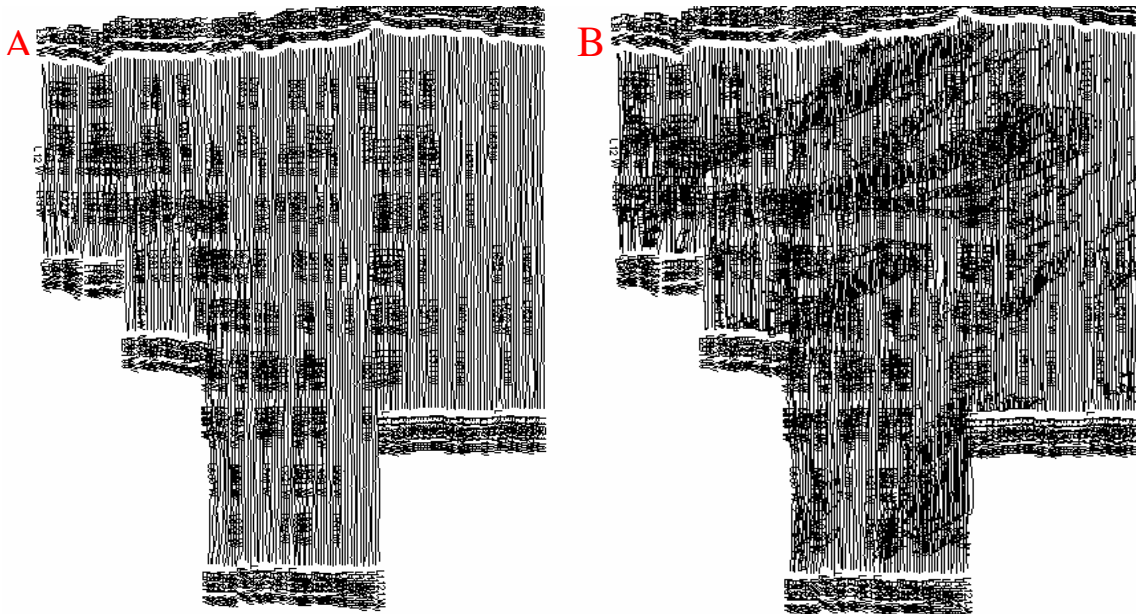


Figura 27- A) Mapa de Linhas de vôo; B) Perfil Rebatido.

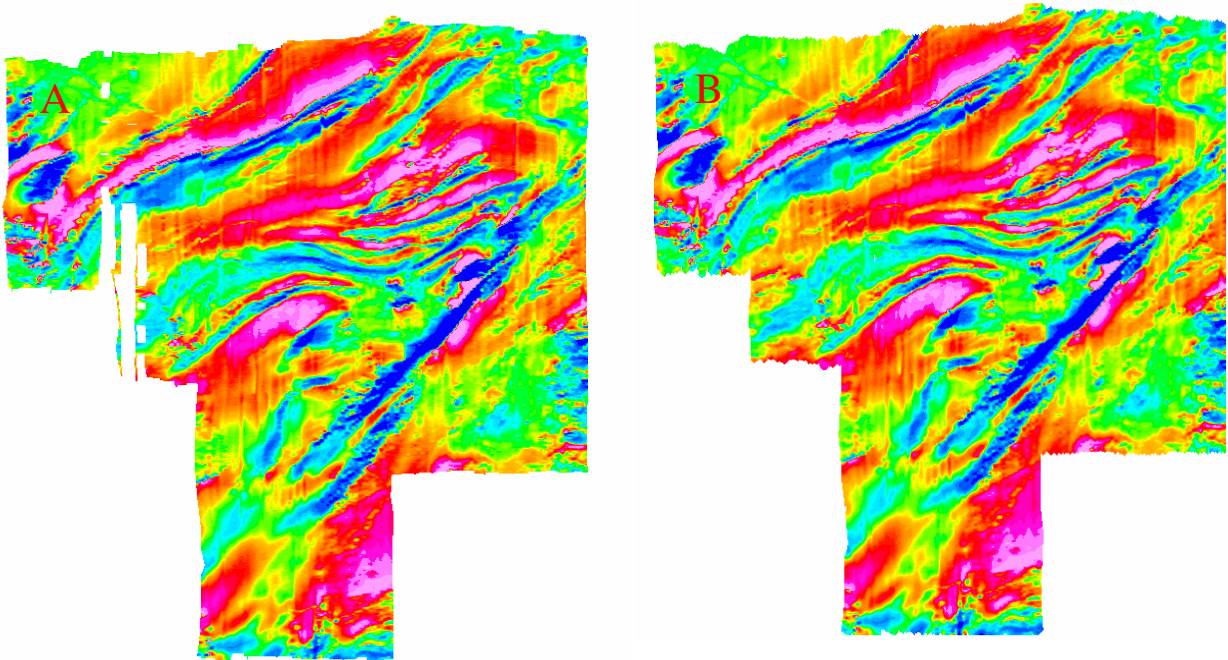


Figura 28- A) Metodo Splines Bi-Cúbicos; B) Metodo Curvatura Mínima.

Para minimizar as tendências na direção das linhas de vôo (N-S) foi aplicado o método do micronivelamento (Figura 29) de acordo com a rotina desenvolvida por Blum (1999), com base no que foi proposto por Minty (1991). Visualmente foram notadas algumas diferenças depois do micronivelamento, principalmente na porção NW do projeto.

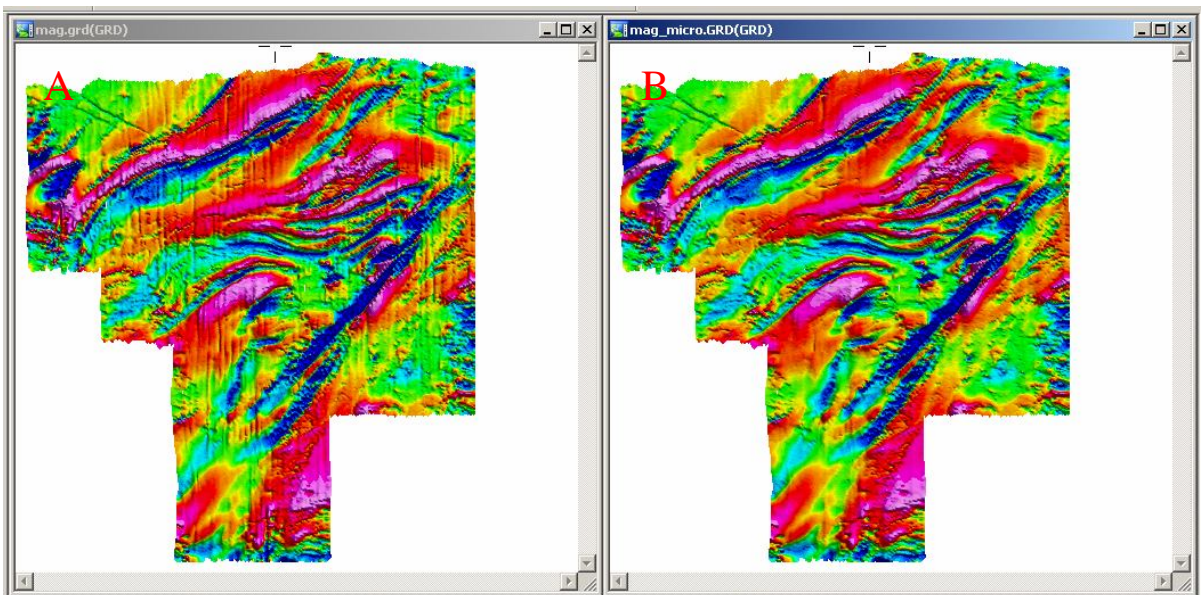


Figura 29- A) Antes do micronivelamento; B) depois do micronivelamento

7.1.2 Processamento

Nesta etapa foi feita a determinação e análise do espectro de potência e a aplicação de filtros para gerar mapas transformados do campo magnético anômalo. Essas transformações ocorrem no domínio de Fourier, através da utilização da transformada rápida de Fourier. Os produtos obtidos neste processamento serão mostrados a seguir.

7.1.3 Produtos Magnetométricos

Com a finalidade de aperfeiçoar os trabalhos de melhor caracterização geológica, foi gerado o espectro de potência ponderado da área de trabalho, o qual mostra a frequência de Nyquist a 0,5 ciclos por Km, com a localização das fontes magnéticas infracrustais e supracrustais, também é possível ser observada neste espectro.

No caso do espectro de potencia da área de trabalho (Figura 30) é possível observar que as fontes mais profundas encontram-se a 5000m de profundidade e as mais rasas a 200m de profundidade da altura, correspondente a altura do vôo.

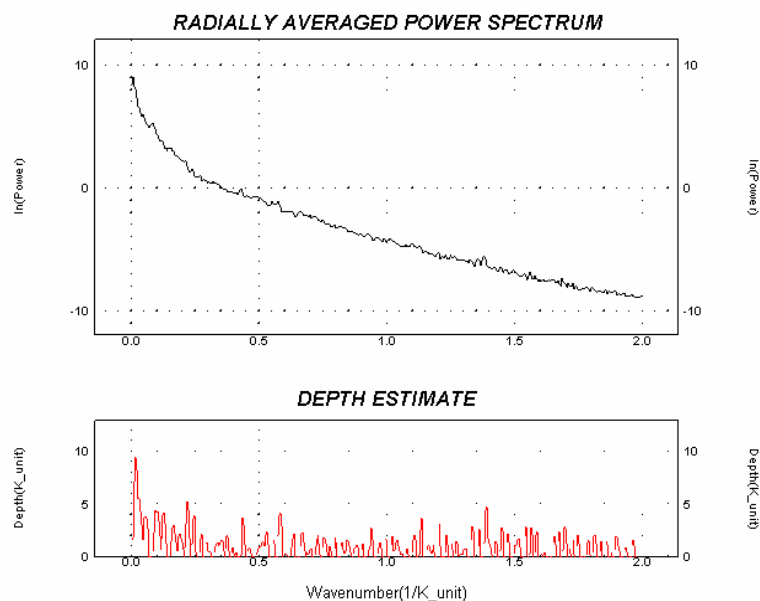


Figura 30- Espectro de Potência da área de trabalho.

A imagem do campo magnético anômalo (Figura 31) teve como finalidade a análise dos sinais que compunham o relevo do campo magnético anômalo. Assim pode-se demarcar padrões que individualizassem unidades com comportamento distintos.

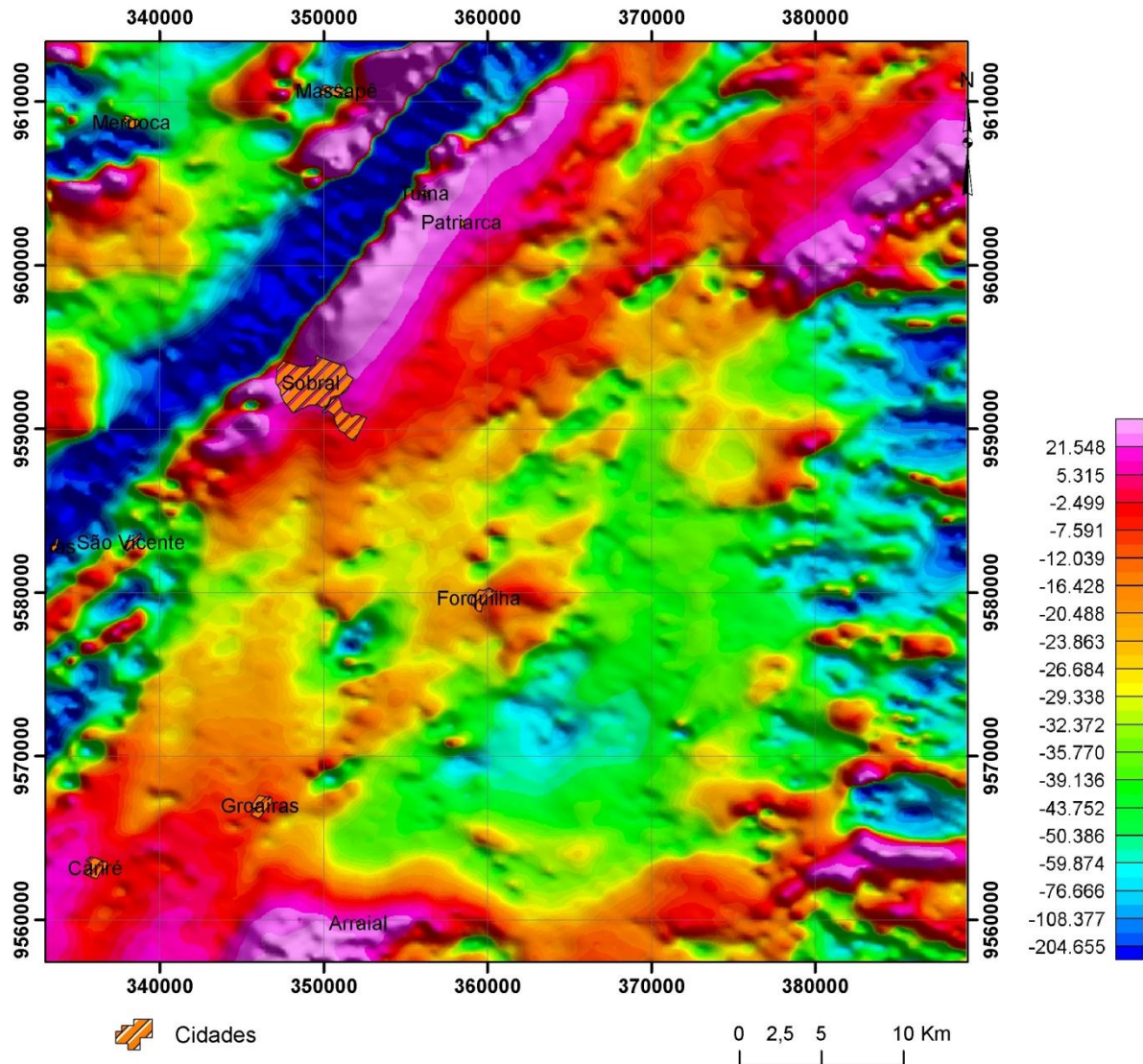


Figura 31- Imagem do campo magnético anômalo da região de Sobral.

As imagens das derivadas horizontais (x,y) tem como principal finalidade a discriminação de feições estruturais. Assim como a imagem da derivada vertical (dz) busca o realce das estruturas (Figuras 32, 33 e 34).

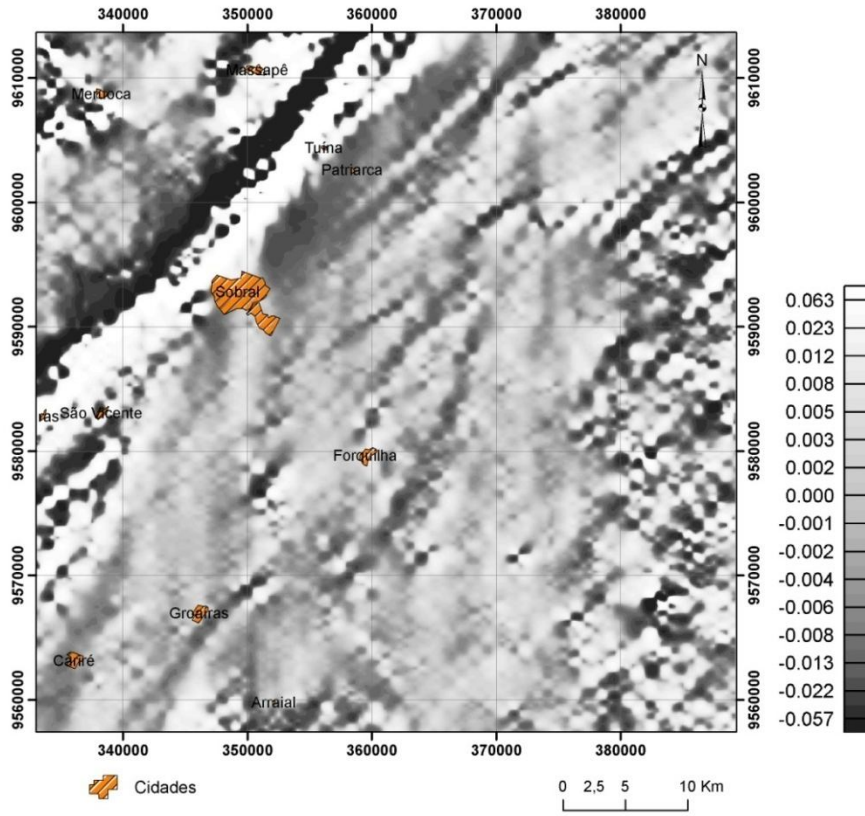


Figura 32- Mapa da derivada horizontal (X).

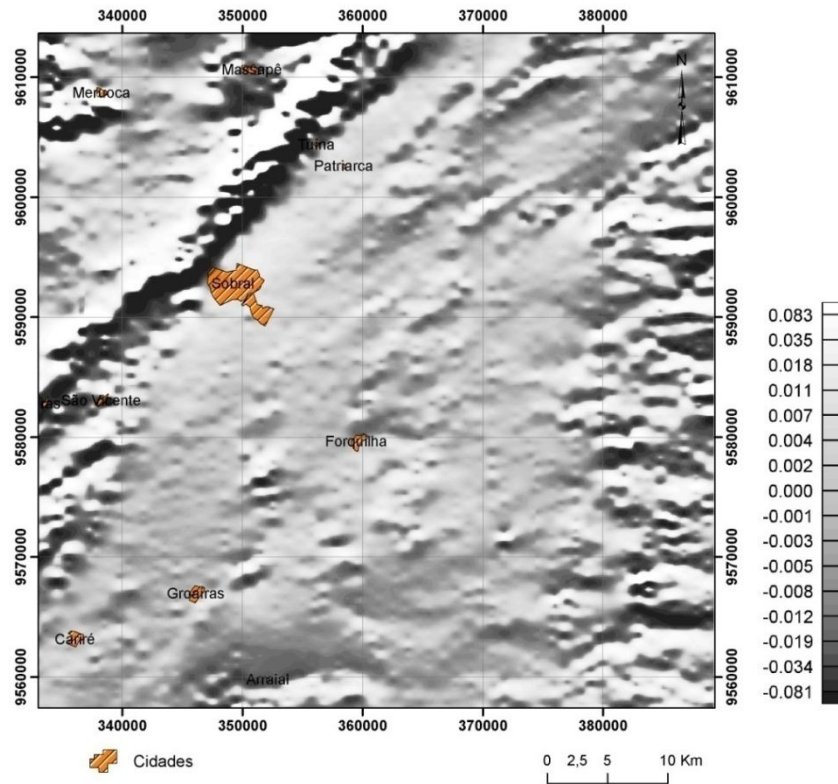


Figura 33- Mapa da Derivada Horizontal (Y).

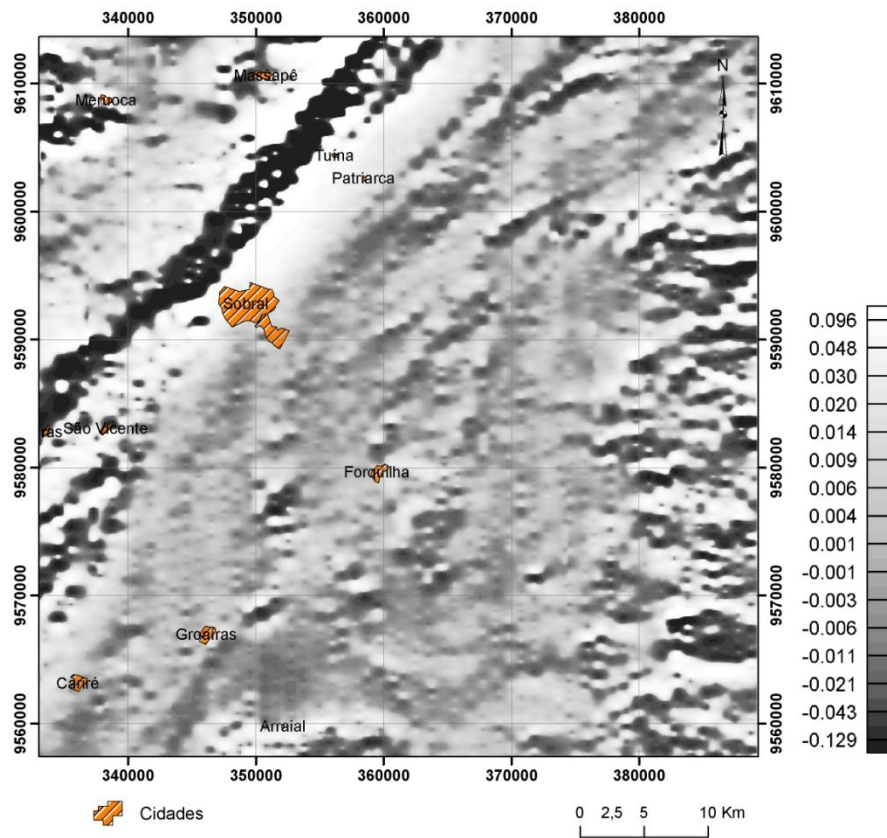


Figura 34- Mapa da Derivada Vertical (Z).

Com a finalidade de ressaltar as estruturas magnéticas rasas foi elaborada a imagem de Amplitude do Gradiente Horizontal Total (AGHT) (Figura 35). A imagem de amplitude do sinal analítico (ASA) também resalta as estruturas magnéticas, assim como o de amplitude do sinal analítico (ISA) (Figura 36 e 37).

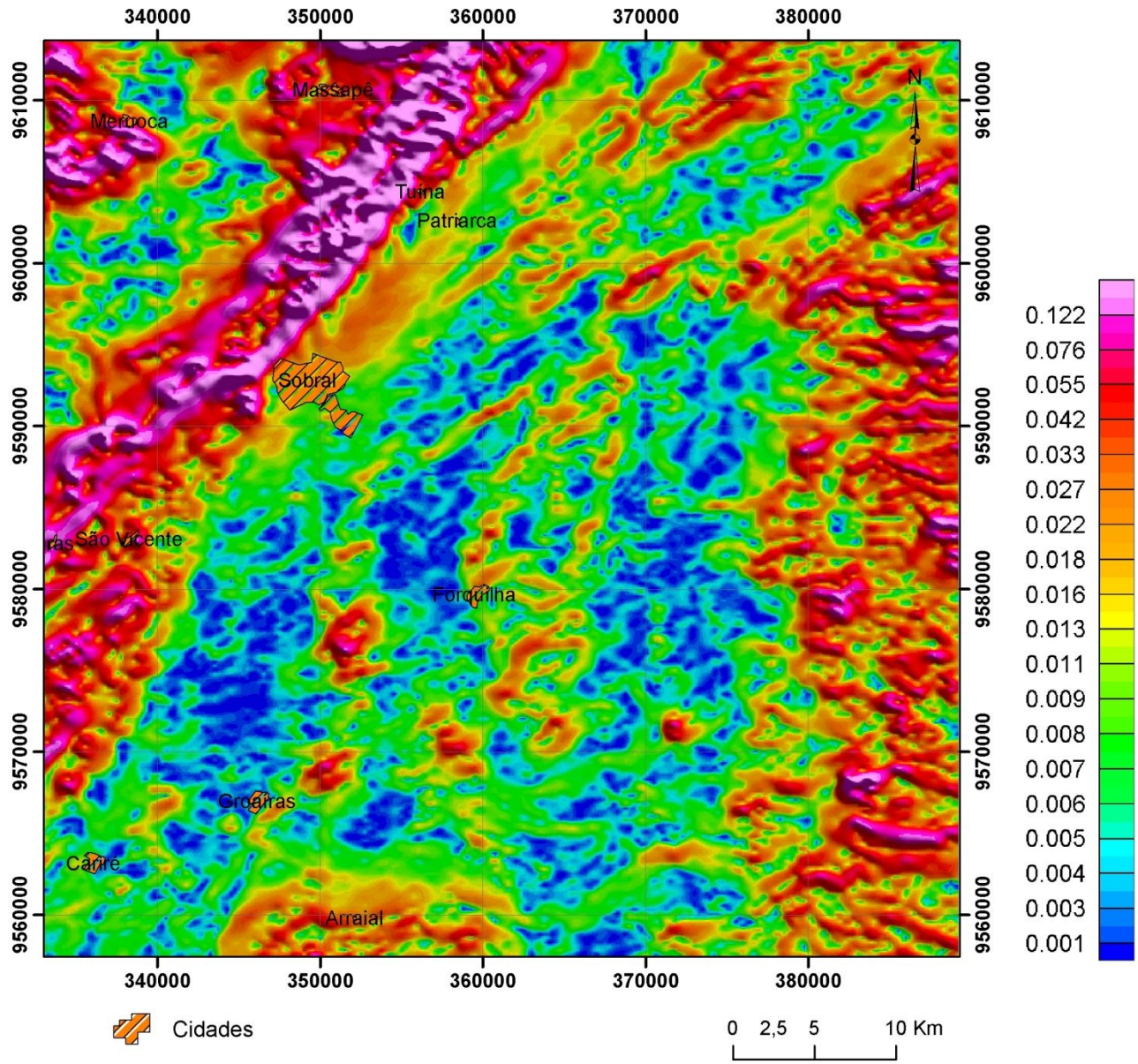


Figura 35- Mapa da Amplitude do Gradiente Horizontal.

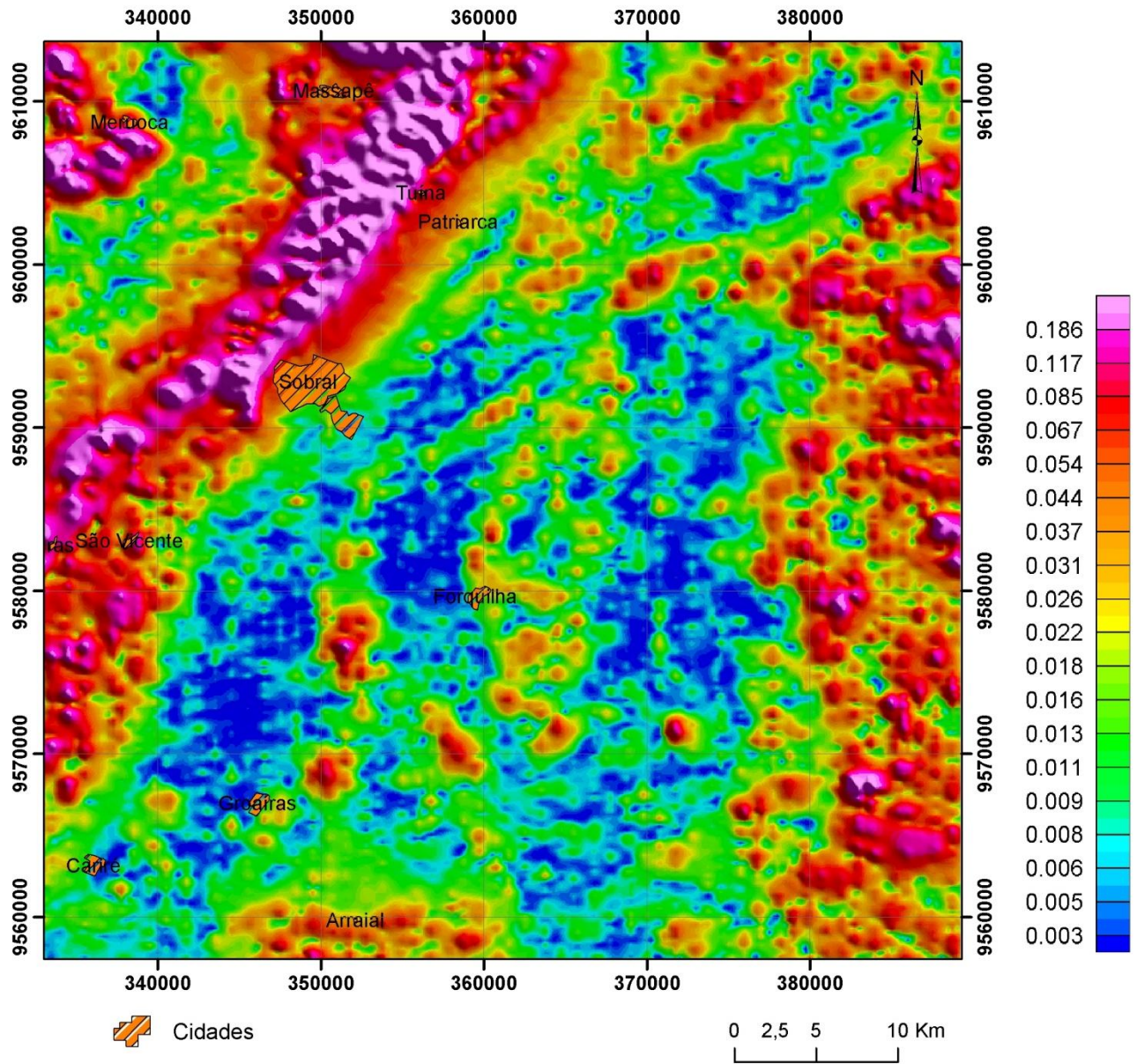


Figura 36- Mapa da Amplitude do Sinal Analítico

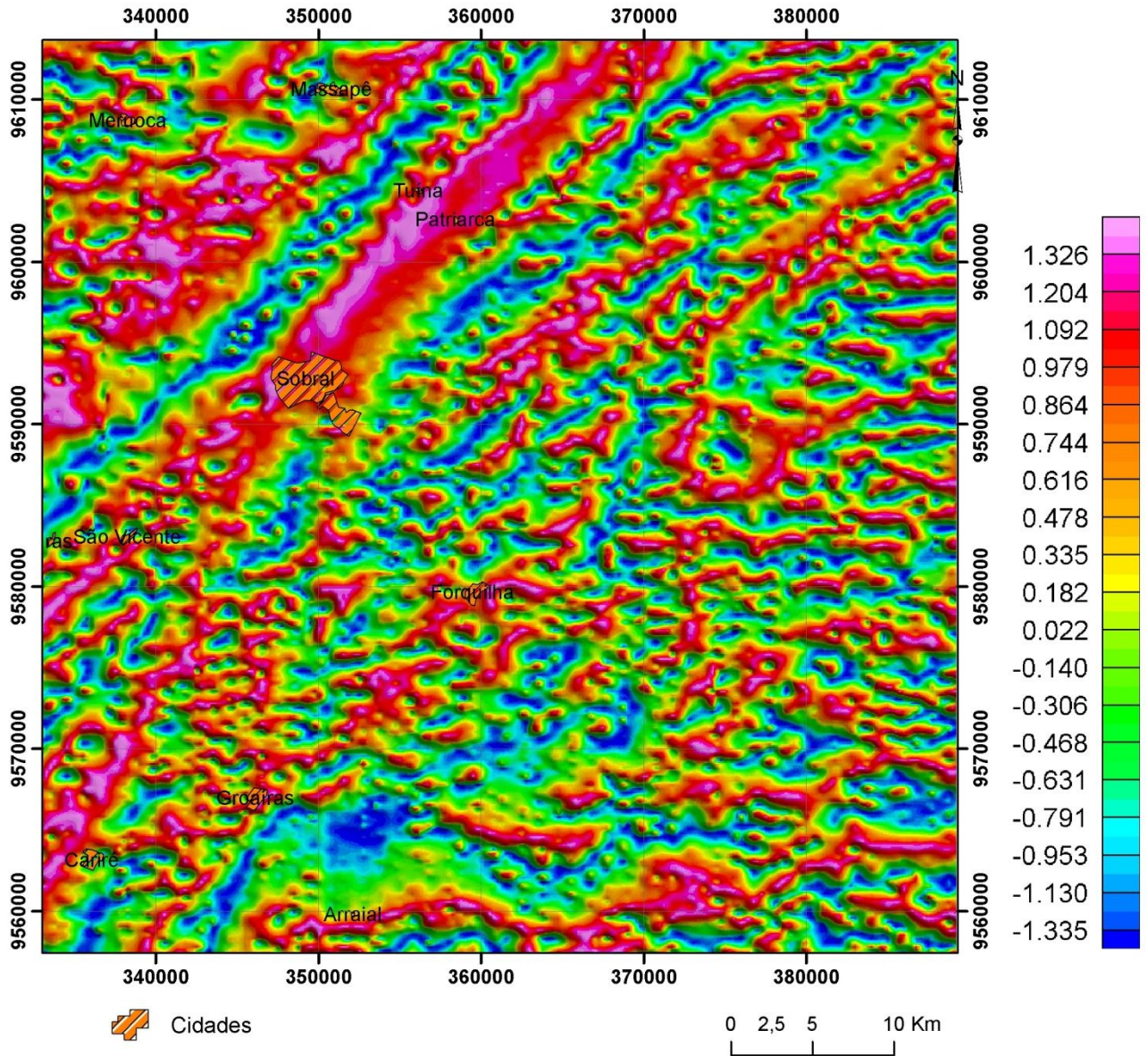


Figura 37- Mapa da Inclinação do Sinal Analítico

A partir da análise do espectro de potência e da imagem de continuação ascendente do campo magnético anômalo com altura de 500m, podem-se destacar as feições com comprimento de ondas maiores (Figura 38), e também com essa finalidade foi gerada a imagem do campo magnético anômalo com aplicação do filtro Gaussiano/Regional (Figura 39).

As fontes mais rasas foram isoladas das assinaturas de alta frequência espacial, com a utilização da continuação ascendente com altura de 1000m (Figura 40). Com a mesma finalidade, a amplitude do sinal analítico e do campo magnético anômalo com aplicação do filtro residual (Figura 41).

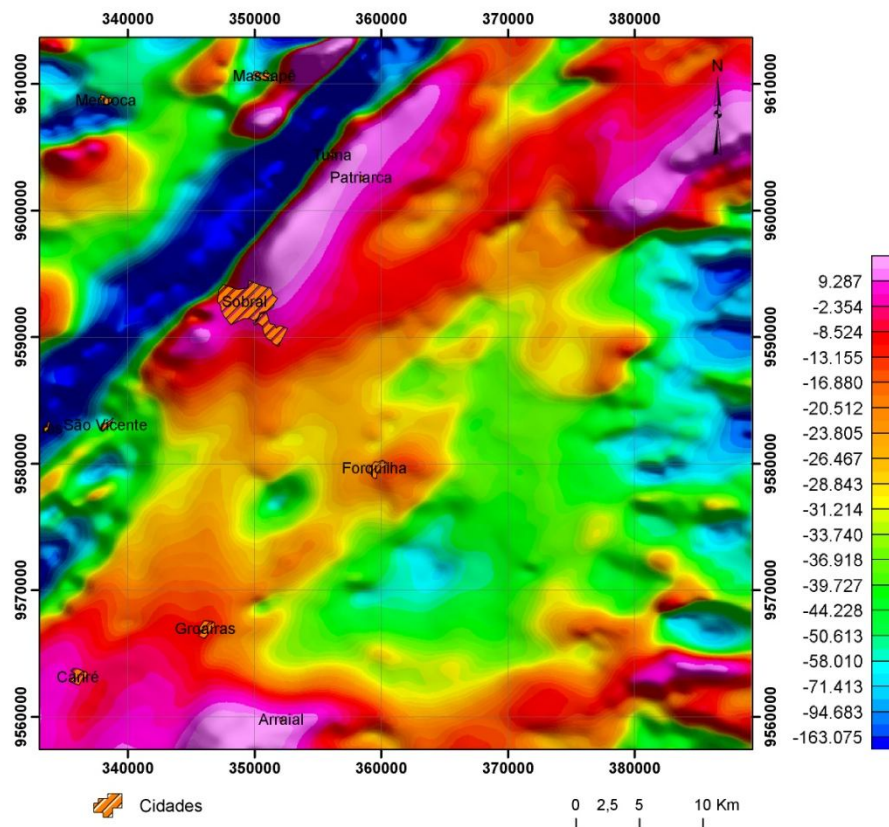


Figura 38- Imagem continuação ascendente do campo magnético anômalo com altura de 500m.

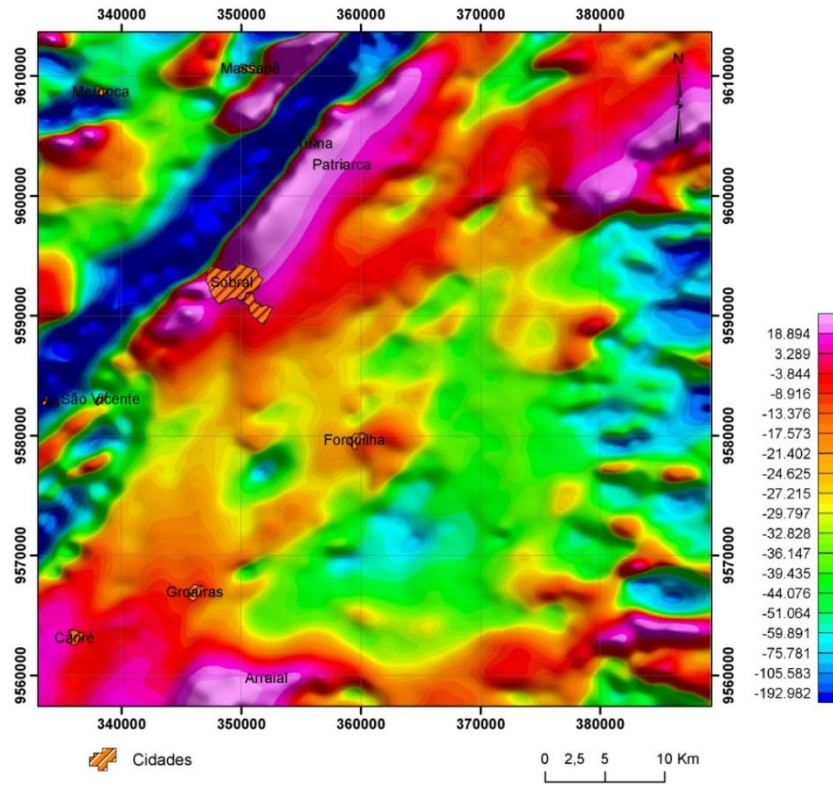


Figura 39- Imagem do campo magnético anômalo com aplicação do fito Gaussiano/Regional

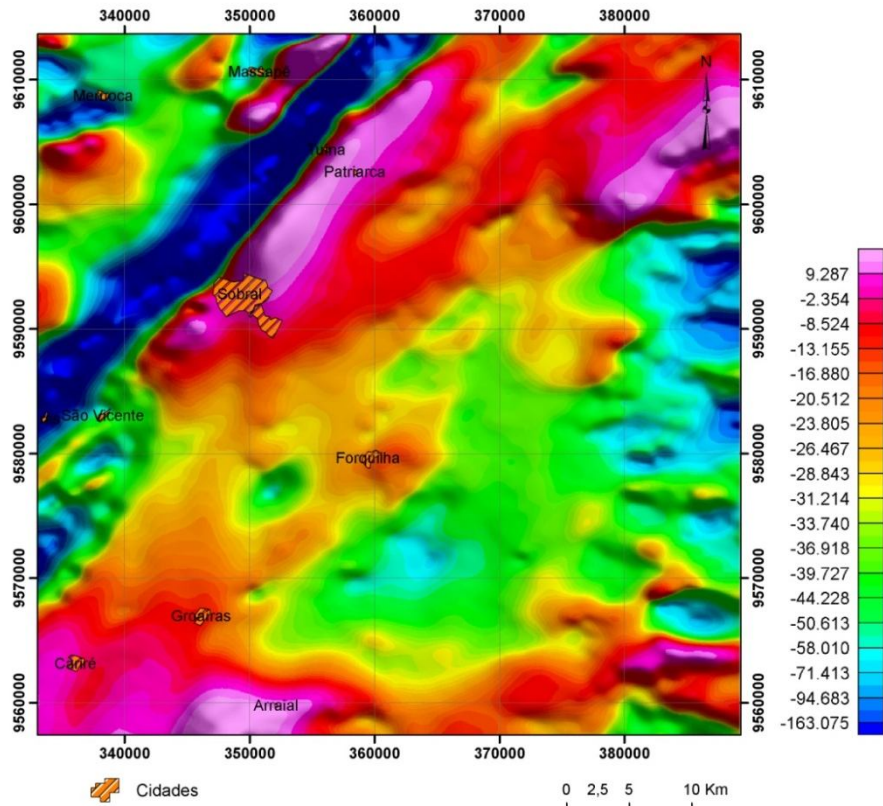


Figura 40- Imagem continuação ascendente do campo magnético anômalo com altura de 1000m.

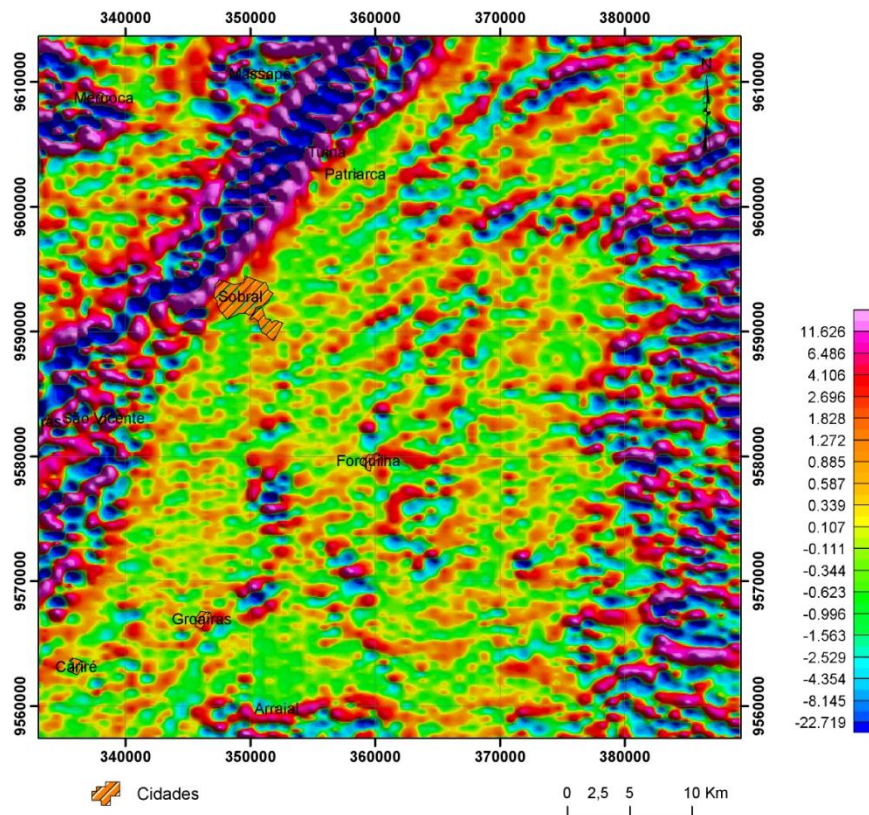


Figura 41- Imagem do campo magnético anômalo com aplicação do filtro Residual.

7.1.4 Interpretação

No caso dos dados magnéticos foi possível a identificação de dois tipos de feições: unidades magnéticas e descontinuidades lineares. As unidades magnéticas compreendem corpos geológicos com magnetismo característico ou uniforme. Elas não coincidem necessariamente com as unidades geológicas.

As descontinuidades lineares, geralmente, são evidentes e representam falhas, fraturas ou tendências litológicas. Vale ressaltar que as respostas magnéticas são mais características de um grupo de rochas do que de litotipos individuais.

A seguir são mostrados os mapas de domínios magnéticos e o mapa de lineamentos magnéticos (Figura 42).

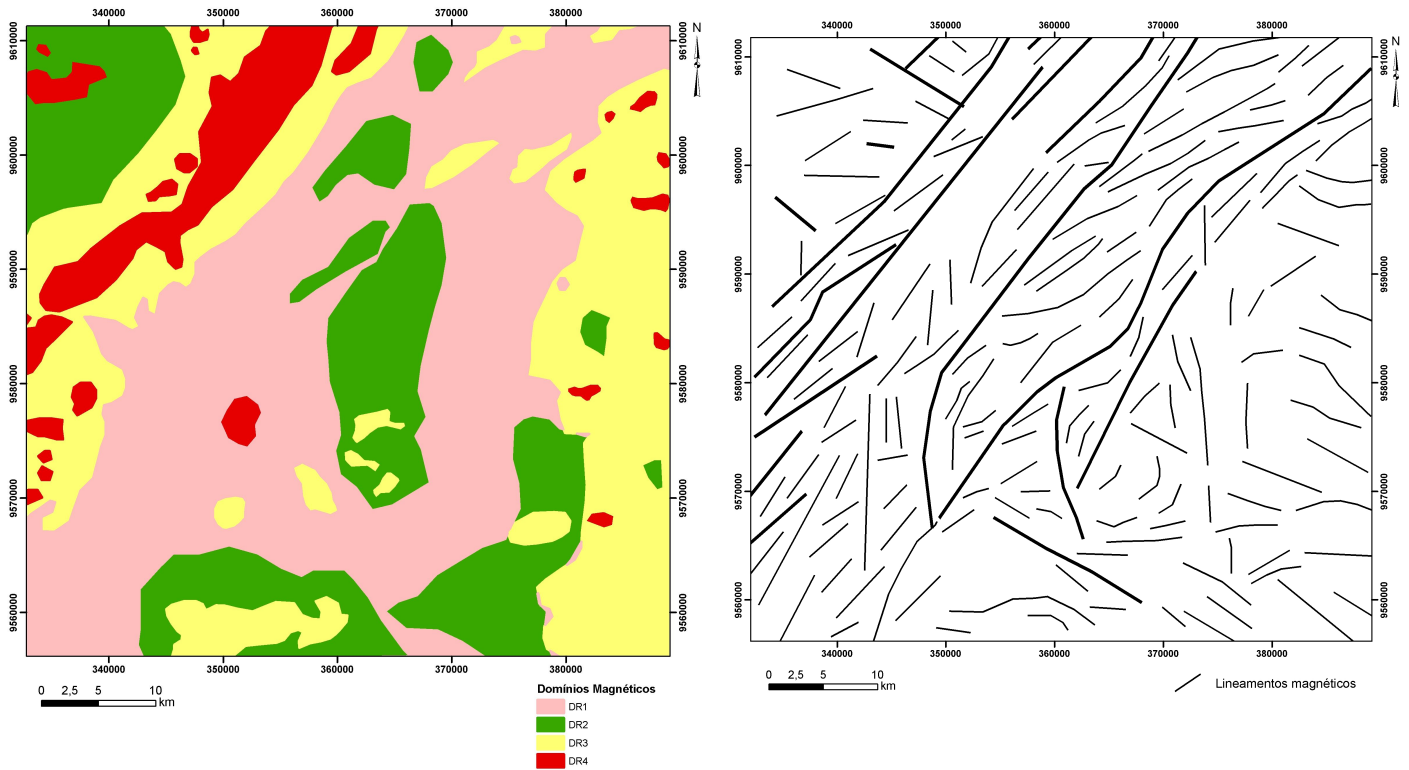


Figura 42- a) Mapas de domínios magnéticos; b) um mapa de lineamentos magnéticos.

7.2 DADOS AEROGAMAESPECTROMÉTRICOS

Os dados gamaespectrométricos aéreos foram processados com a finalidade de delimitar e diferenciar as variações dos litotipos existentes na região de trabalho. Os procedimentos efetuados sobre os dados gamaespectrométricos foram semelhantes aqueles adotados nos dados magnetométricos, principalmente aqueles relacionados ao pré-processamento, tais como teste de consistência, interpolação dos dados para malha regular, onde a mínima curvatura apresentou melhor resultado e em seguida foi feito o micronivelamento.

Foram confeccionadas após a etapa de micronivelamento as imagens individuais dos canais de U, Th, K e Contagem Total (Figuras 43 a 46), além de mapas ternários K, U, Th-RGB (Figura 49), uma composição falsa cor que consiste de uma técnica básica de realce digital (Figura 50).

7.2.1 Produtos Gamaespectrométricos

Na interpretação de imagens gamaespectrométricas deve-se utilizar principalmente as variações relativas nas concentrações dos radioelementos, para uma maior seletividade na interpretação.

O processo de interpretação é apoiado pelo uso de SIGs com atributos de processamento de imagens, que permite a integração desses dados com outros tipos de dados.

As interpretações de unidades gamaespectrométricas contribuem para a delimitação das unidades de mapeamento geológico, assim como de estruturas superficiais, além das anomalias fornecerem informações a cerca dos processos tectônicos envolvidos.

A imagem do canal de Potássio mostra áreas com concentrações elevadas desse elemento, nas porções dos extremos noroeste e nordeste da imagem. Os dois pontos de maior concentração desse elemento encontram-se nas porções mais elevadas da área de trabalho.

A presença moderada desse elemento ao longo das regiões com drenagem mostra que esse elemento sofreu lixiviação.

Com relação a estruturação, observa-se uma tendência NE-SW para corpos, além de lineamentos seguindo esse mesmo padrão.

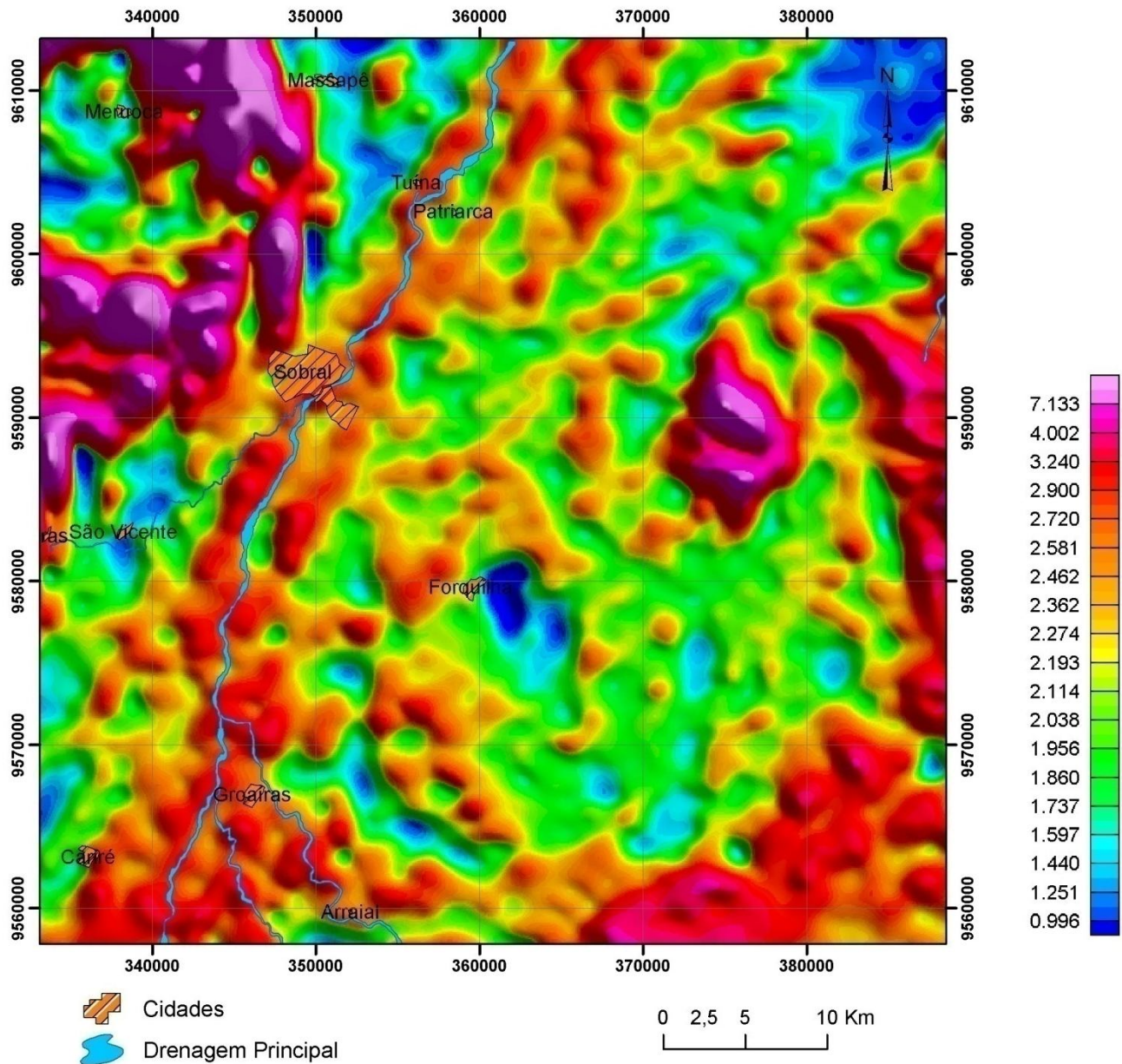


Figura 43- Mapa radiométrico do canal K.

As imagens do canal de Urânio forneceram valores elevados desse elemento também nas porções mais elevadas da área como no canal de Potássio.

Na porção nordeste da área esses elemento forma feições arqueadas, com concentrações moderadas.

Ao longo da rede de drenagem principal da área esse elemento também é observado, com estruturação alongada, NE-SW.

O tório por ser um radioelemento com baixa mobilidade química no ambiente natural forneceu boas imagens, com boa delimitação das feições geológicas. Os valores mais elevados desse elemento, também estão relacionados com as regiões de relevo mais alto.

Valores mais elevados também foram encontrados em dois corpos, na porção extremo noroeste que merece destaque por seu bom delineamento, o que não aconteceu com o corpo da porção centro-leste, no qual se observou uma dispersão, com alongamento N-S.

A estruturação arqueada, com direção NW-SE, também foi bem delimitada nessa imagem. Outra feição de destaque nessa imagem é a presença de dobras na região centro-sul.

Grandes lineamentos são observados nesta imagem, os quais muitas vezes delimitam as grandes unidades separadas no mapeamento de superfície. Eles apresentam orientação preferencial NE-SW.

A imagem da contagem total possibilitou uma definição do arranjo do arcabouço gamaespectrométrico regional. Nesta imagem foi possível observar que os grandes lineamentos delimitam várias unidades de mapeamento. Dentre elas se destacam o lineamento do lado oeste do mapa de direção NE-SW que secciona a área de trabalho.

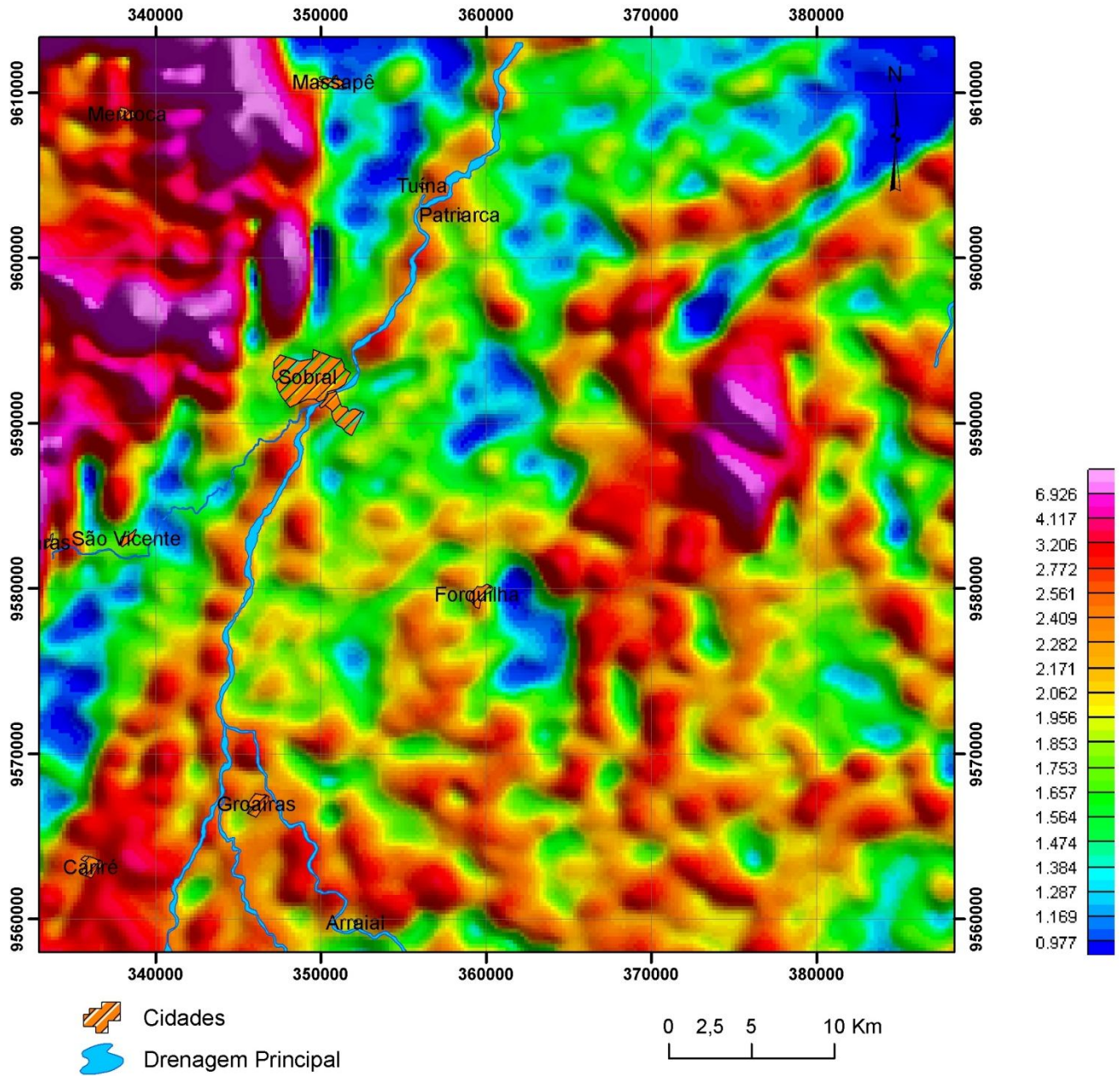


Figura 44- Mapa radiométrico do canal U.

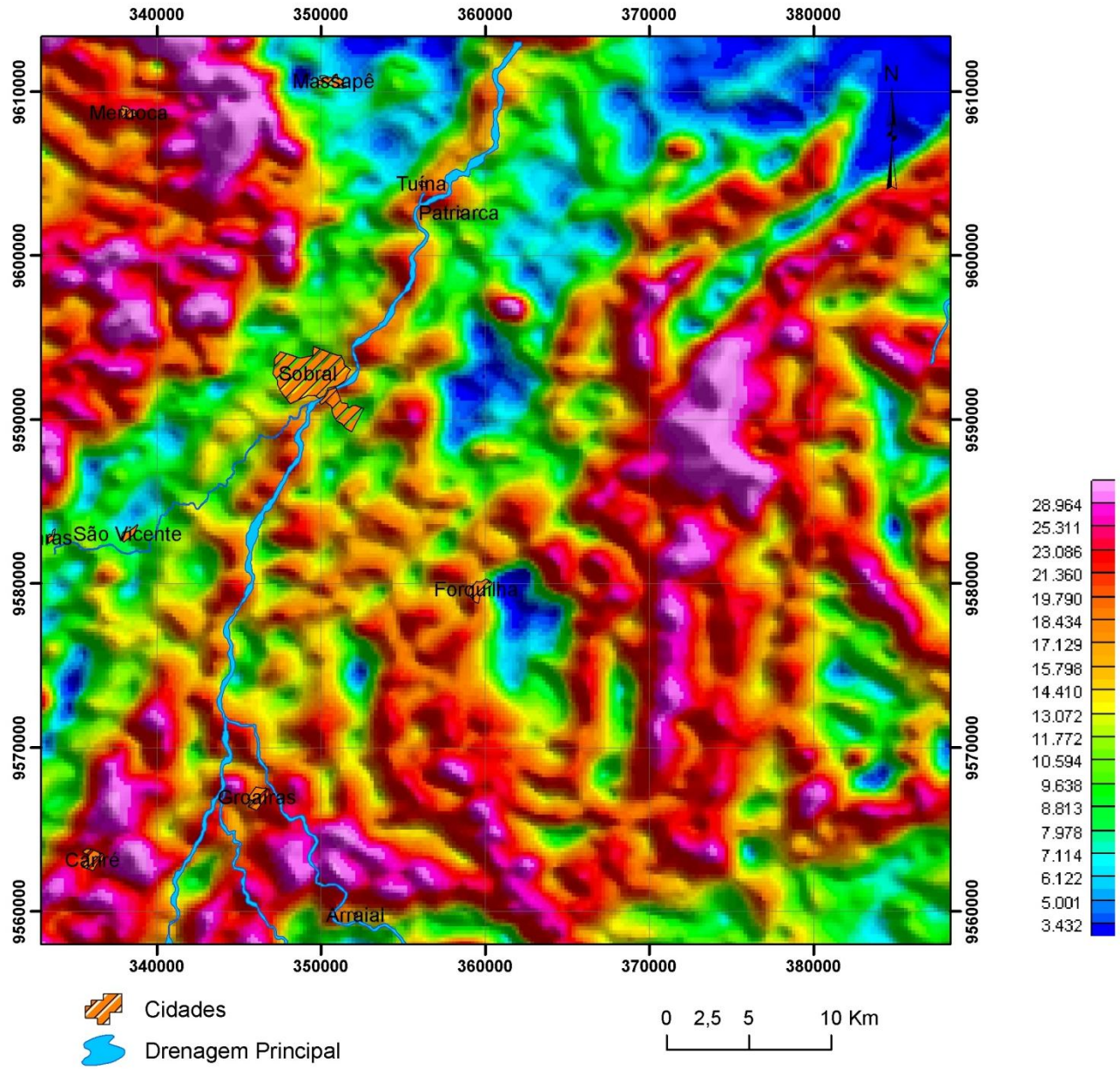


Figura 45- Mapa radiométrico do canal TH

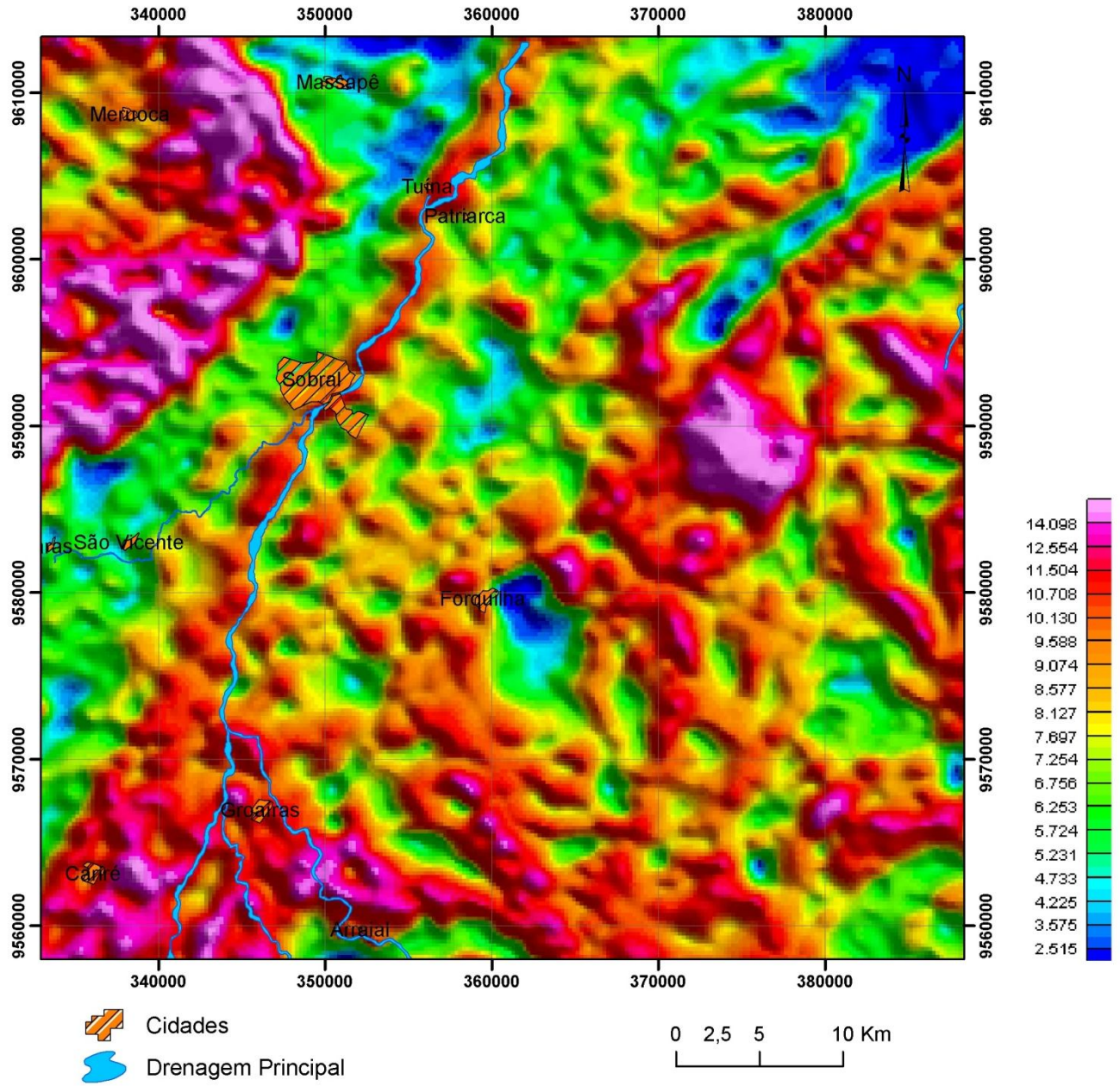


Figura 46- Mapa radiométrico do canal CT.

7.2.2 Interpretação das imagens de K, U, Th e CT.

A interpretação qualitativa das imagens aerogeofísicas foi feita no programa ArcGis 9.2. As imagens aerogamaespectrométricas também passaram por interpretação qualitativa e delas foram gerados mapas de domínios gamaespectrométricos dos canais de U, Th, K e Contagem Total, além de um mapa com lineamentos (Figura 47)

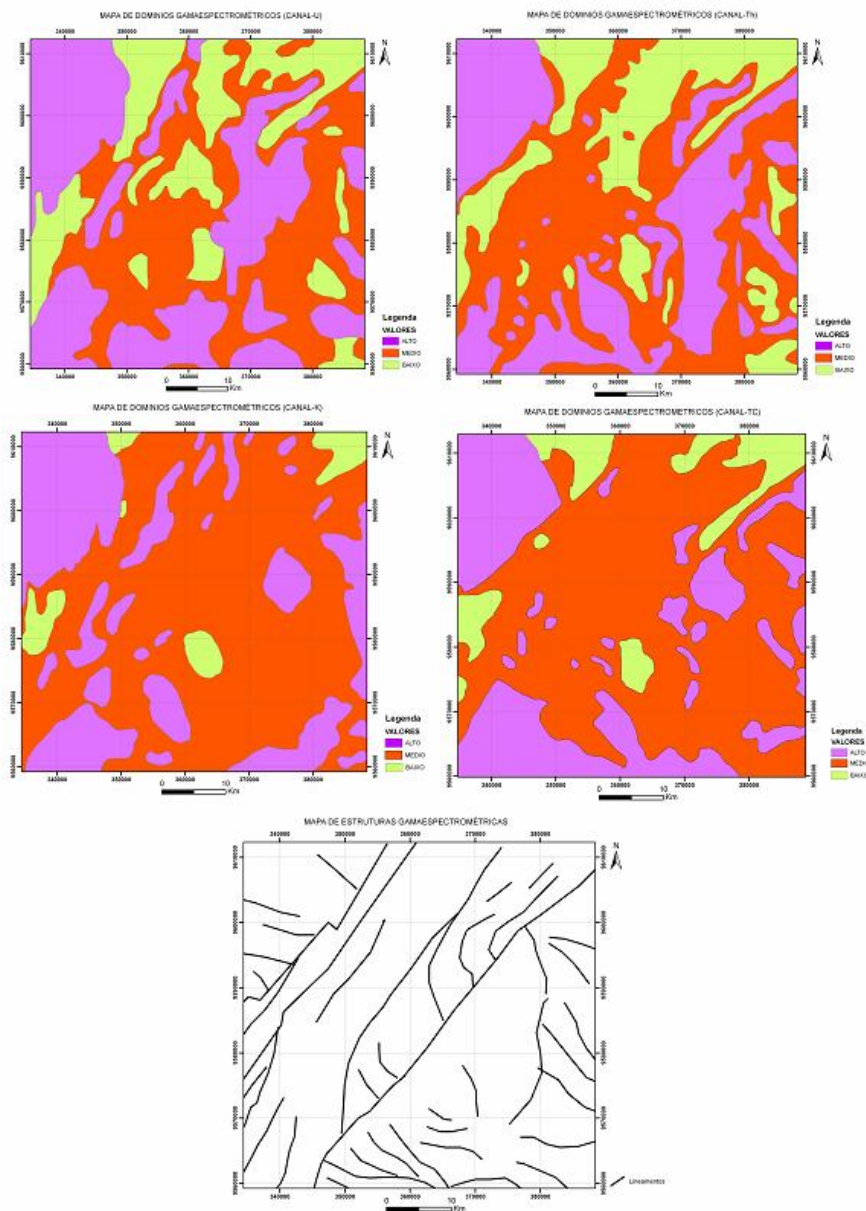


Figura 47- Mapas de domínios gamaespectrométricos dos canais de: a) U; b) Th; c) K; d) Contagem Total; e) Mapa com lineamentos.

7.2.3 Imagens Ternárias (RGB e CMY)

Neste trabalho foram confeccionadas imagens ternárias de composição RGB (Figura 48) e CMY (Figura 49), a fim de representar as contribuições relativas ao tório, potássio e urânio na imagem final.

Para a combinação RGB, atribuiu-se ao canal de potássio a cor vermelha, ao canal de tório, o verde, e ao de urânio o azul. Na composição CMY, o potássio corresponde ao ciano, o tório ao magenta, e ao urânio o amarelo.

As imagens ternárias apresentam-se como os melhores discriminadores geológicos, e por isso foi utilizada na separação dos domínios gamaespectrométricos.

A interpretação dessas imagens envolveu, a análise visual das imagens, com a finalidade de gerar mapas de estruturas e domínios gamaespectrométricos.

A imagem CMY foi a que forneceu melhores resultados com relação às discriminações de feições geológicas.

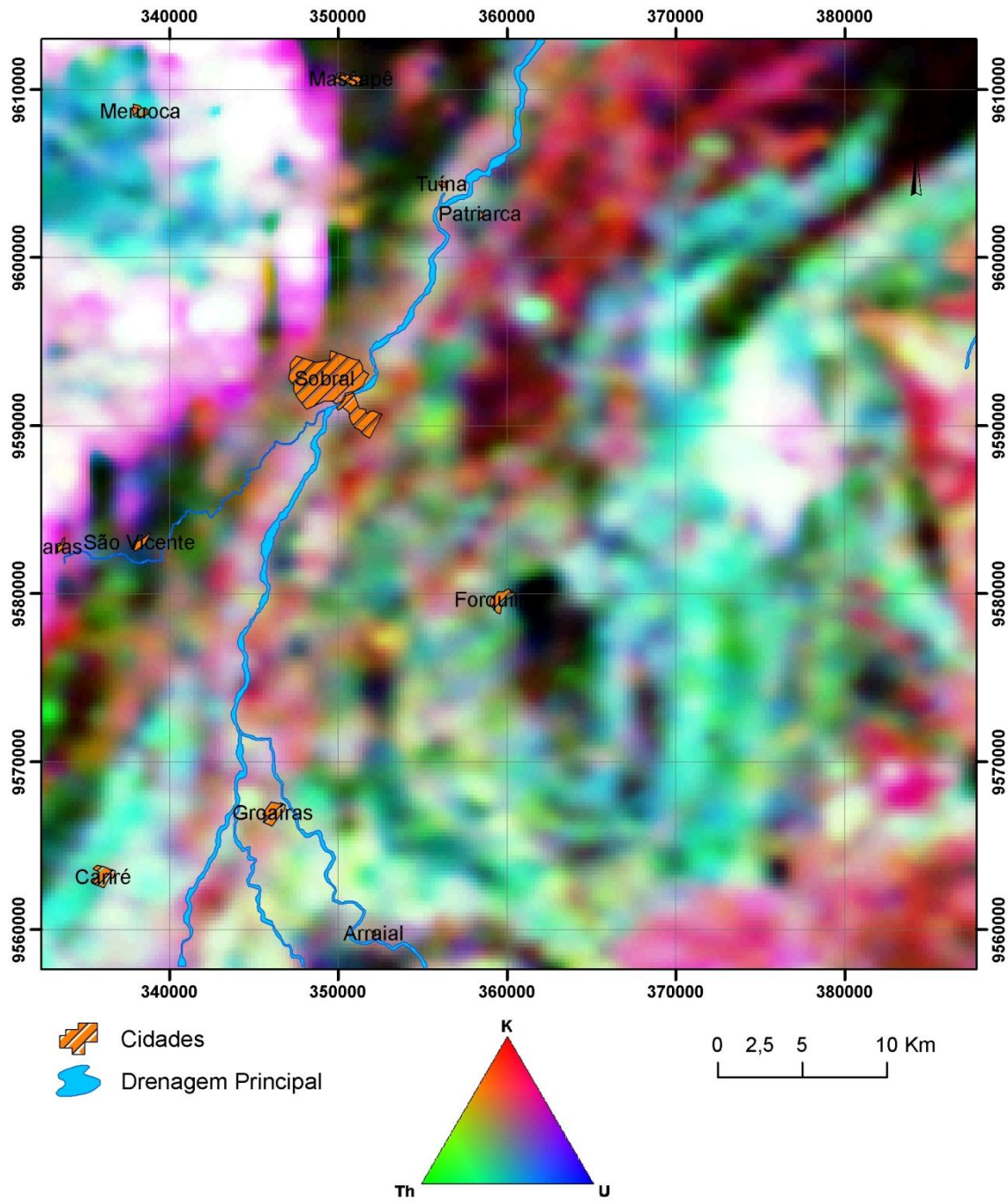


Figura 48- Imagem RGB (K, Th, U)

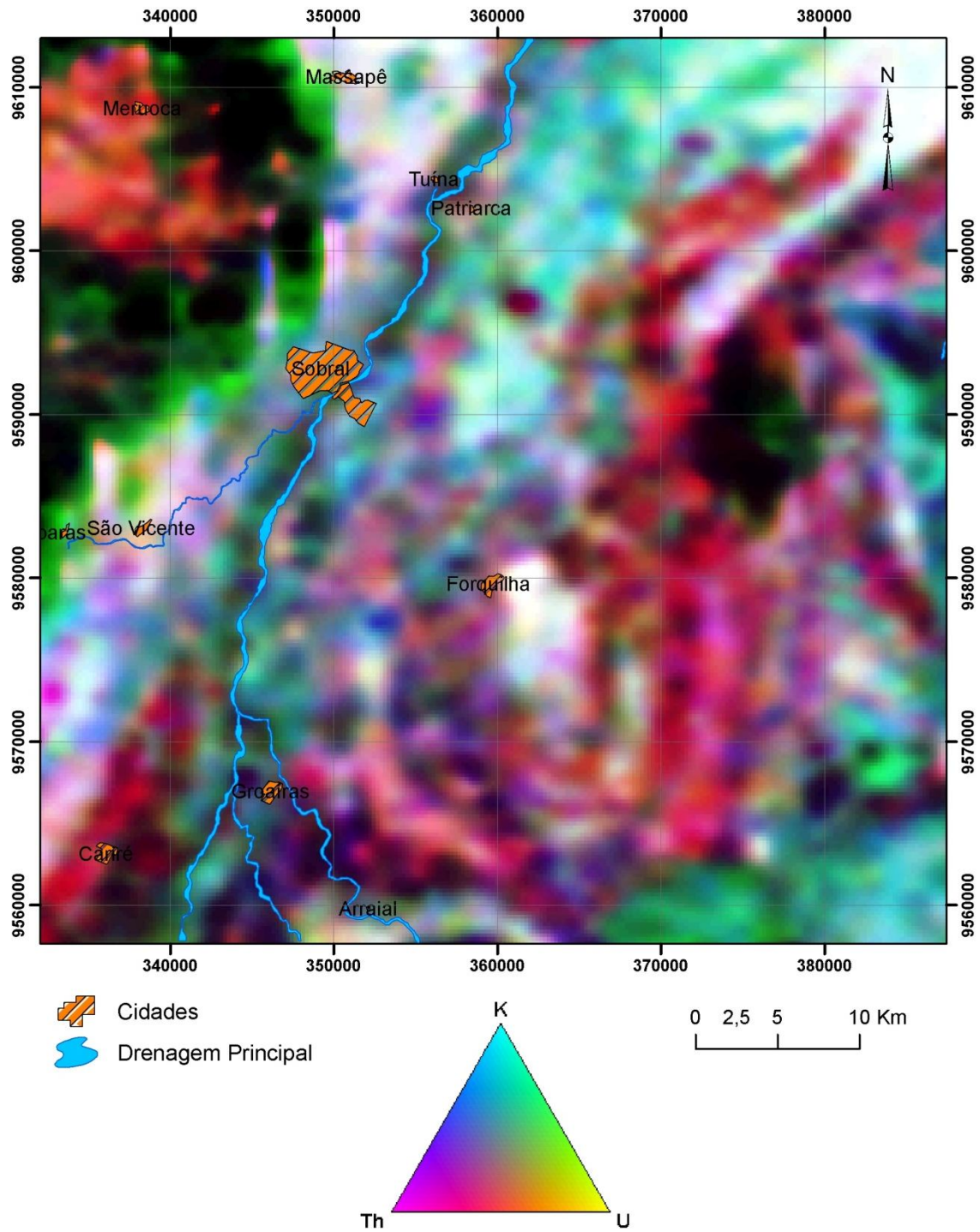


Figura 49- Imagem CMY (K, Th, U)

7.3 CONSIDERAÇÕES

As imagens aerogeofísicas forneceram informações preliminares sobre o comportamento regional, em superfície e sub-superfície das feições geológicas presentes na região de Sobrall. A partir das imagens aeromagnetométricas foi possível identificar que os *trends* magnéticos principais orientam-se NE-SW, destacando-se um grande corpo magnético NE-SW, na porção Noroeste da folha, correspondente ao Graben Jaibaras. As imagens aerogamaespectrométricas possibilitaram principalmente a individualização dos corpos ígneos presentes nesta região com destaque para os granitos Meruoca e Serra do *Barriga* (Figura 50).

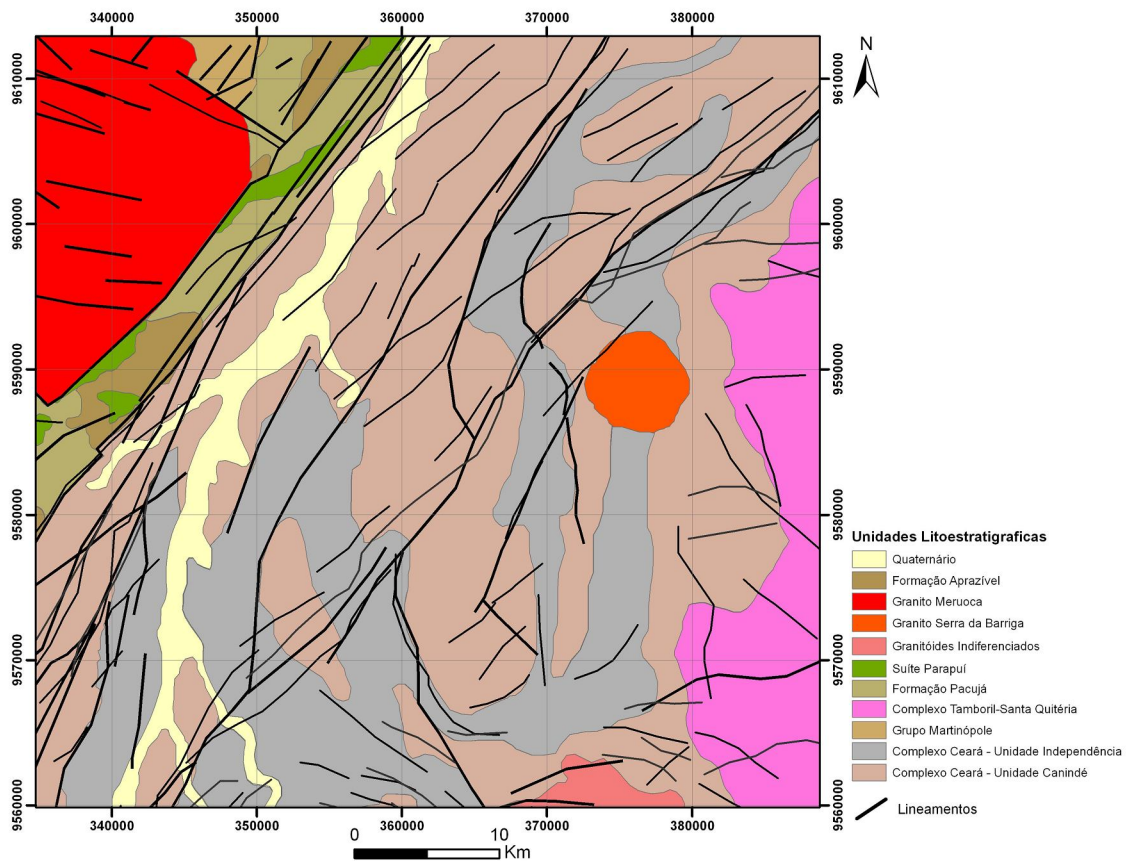


Figura 50- Mapa de Unidades Geológicas gerado a partir da interpretação de dados aerogeofísicos.

8 PROCESSAMENTO DOS DADOS DE SENSORIAMENTO REMOTO

As imagens dos sensores remotos foram processadas e interpretadas a fim de se obter informações de natureza textural e estrutural, impressas nas formas de relevo, indicadoras tanto da composição litológica como das estruturas geológicas presentes no substrato.

A utilização da técnica de sensoriamento remoto neste trabalho deve-se ao fato dela está sendo amplamente utilizada em pesquisas envolvendo a confecção de mapas temáticos, ao mapeamento geológico básico e à pesquisa mineral, entre outras, que são perfeitamente aplicáveis nesta região do Ceará.

Neste trabalho optou-se pela utilização das imagens Landsat-TM, que são disponibilizadas gratuitamente na internet, e são compatíveis com a escala de trabalho proposta.

8.1 PROCESSAMENTO DAS IMAGENS LANDSAT/TM

Para o recobrimento de toda área de trabalho foram necessárias duas cenas do LANDSAT/TM (WRS 2: 218/062 de 30/09/2000 e WRS 2: 218/063 de 10/07/1999). Essas imagens foram tratadas no software ENVI 4.3

As bandas 1, 2, 3, 4, 5, 7 de cada cena foram colocadas em um mesmo arquivo, e em seguida foi recortada a área de interesse.

As imagens do recorte da área de trabalho foram corrigidas geométricamente, através do registro dessas imagens com uma imagem do Mosaico Geocover 2000. Esse procedimento consistiu na aquisição de pontos de controle facilmente localizáveis tanto na imagem do projeto Geocover 2000 como na imagem de recorte da área de trabalho.

Após a finalização da coleta de pontos controles, num total de 30 pontos (Figura 51), que é compatível com a escala de trabalho, no caso, 1: 100.000, foi feita a análise dos pontos selecionados, verificando-se os erros a eles associados e ajustando-os ou desligando-os, quando uma falha no posicionamento fosse indicada por erro muito

grande, no caso acima de 1 pixel (Figura 52). Após esse procedimento realizou-se a reamostragem dos *pixels* da imagem, utilizando o método do vizinho mais próximo, por ser o que menos altera os níveis de cinza da imagem.

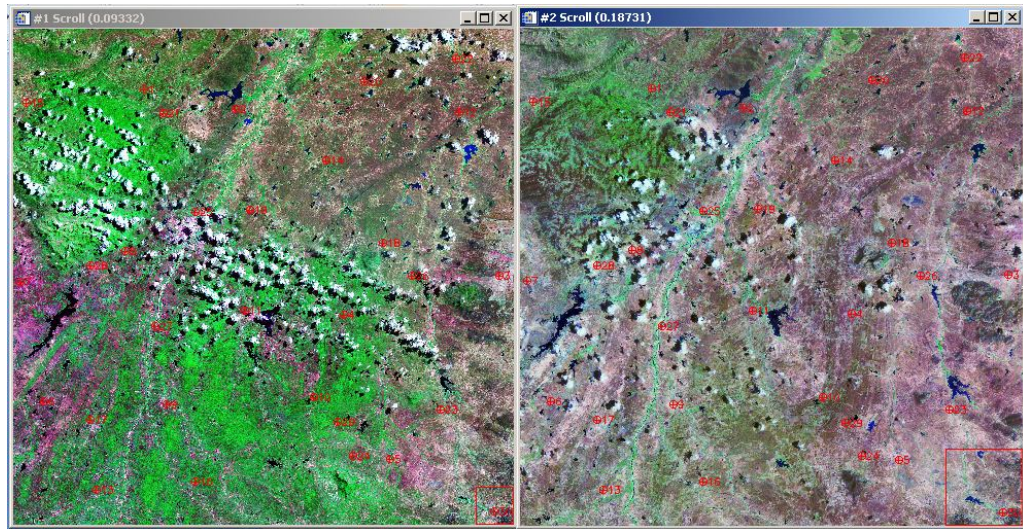


Figura 51- A) Imagem Geocover com pontos controles; B) Imagem landsat-TM com pontos controles.

	Base X	Base Y	Warp X	Warp Y	Predict X	Predict Y	Error X	Error Y	RMS
#15+	14740.00	27344.33	4909.33	5808.67	4908.6172	5808.0414	-0.7128	-0.6286	0.9604
#4+	18033.00	29552.00	6555.33	6912.00	6556.0282	6912.5799	0.6982	0.5799	0.9076
#28+	15401.00	29044.00	5238.33	6658.33	5239.2013	6658.1457	0.8713	-0.1843	0.8906
#24+	18137.00	31023.33	6609.33	7648.67	6608.4700	7648.7156	-0.9600	0.0456	0.8612
#6+	14921.00	30459.00	4999.67	7365.33	4999.0258	7365.7751	-0.6442	0.4451	0.7830
#1+	15961.33	27209.33	5518.67	5740.33	5519.3916	5740.5278	0.7216	0.1978	0.7482
#8+	15761.33	28888.67	5420.00	6581.00	5419.4536	6580.4917	-0.5464	-0.5083	0.7463
#17+	15401.33	30643.33	5239.00	7458.67	5239.3852	7458.0583	0.3852	-0.6117	0.7229
#19+	17065.33	28457.00	6072.33	6364.33	6071.7010	6364.6760	-0.6290	0.3460	0.7179
#13+	15463.67	31375.67	5270.67	7823.67	5270.5944	7824.3565	-0.0756	0.6865	0.6907
#2+	16913.67	27408.00	5996.00	5839.33	5995.6730	5839.9124	-0.3270	0.5824	0.6679
#7+	14676.67	29211.33	4876.33	6741.33	4876.8363	6741.7528	0.5063	0.4228	0.6597
#23+	19049.00	30537.67	7065.00	7405.33	7064.7069	7405.9092	-0.2931	0.5792	0.6491
#12+	19233.67	27447.67	7155.33	5860.00	7155.9275	5859.7926	0.5975	-0.2074	0.6324
#9+	16190.00	30487.33	5633.67	7380.67	5634.0362	7380.1826	0.3662	-0.4874	0.6096
#16+	16492.00	31290.00	5785.33	7782.33	5785.2527	7781.7485	-0.0773	-0.5815	0.5866
#30+	19603.00	31600.00	7342.00	7938.00	7342.3801	7937.5984	0.3801	-0.4016	0.5529
#5+	18520.00	31059.33	6800.00	7667.33	6800.1557	7668.8114	0.1557	-0.5186	0.5415
#20+	18248.00	27122.00	6662.67	6597.33	6662.8929	6596.8393	0.2229	-0.4907	0.5389
#11+	17009.33	29509.33	6044.33	6891.33	6043.8667	6891.0961	-0.4633	-0.2339	0.5190
#22+	19209.00	26883.67	7143.67	5578.00	7143.3740	5577.5828	-0.2960	-0.4172	0.5115
#29+	17973.00	30674.33	6526.00	7473.67	6526.3038	7474.0747	0.3038	0.4047	0.5060
#3+	19657.33	29145.00	7369.00	6709.00	7368.5263	6709.1378	-0.4737	0.1378	0.4933
#25+	16497.67	28480.00	5787.67	6375.67	5787.7572	6376.1397	0.0872	0.4697	0.4777
#26+	18745.33	29149.00	6912.00	6710.67	6912.2794	6711.0371	0.2794	0.3671	0.4613
#27+	16071.00	29674.00	5574.67	6973.67	5574.4256	6973.3384	-0.2444	-0.3316	0.4120
#14+	17859.33	27951.67	6469.00	6111.67	6468.7370	6111.9200	-0.2630	0.2500	0.3628
#18+	18445.33	28806.67	6762.33	6540.00	6762.0921	6539.7262	-0.2379	-0.2738	0.3628
#21+	16159.00	27450.00	5618.00	5860.67	5618.2638	5860.9108	0.2638	0.2408	0.3571
#10+	17730.67	30413.33	6404.67	7343.33	6404.9745	7343.4515	0.3045	0.1215	0.3278

Figura 52- Pontos controles com erro inferior a 1 pixel.

Após a correção geométrica das imagens, foi realizado o processo de correção radiométrica, a fim de corrigir distorções espectrais causadas pelo espalhamento da radiação eletromagnética devido a sua interação com a atmosfera. No geral o efeito mais importante é devido ao espalhamento atmosférico que causa adição de valores à resposta original. Sua magnitude é inversamente proporcional ao comprimento de onda, de forma que os comprimentos de onda mais curtos são mais afetados.

Neste método são escolhidos valores de níveis de cinza (NC) a serem subtraídos de cada banda. Para isso foram usados como base os corpos d'água, levando-se em consideração que se não houvesse influência da atmosfera os pixels relativos a água límpida ou sombras perfeitas teriam valor 0.

Com a finalidade de ressaltar as informações geológicas e estruturais, foram aplicadas diversas técnicas de realce dentre as quais a do aumento linear de contraste, a filtragem e a transformação IHS e transformação por principais componentes.

8.1.1 Análise e interpretação de bandas individuais

Foram utilizadas as bandas 4 (IR próximo), 5 e 7 (IR médio) para análise isolada, por serem as mesmas as que melhor se prestam para trabalhos geológicos, os quais envolvam mapeamentos de rochas (litologias), de estruturas ou aos estudos de água subterrânea, serão bem atendidos por imagens da banda correspondente ao infravermelho próximo (Martini, 2002).

A análise isolada dessas bandas permitiu uma discriminação inicial das principais feições geológicas presentes nessa região (Figuras 53, 54 e 55).

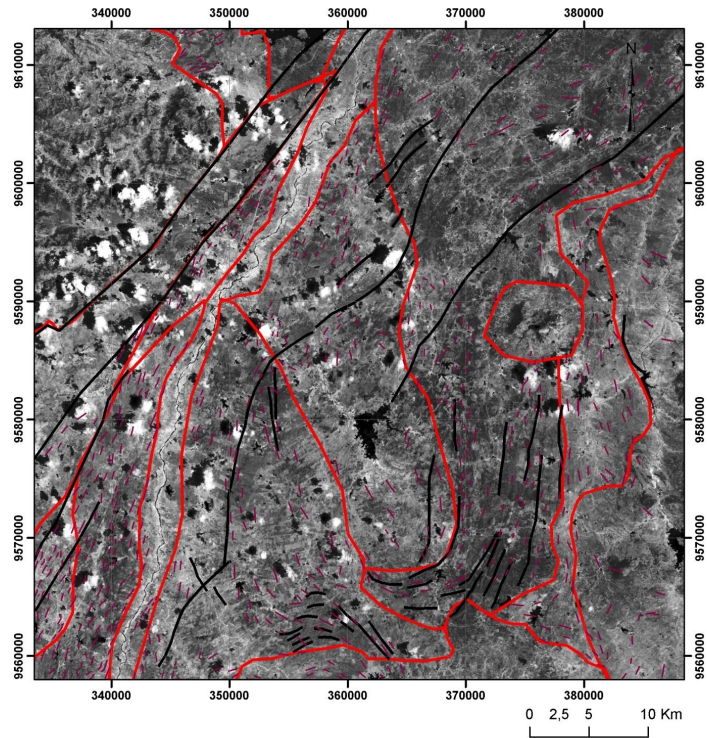


Figura 53- Banda 4 do Landsat-TM

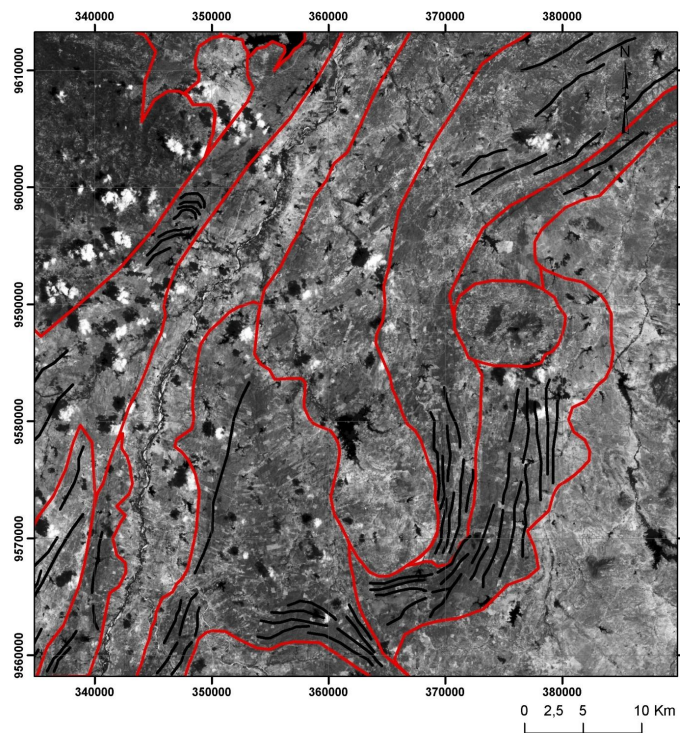


Figura 54- Banda 5 do Landsat-TM.

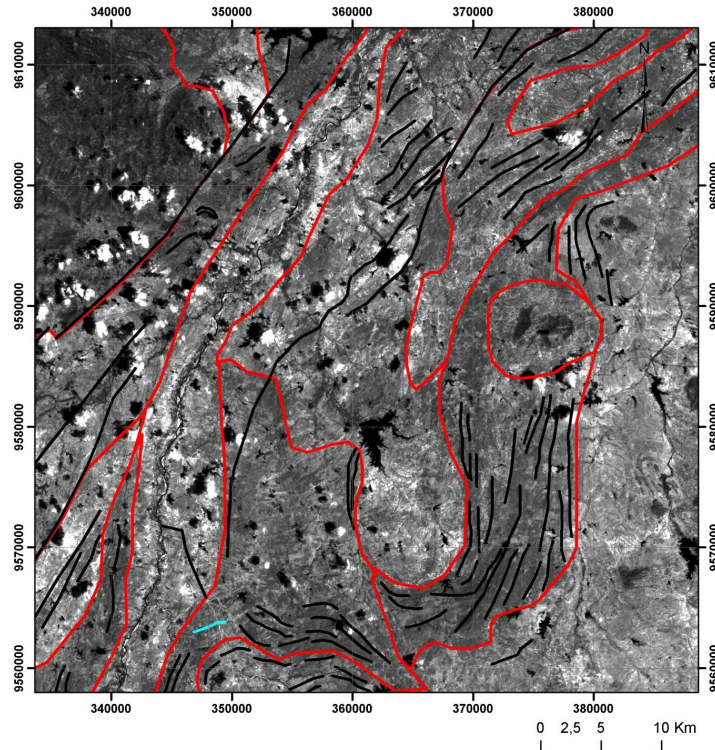


Figura 55- Banda 7 do Landsat-TM.

8.1.2 Análise e interpretação de Composições Coloridas

Foram feitas diversas composições coloridas, para efetuar comparações relativas às informações obtidas em cada uma. Dentre as composições coloridas efetuadas vale destacar as composições, RGB_753, RGB_752, RGB_732, RGB_531 e RGB_321 (Figuras 56 a 61), aos quais foram implementadas ajuste lineares de contraste e não lineares de contraste (Gaussiano e Equalização de histograma).

Todas as composições foram efetuadas a fim de se ressaltar a geologia da região. Em todas as imagens é possível notar uma grande unidade geológica na porção extremo noroeste da área e outro corpo com feições circulares na porção centro nordeste. Outra feição de destaque são as dobras macroscópicas na poção nordeste sudeste da imagem.

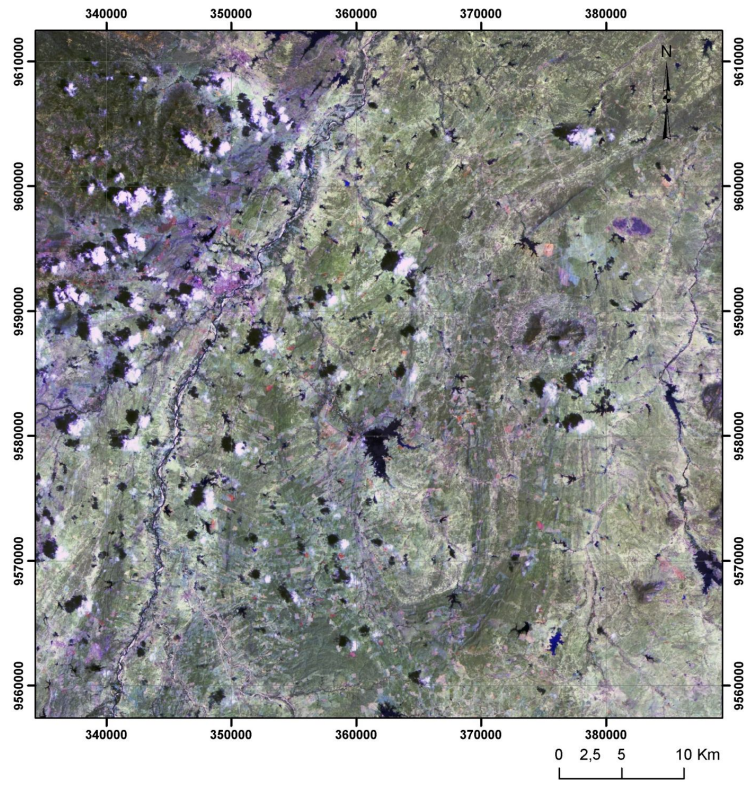


Figura 56- Composição colorida RGB-753.

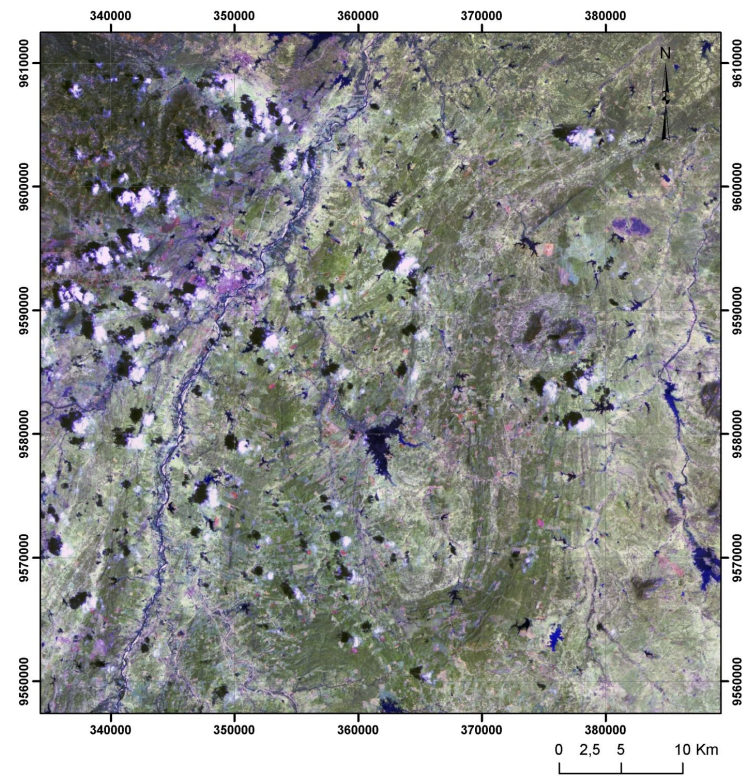


Figura 57- Composição colorida RGB-752.

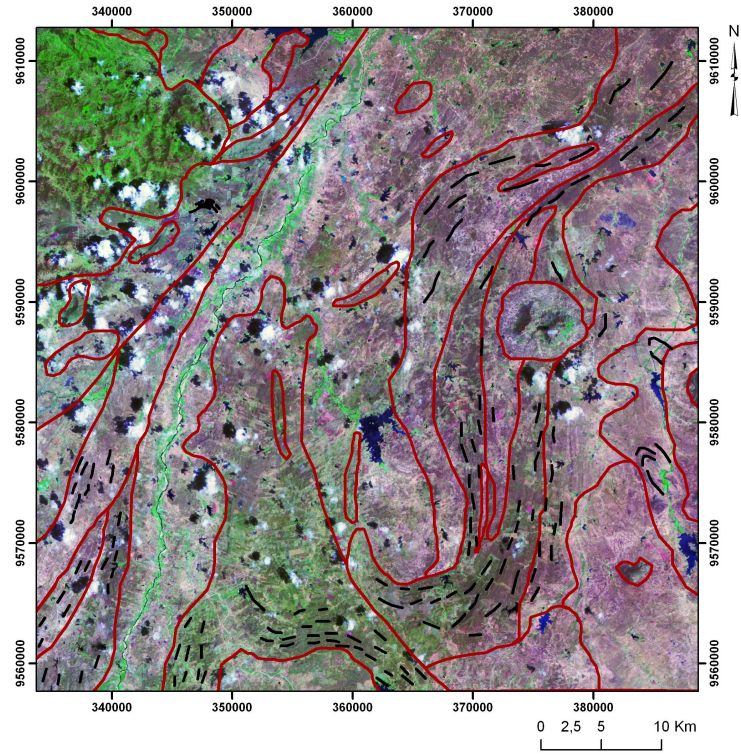


Figura 58- Composição colorida RGB-741.

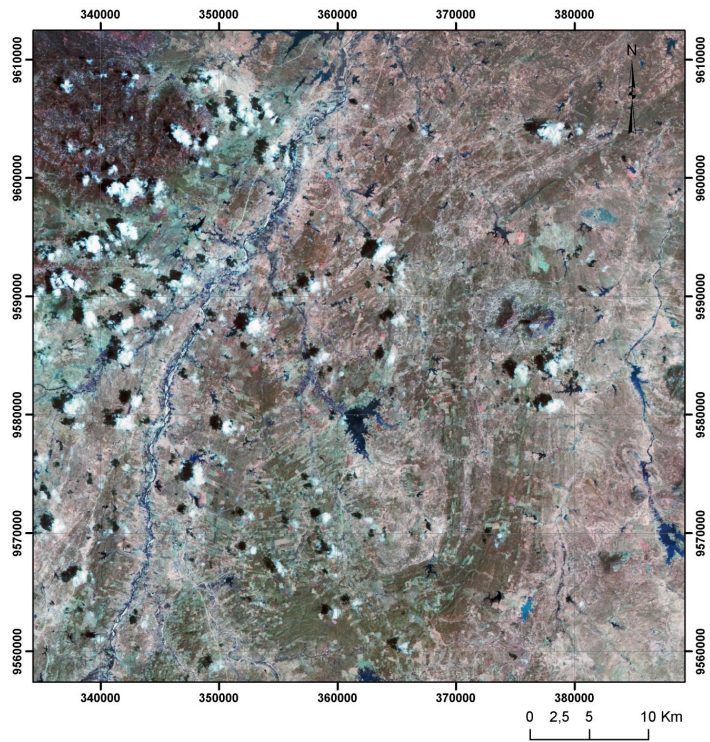


Figura 59- Composição colorida RGB-732.

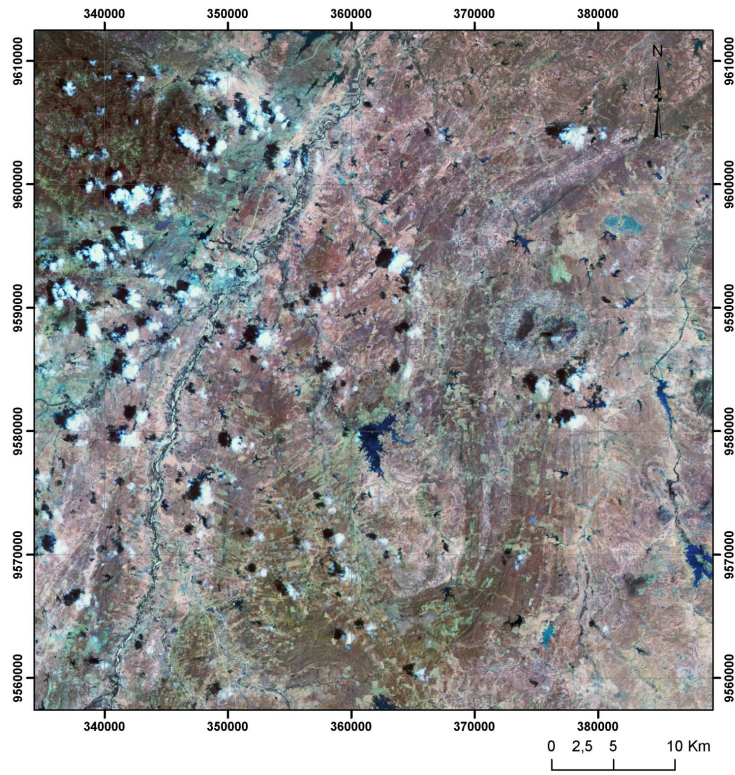


Figura 60- Composição colorida RGB-531.

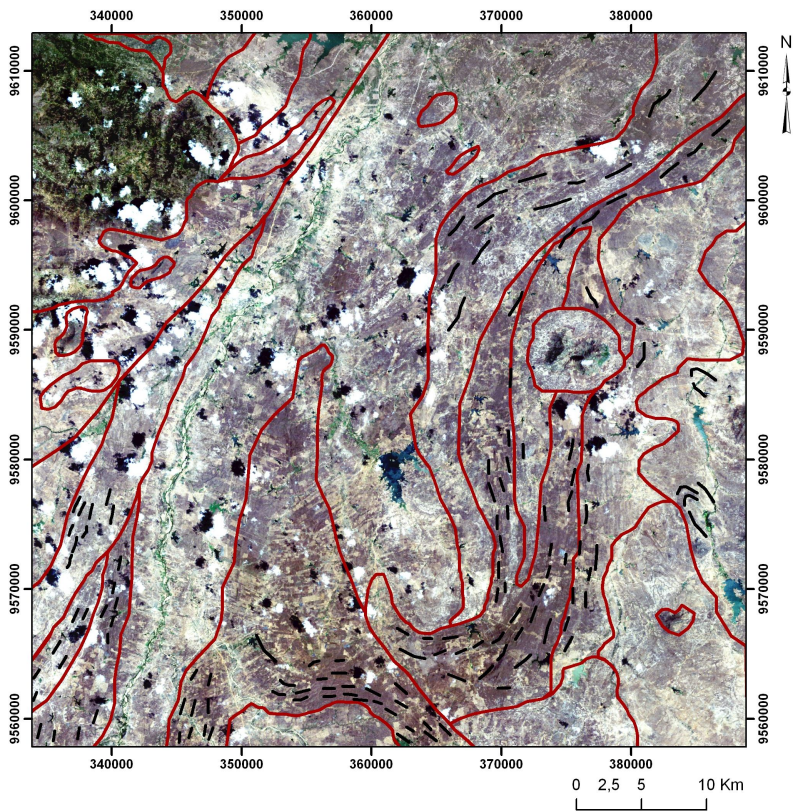


Figura 61- Composição colorida RGB-321

8.1.3 Análise e interpretação de razões entre bandas

A razões entre as bandas RGB (7/1, 5/1 e 3/1), (3/1, 5/3, 4/2) e (5/7, 5/3, 7/4) foram implementadas neste trabalho com o intuito de atenuar os valores de brilho relacionadas a topografia, gerando uma melhor distinção entre as diferenças espectrais dos alvos (Figuras 62, 63, 64).

No caso da região de Sobral essas imagens forneceram bons resultados na distinção das grandes unidades litológicas. Mas uma vez o corpo litológico da porção extremo noroeste é muito bem ressaltado nas imagens, assim como as megadobras

Vale ressaltar como o corpo circular na porção centro nordeste da imagem teve seus contatos bem definidos com as rochas adjacentes, principalmente na razão RGB (7/1, 5/1 e 3/1).

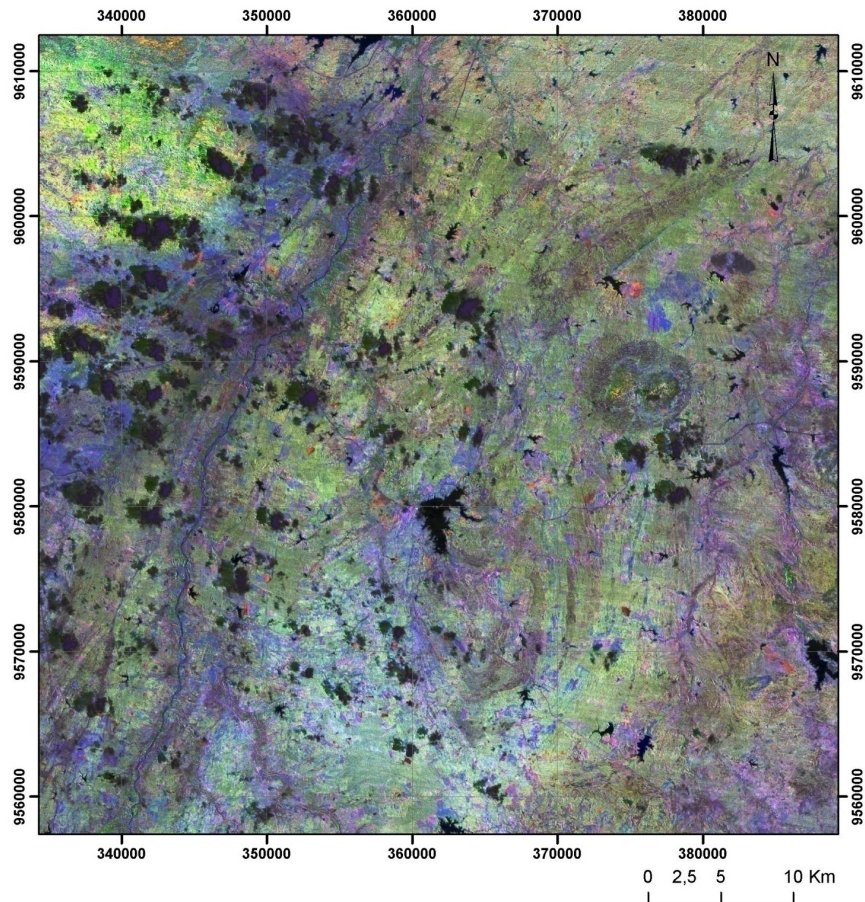


Figura 62- Imagem RGB (7/1, 5/1 e 3/1).

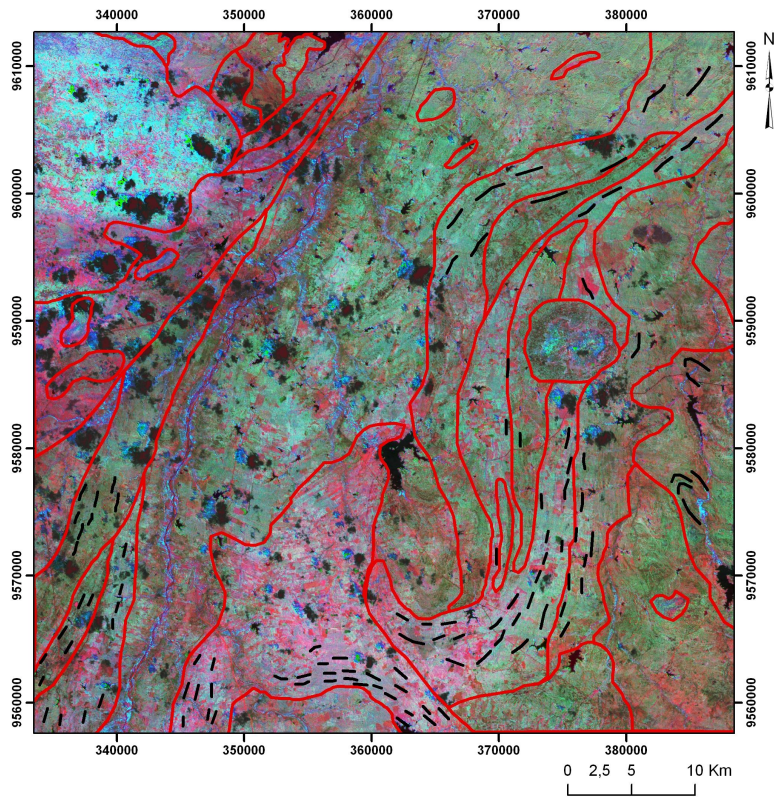


Figura 63- Imagem RGB (3/1, 5/3, 4/2).

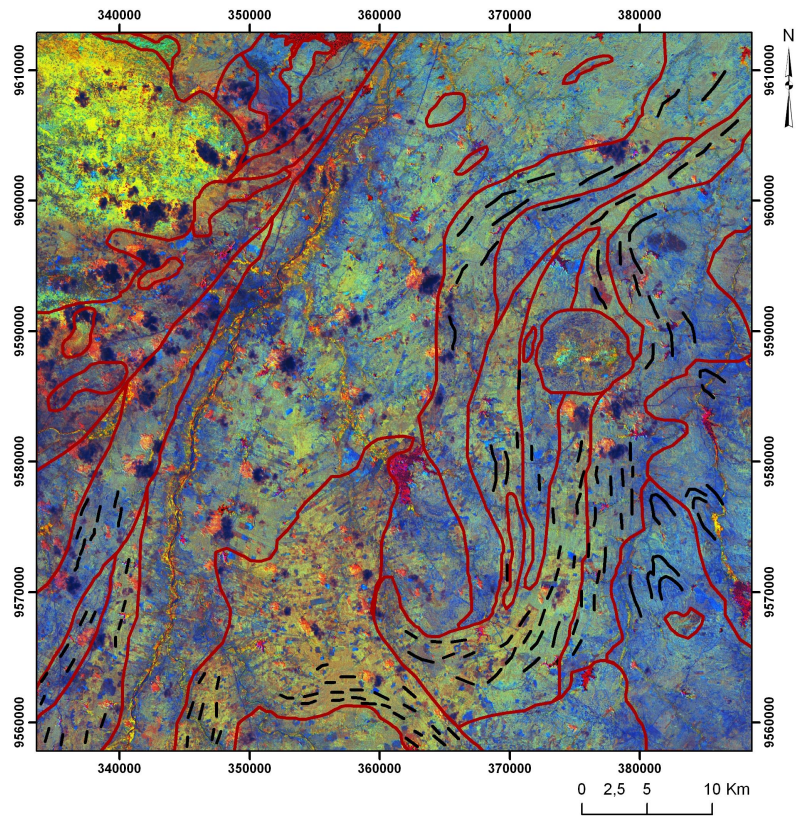


Figura 64- Imagem RGB (5/7, 5/3, 7/4)

8.1.4 Análise e interpretação de imagens IHS

O espaço de cores conhecido por IHS é uma forma alternativa ao espaço RGB de representação de cores. No espaço IHS, as cores são definidas por três atributos (ao invés de três quantidades de cores primárias) que são: Intensidade (*Intensity-I*), Matiz (*Hue-H*) e Saturação (*Saturation-S*).

As vantagens do sistema de coordenadas IHS sobre o RGB são: os aspectos informativos de uma imagem são apresentados usando-se atributos de cores identificáveis e quantificáveis, podendo ser distintamente percebidos. As variações numéricas nos dados da imagem podem ser representados de maneira uniforme num espectro de cores facilmente perceptível e; o controle individual sobre os componentes cromático (H) e acromático (S) da imagem é possível (Harris *et al.*, 1990).

Neste trabalho inicialmente foi feita a transformação IHS das composições RGB 345 e 543 (Figuras 65 e 66).

As imagens mais uma vez ressaltaram o aspecto geológico da área de trabalho, principalmente a composição IHS 543, que delimitou uma grande unidade litológica na porção extremo sudeste, com a coloração rosa esbranquiçada, além das dobras macroscópica, com intercalação de dois litotipos com características espectrais distintas.

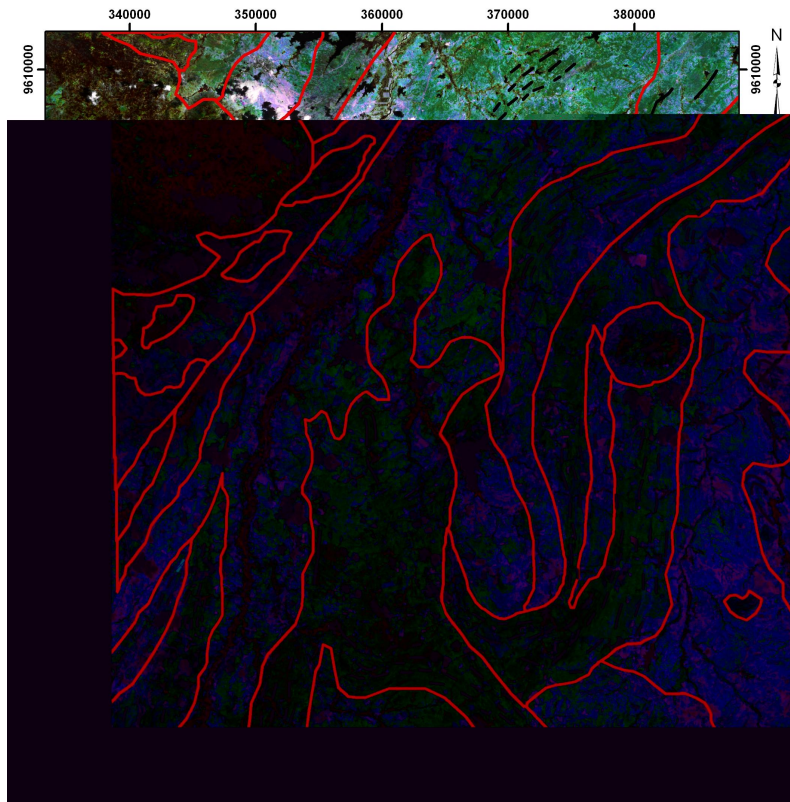


Figura 65- Imagem da transformação IHS das bandas 345.

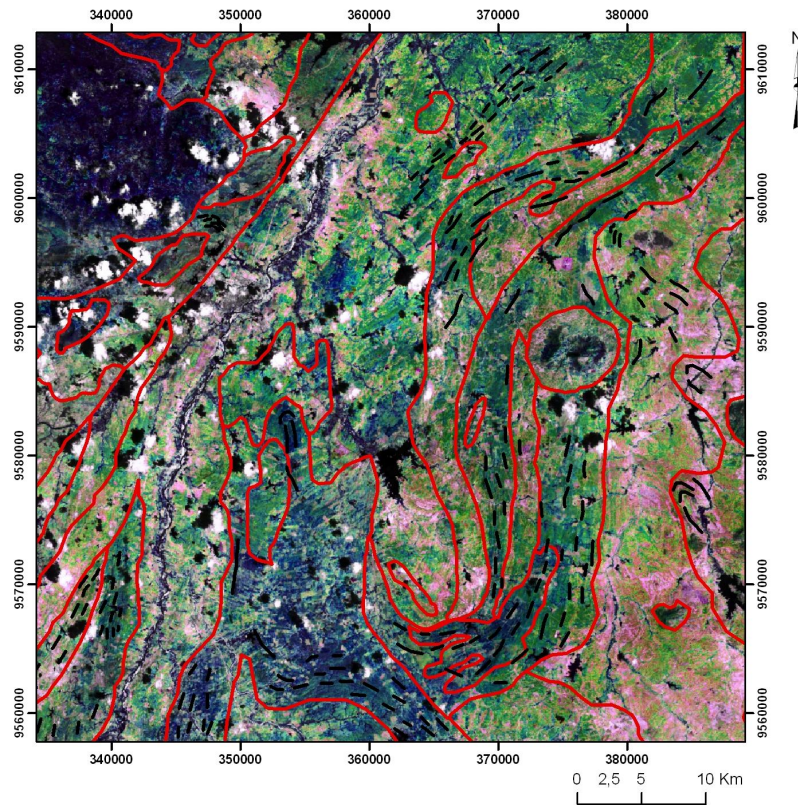


Figura 66- Imagem da transformação IHS das bandas 543.

8.1.5 Análise e interpretação de Principas Componentes.

A análise de principais componentes determina a extensão da correlação (redundância de informação) entre as n bandas de uma cena e remove esta correlação produzindo n bandas sem correlação. Baseia-se no cálculo estatístico de alguns parâmetros das imagens, tais como a variância, que representa a medida do contraste de cada banda espectral e a covariância entre cada par de bandas, que descreve o quanto duas bandas são correlacionadas entre si.

Nas imagens da PC1 foram também utilizadas técnicas de realce digital por filtragem direcional para assinalar as altas freqüências espaciais das imagens expressas pelas transições de níveis de cinza associadas aos lineamentos.

Para a imagens da região de Sobral as que obtiveram melhores respostas foram as com filtragem NE-SW e NW-SE, onde foram destacadas as principais feições estruturais da área, tais como alinhamentos de drenagem e relevo (Figura 67).

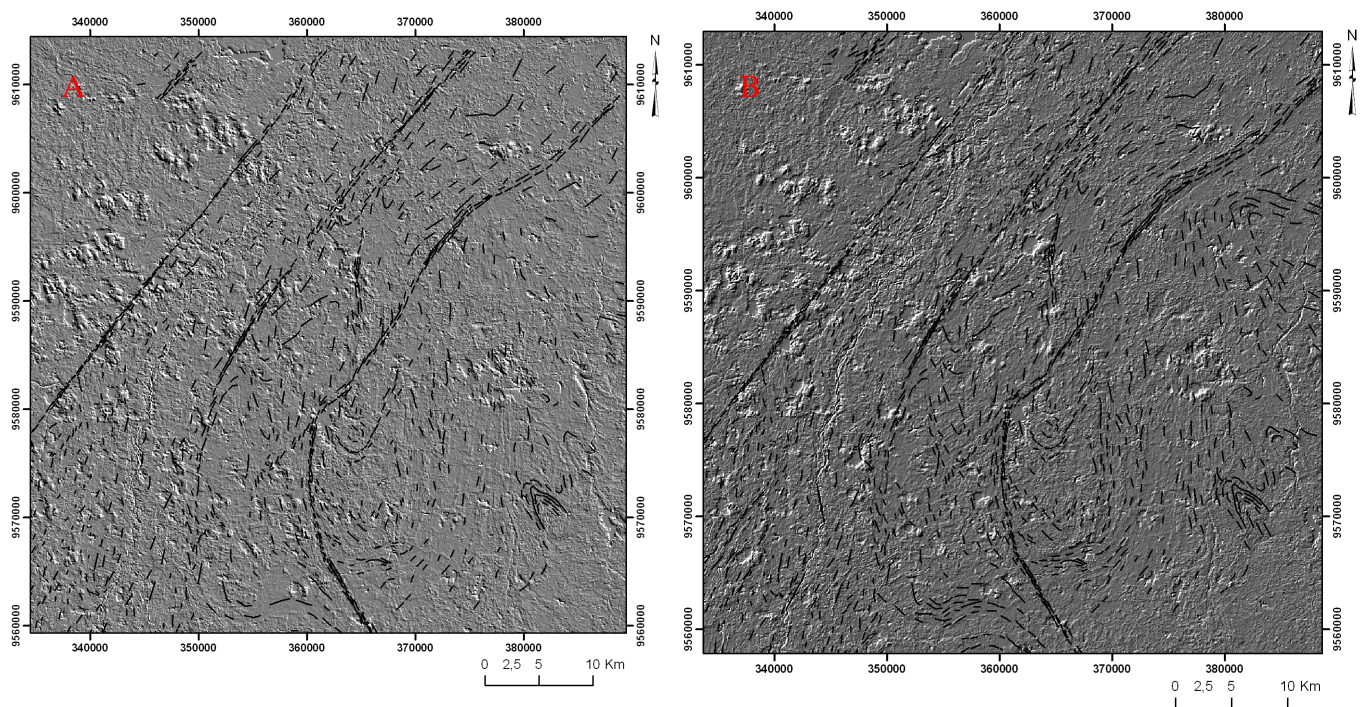


Figura 67- Principas Componentes. A) filtragem NE-SW; B) filtragem NW-SE

8.2 CONSIDERAÇÕES

O processamento das imagens Landsat-TM com a finalidade de caracterização do comportamento lito-estrutural da região de Sobral mostrou resultados satisfatórios,

De início pode se considerar que os produtos obtidos do processamento das imagens landsat, foram satisfatórios e auxiliaram na delimitação das grandes unidades litológicas, tais como o Granito Meruoca, na porção extremo noroeste das imagens e o Granito Serra do Barriga, com sua forma circular muito bem marcada entre os gnaisses e quartzitos.

O *Gráben* Jaibaras que ocorre nas porções noroeste e sudoeste da Folha Sobral também foi bem delimitado, tendo seu arranjo espacial configurado na direção NE-SW, e limitado por dois grandes lineamentos, neste caso o Sobral-Pedro II e o Café-lueiras.

Nas imagens é possível observar as megadobras desenhadas por gnaisses e quartzitos na porção sudeste da Folha Sobral, assim como foi destacado o comportamento dos conjuntos litológicos segundo as direções preferenciais NW-SE, N-S e NE-SW.

9 CARACTERIZAÇÃO GEOMORFOLÓGICA DA REGIÃO DE SOBRAL

A Folha Sobral encontra-se no contexto de dois grandes domínios geomorfológicos definidos por Moreira & Gato (1985) que foram descritos no capítulo 03. Visando uma melhor caracterização de fenômenos tectônicos atuais e uma melhor compreensão do quadro geomorfológico da área em questão, foi feito o estudo de relevo e drenagem.

No mapa geomorfológico da Folha Sobral elaborado a partir de imagens SRTM, se observa a predominância da Superfície Sertaneja em relação ao Planalto Residual (Figura 68).

A área dissecada na cor amarela tem altitude máxima de 100m. A drenagem principal existente na região de Sobral encontra-se encaixada nessa área, tratando-se dos rios Acaraú e Jaibaras de orientação NE-SW e Groaíras e Jacurutu de orientação NW-SE.

A área conservada na cor laranja apresenta altitude máxima de 300m. Sendo uma superfície pediplanada.

O planalto residual na cor vermelha apresenta altitude máxima em torno de 1000m. Seus principais representantes são a serra da Meruoca localizada no extremo oeste do mapa e a serra do Barriga localizada na porção nordeste do mapa (Figuras 69 e 70).

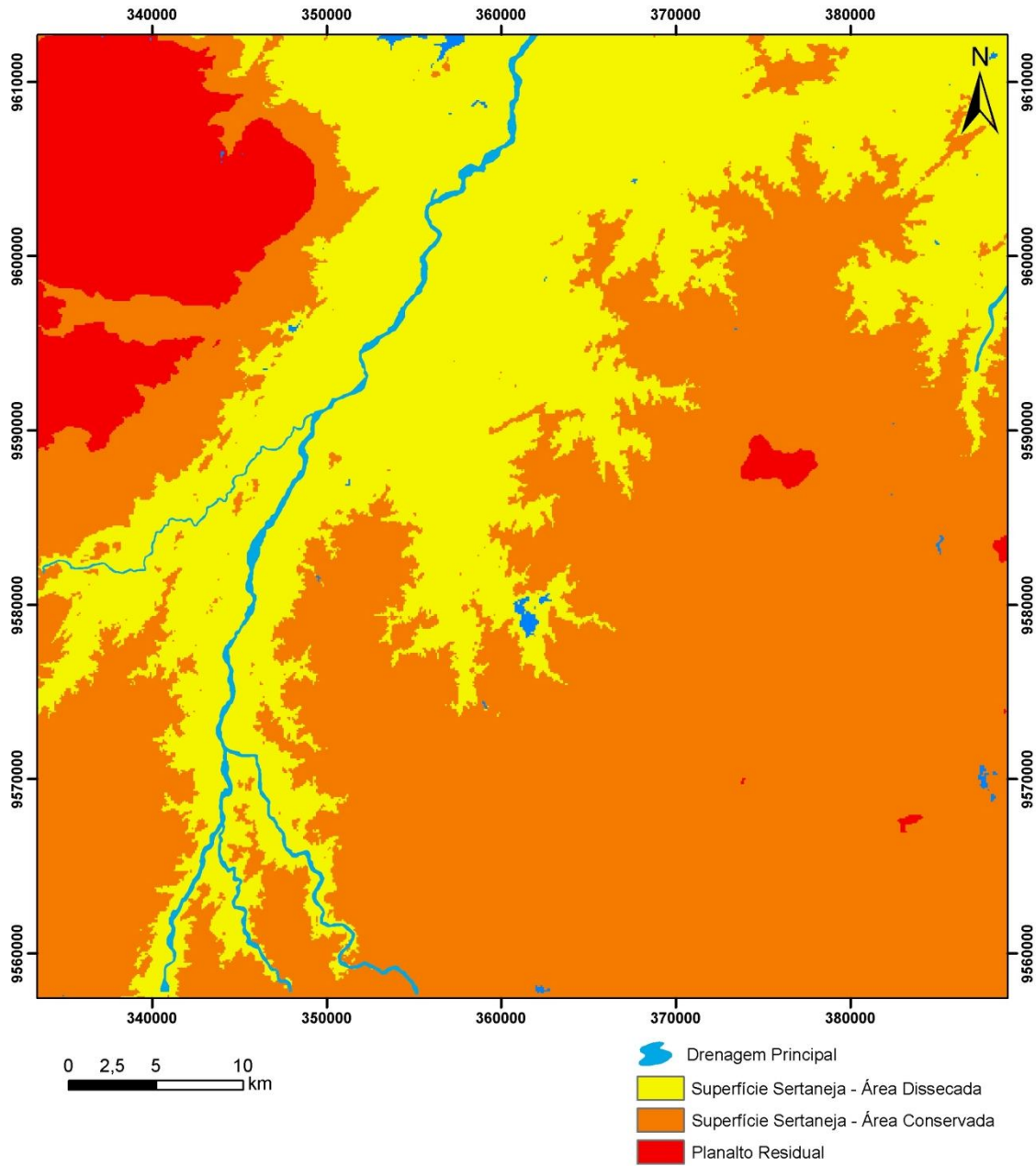


Figura 68- Mapa Geomorfológico da Folha Sobral.



Figura 69- Serra da Meruoca (Planalto Residual)



Figura 70- Serra do Barriga (Planalto Residual)

9.1 MODELO DIGITAL DE ELEVAÇÃO

A utilização de Modelos Digitais de Elevação (MDEs) em geomorfologia permite o cálculo de variáveis associadas ao relevo com rapidez e precisão. O crescimento da capacidade de processamento e armazenamento de dados dos computadores e a evolução dos Sistemas de Informação Geográfica (SIGs) encontra-se em um estágio no qual é possível trabalhar em extensas áreas com alta resolução espacial, sem perda significativa do tempo de processamento envolvido.

A aplicação de modelos digitais de elevação por imagens SRTM com resolução de aproximadamente 90m pode ser considerada razoável para análises em escala regional e de semi-detalle, mas não pode ser aplicada em estudos de detalhe. Neste caso deve-se reamostrar os dados para adequar a resolução à escala. No entanto, para análises em escalas de 1: 100.000 ou menores, até 1:500.000, a reamostragem dos dados não é explicitamente necessária (Grohmann *et al.*,2008).

O modelo digital de elevação da Folha Sobral (Figura 71) foi efetuado a partir dos dados SRTM, interpolados com equidistância de curvas de 10m. A modelagem empregada neste caso utilizou-se do software ArcGis 9.2, através de redes triangulares irregulares (TIN – do inglês triangular irregular network). A malha triangular irregular é uma estrutura que representa uma superfície através de um conjunto de faces triangulares interligadas. Para cada um dos três vértices da face do triângulo são armazenadas as coordenadas de localização (x e y) e o atributo z, com o valor da elevação.

As malhas triangulares são normalmente melhores pra representar a variação do terreno, pois capturam a complexidade do relevo sem a necessidade de grande quantidade de dados redundantes (Câmara & Monteiro, 2001).

No MDE gerado para Folha Sobral é possível observar os principais compartimentos morfológicos. O primeiro grande compartimento é formado pela planície dos rios Acaraú, Jaibaras, Groaíras e Jarucutu que compreende uma vasta área arrasada, com padrão plano a suave ondulado, desenvolvida sobre rochas gnáissicas do Complexo Ceará e pela presença de coberturas Quaternárias.

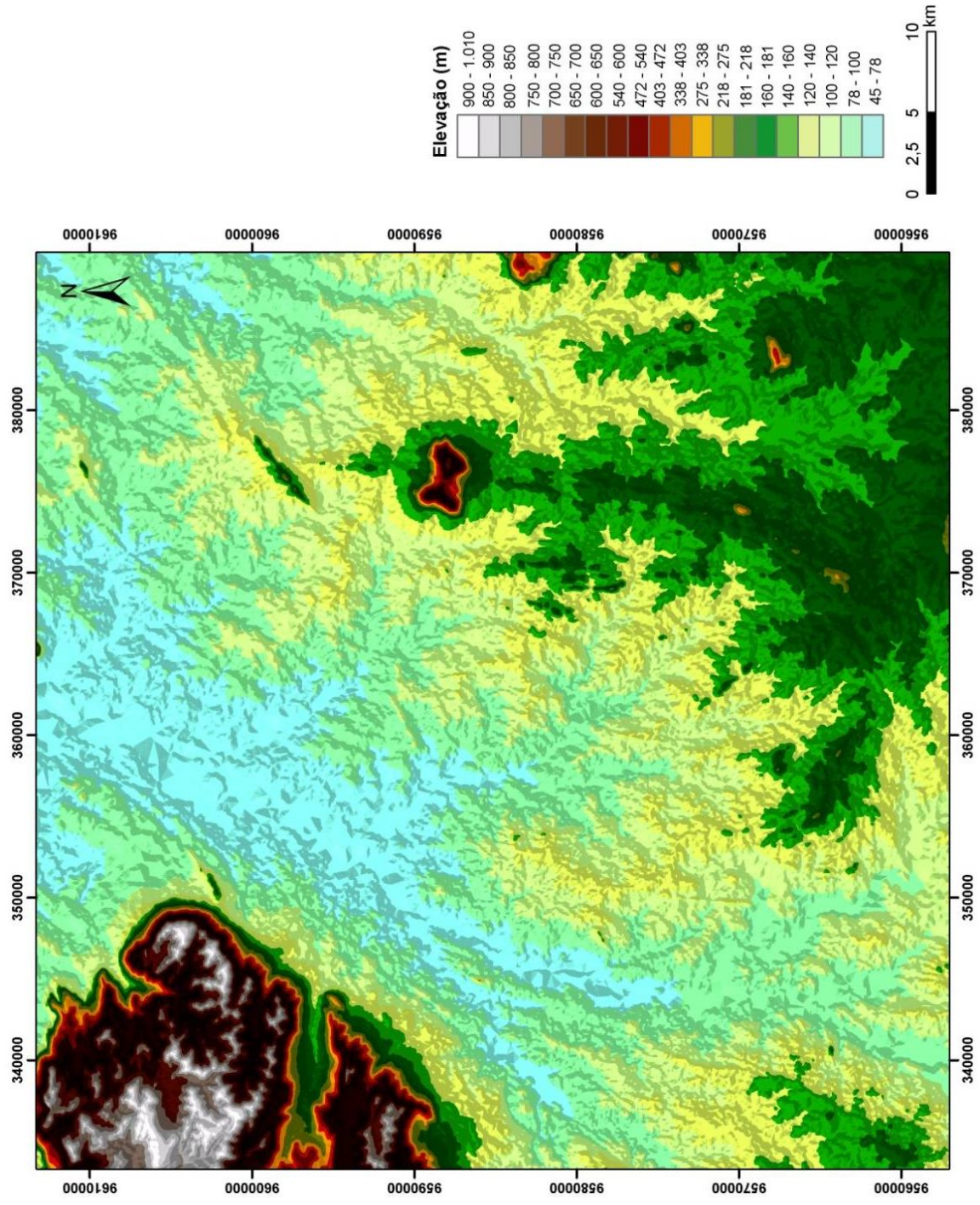


Figura 71- Modelo Digital de Elevação da Folha Sobral.

O segundo grande compartimento é dado pela superfície formada pelas serras presentes no sudeste da área, relacionada ao substrato formado predominantemente por quartzitos e gnaisses da Unidade Independência.

Outro grande compartimento é formado por serras de composição granítica, com altitude superior a 700m, que se mostram em destaque em relação aos outros compartimentos, formando os chamados *inselbergs* muito comuns no contexto geomorfológico do estado do Ceará.

9.2 RELEVO SOMBREADO

A fim de caracterizar as diferentes texturas de relevo foi elaborado um mapa de relevo sombreado (Figura 72).

O modelo sombreado de relevo permite a simulação da direção e ângulo de incidência da iluminação de acordo com as orientações preferenciais dos elementos estruturais do terreno. A simulação de direção 315°Az e 45° de elevação foi a que melhor destacou os elementos estruturais da área de trabalho. Em seguida foram extraídos os principais alinhamentos de relevo (Figura 73).

Nesse mapa observa-se com destaque a presença de um grande compartimento de relevo, formado por um corpo granítico de dimensões batolíticas, com textura fortemente enrugada, no extremo oeste do mapa. Outro compartimento de relevo apresenta uma textura mais lisa, na porção noroeste e sudoeste do mapa, com alta densidade de lineações de relevo na direção, NE-SW. Na porção nordeste e sudeste do mapa observa-se um compartimento de relevo menos enrugado, com alta densidade de relevo, alta densidade de alinhamentos de relevo curvos e dobrados.

Os alinhamentos de relevo extraídos da imagem de relevo sombreado apresentam em maior parte direção preferencial NW-SE no domínio 1, na porção extremo noroeste da Folha Sobral e direção preferencial NE-SW no domínio 2 (Figura 74).

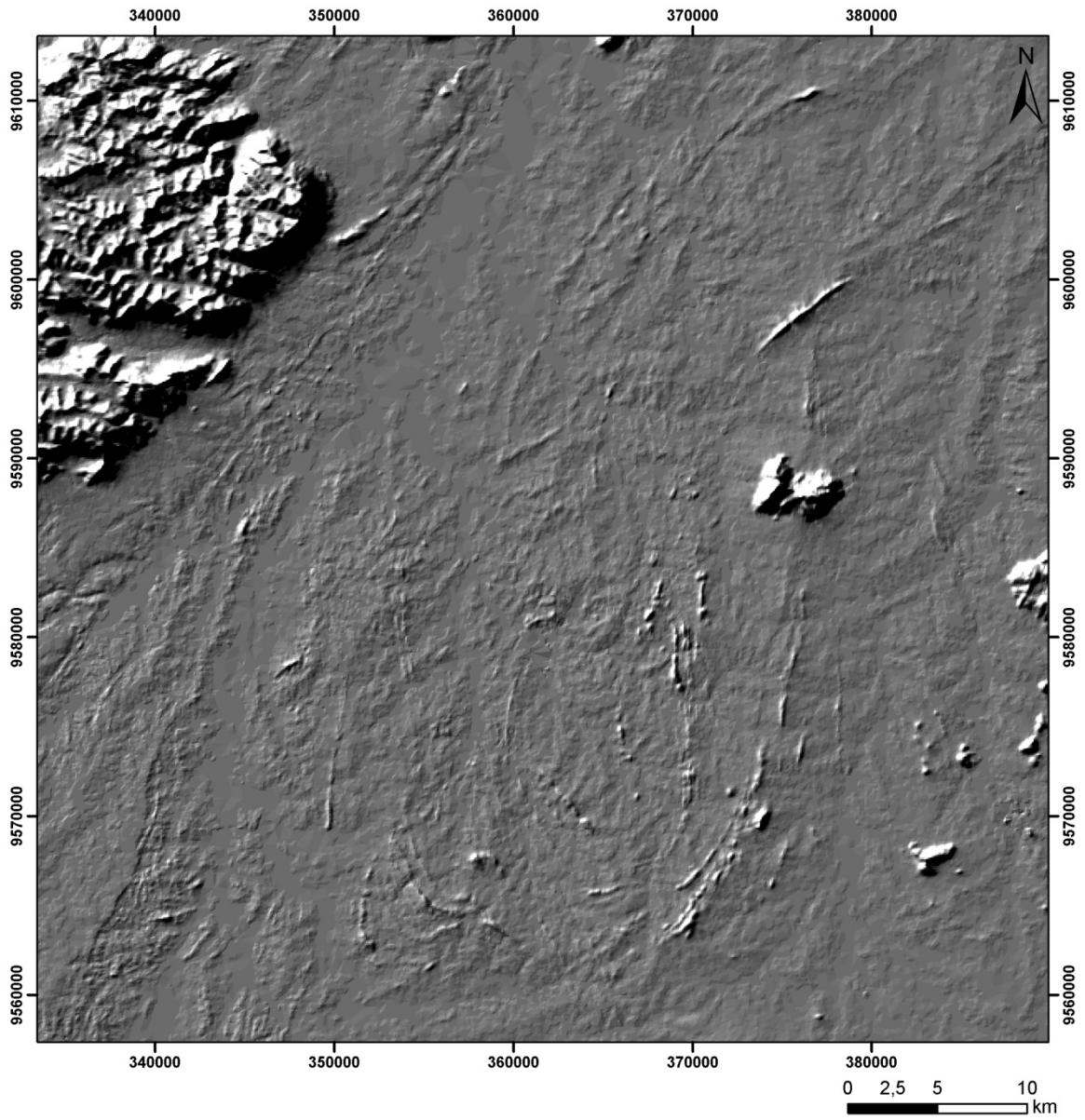


Figura 72- Relevo Sombreado da Folha Sobral

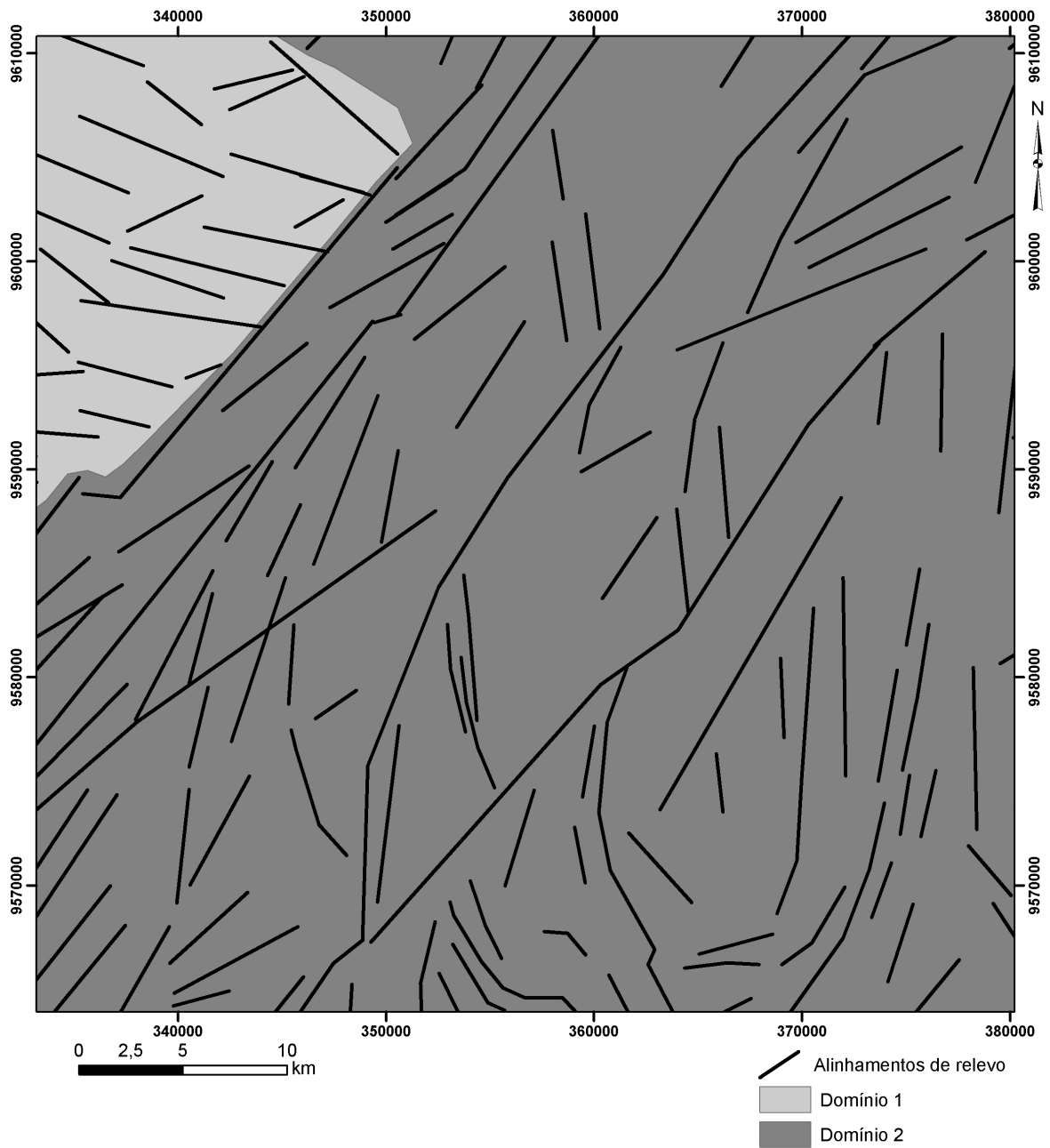


Figura 73- Mapa de fotolineamentos extraídos da imagem de Relevo Sombreado.

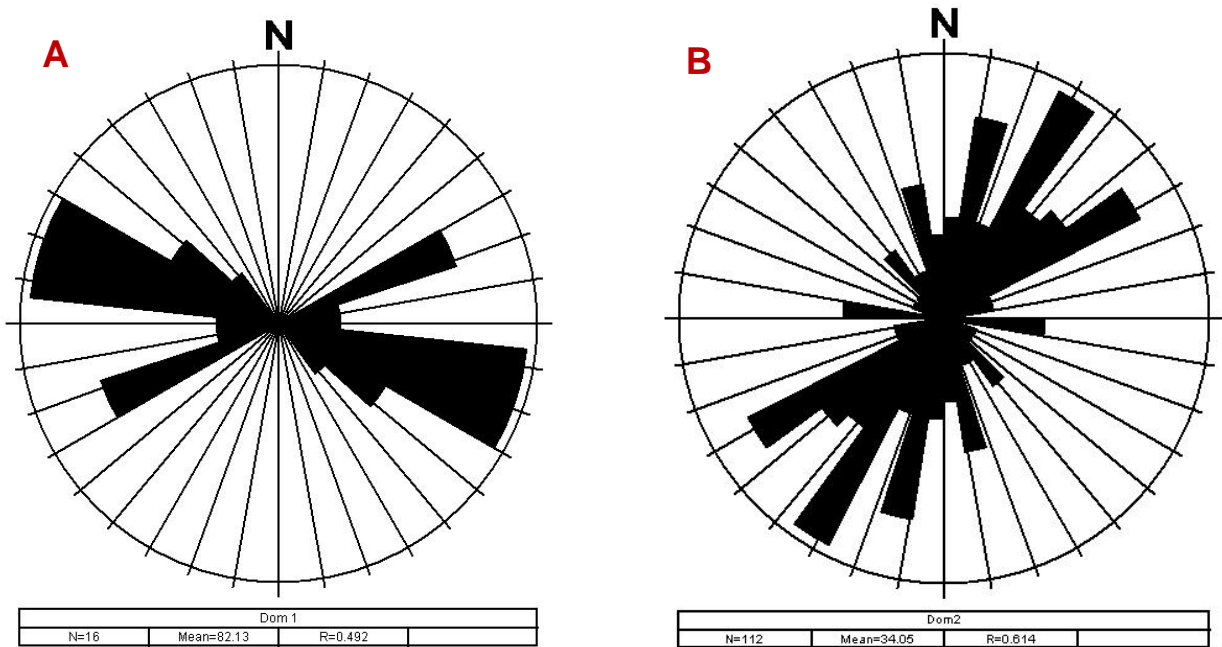


Figura 74- Rosácea com direções principais dos fotolimeamentos extraído da imagem de relevo sombreado. A) Domínio 1; B) Domínio 2.

9.3 REDE DE DRENAGEM

O comportamento de um sistema de drenagem está intimamente relacionado com aspectos topográficos, geomorfológicos e elementos morfotectônicos. Buscando uma melhor caracterização do padrão de drenagem da Folha Sobral foi elaborado dois mapas de drenagem. O primeiro foi extraído da carta planialtimétrica da Folha Sobral (Figura 75), e o segundo mapa de forma automática do radar SRTM (Figura 76).

O padrão de drenagem nas duas imagens é similar, permitindo a delimitação de duas zonas homólogas de drenagem, a primeira (I) apresenta padrão subdendrítico, com baixa densidade, sinuosidade curva, angularidade alta, tropia unidirecional assimetria fraca, e formas anômalas em cotovelo. A segunda (II) zona homóloga apresenta padrão dendrítico, com alta densidade, sinuosidade mista, angularidade média, tropia bidirecional, localmente com tropia multidirecional ordenada e unidirecional, e assimetria média. As formas anômalas encontradas são do tipo arco e cotovelo.

No entanto na drenagem extraída automaticamente tem-se uma maior linearidade dos contornos de drenagem, com relação à drenagem extraída da carta planialtimétrica.

Assim como no relevo foram extraídos da rede de drenagem os principais alinhamentos estruturais, resultando num mapa de fotolineamentos (Figura 77). Onde se evidencia a direção preferência NE-SW e NW-SE (Figura 78).

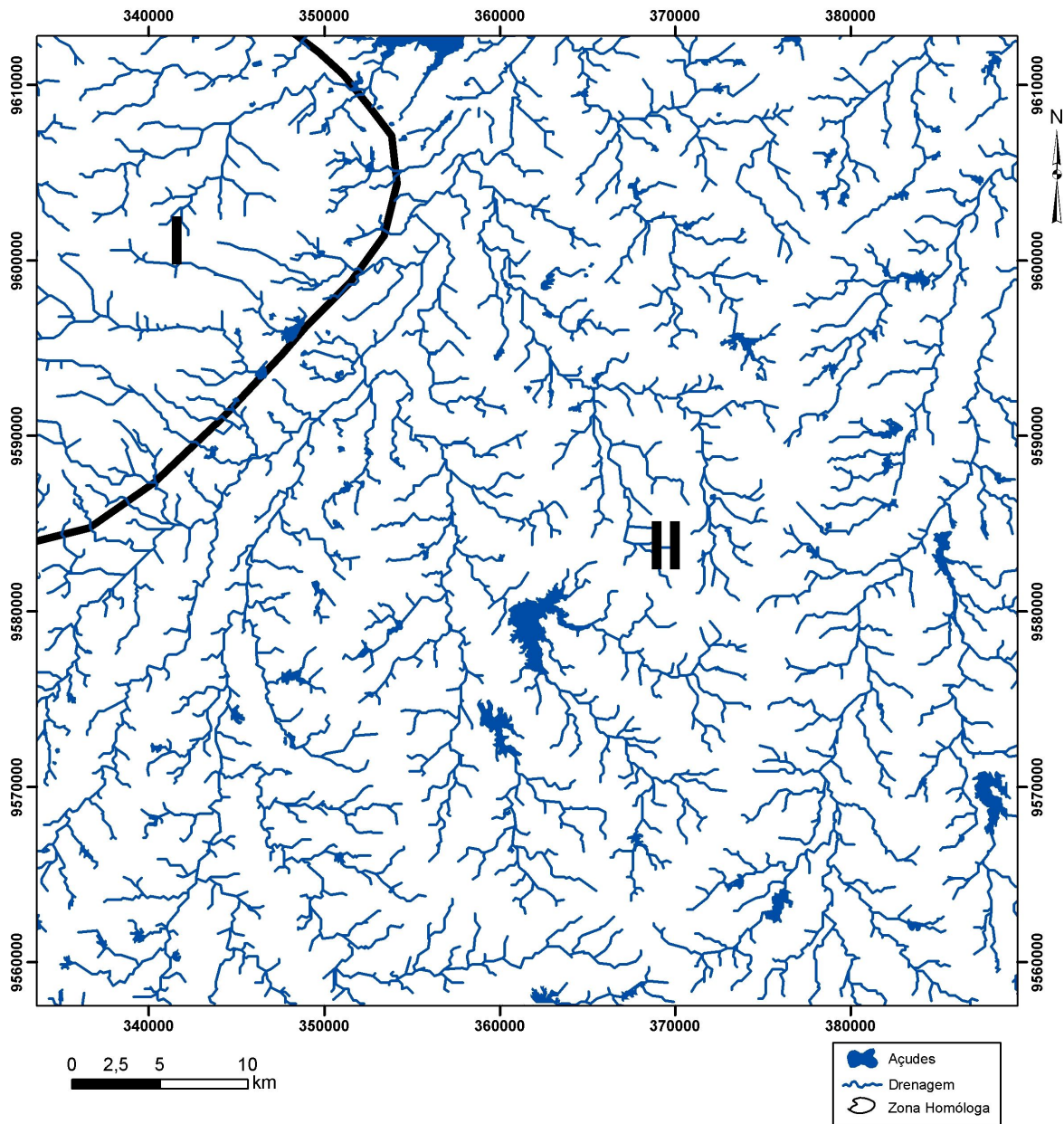


Figura 75- Rede de drenagem extraída da carta planialtimétrica da Folha Sobral.

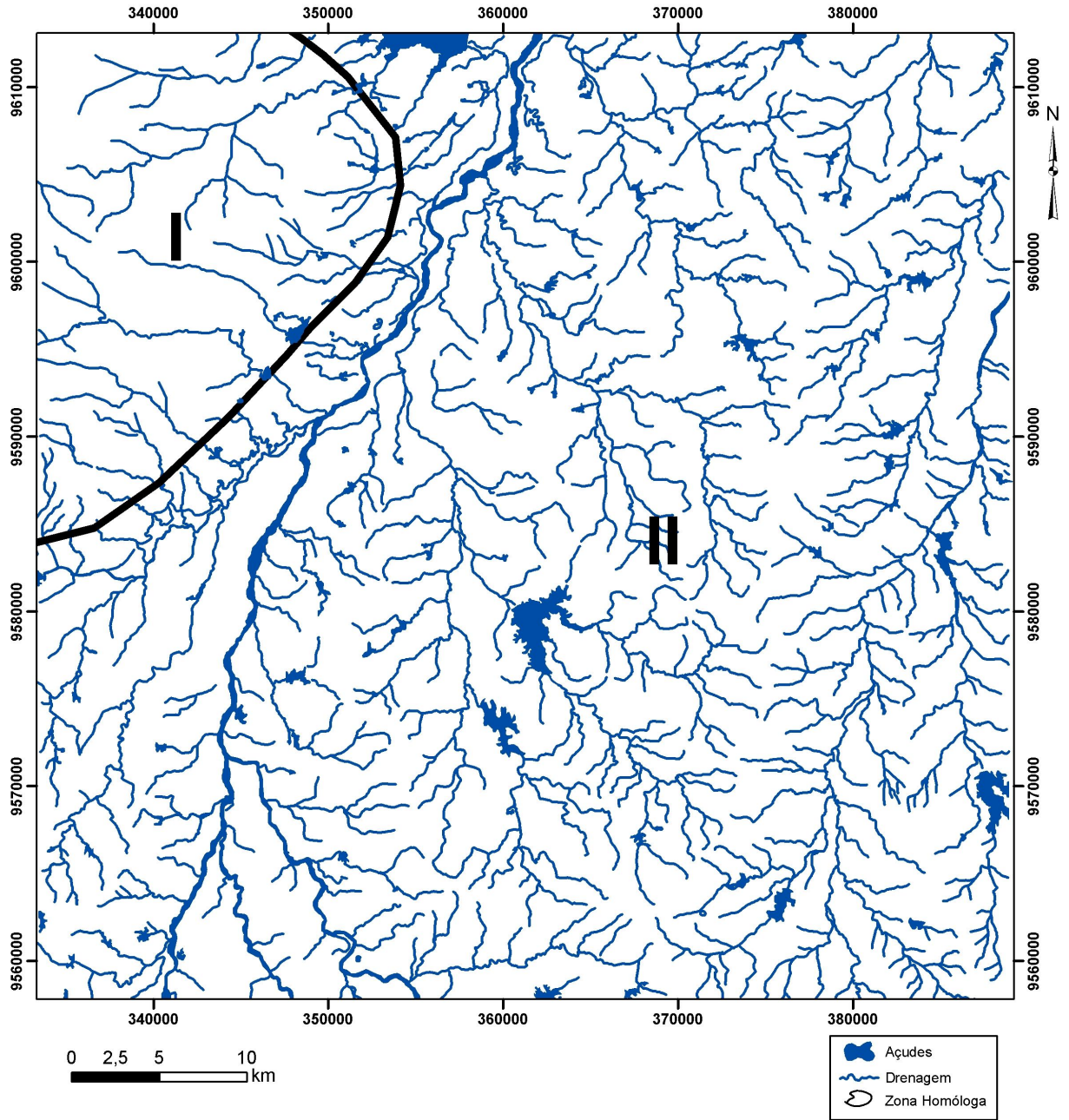


Figura 76- Rede de drenagem extraída automaticamente de imagem SRTM.

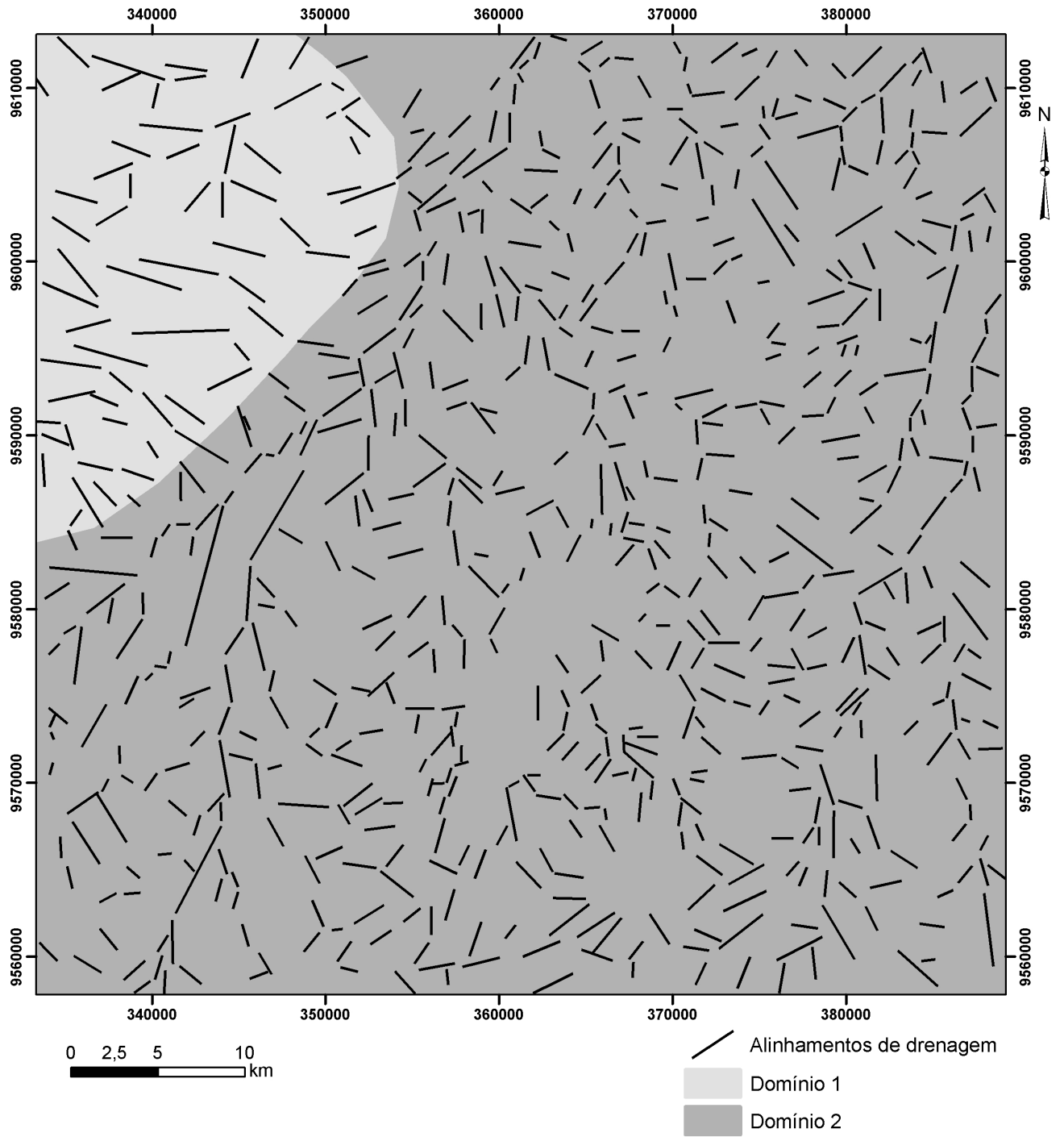


Figura 77- Mapa de fotolineamentos extraído da drenagem.

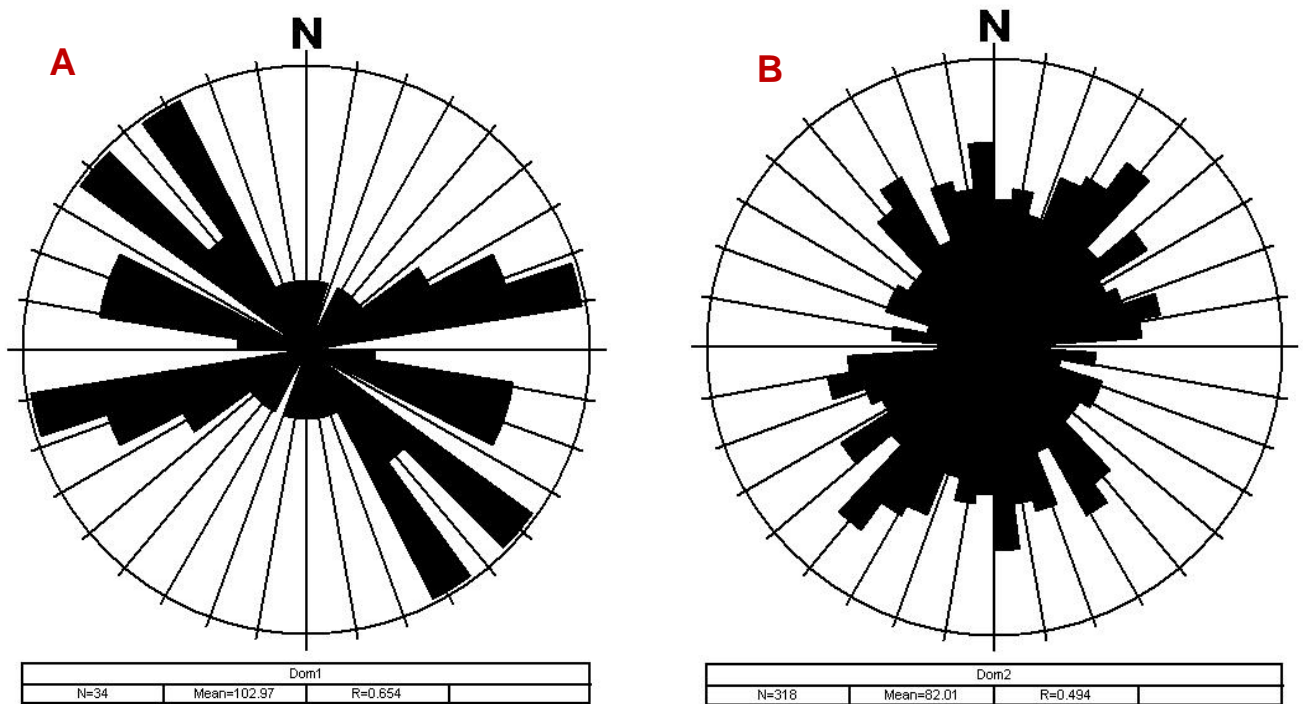


Figura 78- Rosácea com as principais direções dos fotolineamentos de drenagem. A) Domínio 1; B) Domínio 2.

O padrão dos lineamentos de relevo e drenagem na escala macroscópica é similar ao padrão encontrado na escala mesoscópica. Mostrando assim a predominância dos padrões NE-SW e NW-SE, que acompanham os grandes *trends* estruturais identificados na área, tais como o Lineamento Sobral-Pedro II, Forquilha, Groairas e Humberto Campos.

Para uma melhor visualização acerca do contexto morfoestrutural da área foram construídos blocos diagramas (Figuras 79 e 80). Nessas imagens é possível observar em três dimensões as principais formas de relevo e drenagem encontrados na região de Sobral.

Na primeira imagem tem-se a sobreposição da drenagem no MDE da região, onde se observa a estruturação da drenagem encaixada nos tipos de relevo encontrados. E no segundo bloco diagrama tem-se a sobreposição da imagem Geocover no MDE, mostrando a relação das respostas espectrais com o relevo.

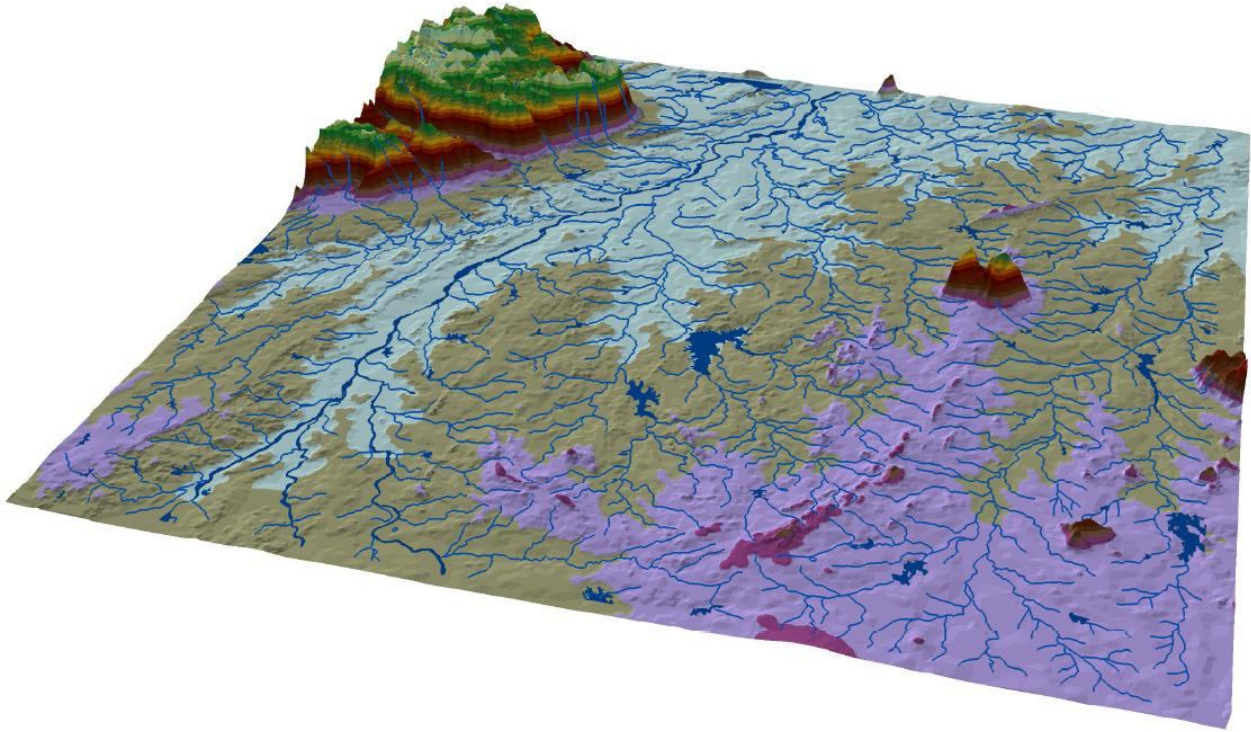


Figura 79- Bloco diagrama do MDE sobreposto com a rede de drenagem.

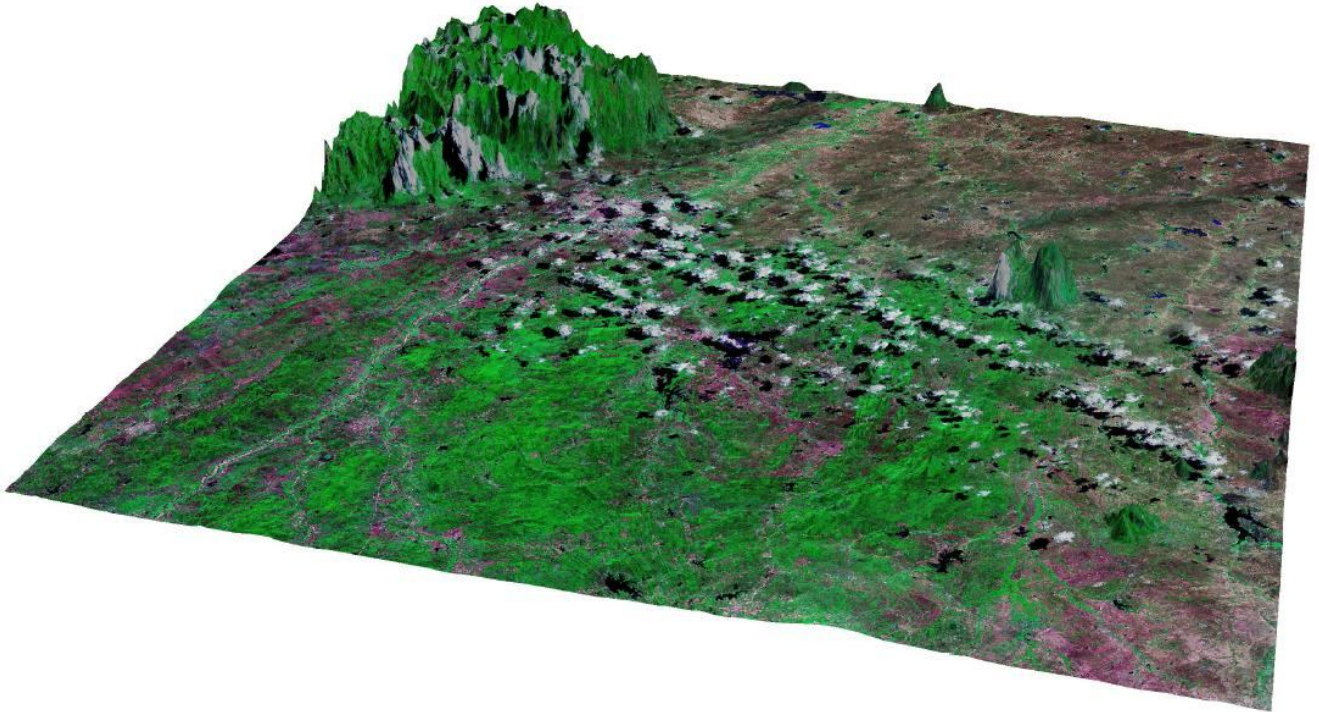


Figura 80- Bloco diagrama da fusão MDE e imagem Geocover.

9.4 CONSIDERAÇÕES

O comportamento geomorfológico da Folha Sobral está de acordo com as características descritas por Moreira e Gatto (1986) para a Superfície Sertaneja e o Planalto residual.

Na análise do padrão dos fotolineamentos extraídos do relevo e drenagem, foi possível a distinção de pelo menos dois domínios. O padrão dos elementos de relevo do domínio 1 (extremo noroeste) não tem muita expressão no domínio 2 (leste). Enquanto que no caso dos elementos de drenagem é possível observar que o padrão do domínio 1 já tem representatividade no domínio 2.

Portanto, tem-se pelo menos dois grandes eventos de deformação rúptil na área da Folha Sobral. O primeiro que segue o padrão dos grandes lineamentos existentes na região Noroeste do Ceará, com direção preferencial NE-SW. Neste caso merece destaque a Falha Sobral-Pedro II. O segundo evento é de deformação rúptil, marcado pela orientação preferencial NW-SE, que podem estar ligado as reativações cretáceas das falhas brasileiras, nessa orientação, uma vez que essa orientação é bem marcada nas unidades brasileiras, como o Granito Meruoca. Vale ressaltar que essa orientação é impressa também nas unidades mais antigas (Proterozóicas), mas em menor expressão.

10 CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA DA REGIÃO DE SOBRAL.

A região abrangida pela Folha Sobral é de alta complexidade geológica, pois reúne em um pequeno espaço geográfico uma variedade enorme de litotipos, sejam eles ígneos, metamórficos ou sedimentares.

A partir da avaliação, integração e reinterpretação do acervo geológico de trabalhos anteriores realizados nesta região, foi possível uma descrição dos principais litotipos aflorantes. As informações provenientes deste acervo foram integradas as informações coletadas durante a realização dos trabalhos de campo que ocorreram no decorrer da elaboração dessa dissertação.

A figura 81 exhibe o quadro litoestratigráfico proposto para a área objeto do presente estudo. Ela apresenta algumas modificações com relação ao proposto por trabalhos anteriores, mas não deve, ainda, ser considerada como definitiva, uma vez que foi elaborada com dados fornecidos unicamente pelas relações de campo, e de informações geocronológicas e geoquímicas antigas, carecendo, ainda, de estudos complementares, tais como: novas caracterizações litoquímicas e geocronológicas, para confirmação mais segura das modificações propostas.

(Era)	Unidade lito-estratigráfica		Descrição
Cenozóico	Coberturas Cenozóicas		Cascalhos e areias de granulação fina a grossa. Além de material silítico-argiloso.
Paleozóico	Formação Apazível		Ortonglomerados polimíticos de aspecto brechóide, composta por seixos de fragmentos líticos, incluindo metarenitos, metacalcários, filitos, quartzitos, xistos, vulcânicas e granitos.
	Granito Meruoca		Albita-ortoclásio granito; biotita-hornblenda-ortoclásio granito e microgranitos.
	Suíte Parapuí	Grupo Jaibaras	Basaltos, riólitos e rochas vulcanoclásticas que ocorrem intercalados a arenitos arcosianos. Formação Massapê: paraconglomerados brechóides polimíticos e a Formação Pacujá: arenitos lamosos e lamitos, arenitos finos/médios a argilosos, grauwacas, além de arenitos conglomeráticos arcoseanos.
Neoproterozóico	Granito Serra da Barriga		Sienogranito inequigranular a megaporfirítico, contendo internamente corpos semi-anelares, mais ou menos contínuos, de biotita monzogranito porfirítico.
	Complexo Tamboril-Sta. Quitéria		Plútons, migmatitos e granitóides, com uma grande variedade de granitos, e ortognaisses facóides.
	Grupo Martinópole		Formação Covão: calciossilicáticas, xistos, filitos, mármore e quartzitos.
	Mesoproterozóico	Complexo Ceará	Paragnaisses, xistos, anfíbolitos com presença marcante de granadas, quartzitos, mármore e rochas calciossilicáticas
	Unidade Canindé		Ortognaisses ácidos, anfíbólio gnaisses e biotita gnaisses, muscovita gnaisses.
Paleoproterozóico	Complexo Granja		Ortognaisses, migmatitos bandados, dobrados e milonitizados

Figura 81- Quadro Litoestratigráfico preliminar da Folha Sobral

10.1 PRINCIPAIS UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

10.1.1 Complexo Granja

Os litotipos do Complexo Granja ocorrem na Folha Sobral, restritos à porção do extremo noroeste. Afloram sob a forma de lajedos e subordinadamente blocos. Essas rochas apresentam contato brusco e discordante com o Grupo Martinópole que se dá pela Falha Massapê e sendo discordante e erosivo com o Grupo Jaibaras.

É constituído por ortognaisses TTG (tonalito trondjhemitos granodioritos) de coloração cinza, levemente esbranquiçada, com océlos/amêndoas bem desenvolvidas de quartzo e feldspato, além de bandamento gnáissico definido pela alternância de bandas centimétricas quartzo-feldspáticas e de bandas máficas composta por anfibólio e biotita, intercalando porções miloníticas além de quartzitos, anfibolitos/anfibólio gnaisses com lentes de leucognaisses (Figura 82).

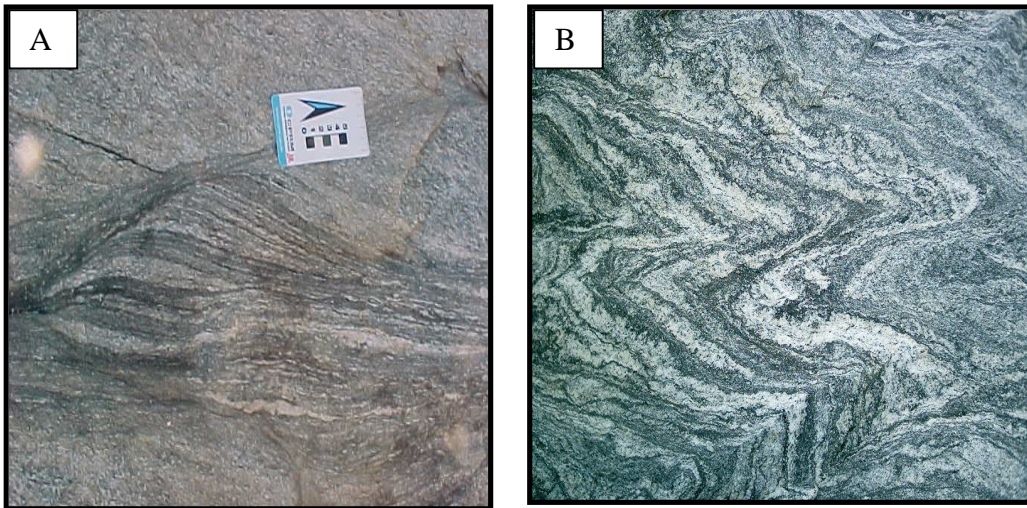


Figura 82- Ortognaisses do Complexo Granja evidenciando a presença local de zonas de intensa deformação com milonitização (A) e dobras (B)

10.1. 2 Complexo Ceará

Na Folha Sobral são reconhecidas a Unidade Canindé e a Unidade Independência. Além dessas unidades pode-se individualizar uma faixa metamórfica de alto grau a leste do Lineamento Sobral-Pedro II.

As unidades Canindé e Independência e a Faixa Metamórfica de Cariré, recobrem uma expressiva área dentro do contexto geológico desta região e apresentam-se com uma variedade considerável de litotipos que serão descritos a seguir.

10.1.2.1 Unidade Canindé

É marcada pela variação composicional de gnaisses milonitizados com feições migmatíticas (granada-biotita-gnaiss; biotita-muscovita-gnaiss; muscovita-biotita-gnaiss), rochas matabásicas, metagabros, metaultramáficas, metacalcários, anfibólio gnaiss e anfibolitos, cálcio-silicáticas, ocorre ainda nessa unidade corpos de ortognaisses de composição granítica, alongados, com direção preferencial NE-SW.

10.1.2.1.1 Sub-Unidade 1

Ocorre nas porções sudoeste, nordeste e sudoeste da Folha Sobral. Constituída por corpos de ortognaisses, de forma alongada, concordantes a foliação e a estruturação regional o que pode indicar sin-tectônismo em sua geração. Apresenta feições de augengnaisses, com cristais de plagioclásio de até 7cm conservando seu hábito prismático e também encontrados sob a forma de porfiroclastos amendoados e rotacionados (Figura 83).

As rochas dessa unidade em geral apresentam coloração cinza claro, granulação grossa com porções de granulação média, composta por k-feldspato, quartzo, biotita e plagioclásio. Os cristais de feldspato são de tamanhos centimétricos, formando olhos e amêndoas por vezes rotacionados e alguns preservando a forma euédrica.

Microscopicamente a rocha apresenta textura granoblastica e localmente porfírica e milonítica. A rocha constitui-se essencialmente por quartzo, plagioclásio, k-feldspato, biotita, muscovita. Como minerais acessórios tem-se titanita, zircão e opacos. De origem secundária ocorrem a apatita e a sericita.

Os cristais de quartzo são finos a grossos, anédricos a euédricos, com contato irregular, e intercrescimento mimerquítico. Apresentam moderada orientação preferencial, forte extinção ondulante, formação de subgrãos e novos grãos.

Os cristais de plagioclásio são finos a grossos, euédricos, possuem contatos retilíneos, com moderada orientação preferencial, com alguns cristais bastante fraturados.

Os cristais de microclina são finos a grossos e anédricos (Figura 84). Alguns cristais encontram-se fraturados e preenchidos por muscovita, além de apresentarem feições deformacionais do tipo *kink band*. Apresentam pertitas em forma de chama. As inclusões mais comuns são de opacos, biotita e quartzo. A alteração para argilomineral é bastante comum.

Os cristais de biotita são finos a médios e anédricos. Ocorrem dispersos ou na forma de agregados. Apresentam forte orientação preferencial. Localmente mostram feições deformacionais do tipo *kink band* e maclas dobradas. Fazem contatos irregulares com a maioria dos cristais da rocha. É comum terem inclusões de zircão, opacos e titanita.

Os cristais de muscovita são finos e anédricos. Ocorrem dispersos ou muitas vezes na forma de agregados, associados aos cristais de biotita, opacos e titanita. Podem aparecer como mineral de alteração, oriundos de plagioclásio.

A apatita ocorre como finos cristais anédricos, quase sempre, associados geralmente a grãos de biotita. Os cristais de zircão são finos, anédricos a subédricos, ocorrem geralmente inclusos em cristais de biotita, podendo apresentar halos de alteração a sua volta. Os opacos são finos, anédricos, ocorrem dispersos na rocha ou formando agregados máficos. Os opacos, geralmente, estão associados aos cristais de biotita. A titanita ocorre como cristais finos, anédricos a subédricos, associados geralmente a cristais de biotita.



Figura 83- A) augengnaisse exibindo porfiroblastos com forma de amêndoas de feldspatos indicativo de uma feição milonítica; B) fenocristal centimétrico euédrico de feldspato indicativo que nem todos os elementos da trama sofreram processo de mudança de forma (deformação)

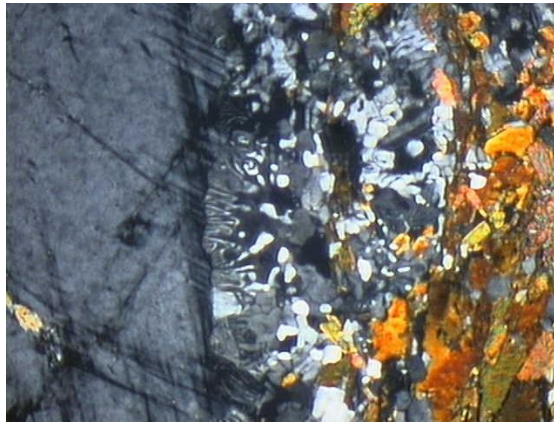


Figura 84- Fotomicrografia de fenocristal de microclina rodeado por grãos de biotita. Notar textura mimerquítica (reliquiar) no cristal de microclina (Nicóis X).

Outro litotipo encontrado nesta sub-unidade é o biotita-hornblenda ortognaisses que apresentam coloração cinza escuro a cinza esbranquiçada, de granulação predominante média, localmente com porções mais grossas. Exibe um bandamento gnáissico formado por níveis centimétricos quartzo-feldspáticos e de biotita e anfibólio. Os cristais possuem uma moderada orientação preferencial, definindo o bandamento da rocha, que é superposta por uma foliação milonítica pouco pronunciada, promovendo o estiramento de grãos de quartzo e feldspato.

Microscopicamente apresenta textura granoblastica, e localmente porfoclástica e nematoblástica, sendo constituída essencialmente por microclina (35-40%), quartzo (20-25%), plagioclásio (15-20%), hornblenda (13-20%) e biotita (10-15%). Como acessórios tem-se zircão, apatita, titanita e opacos.

A microclina apresenta cristais subédricos, constituindo parte da matriz, onde tem granulação fina, ou por vezes formando porfiroclastos. O quartzo apresenta cristais anédricos, por vezes alongados, com forte extinção ondulante, e com formação de subgrãos. O plagioclásio de composição An_{30} apresenta cristais anédricos e euédricos, com textura mirmequítica (reliquiar). A hornblenda apresenta cristais subédricos a euédricos e com forte pleocroísmo. A biotita apresenta cristais subédricos, fortemente alongadas, e com forte pleocroísmo.

10.1.2.1.2 Sub-Unidade 2

Ocorre ao longo de toda a porção sudeste, nordeste e sudoeste da folha, representa cerca de 80% da Unidade Canindé. É caracterizada por seqüências de rochas metamórficas de derivação sedimentar, sendo composta essencialmente por gnaisses.

a) Biotita-muscovita gnaisse

Apresentam coloração cinza-esverdeado, com granulação média, sendo constituído essencialmente por plagioclásio (40%), moscovita (30%), quartzo (25%) e biotita (5%). Possui forte foliação penetrativa marcada pela orientação em bandas de minerais máficos e félsicos. Foi encontrada foliação do tipo S-C indicando movimentação sinistral e dobras isoclinais confinadas por planos de foliação, indicando transposição. Ocorrem bolsões centimétricos a decimétricos de composição granítica de coloração cinza-esbranquiçado, granulação grossa com quartzo, feldspato e moscovita.

b) Granada-muscovita-biotita gnaisse

Apresentam coloração cinza-esbranquiçado, com granulação média, constituída por quartzo, moscovita, biotita, plagioclásio e granada. Possui foliação penetrativa, anastomosada com níveis máficos e félsicos de espessuras milimétricas, assim como a

presença marcante de bolsões e veios quartzo-feldspato. A rocha apresenta também bandamentos milimétricos a centimétricos e lineação de estiramento e feições de migmatização, usualmente concordantes a foliação.

Microscopicamente mostra textura granoblástica e localmente nematoblastica. Em uma proporção modal estimada, a rocha constitui-se essencialmente por quartzo (40%), biotita (20%), plagioclásio (16%), k-feldspato (16%), granada (6%) e muscovita (2%). Os minerais opacos são acessórios. De origem secundária tem-se a sericita.

O quartzo é anedral, com cristais monocristalinos e policristalinos, moderadamente fraturados, médios, com moderada extinção ondulante e contatos irregulares. Apresenta inclusões de plagioclásio, biotita, granada e opacos (Figura 85).

O plagioclásio, de composição oligoclásia An_{25} , encontra-se como cristais anedrais, médios, moderadamente fraturados, apresentando maclamentos moderadamente deformados do tipo albita. Possui moderada extinção ondulante com contatos irregulares. Apresenta inclusões anédricas de quartzo, biotita e opacos. Altera-se para sericita.

O k-feldspato ocorre como cristais anedrais, médios, moderadamente fraturados, com contatos irregulares. Apresenta feições peritíticas, moderada extinção ondulante e maclamento do tipo xadrez, tratando-se de uma microclina.

A biotita possui cristais, médios, com contatos retos e irregulares com fraca orientação preferencial. A granada ocorre como cristais arredondados, médios e fortemente fraturados e a moscovita ocorre como cristais subeudrais, finos, com contatos retilíneos.

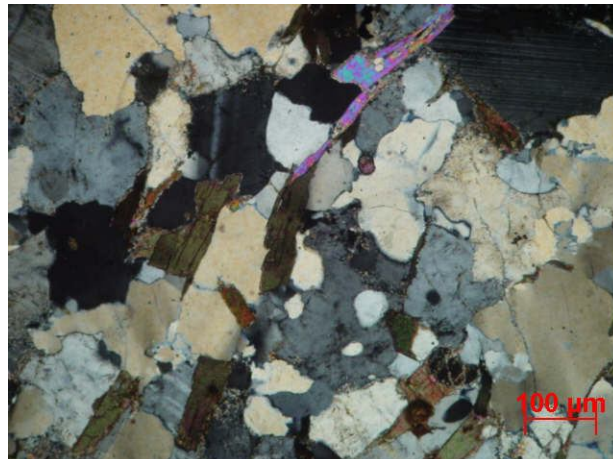


Figura 85 - Inclusões de plagioclásio, biotita, granada e opacos em cristais de quartzo monocristalino e policristalino, nicóis cruzados.

a) Sillimanita-granada gnaïsse

Trata-se de uma rocha de coloração cinza esbranquiçada formada por granada, quartzo, plagioclásio e minerais máficos, com granulação fina e bandamento bem definido. O bandamento é regularmente espaçado, mas por vezes pode exibir espaçamento irregular (Figura 86A).

Microscopicamente apresenta textura granular orientada com porfiroblastos de granada e porfiroclastos de quartzo. Essa textura é caracterizada, no geral, pela ocorrência dos minerais sob forma de agregados granulares aproximadamente equidimensionais, mas podendo ocorrer zonas inequegranulares. A mineralogia é formada por sillimanita (15%), granada (20%), plagioclásio (53%), quartzo (8%) e biotita (4%) (Figura 86A).

Os cristais de sillimanita são, em grande maioria, euédricos, de hábito prismático alongado, mas ocorrem cristais mais equidimensionais e irregulares subarredondados.

Os cristais de granada ocorrem como porfiroblastos subédricos de tamanho médio a grande, bem fraturados que muitas vezes estão associadas com biotita avermelhada, além de algumas inclusões de minerais opacos.

O plagioclásio andesina (An₄₂) ocorre como pequenos cristais que estão dispersos na matriz. Varia em sua forma de subedral a anedral, pouco fraturado, exibindo, às vezes, maclamentos albita com maclas pouco deformadas e extinção ondulante moderada. Os contatos apresentados são retos e irregulares com os demais minerais. O quartzo ocorre como porfiroclastos alongados dispostos concordantemente a orientação, sendo que muitos desses cristais podem ser policristalinos, ou como pequenos cristais dispersos na matriz (Figura 86B).

Os cristais de quartzo dispersos na matriz são anédricos, com fraturas e forte extinção ondulante. Podem formar agregados granulares que definem a textura granoblástica.

A biotita ocorre na cor marrom avermelhada, sob forma de pequenas palhetas subédricas que, podem estar deformadas e que em grande maioria preenchem as fraturas dos porfiblastos de granada.

Os minerais opacos, ocorrem dispersos na rocha sob forma de pequenos cristais subédricos e anédricos.

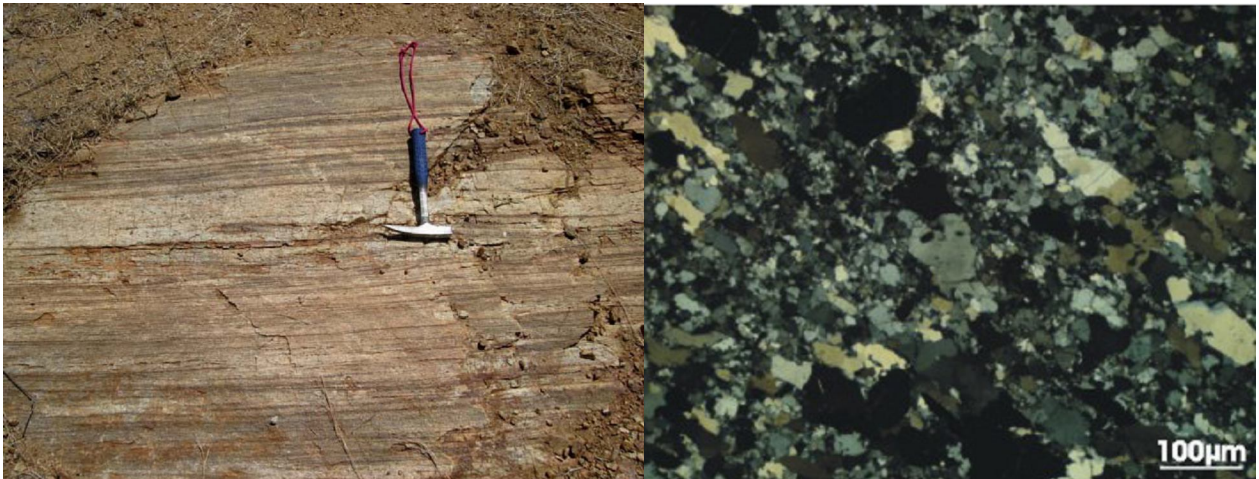


Figura 86- A) Aspecto macroscópico do sillimanita-granada gnaiss e B) Fotomicrografia mostrando textura granular orientada nicóis X.

10.1.2.2 Unidade Independência

Compreende de forma essencial uma seqüência de rochas de paraderivação cujos litotipos principais são descritos a seguir.

a) *Granada-sillimanita micaxisto*

Rocha de coloração cinza esverdeado, granulação média, composta por moscovita (50%), quartzo (25%), biotita (15%), clorita (5%), granada (5%) e sillimanita (1%). Os cristais de granada apresentam feições sin-tectônicas, como inclusões espiraladas de biotita em seu interior que estão bem desenvolvidas atingindo tamanho centimétrico. O aspecto da rocha é sedoso, com moscovitas centimétricas (2cm) em algumas porções localizadas.

a) *Moscovita-biotita gnaiss*

Rocha de coloração rosa esbranquiçada, granulação média, composta por k-feldspato (40%), plagioclásio (30%), quartzo (25%) e biotita (5%). A foliação é moderada com feições miloníticas penetrativas. Possui veios de quartzo de espessura em torno de 1cm e direção 240° Az e bolsões de quartzo e moscovita discordantes à foliação. Ocorrem lentes de anfibolito concordantes a foliação, de coloração cinza esverdeado, granulação média, maciço, composta por biotita, anfibólio e plagioclásio.

A rocha apresenta feições de migmatização assinalada pela presença de mobilizados de quartzo ou quartzo-feldspático (dimensões centimétricas e decimétricas), usualmente concordantes a foliação. Foi registrada a ocorrência de mobilizados enriquecidos em k-feldspato, plagioclásio, quartzo e biotita discordante da foliação.

b) Granada-biotita gnaiss

Rocha de coloração cinza escura, granulação média apresentando amêndoas feldspáticas e bandamento composicional, assim como, veios de quartzo de 0,5m de espessura, concordantes com a foliação.

Microscopicamente a rocha apresenta textura do tipo granular orientada, porfiroblástica. Em uma proporção modal estimada, a rocha constitui-se essencialmente por granada (30%), quartzo (25%), hornblenda (20%), plagioclásio (15%), biotita (5%) e k-feldspato (4%). Como minerais acessórios ocorrem zircão, opacos e a titanita (1%). De origem secundária tem-se a sericita.

A granada ocorre na forma de porfiroblastos sin-tectônico, anédricos, médios, amendoados, mostrando evidências de feições rúpteis intensas. As granadas são fortemente fraturadas (Figura 87).

O quartzo ocorre como cristais anedrais, médios, inequigranulares, moderadamente fraturados, com moderada orientação preferencial dos grãos. Possui forte extinção ondulante e contatos irregulares. Alguns cristais de apresentam subgrãos. Há a ocorrência de inclusões de titanita e opacos (Figura 88).

A hornblenda ocorre em granulação média, em tamanhos inequigranulares e forma anédrica a alongada, exibindo contatos irregulares.

O plagioclásio encontra-se como cristais anedrais, médios, fracamente fraturados, apresentando maclamentos moderadamente, deformados do tipo albita e zoneamento. Apresenta inclusões de titanita e opacos e forte alteração para sericita.

A biotita possui cristais fortemente orientados, anédricos, médios, com contatos irregulares com os demais minerais.

Os cristais de K-feldspato são anedrais, finos, com contatos ondulados, com leve orientação preferencial. Possui maclamento do tipo xadrez (microclina). Altera-se para sericita.

A titanita ocorre como cristais anédricos, finos, com ausência de pleocroísmo, alta birrefringência e exibindo relação de contato irregular com os demais minerais.

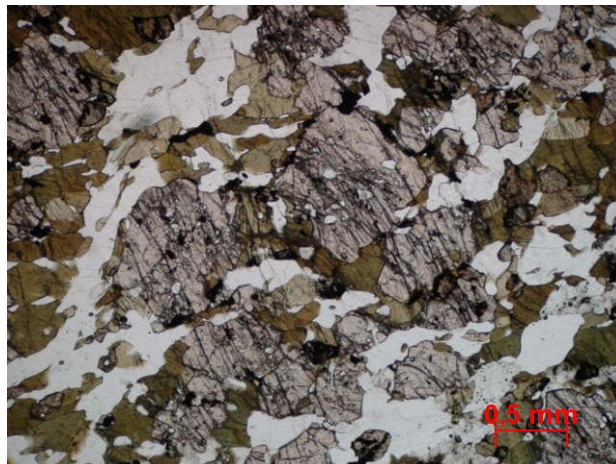


Figura 87- Porfiroblastos de granada sin-tectônico em uma matriz de plagioclásio, quartzo, hornblenda, nicóis paralelos.

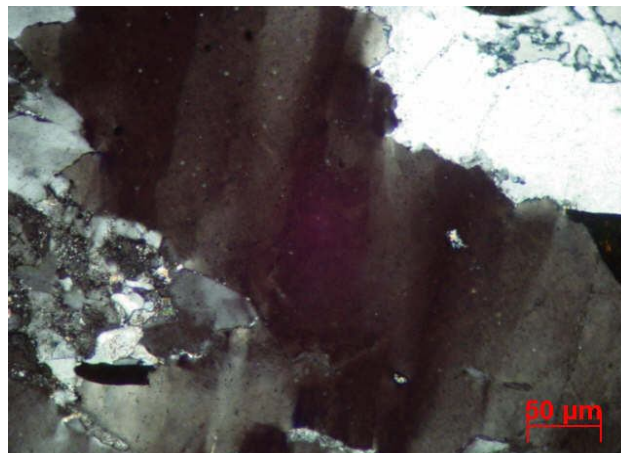


Figura 88- Cristal de quartzo apresentando subgrãos e forte extinção ondulante, nicóis cruzados.

a) *Granada-moscovita-biotita gnaiss*

Rocha de coloração branco rosado, com granulação média, composta por plagioclásio, quartzo, biotita, moscovita e granada. Possui uma foliação penetrativa e um leve bandamento composicional que diferencia minerais micáceos e minerais félsicos. Ocorem amêndoas centimétricas de plagioclásio. Veios compostos por quartzo e moscovita de granulação grossa com espessuras centimétricas são discordantes à foliação.

Microscopicamente apresenta textura granoblástica com algumas porções lepidoblástica, com porções localizadas de feições do tipo “*flaser*” (Figura 89) e micas “*kink bands*”. Em uma proporção modal estimada, a rocha constitui-se essencialmente por quartzo (35%), biotita (35%), granada (15%), plagioclásio (10%) e moscovita (4%). Como acessórios tem-se minerais opacos. De origem secundária encontra-se sericita.

O quartzo ocorre sob forma alongada, anedral, médio, inequigranular, moderadamente fraturado, com moderada orientação preferencial dos cristais e moderada extinção ondulante. Alguns cristais de quartzo apresentam subgrãos e neoblastos (Figura 90). Há a ocorrência de inclusões de biotitas, moscovitas e opacos.

A biotita possui cristais, médios, com contatos irregulares, com forte orientação preferencial dos grãos.

A granada ocorre na forma de porfiroblastos do tipo sin-tectônico, anédricos e subédricos, médios.

O plagioclásio encontra-se como cristais anedrais, médios, fracamente fraturados, apresentando maclamentos moderadamente deformados do tipo albita. Possui contatos irregulares com os demais minerais. Apresenta inclusões de opacos. Altera-se para sericita.

A moscovita ocorre como cristais subedrais, finos, com contatos retilíneos com os demais minerais.

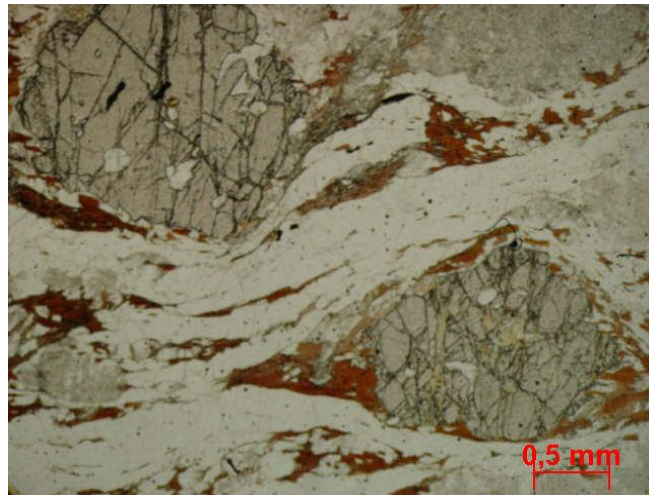


Figura 89- Feições do tipo “Flaser”. Porfiroblastos de granada sin-tectônica em uma matriz de quartzo, plagioclásio e biotita, nicóis paralelos.



Figura 90- Cristais de quartzo apresentando subgrãos e neoblastos, nicóis cruzados.

a) *Rochas Calciossilicáticas*

Trata-se de rochas de coloração cinza, com granulação média, apresentando bandamento incipiente. Microscopicamente apresenta textura granular orientada (Figura 91). Em uma proporção modal estimada, a rocha constitui-se essencialmente por diopsidio (40%), k-feldspato (10%), escapolita (10%), anfibólio (tremolita) (10%), plagioclásio (8%) e quartzo (5%). Como minerais acessórios ocorrem a flogopita (5%) e a titanita (2%). De origem secundária tem-se carbonato (10%), epidoto, apatita e sericita (traço).

O diopsídio encontra-se como cristais neutros, subedrais e anedrais, de tamanho médio, fortemente fraturados, com contatos irregulares.

O k-feldspato ocorre como cristais subedrais e anedrais, finos, pouco fraturados, com contatos irregulares com os demais minerais. Apresentam moderada extinção ondulante, feições pertíticas e maclamento do tipo xadrez (microclina).

A escapolita ocorre na forma de cristais incolores, subedrais e anedrais, finos, moderadamente fraturados, com contatos irregulares e extinção reta e alta birrefringência.

O anfibólio (tremolita) ocorre como cristais de coloração creme esbranquiçado, de tamanho médio, anedral e subedral, fortemente fraturado e com contatos irregulares

O plagioclásio, de composição albita An_{39} , ocorre como cristais subedrais e anedrais, finos, moderadamente fraturados, com contatos irregulares e curvos. Possui alguns cristais com moderada extinção ondulante e ausência de maclas, enquanto que outros minerais apresentam maclamentos polissintéticos do tipo albita. Apresenta inclusões de quartzo, apatita e anfibólio. Altera-se para sericita.

O quartzo é anedral, com cristais pouco fraturados, finos, com moderada extinção ondulante e contatos irregulares. Há também ocorrência de subgrãos com contatos irregulares.

A flogopita ocorre como palhetas subédricas, com contatos retos e curvos. As flogopitas possuem forte orientação preferencial dos grãos coincidindo com a orientação preferencial dos demais minerais constituintes da rocha.

A titanita ocorre como cristais subédricos e anédricos, finos, com ausência de pleocroísmo, alta birrefringência e exibindo relação de contato irregular.

Os carbonatos estão associados ao preenchimento de fraturas de diversos minerais e na forma de cristais incolores, anedrais, finos, com contatos irregulares.

O epidoto encontra-se disperso na rocha e a sericita como produto de alteração do plagioclásio. A apatita encontra-se dispersa na rocha na forma de cristais euédricos e finos.

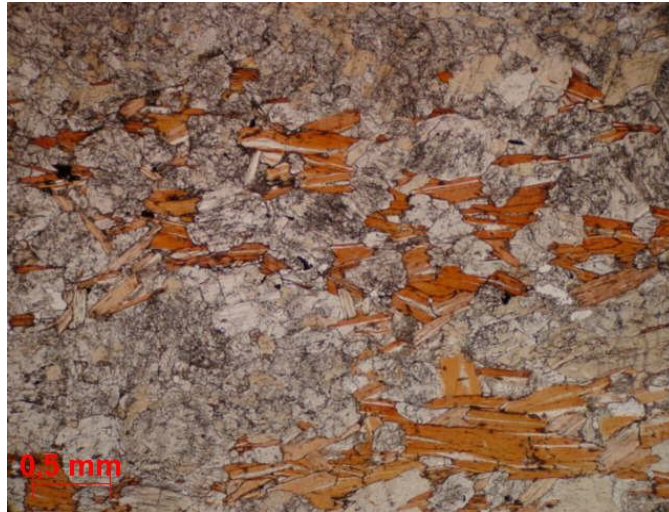


Figura 91- Textura granular orientada. Cristais de flogopita (forma de palheta), nicóis cruzados.

a) Quartzito

Esse litotipo ocorre de forma destacada na porção nordeste e sudeste da Folha Sobral, nas proximidades do Serra do Barriga. Os quartzitos são, em geral, finos, quase puros ou com muscovita ou com biotita. Essas rochas, por sua vez, ocorrem como lentes de espessuras decimétricas que se intercalam nos gnaisses.

Os granadas-quartzitos aflorantes na região de sobral apresentam cor cinza esverdeada, muito foliados, de granulação fina, inequigranular, composta por quartzo (85%), muscovita (7%), granada (5%), biotita (3%) (Figura 92).



Figura 92- Amostra de mão de quartzito típico da Unidade Independência.

Microscopicamente os quartzitos apresentam textura predominantemente milonítica (Figura 93) evidenciada pelos cristais de quartzo mono e policristalino dispostos de forma alongada (deformada), microfraturado e com extinção ondulante perfazendo aproximadamente 92% da rocha. Os cristais de quartzo são de granulação geralmente grossa ($> 5\text{mm}$), em sua maioria, com faces subédricas a anédricas, exibindo contatos irregulares e alguns serrilhados. Além deste observa-se granada (4%), biotita (3%), plagioclásio, muscovita, titanita e zircão, com percentagem menor que 1% na rocha.

De forma localizada a rocha apresenta textura poiquiloblástica caracterizada pelos cristais de granada com inclusões biotita, de granulação também grossa, fragmentados e estirados na direção da foliação. Os cristais de biotita apresentam-se como finas lamelas orientadas, sendo que alguns cristais encontram-se bastante deformados. Exibem moderado pleocroísmo variando de creme amarelado a marron.

Os cristais de plagioclásio são subédricos, de granulação fina ($< 2\text{mm}$). Apresenta contatos irregulares e retos com maclamento pouco nítido em virtude da alteração do mesmo para sericita e argilomineral.

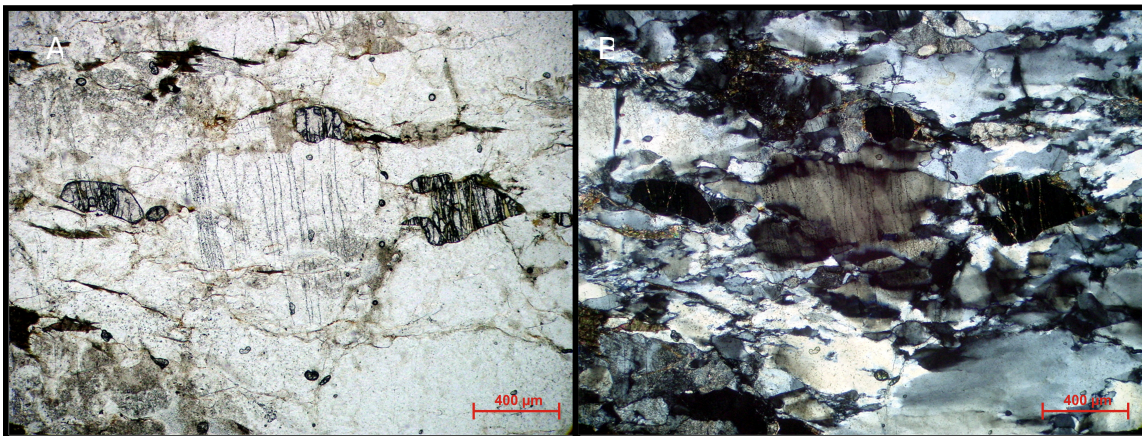


Figura 93- Fotomicrografia da amostra na objetiva de 5x, evidenciando o aspecto geral da rocha, predominantemente milonítica. Em A. Luz natural. B. Nicóis cruzados.

b) Mármore

Os mármore geralmente ocorrem em lentes intercalados em pacotes de gnaisses, de tamanho métrico adecamétrico. Sua principal ocorrência foi identificada na porção sudoeste da Folha Sobral as proximidades da cidade de Groaíras. Em geral

os mármoreos apresentam coloração cinza esbranquiçada, granulação grossa (Figura 94) e textura granoblástica, maciços, com a ocorrência de mica (flogopita) associada ao carbonato.

Microscopicamente apresentam textura granoblástica poligonal definida pelo carbonato (Figura 95), sendo inequigranular. Os cristais de carbonato mostram-se maiores que os outros minerais presentes na rocha, e em algumas porções mostram-se estirados.

O carbonato perfaz aproximadamente 95% da rocha e apresenta-se com tamanho médio de 2,5mm, em que seus cristais são subdioblásticos com clivagem romboédrica bem definida (perfeita), e por vezes apresentam contatos suturados com os demais minerais e com os outros cristais de carbonato.

A flogopita (2%) de tamanho médio de 1mm, apresenta-se incolor sem cintilância, com uma direção de clivagem incipiente. Observa-se a alteração para argilominerais. A titanita (1%) de tamanho <1mm, caracteriza-se por seus cristais idioblásticos em forma de esfenóide, de relevo alto com leve pleocroísmo e extinção reta.

O quartzo (1%) caracteriza-se por pequenos cristais (<0,5mm) xenoblásticos com extinção ondulante e encontra-se nos intertícios dos cristais de carbonato e por último, a apatita (1%).

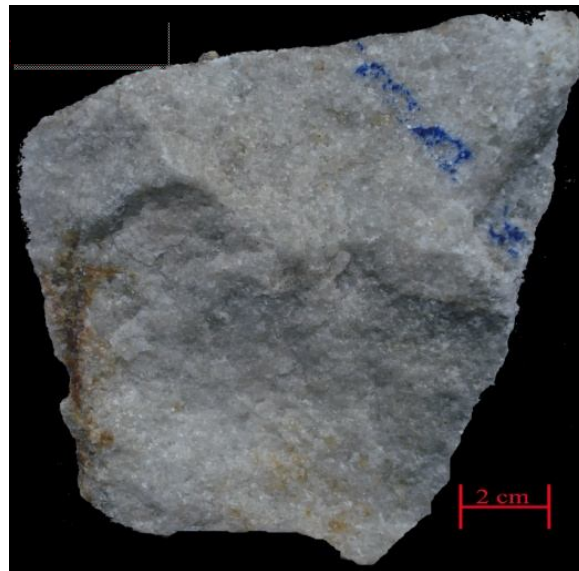


Figura 94- Amostra de mão de mármore da Unidade Independência.

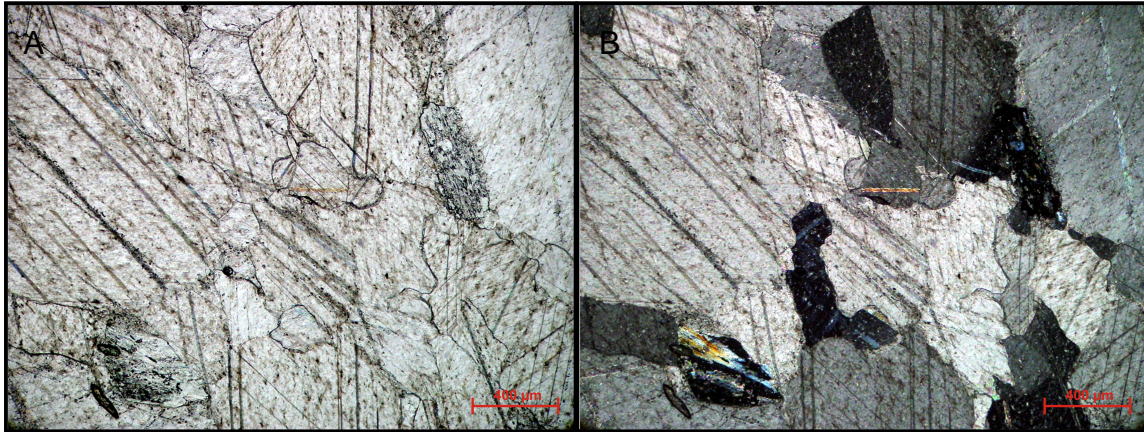


Figura 95- Fotomicrografia de mármore da Unidade Independência na objetiva de 5x, evidenciando uma textura granoblástica poligonal. Em A. Luz natural. B. Nicóis cruzados.

a) Anfibolitos

Os anfibolitos são afaníticos, com coloração verde escura. Microscopicamente são constituídos por anfibólio (hornblenda) (60%) e plagioclásio (15%), como essenciais e quartzo, biotita, muscovita, clorita, titanita, opacos, apatita e epidoto (25%). Possui textura nematoblástica (Figura 96).

A hornblenda apresenta cristais inequigranulares, com granulação fina a média, forma subédrica, com orientação preferencial incipiente, possui hábito prismático, pleocroísmo forte, exibindo contato picotado com a clorita e irregular com os demais cristais. Há inclusões de biotita e apatita.

O plagioclásio encontra-se como cristais subedrais a anedrais, variando de fino a médio, orientação incipiente. Possui hábito prismático, contato irregular com os demais cristais, maclamentos do tipo Albita e composição An₂₉ (oligoclásio).

O quartzo ocorre como cristais anedrais, finos a médios, inequigranulares, com orientação preferencial incipiente. Possui extinção ondulante e contatos irregulares com os demais cristais.

Os cristais opacos perfazem uma quantidade representativa na rocha, aproximadamente 8%, com cristais inequigranulares, variando de anédricos a euédricos. Possuem orientação preferencial incipiente e contato irregular com os demais cristais. Os cristais de titanita aparecem contornando os opacos.

A biotita possui cristais anédricos, médios, com contatos irregulares com os demais minerais e com forte orientação preferencial. Os cristais de muscovita apresentam-se associados com a biotita, com cristais finos.

O epidoto é inequigranular, de fino a médio, orientação incipiente e contato irregular com os demais cristais.

A titanita ocorre como cristais anédricos, finos, exibindo relação de contato irregular com os demais minerais e por vezes zoneando os opacos.

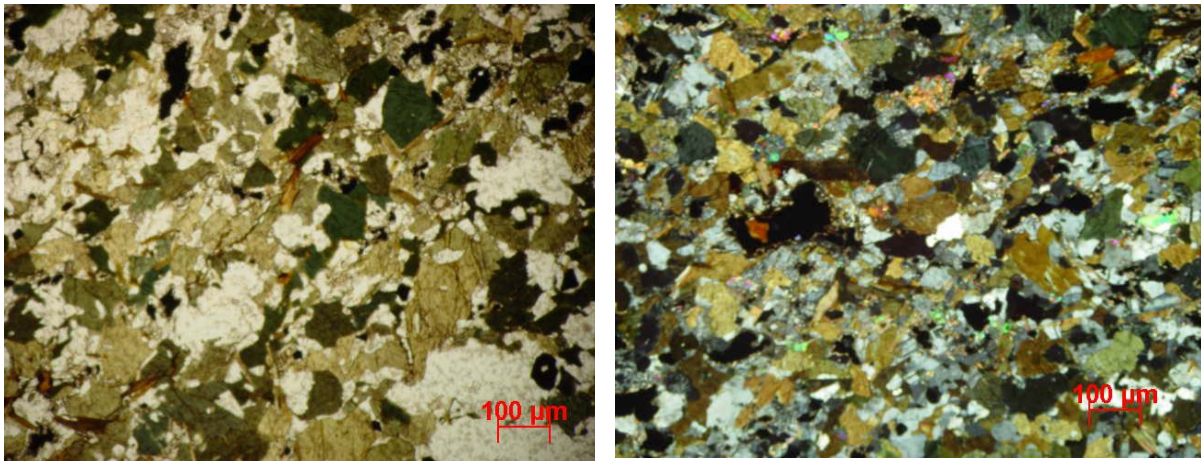


Figura 96- Fotomicrografia de textura do anfibolito, nematoblástica, A (luz natural) e B (nicóis X).

10.1.2.3 Faixa Granulítica de Alto Grau de Cariré

Ainda dentro do Complexo Ceará ocorre uma faixa metamórfica de alto grau marcado pela presença de rochas granulíticas (Figura 97), localizado na porção sudoeste da folha, a norte da cidade de Cariré. Suas melhores exposições estão ao longo da rodovia federal e ocorrem sob forma de pequenos lajedos e cortes de estrada.

Trata-se de enderbitos que apresentam coloração cinza escura com leves tons esbranquiçados, granulação fina, a média e bandamento, definidos por bandas milimétricas de coloração branca, ricas em minerais félsicos (quartzo, feldspato) que intercalam com as bandas escuras dominantes constituídas de minerais máficos (piroxênio e/ou anfibólio). Mobilizados quartzo feldspáticos de dimensões centimétricas a métricas com concentração de granada de tamanho centimétrico, encontram-se intercalados nas rochas sob a forma de ocelos até centimétricos.



Figura 97- Mobilizado quartzo feldspático concordante com a orientação do granulito intermediário (Complexo Ceará) e apresentando granadas (setas), de tamanho centimétrico.

Microscopicamente a rocha apresenta textura granoblástica (Figura 84) e quando afetado por zonas de cisalhamento também apresentam localmente textura milonítica pouco evidente. É constituída por piroxênio (hiperstênio), anfibólio (hornblenda), plagioclásio (andesina, An38), biotita marrom avermelhada, muscovita, quartzo, minerais opacos, zircão e apatita.

O hiperstênio ocorre como cristais subédricos, moderadamente fraturados, com leve pleocroísmo e exibindo contatos retos e irregulares com os demais minerais. Ocorre em aproximadamente 10% da rocha estudada.

A hornblenda é subedral podendo ocorrer como porfiroblastos alongados ou como pequenos cristais dispersos, imersos na matriz granoblástica. O plagioclásio ocorre como porfiroblastos oclares ou como grãos subedrais e anedrais que apresentam pequenas microfaturas.

Existem porções onde são dominantes os plagioclásios (An 38) que apresentam textura granoblástica bem desenvolvida (Figura 98). Apresenta maclamento dos tipos albita e albita-periclina, sendo que alguns cristais mostram as maclas levemente deformadas e com extinção moderadamente ondulante, possuindo contatos retos, curvos ou irregulares com os demais minerais.

O quartzo é anedral, ocorrendo em alguns pontos cristais subédricos. São cristais de pequeno tamanho com extinção ondulante a moderadamente ondulante e exibindo contatos retos com os demais minerais.

A biotita ocorre como palhetas subédricas, apresentando contatos retos e curvos com os demais minerais.

A muscovita é mineral secundário ocorrendo como palhetas subédricas orientadas conforme direção preferencial da trama milonítica. Apatita, zircão e minerais opacos ocorrem em pequenas quantidades (<1%) sob forma de pequenos cristais subédricos e anédricos.

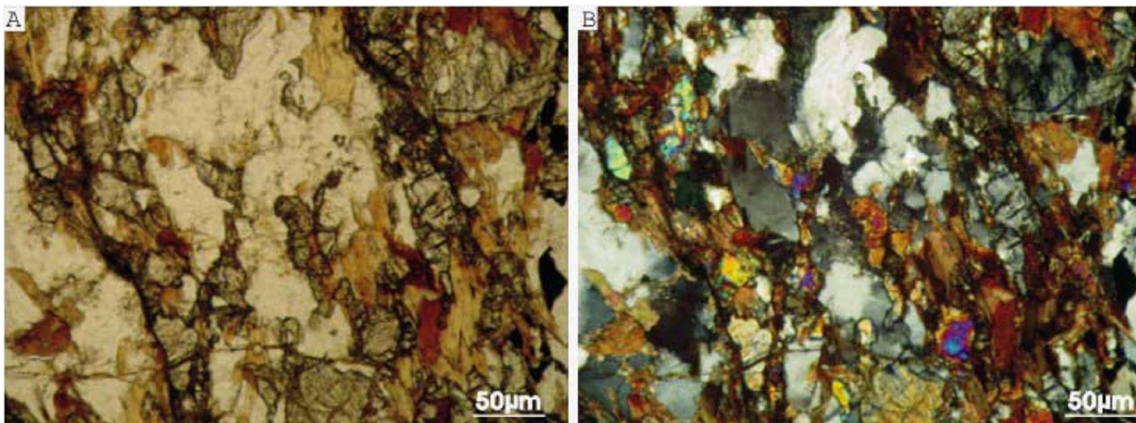


Figura 98- Fotomicrografia do aspecto textural granoblástico do granulito máfico. É caracterizada pela ocorrência de agregados de hiperstênio e biotita. (a) nicóis // e (b) nicóis X.

10.1.3 Grupo Martinópolis

Na Folha Sobral o Grupo Martinópolis é representado pela Formação Covão, que ocorre nas proximidades da cidade de Massapê, na porção extremo noroeste da folha. São corpos com pouca expressão, alongados na direção NE-SW. Suas melhores exposições encontram-se ao longo da rodovia estadual CE-362. Apresentam contato discordante por falhamento com o Complexo Granja, contato erosivo com o Grupo Jaibaras e intrusivo com a Formação Parapuí.

De modo geral esta formação apresenta os seguintes litotipos: rochas calcissilicáticas, xistos, filitos, quartzitos e mármore, que serão descritos a seguir.

Os mármore apresentam-se sob forma de lajedos e blocos de coloração acinzentada, granulação grossa e bastante compactos. Ao microscópio petrográfico observa-se a textura granoblástica em que a calcita é o mineral predominante (Figura 99) formando cristais que mostram contatos irregulares a semiretos entre si. Além da calcita, ocorrem raramente diopsídio e flogopita, além de quartzo e opacos. Este último se concentra em faixas milimétricas e irregulares com grãos anédricos a subédricos.

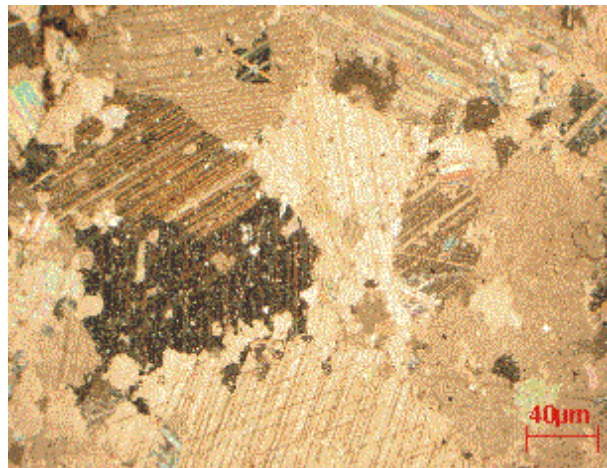


Figura 99- Fotomicrografia de cristais de calcita em arranjo granoblástico em mármore, NC, objetiva de 2,5x.

As rochas cálcioossilicáticas milonitizadas apresentam coloração cinza esverdeada e granulação fina a média, foliação milonítica penetrativa e bandamento composicional constituída pela alternância de leitos milimétricos de coloração esverdeada, ricos em minerais máficos e leitos de coloração esbranquiçada constituída por carbonato e feldspato.

Microscopicamente apresentam bandas quartzo-feldspáticas onduladas contendo grãos de quartzo menores de 0,1 mm sob forma de agregados, cristais estirados com extinção ondulante. Os grãos de plagioclásio apresentam contatos irregulares com quartzo e anfibólio. Além desses dois minerais tem a presença de carbonato e titanita.

As bandas de minerais máficos são compostas por tremolita e raramente diopsídio. Os grãos variam de 0,1 mm a 0,4 mm, por vezes alongados (*ribbons*), com contatos irregulares e orientados segundo a direção da foliação (Figura 100).

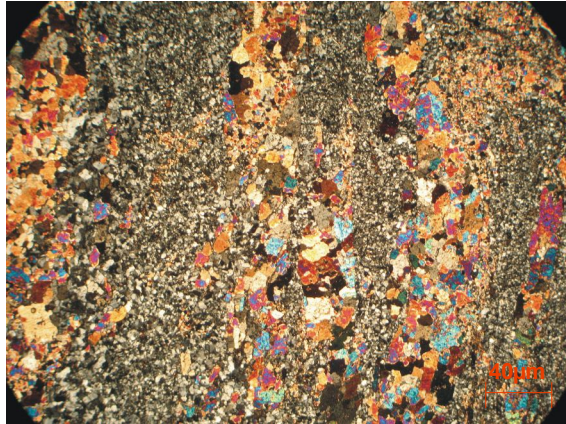


Figura 100- Fotomicrografia mostrando a alternância de leitos com anfibólio e piroxênio e leitos quartzo-feldspáticos e carbonato finos em rocha cálcissilicáticas. (NX 2,5x).

Os xistos apresentam coloração cinza esverdeada, granulação fina a média (Figura 101). Microscopicamente são formados por clorita predominantemente, seguida por moscovita e biotita orientadas, evidenciando textura lepidoblástica, além de quartzo sob forma de agregados, titanita e opacos.

A clorita está na rocha contornando as faixas quartzosas. É subédrica. Por vezes perfaz blastos amendoados com inclusões de diminutos cristais milimétricos de zircão, opacos e de óxido de ferro.

A moscovita é prismática alongada, fina, compõe a foliação com a clorita e possui contatos semi-retos com a biotita.

A biotita é de cor marrom, levemente pleocróica, de granulação fina a muito fina, apresentando-se fortemente orientada, comporta leitos micáceos contornando agregados de grãos de quartzo, sendo parcialmente alterada para clorita. Quando disposta nas faixas quartzosas, apresenta contatos semi-retos e curvos com o quartzo. Por vezes apresenta distribuição com insinuação de foliação do tipo S-C (Figura 102). O quartzo ocorre sob a forma de grãos anédricos a subédricos, com forte extinção ondulante, com sinais de recristalização, com a presença de contatos em pontos tríplexes e neoblastos. Alguns cristais comportam alguma deformação, pois estão mais “estirados”, orientados paralelamente a foliação. Seus contatos com a biotita e muscovita são semi-retos, por vezes curvos.



Figura 101- Xistos da Formação Covão formando pequenas dobras abertas.

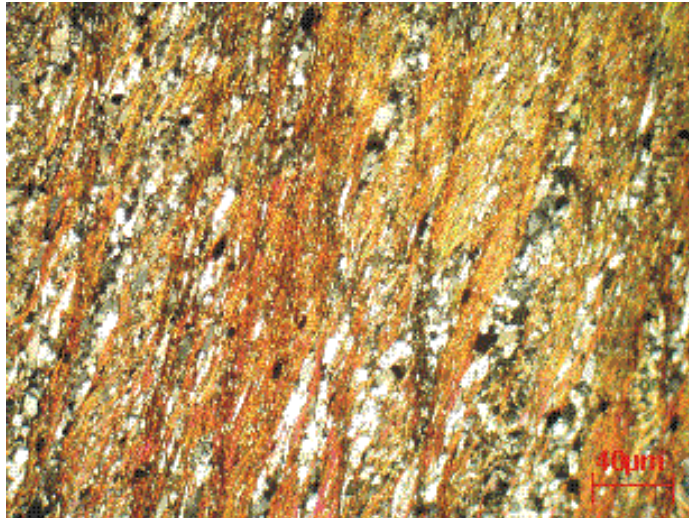


Figura 102- Fotomicrografia mostrando foliação marcada pela presença de micas em xistos da Formação Covão (NX 2,5x)

10.1.4 Complexo Tamboril-Santa Quitéria

Ocorre na porção sudeste e nordeste da Folha Sobral, cobrindo cerca de 25% da área da folha. Suas melhores exposições ficam no entorno das localidades de Patos e Aracatiaçu. Esse complexo é uma associação granitóide que do ponto de vista petrográfico, tem como característica mais marcante a intensa migmatização, com a presença de anatexitos em vários graus de fusão. Os tipos litológicos muito diversificados e envolvidos no processo de fusão parcial são essencialmente ortoderivados (gnaisses e anfibolitos), com a presença de enclaves das rochas encaixantes (Figura 103).



Figura 103- Enclaves de gnaisses de composição tonalítica em metasiênio granitos.

As rochas desta unidade ocorrem sob a forma de serras e serrotes quilométricos, com centenas de metros de altura. Os litotipos encontrados na área de trabalho referentes a esta unidade são metagranodiorito, metasiênio granito (Figura 104), metamonzogranito, meta alkali-feldspato granito e granodioritos, compostos essencialmente por quartzo, plagioclásio e k-feldspato, e minerais acessórios como biotita, minerais opacos, zircão, magnetita, titanita, epidoto.

Os metasiênio granitos apresentam cor cinza rosada, de granulação grossa, de textura e equigranular ou granítica e isotrópica. Sendo composto mineralogicamente

por k-feldspato (40%), quartzo (30%), plagioclásio (5%), biotita (18%) e magnetita (7%) (Figura 104).

Microscopicamente a rocha apresenta textura granoblástica (Figura 105) de granulação média, anisotrópica, inequigranular, constituída essencialmente por k-feldspato (50%) e quartzo (40%), biotita (7%), plagioclásio (2%), titanita, minerais opacos (magnetita), zircão, argilominerais e sericita.

O feldspato potássico possui cristais anedrais, de granulação média (~4mm), com contatos irregulares, côncavo-convexos e dentilhados. Apresenta intercrescimento pertítico, com alguns cristais mostrando textura de exsolução em barras. Observa-se nesse mineral alteração bastante acentuada para argilomineral e sericita.

O quartzo possui cristais inequigranulares mono e policristalinos, anédricos, com dimensões variando de 1 a 3mm. Com extinção ondulante e contatos irregulares, serrilhados e dentilhados e microfraturas.

A biotita apresenta forma anédrica a subédrica, com cristais lamelares, granulação fina, pouco orientado, com alguns cristais deformados e bastante alterados.

O plagioclásio é anédrico, de granulação fina (< 2mm), com contatos irregulares. Com alterações para argilominerais.

A titanita forma cristais subequigranulares onde uns possuem faces anédricas e outros, euédricas. Apresenta-se fraturada e associada a biotita.

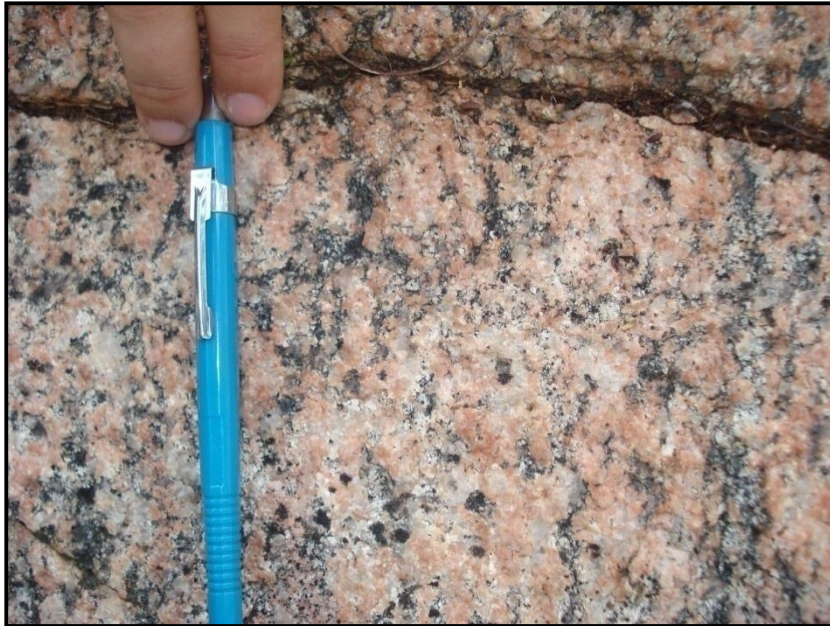


Figura 104- Metasieonogranito com granulação grossa do Complexo Tamboril-Santa Quitéria .

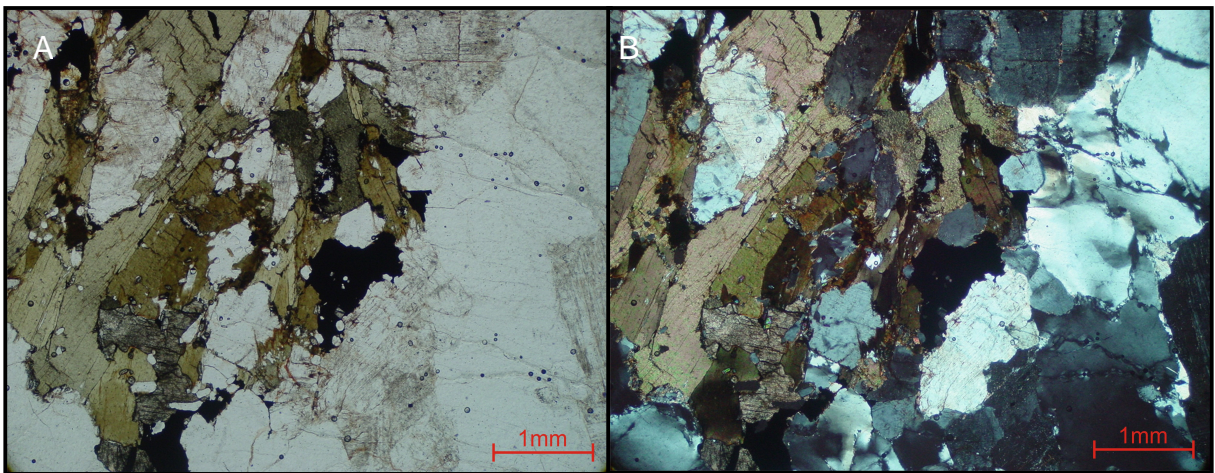


Figura 105- Fotomicrografia da amostra na objetiva de 2,5x, evidenciando textura granoblastica. Em A. Luz natural. B. Nicóis cruzados.

O alkali-feldspato granito do Complexo Tamboril-Santa Quitéria apresenta cor rosa acinzentado, granulação variando de média a grossa, textura inequigranular, anisotrópica. Sendo composta mineralogicamente por quartzo (35%), k-feldspato (50%), plagioclásio (7%), biotita (8%). Esta se apresenta com uma leve orientação das micas (Figura 106).

Microscopicamente a rocha apresenta granulação grossa (3 a 5 mm). A textura em geral é granular. Os cristais estão levemente orientados, principalmente os cristais

de biotita (Figura 107). Sua composição é de K-feldspato (60%), quartzo (30%), biotita (5%), plagioclásio (4%), epidoto (traço), titanita (traço) e opacos.

O K-feldspato apresenta cristais anédricos, maclamentos xadrez difuso (microclina) formando contatos ondulados com os outros minerais. Apresentam algumas fraturas e tem alterações para argilos minerais.

O quartzo tem cristais anédricos e extinção ondulante. Em alguns locais contem estruturas de recristalização e seus contatos são ondulados com todos os minerais adjacentes.

A biotita são cristais euédrica à subédrica, com grande parte dos cristais estão orientados. Formam contatos retos com outros minerais.

O plagioclásio são em geral subédricos formando contatos retos com os demais e ondulados com cristais de quartzo. Apresentam alterações para sericita.

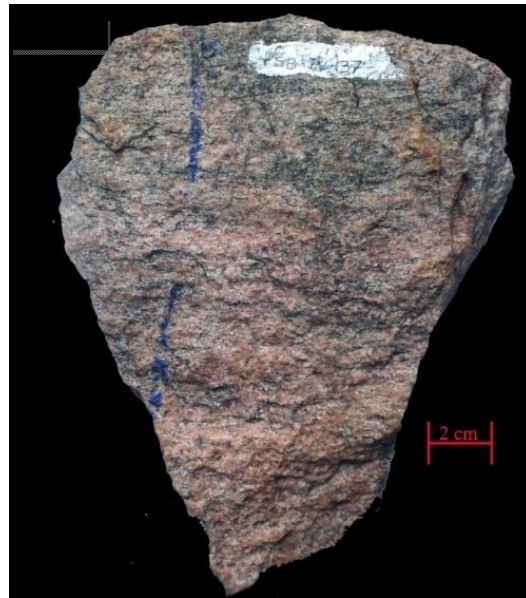


Figura 106- Amostra de mão de alkali-feldspato granito do Complexo Tamboril Santa Quitéria.

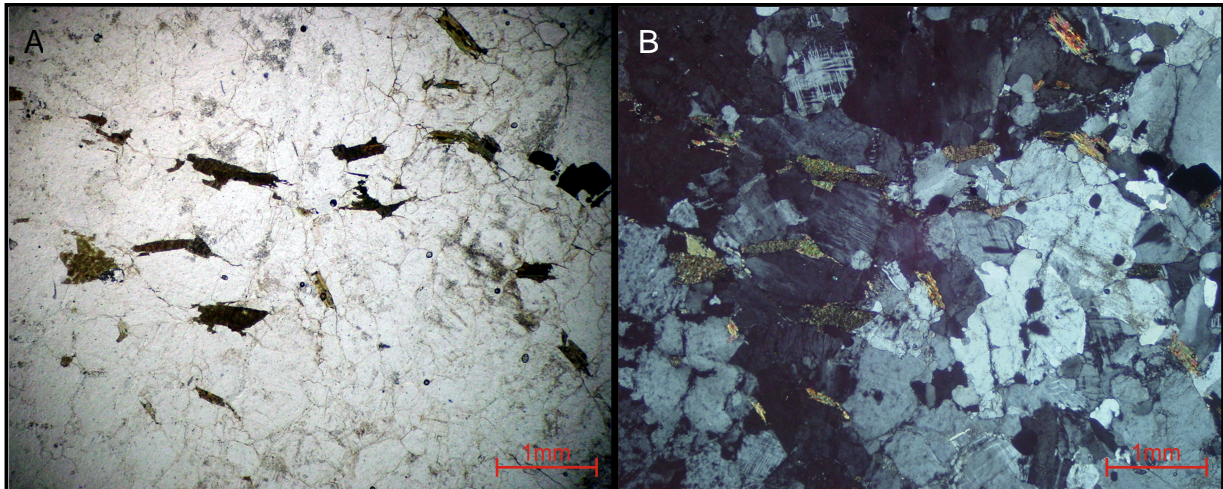


Figura 107- Fotomicrografia da amostra na objetiva de 2,5x, evidenciando o aspecto geral da rocha, de textura granular com cristais com orientação incipiente. Em A. Luz natural. B. Nicóis cruzados.

10.1.5 Grupo Jaibaras

Ocorre na porção noroeste da Folha Sobral ocupando cerca de 20% de área da mesma, estando restrito ao denominado Gráben Jaibaras, o qual se orienta NE-SW. Ocorrem sob a forma de corpos alongados seguindo a direção preferencial NE-SW. Apresentam contato discordante e erosivo com as rochas do Complexo Granja e do Grupo Martinópolis. Com a Formação Parapuí ora são do tipo concordante deposicional (derrames e *sills*) e ora discordantes intrusivos (*stocks* e diques).

10.1.5.1 Formação Massapê

As rochas desta formação apresentam-se sob a forma de blocos métricos a decamétricos e afloramentos *in situ*. Seu contato com o Grupo Martinópolis é do tipo discordante erosivo e com Formação Pacujá é gradacional.

É composta por conglomerado polimítico brechóide, com grãos constituintes do arcabouço com dimensões que variam desde seixos até matacões e com grau de arredondamento variando de anguloso a sub-anguloso. Os clastos são de composição variada, representados por fragmentos de gnaisses, microgranitos, xisto, cálcio-silicáticas, além de seixos de quartzo e feldspato, os quais estão imersos de forma

aleatória numa matriz arenosa, de granulação fina, de composição arcossiana e coloração vermelho carne. Por vezes esse litotipo intercala-se com rochas vulcânicas (Figuras 108 e 109).

A relação matriz arcabouço é variável, pois ora apresenta caráter matriz-suportado, definindo um arcabouço aberto, e ora os seixos e matacões do arcabouço se tocam com mais regularidade, definindo contatos pontuais e configurando um arcabouço mais fechado.



Figura 108- Fácies conglomerado polimítico brechoide da Formação Massapê.



Figura 109- Aspecto geral de campo de conglomerado da Formação Massapê.

10.1.5.2 Formação Pacujá

As melhores exposições dessa unidade foram encontradas ao longo da rodovias BR-222, CE-185 (trecho Sobral-Jaibaras) e no sangradouro do Açude Aires de Souza e nas proximidades de Massapê até o extremo nordeste da mesma. Apresenta contato gradacional com a Formação Massapê, concordante deposicional com a Suíte Parapuí (derrames e sills), discordante erosivo com a Formação Aprazível e tectônico com o Grupo Martinópole e o Complexo Ceará.

Essa unidade aflora naturalmente sob as formas de lajedos, bancos contínuos, e blocos (Figuras 110 e 111). Na Folha Sobral foram encontradas as seguintes fácies :

a) *fácies arenito com estratificação plano-paralela*: constituída por arenitos micáceos, de coloração cinza, granulação muito fina a fina, bem selecionado, coesos e de composição arcossiana, com estratificação plano-paralela de espessura milimétrica a centimétrica;

b) *fácies arenito maciço*: constituída por arenito maciço, coeso, de coloração

creme a cinza esverdeado, micáceo, de granulação fina, bem selecionado de composição arcossiana;

c) *fácies com laminação cruzada tabular angular*: composta por arenito coeso de coloração cinza, granulação fina, bem selecionado, composição arcossiana, com estratificação cruzada tabular angular de espessuras milimétricas;

c) *fácies siltito com laminação plano-paralela*; constituída por siltito de coloração marrom avermelhada, micáceo, com laminação plano-paralela, milimétrica a centimétrica;

d) *fácies arenito com estratificação cruzada*: constituída por arenito marrom avermelhado, granulação fina a média, composição quartzo-feldapática, com estratificação cruzada tangencial e acanalada, de médio porte, definidas principalmente pelos minerais pesados, marcas onduladas e laminação convoluta.



Figura 110- Afloramento em forma de blocos típicos dos arenitos da Formação Pacujá.



Figura 111– Arenito fino da Formação Pacujá exibindo acamamento e laminações plano-paralela com mergulho baixo para SE.

Microscopicamente os arenitos apresentam granulação fina, com diâmetro médio de aproximadamente 200 μ m, com grãos bem selecionados, compostos de quartzo, plagioclásio, sericita, clorita, epídoto, flogopita (Figura 112) e cimento carbonático.

Os grãos de quartzo correspondem a aproximadamente 40% do total do volume da rocha. Apresentam-se com forma angulosa e são predominantemente monocristalino, com extinção ondulante. Os grãos são bem selecionados e mostram contatos do tipo côncavo-convexo entre si, e com os demais minerais.

Os cristais de plagioclásio correspondem a 50% da rocha, são bem selecionados, angulosos, possuem contatos entre os grãos do tipo côncavo-convexos e apresenta feições de substituição/alteração para material carbonático.

As palhetas de clorita e flogopita apresentam-se bastante desenvolvidas e desenham uma incipiente orientação na rocha. Também é observado na rocha que a matriz é constituída por epídoto e sericita, em que se verifica uma recristalização mais intensa e o desenvolvimento de uma discreta foliação. De acordo com a classificação de Folk (1980) esse arenito é um arcósio (Q₄₅F₅₄F₀).

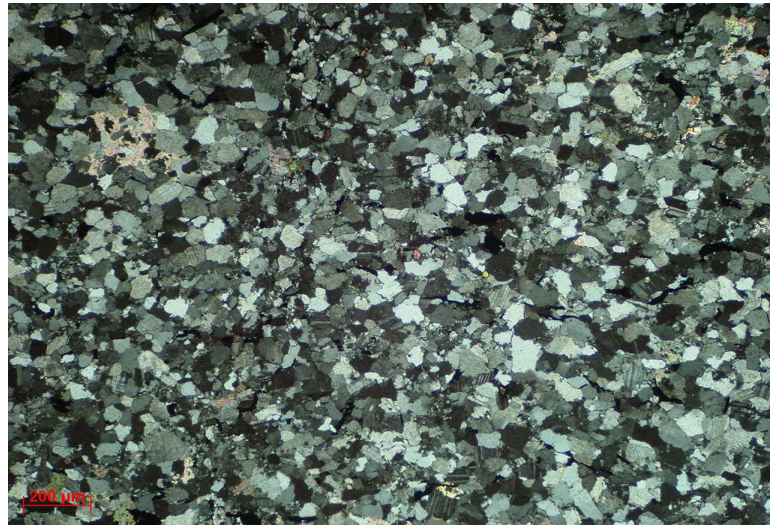


Figura 112- Fotomicrografia do aspecto textural fino do material metarcosiano, juntamente com porções brilhosas (carbonatos) (nicóis cruzados).

10.1.5.3 Formação Aprazível

Estas rochas jazem sobre os metassedimentos do Grupo Jaibaras e foram depositadas, após a colocação do granito Meruoca. Esta unidade está distribuída ao longo de faixas entre o granito Meruoca e a Zona de Cisalhamento Sobral- Pedro II, na porção noroeste da Folha Sobral. Suas melhores exposições encontram-se ao longo das rodovias CE-195 e BR-222 nas proximidades da cidade de Sobral, ocorrendo na forma de pequenos corpos, sob a forma de lajedos e morros suaves de baixa amplitude.

É constituída por ortoconglomerado brechóide polimítico, eventualmente com lentes de arenitos médios a grossos, heterogêneo e mal selecionado, com seixos de tamanhos variados, angulosos, mal selecionados, levemente imbricados e matações de natureza variada: andesito, riolito, granito, rochas pelíticas, arenitos, metarenitos árcoseo, milonito, gnaiss, metacalcários, filitos, quartzitos, xistos e vulcânicas. Estão envoltos em matriz média a grossa, mal selecionada, arcossiana, constituída essencialmente de grãos de quartzo e feldspato.

Intercalados a estes conglomerados ocorrem leitos irregulares de arenito grosso a conglomerático, com constituintes mal selecionados, grãos angulosos a

subarredondados, predominantemente de quartzo, feldspato e pequenos fragmentos líticos (Figura 113 e 114).



Figura 113- Conglomerado polimítico de aspecto brechóide da Formação Aprazível



Figura 114- Afloramento de conglomerados polimiticos da Formação Aprazível.

10.1.6 Suíte Parapuí

As rochas da Suíte Parapuí apresentam contato com o Grupo Jaibaras, ora do tipo concordante deposicional (derrames e *sills*) e ora discordantes intrusivos (*stocks* e diques). Com o Grupo Martinópole esse contato é do tipo intrusivo. Essas rochas ocorrem ao longo da borda leste do Granito Meruoca sob a forma de pequenos corpos por vezes alongados na direção NE-SW. Suas melhores exposições estão às margens da BR-222, nas proximidades das localidades de Ipueiras e Trapiá. Seus afloramentos são em grande parte na forma de lajedos e pequenos morrotes alongados de direção NE-SW.

As rochas vulcânicas dessa suíte correm sob a forma de derrames e encontram-se associadas ao Grupo Jaibaras. Formam uma faixa extensa, representando a borda NW do Serrote do Madeiro, sendo seccionadas pela Falha Massapê. Suas melhores exposições são encontradas próximo à rodovia que leva ao Serrote do Madeiro, e ocorrem sob a forma de lajedos e bloco. Litologicamente são subdivididos:

a) Basalto maciço: correspondente a rochas de coloração cinza escuro, granulação fina composto por plagioclásio, quartzo e minerais máficos, com vênulas e veios centimétricos a decimétricos de quartzo e plagioclásio;

b) Basalto porfirítico amigdaloidal: coloração cinza claro e marrom-avermelhada, com fenocristais de plagioclásio na forma de ripas alongadas, imersos em uma matriz muito fina composta por plagioclásio e minerais máficos (Figura 115).



Figura 115- Afloramento de basalto porfirítico amigdaloidal da Suíte Parapuí.

Microscopicamente observou-se que os basaltos apresentam textura traquítica evidenciada pela disposição de ripas de plagioclásio e opacos na matriz, e com fenocristais de plagioclásio, além de clinopiroxênio, clorita, epidoto e quartzo inclusos na matriz.

O plagioclásio é subédrico. Varia de 0,3 a 1,0 mm, dispostos randomicamente, por vezes com as bordas estilhaçadas e com alteração destes para sericita. Possuem composição An_{5-7} e geminações do tipo albita e albita-carlsbad. Estas maclas podem ocorrer parcialmente encurvadas, descrevendo uma feição de deformação (Figura 116).

A clorita apresenta-se preenchendo as amígdalas associada com epidoto. A clorita pode mostrar uma birrefringência anômala.

O quartzo localmente forma agregados de novos grãos milimétricos preenchendo amígdalas descrevendo uma textura amigdaloidal. Podem ocorrer cristais isolados anédricos de granulação média inclusos na matriz. Os carbonatos formam cristais anédricos que ocorrem preenchendo amígdalas.



Figura 116- A) Fotomicrografia de basalto mostrando amígdalas preenchidas por zeólita e carbonato. NC, objetiva de 2,5x. B) Fotomicrografia de basalto mostrando cristais de plagioclásio levemente deformados. NC, objetiva de 2,5x.

As rochas sub-vulcânicas dessa suíte correspondem a corpos de rochas hipobissais, de composição máfica, intrudidas nas rochas do Grupo Jaibaras e do Grupo Martinópolis. Subdivide-se em:

a) Micrograbos: rochas de coloração cinza esverdeada, maciças e localmente com brechas magmáticas, inequigranular, holocristalina, mesocrática, de granulação média, constituídas por plagioclásio, piroxênio e anfibólio. Ocorrem formando brecha magmática com fragmentos de rochas cálcio-silicáticas, gnaisses, além de k-feldspato, plagioclásio e anfibólio de tamanhos milimétrico a centimétricos, em matriz de coloração cinza esverdeada, mesocrática, granulação fina composta predominantemente por plagioclásio e minerais máficos (Figura 117);

Microscopicamente este litotipo apresenta-se composto essencialmente por plagioclásio An_{55} , anfibólio, biotita, quartzo, pelos secundários, clorita, sericita, argilominerais e epidoto, além dos acessórios, apatita, opacos e zircão (Figura 118).

O plagioclásio corresponde a 50% dos constituintes da rocha, varia de 0,7 a 2,8 mm, desenvolve textura intersetal, com contatos semi-retos com anfibólio, por vezes irregulares, localmente observa-se disposição radial dos cristais, que estão parcialmente sericitizados e argilizados.

O anfibólio tem coloração verde, é anédrico a subédrico, varia de 1,1mm a 3,5 mm, alterado para biotita e clorita. Localmente observa-se relictos de piroxênio em anfibólio. Opacos também substituem o anfibólio, que tem inclusões de apatita. A biotita é subédrica, coloração marrom, pleocróica, com contatos semiretos com plagioclásio, possui inclusões de apatita e zircão metamórfico



Figura 117- Microgabros (Formação Parapuí), intrudidas em rochas cálcio-silicáticas

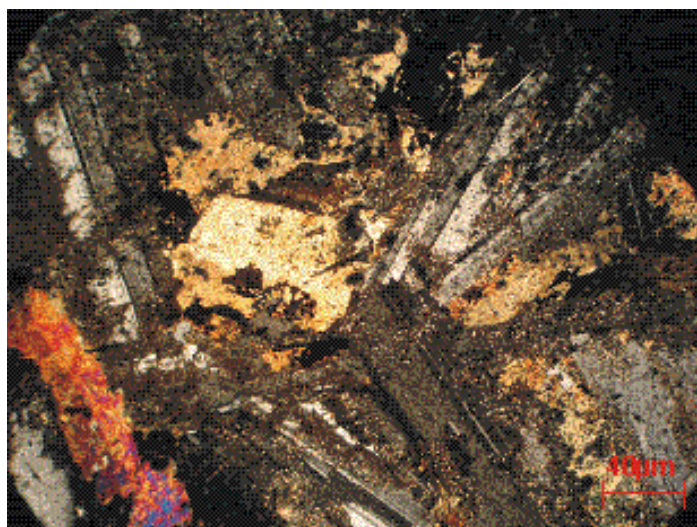


Figura 118- Fotomicrografia mostrando cristais de plagioclásio e anfibólio parcialmente alterados em gabro.

b) Diques de diabásio: essas rochas cortam os micrograbos, apresentam dimensões centimétricas a métricas. Sua composição mineralógica é semelhante as das rochas anteriores, sendo distinguidos apenas pela granulação mais fina.

Na Suíte Parapui também são encontrados rochas vulcanoclásticas constituídas por fragmentos de basalto de dimensões variando de 3mm a 20cm que ocorrem envoltos em matriz vulcano-sedimentar, sendo relacionadas a processos piroclásticos. Em alguns afloramentos as rochas vulcanoclásticas são formadas essencialmente por ejetólitos piroclásticos, com até 20 cm de dimensão que correspondem a bombas vulcânicas.

Foi analisada microscopicamente uma porção da matriz de uma amostra de vulcanoclastica, constituída por quartzo, flogopita e plagioclásio.

Os grãos de quartzo representam aproximadamente 90% da rocha . Mostram granulação areia fina, são bem selecionados, angulosos a subangulosos, e apresentam leves contatos pontuais. As palhetas de flogopita apresentam-se bastante desenvolvidas. Os grãos de plagioclásio são encontrados na rocha com porcentagem estimada em 9 % e texturalmente são similares aos grãos de quartzo.

10.1.7 Granito Serra do Barriga

O stock Serra do Barriga localizado na porção sudeste da Folha Sobral, corresponde a um dos mais perfeitos stocks circulares do Brasil, com diâmetro entre 6,5 e 7,5 km, perfeitamente delimitado por contatos bruscos, intrusivos, com gnaisses migmatizados do Complexo Ceará onde, suas foliações de orientações submeridianas são truncadas bruscamente.

A porção central o corpo se destaca por constituir áreas serranas com altitudes que atingem 700 metros, a qual contrasta fortemente com suas porções periféricas, com larguras entre 500 metros e 1 km, constituindo áreas arrasadas e relativamente planas.

Esse corpo granítico apresenta três fácies composicionais magmáticas, sendo a primeira de aspecto porfiróide rica em biotita muitas vezes bem desenvolvida a segunda exhibe uma grande concentração de pórfiros de k-feldspato, e a terceira com

predominância de massa de minerais equigranulares constituído por quartzo, plagioclásio, k-feldspato e biotita, esta última de maior ocorrência na área.

O Granito Serra do Barriga no geral apresentam rochas de coloração branco acinzentado, a branco esverdeado, de granulação grossa a muito grossa, composto essencialmente por quartzo, feldspato, biotita e moscovita (Figuras 122, 123 e 124).



Figura 119- Granito com cristais de biotita bem desenvolvidas a esquerda e o granito em sua forma típica a direita.



Figura 120- Parte superior: Granito com pórfiros de k-feldspato; Parte inferior: granito de maior predominância na Serra da Barriga abaixo.

Microscopicamente os granitos leucocráticos do Serra do Barriga apresentam coloração rósea esbranquiçada, são isotrópicos, de granulação grossa. Na sua

composição mineralógica predominam microclina perítica, quartzo e plagioclásio (An_{29}), apresentando ainda em menores proporções, uma biotita de cor marrom (<5%), organizados de modo a definir uma textura granular hipidiomórfica, tendo como minerais acessórios epidoto, zircão, alanita, titanita, fluorita, apatita e opacos. Minerais secundários também são encontrados, sericita e carbonato (proveniente do plagioclásio), argilominerais (microclina) e clorita (biotita). Análises modais plotadas no diagrama de Streckeisen (1976) indicam uma composição sienogranítica.



Figura 121- Granito da Serra da Barriga com textura granular e coloração rosa esbranquiçada provocada pela alteração mineralógica dos feldspatos.

10.1.8 Granito Meruoca

É um corpo de dimensões batolíticas localizado na porção extremo noroeste da Folha Sobral, tem contato intrusivo com as rochas do Grupo Jaibaras, marcado pela presença de xenólitos de metaconglomerados e de metarenitos. Ocupa uma área de aproximadamente 400km², fazendo contato com as rochas regionais delimitado pelo lineamento Café-Ipueiras. Ocorrem sob a forma de serras, serrotes, morrotes, blocos (Figura 119) e lajedos, além da forma artificial em pedreiras. A relação de contato deste tipo litológico com as rochas do Grupo Martinópolis, Grupo Jaibaras e Suíte Parapuí é intrusivo, por vezes com metamorfismo de contato e ocorrência de hornfels.

São distinguíveis três fácies petrográficas: albita-ortoclásio granito; biotita-hornblenda-ortoclásio granito e microgranitos (*Gorayeb et al 1988*). Próximo ao contato com os hornfels a rocha torna-se mais fina e assume tonalidades cinza escuro, além de

se destacaem injeções de veios graníticos, centimétricos a decimétricos, concordantes e discordantes com a estrutura interna da rocha.

As rochas do Granito Meruoca apresentam coloração avermelhada, devido à alteração, e com coloração cinza quando não alterados, são leucocráticos, de granulação fanerítica média a grossa compostos por quartzo, feldspato, plagioclásio e anfibólio.



Figura 122- Afloramento do Granito Meruoca onde se destaca a presença uma grande quantidade de blocos métricos a decamétricos.

Microscopicamente apresenta textura granular hipidiomórfica (Figura 120), composta essencialmente por feldspato alcalino (66%), quartzo (20%), plagioclásio (10%), Hornblenda (3%), biotita (1%), pelos acessórios, titanita, opacos, zircão, alanita, apatita, epidoto e pelos secundários sericita, clorita, carbonato e argilominerais.

O feldspato alcalino apresenta-se com até 5 mm, com contatos curvos ou semiretos com quartzo e plagioclásio. Localmente alguns cristais aparecem alterados para argilominerais.

O plagioclásio é subédrico, varia de 0,9 mm a até 4,0 mm, está sericitizado e por vezes zonado, observa-se também que alguns cristais aparecem inclusos em cristais maiores de feldspato alcalino.

A hornblenda é subédrica, varia de 1,0 mm a 3,0 mm, levemente pleocróica, com contatos irregulares com feldspato alcalino e plagioclásio, possui inclusões de

quartzo, opacos, zircão, apatita e epidoto, por vezes apresenta alteração ao longo de suas clivagens para carbonatos e opacos.

A biotita é subédrica e aparece na rocha parcialmente alterada para clorita.

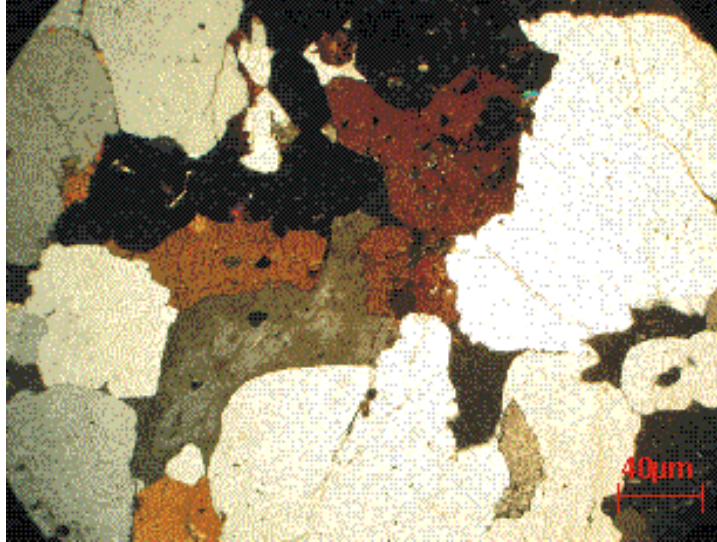


Figura 123- Fotomicrografia mostrando aspecto textural hipidiomórfico no granito Meruoca. NC, objetiva de 2,5x.

Os microgranitos do Granito Meruoca apresenta coloração cinza composta essencialmente por quartzo, f-K e minerais máficos.

Microscopicamente a rocha é composta por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, titanita e zircão (Figura 121).

O quartzo, representando cerca de 45% da rocha, ocorre na forma de cristais anédrico, subequigranulares, com presença de extinção ondulante. Nota-se que o contato em grãos é feito através de junção tríplice, contatos suturados e retilíneos.

O plagioclásio, representando cerca de 4% da rocha, encontra-se na forma de cristais anédricos e subédricos, inequigranulares, contendo inclusões de quartzo anédrico.

O feldspato potássico, representando cerca de 50%, encontra-se na forma de cristais anédricos e, mais raramente, subédricos, inequigranulares. Mostra contatos suturados e, localmente, retilíneos. É possível evidenciar inclusões de quartzo anédrico e extinção ondulante.

Os cristais de zircão e titanita representam juntos um total de 1% e estão localizados em porção restrita da rocha. O zircão ocorre sob a forma de pequenos cristais prismáticos e euédricos, já a titanita ocorre de forma anédrica.

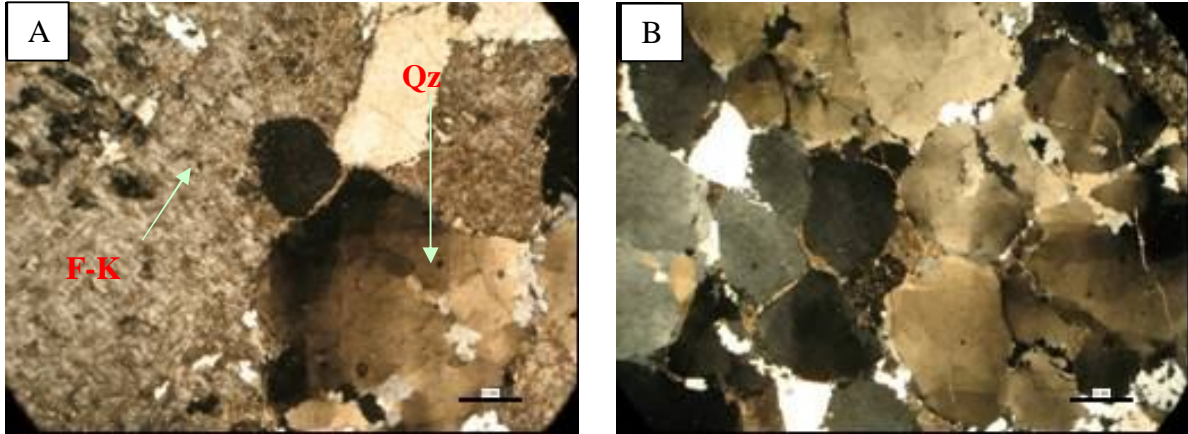


Figura 124- Fotomicrografia de microgranito destacando o feldspato pertítico (A) e quartzo granular (B).

10.2 GEOLOGIA ESTRUTURAL

A história tectônica da porção Noroeste da Província Borborema, está ligada aos grandes eventos tectônicos ocorridos durante o Paleoproterozoico e o Neoproterozoico, que ficaram marcados tanto nos litotipos do domínio Médio Coreaú como nos litotipos do domínio Ceará Central.

Os litotipos da região Noroeste do Ceará são caracteristicamente organizados, do ponto de vista estrutural, em grandes faixas contínuas e alongadas com orientação preferencial NE-SW. Nessa região é destacada a presença de grandes alinhamentos estruturais, sendo que unidades de diferentes idades encontram-se justapostas paralelamente por contatos bruscos em sua grande parte marcados por essas grandes discontinuidades tectônicas.

Neste trabalho a análise estrutural da área de estudo compreendeu a observação das características macroestruturas extraídas de imagens de sensores remotos e aerogeofísicas, associadas às informações coletadas no campo, ou seja, estruturas mesoscópicas planares, lineares e curvilineares, objetivando uma melhor

caracterização do comportamento deformacional e do regime tectônico responsável por essa organização.

Para se efetuar a análise dos principais eventos deformacionais atuantes nesta região, optou-se pela separação da área em domínios estruturais, facilitando assim a melhor visualização e compreensão da abordagem geométrica.

10.2.1 Tipologia das Estruturas

10.2.1.1 Foliação

Foliação é o termo geral que descreve diferentes tipos de estruturas planares, penetrativas distribuídas nas rochas (Paschier & Trouw, 1996). Essa tipo de estrutura está associada ao desenvolvimento de zonas de cisalhamento e podem ser visualizadas como bandamento composicional, xistosidade, clivagem de crenulação, entre outras.

A foliação é uma estrutura expressiva que está presente em quase todos os litotipos encontrados na região de trabalho (Figura 124). De uma maneira geral, apresenta uma orientação preferencial NE-SW, que varia para N-S e NW-SE, e mergulhos que se situam entre 10° - 85° de preferência para os quadrantes NW e SE.

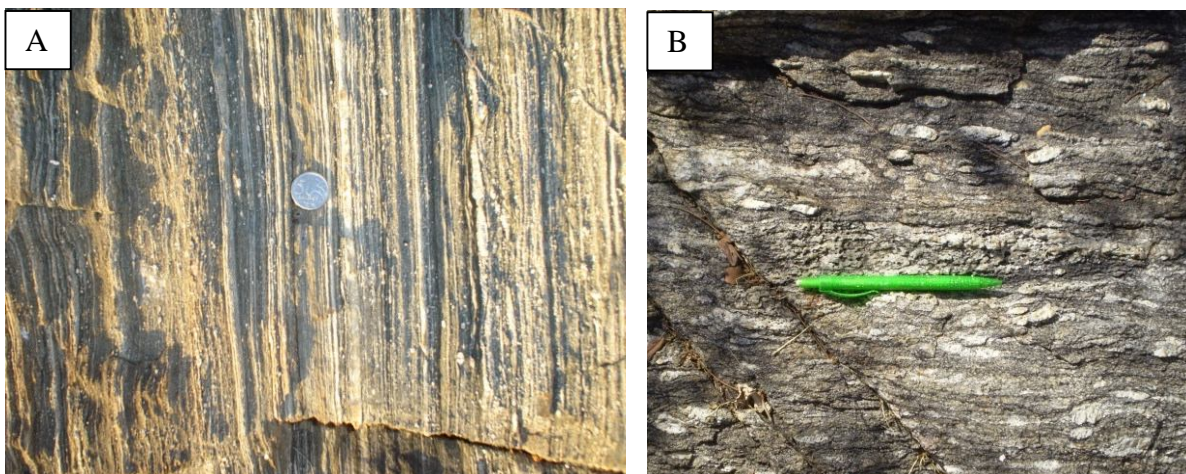


Figura 125- Foliação milonítica marcante em gnaisses do Unidade Canindé (A) e foliação milonítica anastomosada com a presença de porfiroclastos (B).

10.2.1.2 Xistosidade

Esse tipo de estrutura ocorre principalmente em biotita e moscovita xistos, e é caracterizado por um arranjo dos minerais micáceos e porções feldspáticas alongadas, ocasionalmente gerando um bandamento composicional na rocha. Possuem uma organização espacial muito semelhante ao da foliação e apresenta fortes indícios de que se desenvolveu durante o metamorfismo e a deformação sintectônica (Figura 126).



Figura 126- Xistosidade marcante nos xistos da Formação Covão (Grupo Martinopole).

10.2.1.3 Bandamento Composicional

Ocorre na grande maioria dos litotipos da área estudada, caracterizado pela sucessão de bandas de composição mineralógica e/ou texturas diferentes, às vezes lenticularizados ou amendoados. A espessura desses bandamentos varia da escala centimétrica a milimétrica, apresentando uma postura espacial igual a da foliação. Sua origem está intimamente relacionada a processos contemporâneos de metamorfismo e deformação (Figura 126).

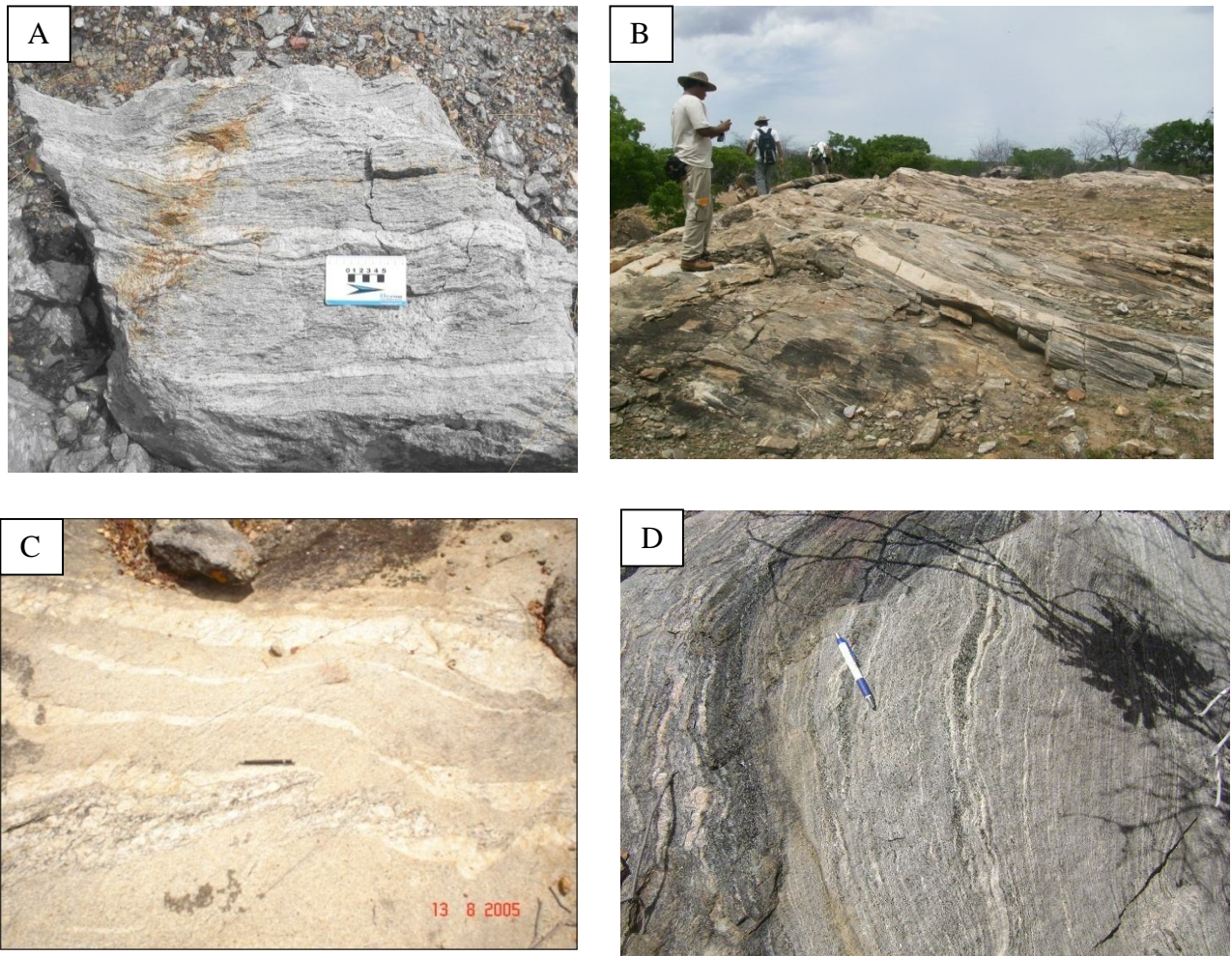


Figura 127- Ilustrações de bandamento composicional centimétricos e métricos em gnaisses do Complexo Ceará (A, B, C, D).

10.2.1.4 Foliações S-C

Corresponde a duas estruturas planares conjugadas, formadas quase sempre simultaneamente (Allmendinger, 1999 in Oliveira, 2002). Ocorrem dentro de zonas de cisalhamento dúcteis, onde há a progressão de cisalhamento simples até o estado finito. São estruturas quase sempre assimétricas.

As foliações s-c não aparecem com muita freqüência nos litotipos aflorantes na região de Sobral (Figura 128).

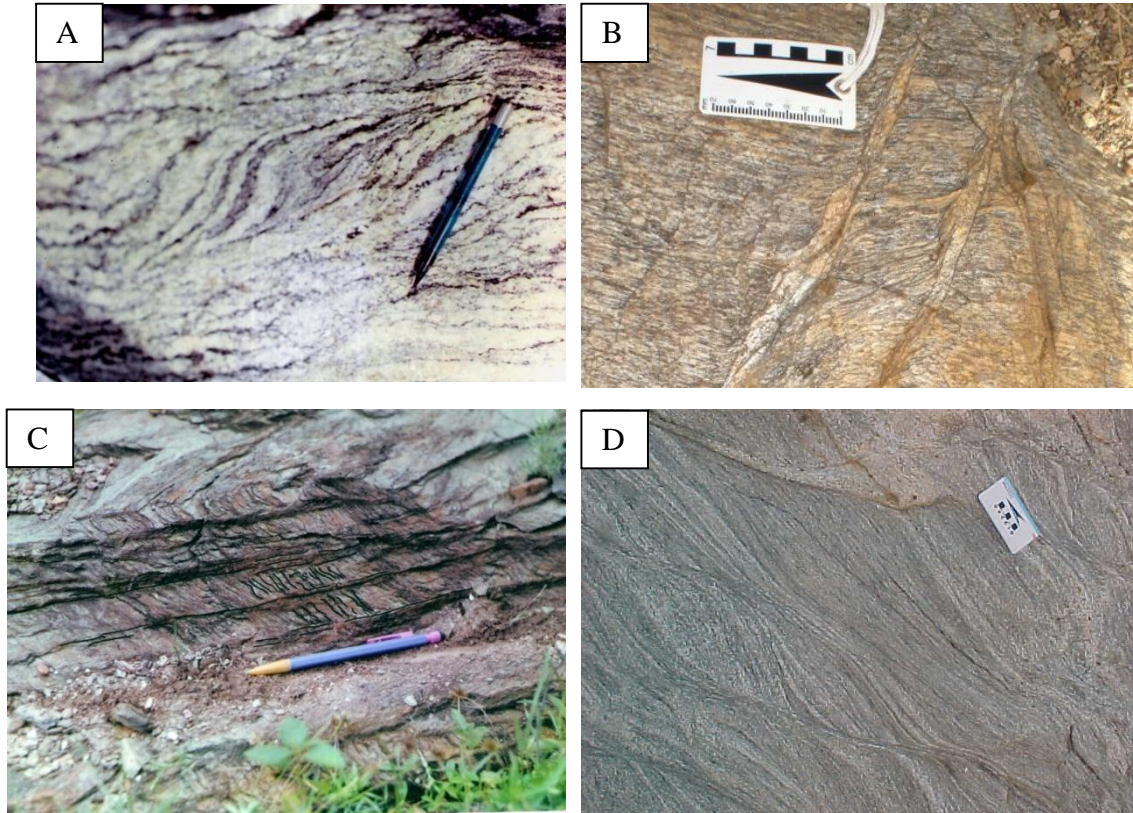


Figura 128- Ilustrações de foliações S-C em paragneisses da Unidade Independência (A, B, D) e xistos da Formação Covão (C).

10.2.1.5 Bandas de Cisalhamento

As bandas de cisalhamento são zonas de cisalhamento visíveis ao microscópio, em amostras e em afloramentos, ocorrem como faixas de espessuras variadas, submilimétricas a centimétricas. Algumas dessas bandas provocam variações internas na orientação principal da foliação, causando dobras de arrastos e feições anastomosadas, diferencialmente localizadas (Figura 129)



Figura 129- Bandas de Cisalhamento em gnaisse da Unidade Canindé.

10.2.1.6 Budins e estruturas augen

As estruturas augen são feições que ocorrem sob a forma de trilhas de porfiroblastos lenticularizados, em forma de sigmóides isolados, enquanto que os budins são separações provenientes do contraste de competência das rochas. Ambas as estruturas são encontradas nos litotipos da região de trabalho (Figura 139).

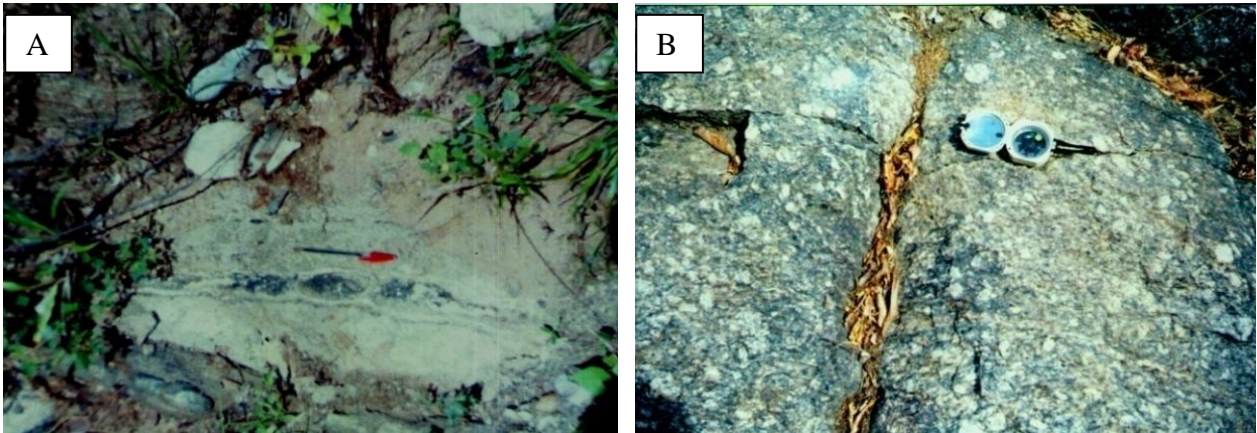


Figura 130- A): Budins de composição máfica em gnaisses da Unidade Canindé; B) Feições augen em ortognaisses da Unidade Canindé.

10.2.1.7 Dobras

Dobras mesoscópicas, são observadas em toda a área em estudo. Ocorrem em tamanhos decimétricos a métricos, desenhadas pelo bandamento composicional e pela foliação. De maneira geral, foram encontradas dobras parasíticas em “S” e em “Z” e dobras sem raiz, geralmente com disposição anticlinal e forma assimétrica, dobras em bainha, **dobras intrafoliais** observadas nos planos do bandamento composicional dos gnaisses. A disposição desse dobramentos infere uma deformação dúctil sob regimes de cisalhamento transcorrente (Figura 131).



Figura 131- Ilustrações de dobras intrafoliais (A), de arrasto (B), parasíticas (C) em gnaisses do Complexo Ceará e dobra em Z em xistos da Formação Covão (D)

10.2.1.8 Veios

Os veios apresentam uma composição que varia de quartzosa a quartzo-feldspática e é uma estrutura extremamente comum em toda a área de estudo. Ocorrem associados as juntas, tanto de forma concordante, como discordante a foliação, as vezes entrecruzando-se, o que configura mais de uma geração para a gênese dos mesmos.

Os veios e diques concordantes podem ter sido posicionados como mobilizados sin-deformação/metamorfismo. São fusões parciais que se colocam nas posições trativas dos elipsóides, estando ligados os eixos de maior estiramento. Nesses casos em geral tem foliação concordantes com as rochas onde estão encaixados.

Em outros casos eles são discordantes, não são foliados, são normalmente bolsões e na maioria das vezes tem forma irregular. Nesses casos eles se posicionam segundo planos potenciais de menor tensão e são fusões alóctones; ou seja intrusões.

10.2.1.9 Falhas

Presente na área em estudo, em escala mesoscópica com dimensões variando de decamétrico, métrico a centimétrico, trata-se de uma estrutura de caráter rúptil, que marca uma outra fase de deformação – que se realiza em condições mecânicas distintas e que se imprime sobre as estruturas primárias representadas pelo bandamento e foliação (Figuras 132 e 133).



Figura 132- Falhas inversas em paragnaisses da Unidade Independência.



Figura 133- Falha Normal em ortognaisses da Unidade Canindé.

10.2.1.10 Fraturas

Ocorrem por toda a área exibindo um padrão de espaçamento entre si e compondo famílias ou grupos de famílias. Muitas fraturas se entrecruzam em um padrão de par cisalhante (Figura 134).



Figura 134- A) Fraturas em gnaisses da Unidade Independência; B) Fraturas em bolsões quartzo-feldspáticos.

10.2.2 Padrões de Deformação

Na Folha Sobral tem-se registrado pelo menos três padrões de deformações distintos, que são descritos a seguir.

10.2.2.1- Padrão de Deformação Dúctil

10.2.2.1.1 *Foliação*

Os padrões de foliações podem ser observados tanto em escala de mapa, como de afloramento. Para melhor visualização foi confeccionado um mapa de traços de foliações extraídos a partir da análise de fotografias aéreas e imagens de satélite.

Onde é possível observar a predominância da orientação NE-SW principalmente na porção nordeste e sudoeste da área de trabalho, enquanto que na porção sudeste tem-se a predominância das orientações NW-SE e N-S. As áreas onde não se observa traços de foliações correspondem a corpos graníticos, rochas sedimentares e planícies fluviais.

Pode-se observar também que os contornos dos traços de foliações formam outra estrutura muito presente nesta região, que são as dobras. As dobras quilométricas desenhadas pelos traços de foliações estão bem marcadas na porção centro-sudeste, sendo fechadas e abertas (Figura 135).

A partir da análise do comportamento da foliação em mapa, tornou-se possível a compartimentação da área em estudo, em nove domínios estruturais (Figura 136 e 137). Na mapa de contornos de foliação é possível destacar áreas onde ocorrem ausência de foliação, isso ocorre pois tratam-se de corpos graníticos, como o Granito Meruoca na porção extremo noroeste e o Granito Serra do Barriga na sudeste. Muitos corpos apresentam forma alongada com orientação NE-SW bem marcado pelo contorno das foliações.

Vale destacar também a concentração da deformação em algumas faixas, assinalando zonas de milonitos, entre outros aspectos. Como destaque dessas zonas tem-se a Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II e a Zona de Cisalhamento Forquilha.

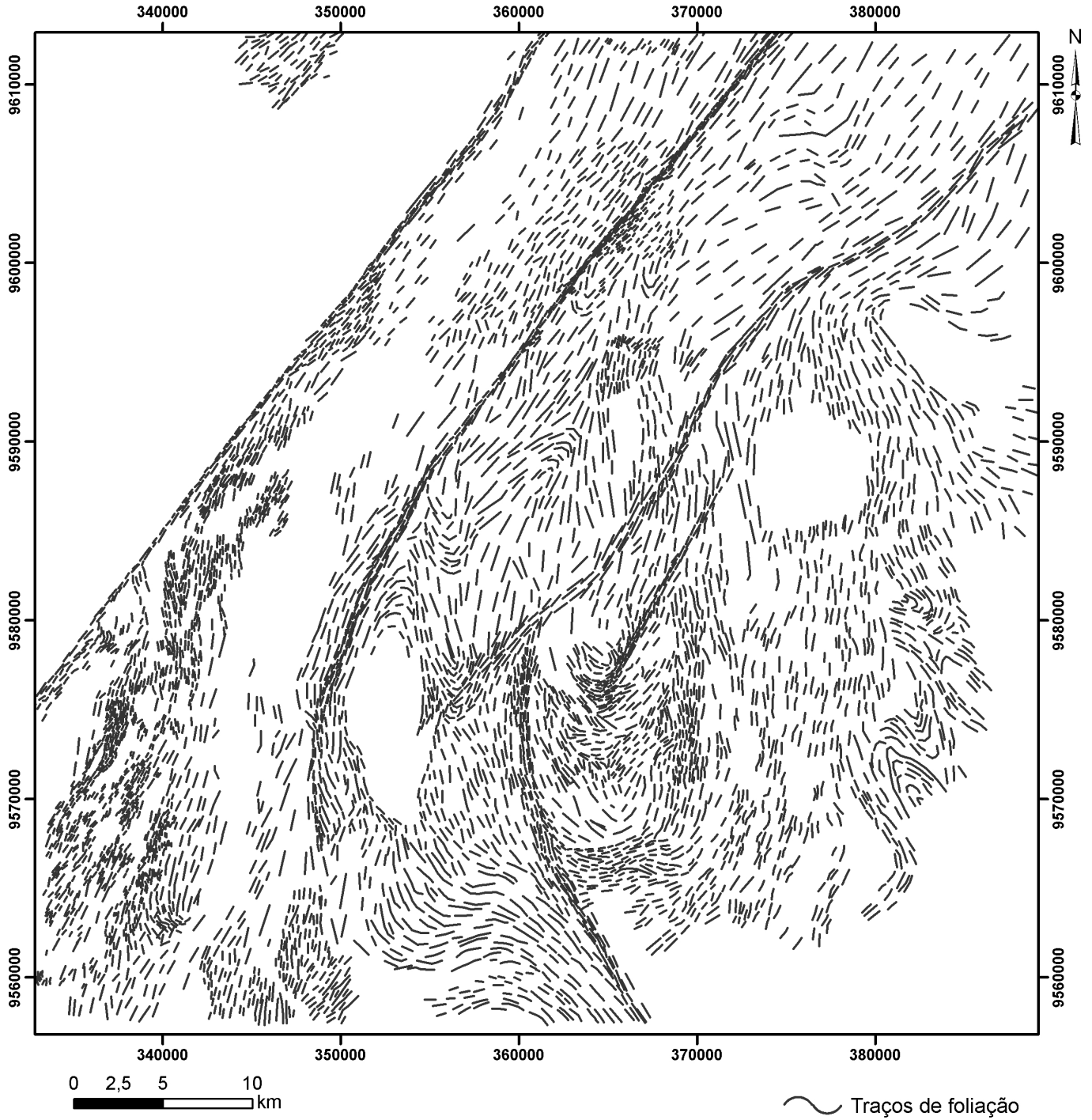


Figura 135- Mapa de contorno de foliação extraídas de imagens de sensores.

10.2.2.1.1 *Dominios estruturais*

a) *DOMINIO I*

De maneira geral a foliação apresenta direção preferencial NE-SW e mergulhos preponderantemente para SE que variam de fraco a forte. O diagrama de contornos de foliação para este domínio mostrou uma concentração de pólos preferencialmente no quadrante NW, com ângulos de mergulho variando de forte a fraco, indicando um comportamento de um “máximo” (Figura 137).

b) *DOMINIO II*

É marcado por foliações de direção NE-SW com mergulhos em sua maioria forte, predominantemente para NW. Essa configuração é influência principalmente da ZC Sobral-Pedro II que tem uma postura vertical. O diagrama de contorno para as foliações deste domínio mostra um padrão com concentração de contornos preferencialmente no quadrante SE, configurando um padrão de um “máximo”. No entanto há também foliação com caimento para NW o que indica a tendência a definir uma guirlanda de direção N-S (Figura 137).

c) *DOMINIO III*

Este domínio apresenta foliações de direção NE-SW com mergulhos em sua maioria variando de médio a forte, predominantemente para NW, e em menor parte para SE. O diagrama de contorno para as foliações deste domínio mostra uma concentração de contornos preferencialmente no quadrante NW, configurando um padrão de um “máximo”, com a insinuação de uma guirlanda de direção N-S (Figura 137).

d) DOMINIO IV

Este domínio é marcado por foliações de direção NE-SW, com mergulhos em sua maioria variando de médio a forte, predominantemente para SE, e em menor parte para NW. O diagrama de contorno da foliação mostra a tendência de formação de uma guirlanda (Figura 137).

e) DOMINIO V

Este domínio é marcado por foliações de direção N-S e NE-SW, com mergulhos variando de fraco a forte, predominantemente para SE. O digrama de contorno desse domínio exibe o padrão de uma guirlanda (Figura 137).

f) DOMINIO VI

Este domínio apresenta foliações de direção E-W, NE—SW com mergulhos em sua maioria variando de fraco a médio, predominantemente para SE, e em menor parte para NE. O diagrama de contorno para foliações exibe um padrão de máximo (Figura 137).

g) DOMINIO VII

Este domínio é marcado por foliações de direção NE-SW com mergulhos em sua maioria variando de fraco a médio, predominantemente para SE. O Digrama evidencia a formação de um máximo, no entanto pode-se se observar também a tendência de disperções da foliação (Figura 137).

h) DOMINIO VIII

Neste domínio as foliações apresentam direções N-S e NE-SW com mergulhos em sua maioria variando de fraco a médio, predominantemente para SE e NE. O diagrama de contorno exhibe dois máximos de concentração, sendo que um deles apresenta-se mais evidente (Figura 137).

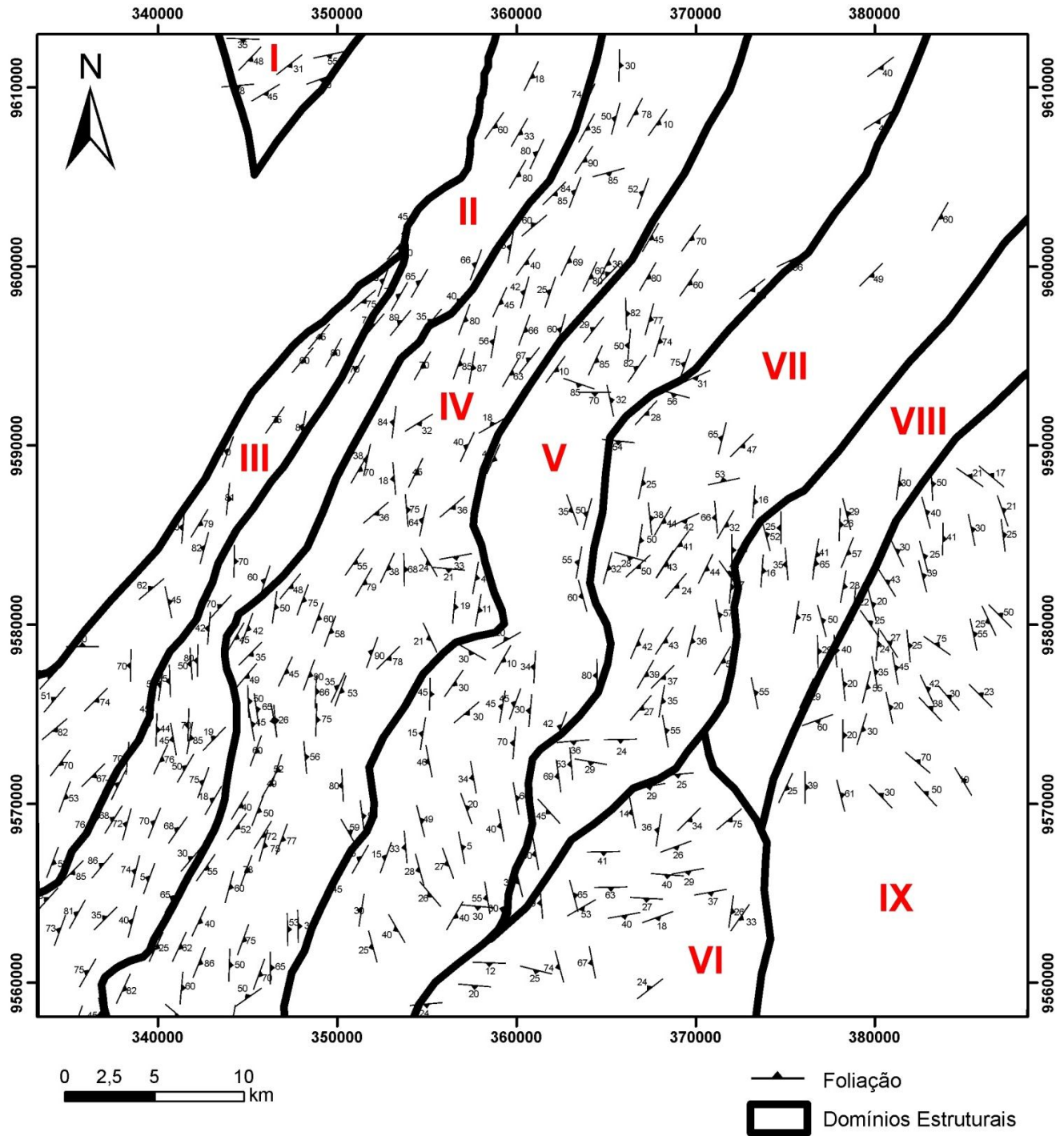


Figura 136- Mapa de Domínios Estruturais

i) DOMINIO IX

Este domínio é marcado por foliações de direção NW-SE e N-S, com mergulhos em sua maioria variando de fraco a médio, predominantemente para NE. O diagrama de contorno indica o comportamento de um “máximo” (Figura 137).

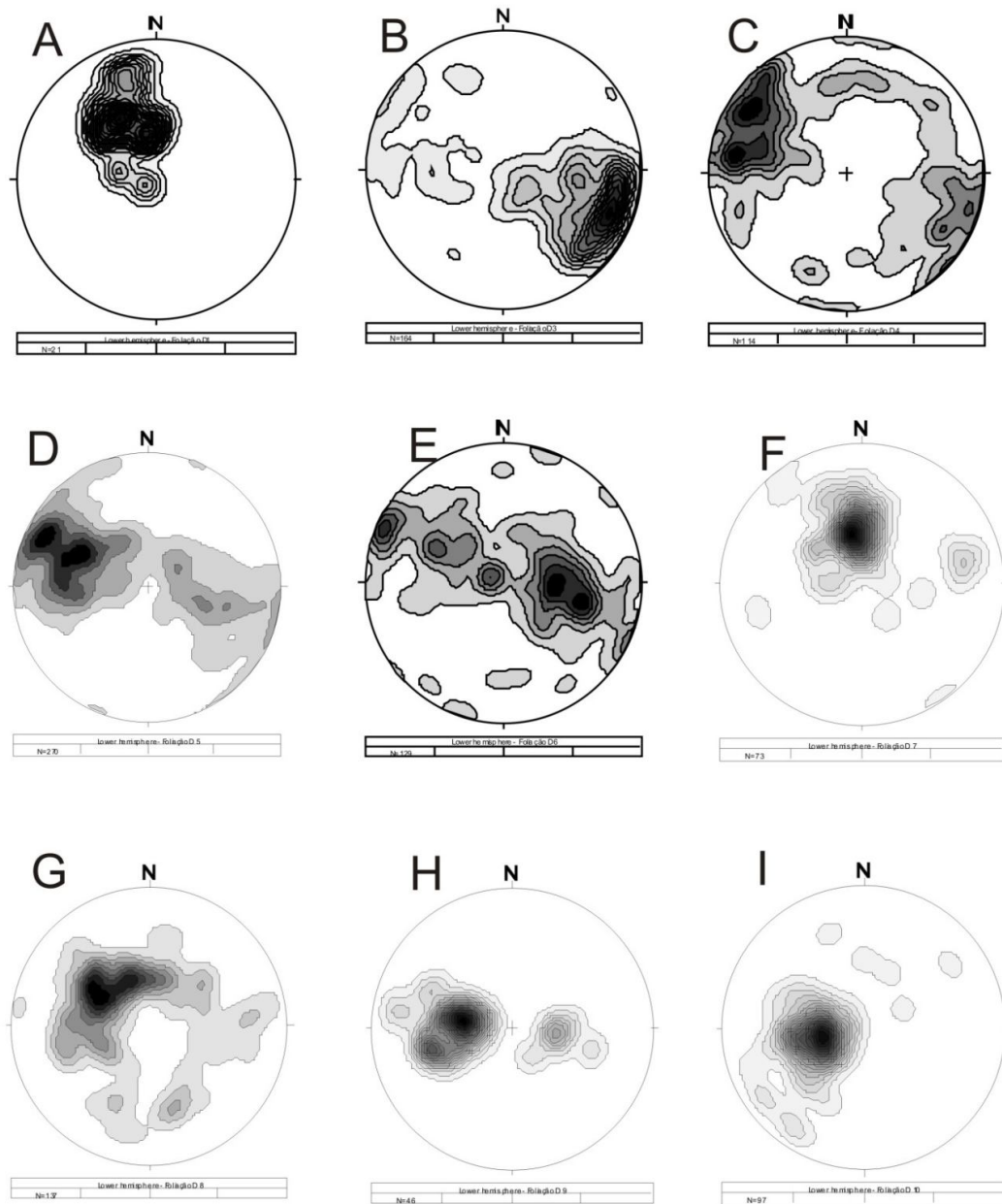


Figura 137- Diagrama de contorno de pólos de foliação. A) domínio I; B) domínio II; C) domínio III; D) domínio IV; E) domínio V; F) domínio VI; G) domínio VII; H) domínio VIII; I) domínio IX.

A análise separada da foliação de cada domínio indica padrões de “máximos” estruturais com alguma dispersão de atitudes, nos domínios I, II, III, VI, VII, VIII.. O domínio II apresenta orientação preferencial média de 70/300°, com mergulhos médios variando de 60° a 80°. O Domínio III apresenta orientação média do máximo de concentração de 65/120°, com mergulhos variando de 55° a 70°. O domínio VI apresenta orientação média 30/160° Az, com mergulhos entre 25° a 40°. No domínio VII a orientação é 50/130°, com mergulhos entre 40° e 60°. O domínio VII apresenta orientação 25/115° Az, com mergulhos entre 20° e 35°. No domínio VIII tem-se orientação 28/95° Az, com mergulhos entre 25° e 32°.

Os domínios IV e V indicam padrões de guirlanda, com direção NW-SE, com eixo em torno de 19° a 22° Az, o que está em consonância à existência de dobras definidas tanto na escala macro como mesoscópica. A dobra desenhada em ambos os diagramas é semelhante ao de uma dobra anticlinal fechada.

10.2.2.1.2 Lineação

A lineação é caracterizada principalmente pelo alinhamento de minerais como o anfibólio e as micas e representa o eixo X do elipsóide de deformação finita.

As lineações também foram abordadas de acordo com os mesmos domínios estruturais caracterizados na análise da foliação (Figura 138).

No Domínio I, a lineação concentra-se preferencialmente na direção N60E e mergulho de 15°.

No Domínio II, as lineações concentram-se a NNE, NNW e SW, com mergulhos em grande parte variando de 10° a 40°.

O Domínio III apresenta lineações orientação preferencial NNE e SSE, com mergulhos entre 10° e 30°.

No domínio IV as lineações concentram-se principalmente a SW e SSE, com mergulho variando de 5° a 30°.

No domínio V as medidas exibem mergulho de 10° a 40° para NNW em grande parte.

O domínio VI exhibe lineações com mergulhos de 15° a 45° para SSE.

No domínio VII tem-se maior concentração de lineações a SSE, além de valores dispersos para NE e NW. Os mergulhos variam de 10° a 50° .

O domínio VIII exhibe lineações com mergulho de 20° a 35° para NE.

O domínio IX exhibe uma concentração de lineações a SE, com mergulho entre 10° e 30° .

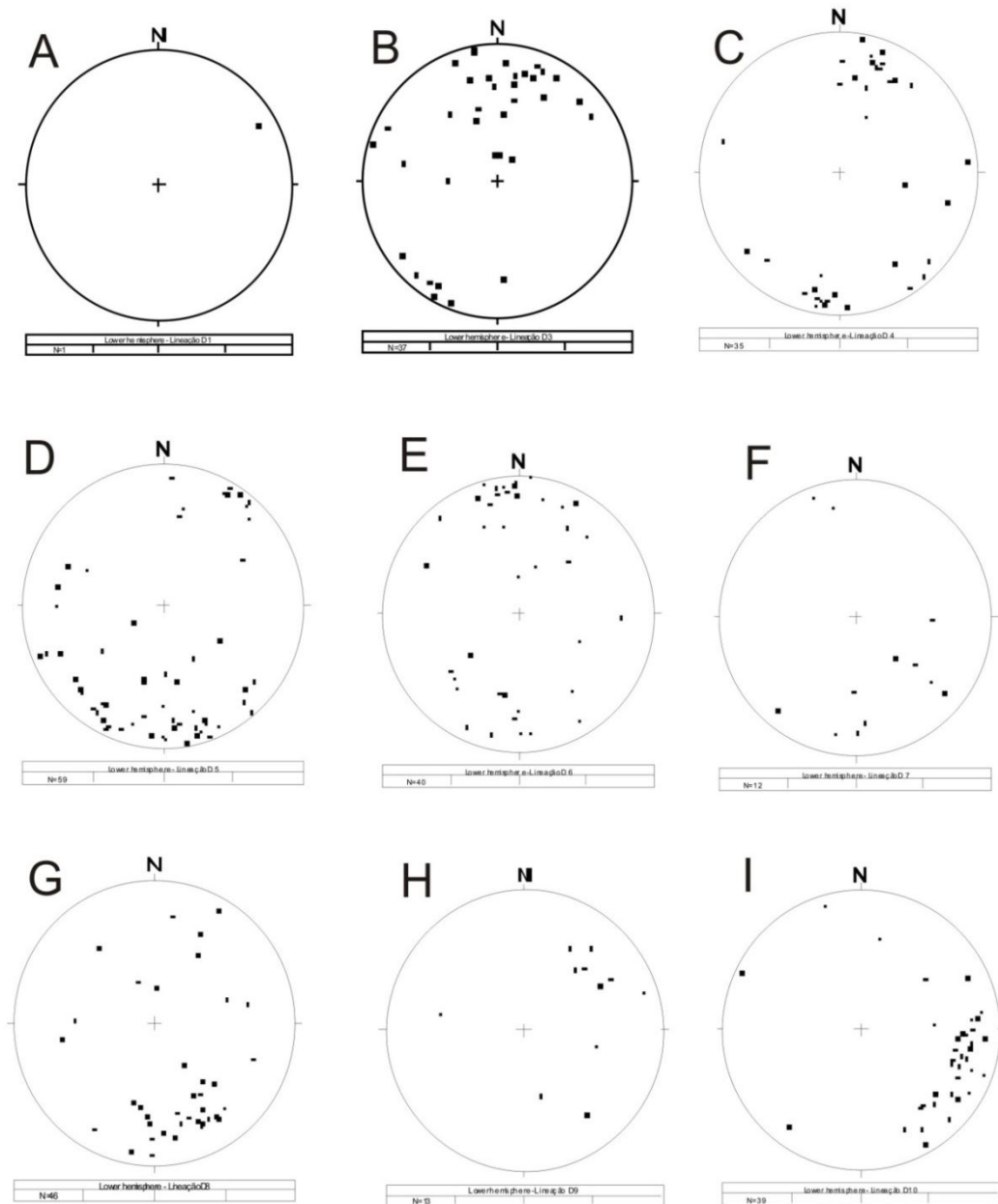


Figura 138- Diagrama de lineação. A) domínio I; B) domínio II; C) domínio III; D) domínio IV; E) domínio V; F) domínio VI; G) domínio VII; H) domínio VIII; I) domínio IX.

O padrão de lineação da área demonstra uma migração de linhas de fluxo, predominantemente na direção quase NE-SW, com ondulações de mergulho e mudanças no padrão cinemático de transpressivo para transcorrente. Esta mudança de padrão pode ser causada por mudanças na cinemática ou diferenças na plasticidade e/ou reologia dos litotipos, uma vez que o padrão tende a mudar conforme a litologia.

A relação entre foliação e lineação, mostra uma tendência de baixa angularidade em termos de “*rake*” (30°-40°), indicando predominância de movimentação horizontal. Valores em torno de 80° são estatisticamente menos abundantes, em encontrados de forma localizada na área de trabalho.

10.2.2.1.3 Dobras

Os eixos de dobras foram coletados nos domínios III e V, referentes s estruturas curvilineares mesoscopicas desenhadas principalmente pelas foliações e/ou bandamentos (Figura 139).

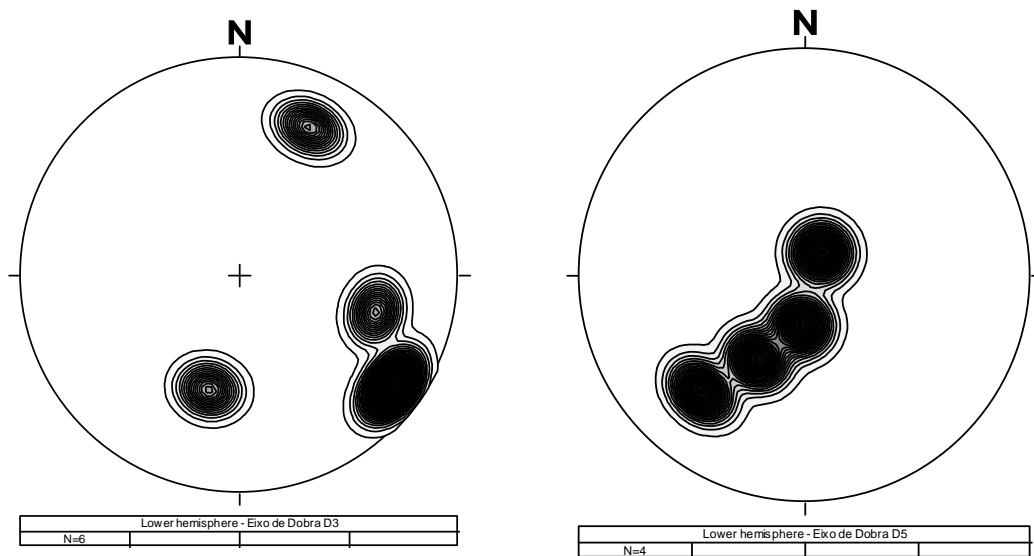


Figura 139- A) Eixos de dobra do domínio III; B) Eixo de dobras do domínio V.

10.2.2.2 Padrão de Deformação Rúptil

Os principais elementos de deformação rúptil presentes na área são falhas e fraturas. As falhas não foram muito bem caracterizadas neste trabalho em escala mesocópica, sendo tratada apenas de forma macroscópica. Enquanto que as fraturas foram analisadas em escala macroscópica e mesoscópica.

De acordo com os principais alinhamentos extraídos de drenagem foi possível confeccionar uma rosácea com as principais direções, onde observa-se uma orientação preferencial N40E.

A projeção de contornos estruturais para todas as fraturas da área coletadas no campo está exposta na Figura 140 e demonstra um padrão espalhado com mergulhos elevados, onde foram identificados cinco famílias principais de fratura: a) direção NNE-SSW e mergulho vertical; b) direção N-S e mergulho vertical; c) E-W com mergulho entre 70 e 80°; d) direção de pólos N-S com mergulhos entre 75 e 80°. Contudo de maneira geral em termos de plano de fratura, apresentam direção preferencial NW-SE e NE-SW, perfazendo um par cisalhante concordante com as lineações de drenagens a qual a direção NW-SE pode ser atribuída a movimentos de reativação do Lineamento Sobral Pedro II, e a direção NE-SW, pode ser correlacionada como consequência movimentações ao longo do Lineamento Groaíras.

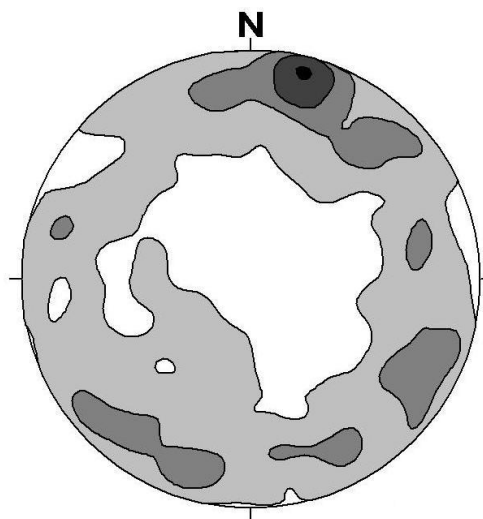


Figura 140- Diagrama de contorno para os pólos de fraturasl.

10.3 LEVANTAMENTO GEOCRONOLOGICO

As informações geocronológicas acerca das unidades litoestratigráficas e eventos na região Sobral evoluíram bastante em termos de aquisição de dados, mas ainda são poucas as informações que permitam uma melhor caracterização cronológica dos grandes eventos geológicos ocorrentes na região de trabalho. Em virtude disso estão sendo efetuadas novas datações com métodos mais robustos em diversas unidades, mas que infelizmente até a finalização deste trabalho não estarão com seus resultados disponíveis.

Na década de 1970, muitas datações foram realizadas, principalmente com o método K-Ar, com o objetivo de determinar os eventos atuantes nas rochas da região. Dentro deste contexto, Brito Neves (1975); Novais et al. (1979); entre outros, interpretaram as idades em torno de 1000 e 917 Ma, obtidas em gnaisses e anfibolitos do Complexo Granja, como a idade de um evento tectônico atuante sobre a região, o Ciclo Transamazônico. Idades mais novas (entre 600 e 500 Ma) pelo método K/Ar foram atribuídas à atuação do Ciclo Brasileiro, durante os processos termotectônicos relacionados com o desenvolvimento da faixa rúptil Médio Coreau.

Os últimos dados geocronológicos do Complexo Granja correspondem as datações pelo método Pb/Pb em zircões em enderbitos, feitas por Nogueira Neto (2000) que obteve idades de 2.032 ± 46 Ma. Essas idades correspondem as idades de cristalização e metamorfismo confirmando que o principal evento de estruturação do Cinturão de Cisalhamento NW do Ceará, ocorreu durante o Proterozóico Inferior.

As idades modelo T_{DM} de 2,54 e 2,36 Ma em granada-gnaisses associados com os valores de Pb/Pb, indicam que o embasamento consiste de material juvenil gerado entre 2,3 e 2,1 Ga.

Com relação ao Complexo Ceará, especificamente a Faixa Granulítica de Cariré as primeiras datações foram efetuadas por Gorayeb et al. (1991) pelo método Rb/Sr rocha total em gnaisses da região de Forquilha, cujos litotipos sugerem ter continuidades aos ortognaisses de Cariré. Foram obtidas idade de 1.981 ± 45 Ma, interpretada como idade mínima de formação daquela rochas, possivelmente

relacionadas aos processos tectonotermiais ligados a organização do Cinturão de Cisalhamento Noroeste do Ceará.

Os enderbitos da faixa granulítica de Cariré foram datados por Fetter (1999) pelo método U/Pb em zircões e obteve idades de 2.095 ± 11 e 2.110 ± 66 Ma que correspondem a época de geração da rocha pré-metamórfica. Essas mesmas rochas foram datadas por Nogueira Neto (1005) que obteve idade T_{DM} de 2,23 Ma e 2,31 Ma.

Tavares Jr (1992) obteve idade de 475 ± 15 Ma para os granitos foliados da região de Cariré. E levantou duas hipóteses, a primeira de que essa idade representaria tanto a geração quanto a idade mínima de deformação desses corpos e a segunda de que a granitogênese e deformação seriam bem mais antigas (Proterozoico inferior), e o valor obtido nessas rochas corresponderiam a época da última abertura do sistema, relacionada as reativações tectônicas do Graben Jaibaras e colocação de grandes massas graníticas adjacentes.

Os ortognaisses da região de Forquilha foram datados por Fetter et. al. (1995) pelo método U/Pb em zircão Sm/Nd, obtendo respectivamente as idades de 2,11 Ma e 2,3 Ma. Baseado nesses resultados os autores sugerem que esse segmento crustal consiste de uma mistura de material Riachão e crosta mais antiga, segundo aqueles autores sem relação genética com o Bloco NW do Ceará. Confirmando assim as especulações de Abreu (1993).

Os dados isotópicos referentes a Formação Santa Terezinha do Grupo Martinópolis foi efetuada por Novais et. al. (1979) em xistos, foi de 1.450 ± 53 Ma, o que sugere uma época de sedimentação mais antiga. Nos filitos de Pedra Verde e Massapê Nascimento et. al. (1981), obtiveram idade Rb/Sr entre 634 e 655 Ma, e são considerados como último evento metamórfico no Ciclo Brasileiro.

O Complexo Tamboril Santa-Quitéria foi alvo de datações por Fetter et. al (1999, 2003) onde obteve a idade mais velha U-Pb em zircão das rochas vulcânicas que flanqueiam o batólito é 665 Ma.

Outros dados disponíveis de U-Pb do complexo mostram em plutons mais deformados resultado entre 637 Ma e 614 Ma. Quanto aos dados U-Pb dos granitóides tardi-tectônicos associados com a convergência tangencial, sugerem que este magmatismo pode ter continuado até o 591 Ma. As rochas plutônicas do batólito Santa

Quitéria mostram idade Sm-Nd (0,8-09 Ga –TDM), assinaturas isotópicas que são consistentes com as misturas variáveis entre magmas juvenis do Neoproterozoico e os gnaisses circunvizinhos do Paleoproterozoico, indicando que o Complexo representa um arco juvenil com fusões crustais, representando provavelmente os restos de um arco magmático do Brasileiro.

Nas rochas do Grupo Jaibaras, Suíte Parapuí e Suíte Meruoca, Brito Neves et al. (1975) obtiveram idades entre 450 e 410 Ma, as quais representariam um soerguimento regional pós-orogênico.

O posicionamento do Grupo Jaibaras acima do Grupo Ubajara, é definido pelo primeiro não apresentar, ao contrario do segundo, metamorfismo de contato com os granitos Mucambo e Meruoca. Além disso o conglomerado basal, Massapê, apresenta fragmentos destes granitos, o que evidência sua idade mais recente (Santos, 1999).

Brito Neves et. al. (2000) obtiveram uma isócrona Rb-Sr de $T = 520 \pm 6$ Ma ($n = 4$, razão inicial de 0,70,) para o Granito Meruoca. Sial et al. (1981) em determinações Rb-Sr em rocha total uma idade $T = 491 \pm 19$ (razão inicial $0,707 \pm 0,00028$). Mas, em ambos os casos, os autores observaram distúrbios no sistema Rb-Sr, e colocaram pendências nas retas isocrônicas obtidas, deixando claro a necessidade de novas técnicas analíticas. Fetter (1999) encontrou uma série de dificuldades (qualidade, formas e imperfeições nos zircões) para determinar a idade do granito pelo método U-Pb, para o qual, os dados Rb-Sr servem de referencial (Brto Neves et. al 2003).

O Granito Serra do Barriga foi datado por Tavares Junior et al. (1991) obtendo idade de 482 ± 8 Ma (Rb-Sr). Mas Mattos et.al (2007) em datação U/Pb efetuada em monazitas do sienogranito inequigranular róseo, , apresenta concórdia com intercepto superior com $522 \pm 7,6$ Ma.

Os dados Rb/Sr e U/Pb disponibilizadas na literatura para copos graníticos indicam que a granitogênese atuante do nordeste do Ceará se situa na transição Proterozóico Superior e Paleoproterozóico, estendendo-se até o período Ordoviciano.

As informações geocronológicas mais recentes a respeito das unidades litoestratigráficas aflorantes na região de Sobral, realizadas a partir do método U/Pb em zircão e Sm/Nd, estão nas Tabelas 08 e 09.

Tabela 08- Método U-Pb

Região	Litotipo	Método	Material Utilizado	Idade Obtida	Referencia
Região entre Sobral e Forquilha	Gnaisses Variados e Granulitos	U/Pb	Zircão	2.110	Fetter et. al, (1995)
Carire	Metaignea básica	U/Pb	Titanita	563 Ma	Nogueira Neto et. al. (1997a)
Carire	Corpos graníticos foliados	U/Pb	Zircão	564±94 Ma	Nogueira Neto et. al. (1997a)
Carire	Gnaisses e Enderbitos	U/Pb	Zircão	2.095±11 Ma e 2.110±66 Ma respectivamente	Fetter (1999)
Sobral	Sienogranito Serra da Barriga	U/Pb	Monazita	522 ± 7,6 Ma	Mattos et. al. (2007)
Meruoca	Granito Meruoca	U/Pb	Zircão	Dificuldades para determinar a idade	Fetter (1999)

Tabela 09- Método Sm-Nd

Região	Litotipo	Método	Material Utilizado	Idade Obtida	Referencia
Carire	Gnaisses Chanockticos e Ortognaisses	Sm/Nd	Rocha Total	2.230 e 2.310	Nogueira Neto et. al (1995)
Região entre Sobral e Forquilha	Gnaisses Variados e Granulitos	Sm/Nd	Rocha Total	2.240 – 2.430	Fetter et. al, (1995)
Meruoca	Fácies diorítica do granito Meruoca	Sm/Nd	Rocha Total	(T _{DM}) 1,34 Ga	Santos (1999)
Norte de Carire	Enderbitos e gnaisses	Sm/Nd	----- ----	(T _{DM}) 2,23 e 2,31 Ga respectivamente	Nogueira Neto et. al. (1995)
Carire	Metaignea básica	Sm/Nd	----- ----	(T _{DM}) 1,39 Ga	Nogueira Neto et. al. (1997a)
Carire	Corpos graníticos foliados	Sm/Nd	----- ----	(T _{DM}) 1,73	Nogueira Neto et. al. (1997c)

10.4 EVOLUÇÃO GEOLÓGICA

No início do Arqueano, durante a evolução da crosta primitiva, o alto grau geotérmico existente permitia a lenta e gradual fusão e refusão total de rochas básicas a ultrabásicas que compunham essa crosta. Com a diminuição da temperatura nas partes mais externas da Terra, essa fusão passou a ser parcial, levando à formação de magmas com tendências mais félsicas, os quais se consolidaram e formaram os primeiros núcleos “graníticos” da crosta continental, compostos em grande parte por corpos de composição tonalítica, das denominadas suítes TTG.

Esses processos geológicos, que devem ter perdurado até o início do Paleoproterozóico, aconteceram em um ambiente de subducção, envolvendo o consumo de litosfera oceânica, agregada distalmente a núcleos “graníticos” arqueanos, provavelmente com pouco ou nenhum envolvimento de rochas crustais.

É nesse contexto que deve ter acontecido a litogênese dos gnaisses de composição tonalítica do Complexo Granja, (protólitos com idades entre 2.4-2.3 Ga) e dos ortognaisses de Forquilha (2.11 Ga, e 2.3 Ga), os quais foram deformados e metamorfisados ao curso do Ciclo Transamazônico, situação que deve ter tido lugar em diferentes locais no espaço da hoje denominada Província Borborema, mais ou menos diacronicamente.

O Terreno Granja faz parte de um evento acrescionário (Complexo Granja) de idade U-Pb. 2,35 Ga (Santos, 1999), que ocorre a oeste da Faixa Martinópolis–Ubajara, com retrabalhamento nos eventos orogênicos do Riachão e Brasileiro. Naquele período deve ter sido formada uma grande massa continental com a união dos atuais domínios Médio Coreaú, Ceará Central e Rio Grande do Norte.

Os ortognaisses da região de Forquilha foram datados por Fetter et. al. (1995) pelo método U/Pb em zircão e Sm/Nd e rocha total, que obtiveram, respectivamente as idades de 2,11 Ga e 2,3 Ga. Baseado nesses resultados os autores sugerem que esse segmento crustal consiste de uma mistura de material Riachão e crosta mais antiga, sem relação genética com o Bloco NW do Ceará, Domínio Médio Coreaú, confirmando assim as especulações de Abreu (1993).

Deposições sedimentares devem ter acontecido, sobretudo na interface núcleos “graníticos” x litosfera oceânica consumida, os quais foram os protólitos das rochas paleoproterozóicas de paraderivação encontradas na região noroeste do Ceará, seja no Domínio Médio Coreaú seja no Domínio Ceará Central.

O quadro assim vislumbrado compreende, nessa área em consideração, pelo menos duas zonas de subducção que originaram os protólitos dos gnaisses Granja e Forquilha, separados por domínios oceânicos intra-arcos, além de materiais sedimentares que originaram as rochas de paraderivação associadas a esses ortognaisses (Figura 141).

Como se trata da formação de um arco magmático, no contexto de uma zona de subducção de crosta oceânica, a geração do magma nessas áreas está ligada principalmente a processos que envolve a interação da placa em subducção, com o manto subjacente.

Os magmas gerados neste ambiente de arco magmático ascendem dentro de crosta continental ou oceânica, onde eles resfriam e sofrem cristalização fracionada. O magma quente interage quimicamente com a crosta. Estes processos produzem uma grande diversidade na composição química dos magmas, que variam desde basaltos, passando por andesitos, até riolitos.

No início de desenvolvimento de um arco magmático, magmas derivados do manto não são de uma maneira geral obstruídos durante sua ascensão devido a pequena espessura da crosta oceânica, resultando na erupção de basaltos toleíticos e andesitos basálticos muito fluídos. Quando o arco desenvolve-se mais horizontal e verticalmente, a crosta agora mista torna-se mais espessa e começa a atuar como um filtro, fazendo com que o magma primário fique armazenado em uma série de câmaras magmáticas interconectadas em uma posição crustal mais superficial. A ascensão do magma, particularmente dentro do centro do arco vulcânico, é um fenômeno lento e caprichoso, onde processos de diferenciação magmática começam a atuar, gerando magmas cálcio-alcálicos e mais intermediários, tais como andesitos.

Portanto, as seqüências de litotipos gerados nos dois arcos magmáticos existentes, pode ser da seguinte maneira:

- a) Rochas Básicas: Dioritos e quartzo-dioritos

- b) Granitos porfíricos
- c) Suítes TTG
- d) Granitos alcalinos

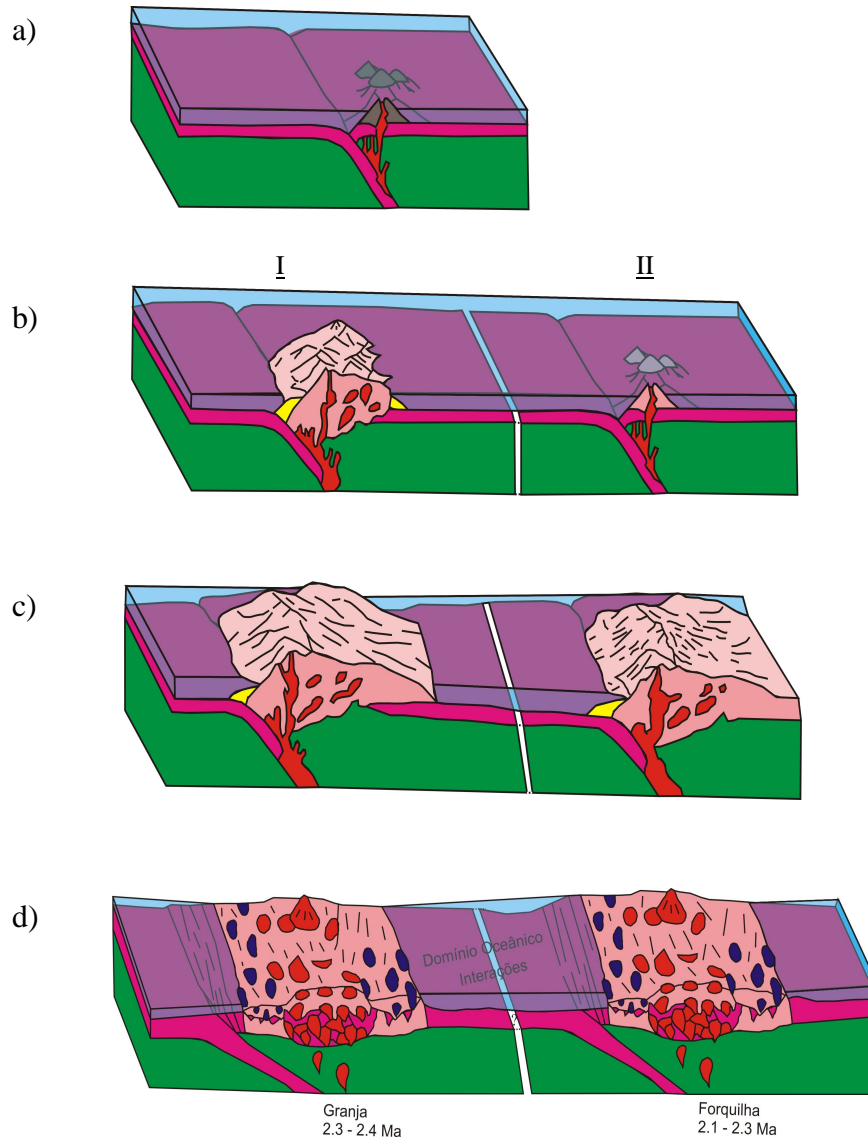


Figura 141- Modelo hipotético para a evolução diacrônica dos arcos Granja e Forquilha, com ascensão magnética provável e o envolvimento de materiais de paraderivação: a) Fase inicial de formação de um arco magmático marinho. Nesse caso são mais comuns rochas básicas a intermediárias; b) formação do arco de Granja (I) precoce, e Forquilha (II) tardio. Diferenciação magmática. Suíte TTG e granitos porfíricos; c) crescimento horizontal e vertical dos arcos, incorporação de sedimentos na subducção; d) magmas graníticos com tendência alcalina e desenvolvimento de prismas de acreção expressivos.

Ainda não é muito clara a sucessão magmática na evolução desses arcos na região NW do Ceará. No entanto, a presença de ortognaisses de composição diorítica a quartzo-diorítica, tonalítica, a presença de augen gnaisses que podem ter sido granitos porfiríticos e mesmo de ortognaisses de tendência mais alcalina indicam que essa sucessão pode ter acontecido. Os corpos de ortognaisses descritos principalmente nas proximidades da região de Forquilha, Sobral e Massapé, na porção central do mapa, apresentam texturas augen e localmente ainda preservam algumas feições ígneas, tais como cristais de feldspato com hábito prismático.

O acelerado soerguimento crustal promoveu a decompressão isobárica durante esta deformação, evidenciada através de reações minerais e texturais nos metapelitos (Complexo Ceará) e enderbitos (Faixa Granulítica de Cariré), indicando uma rápida decompressão para a região. As presenças dos veios pegmatíticos indicam que houve a atuação de uma fase fluída granitóide.

O consumo dos domínios oceânicos, além do aumento dos terrenos ortognaissicos levou a interação dos mesmos em uma grande colagem durante o Transamazônico, ocorrido entre 2.200 a 1.800 G.a (períodos Riáciano e Orosiriano) (Brito Neves *et al*, 1996), cujo resultado final foi a composição do super-continente Atlântica (partes da América do Sul e África), uma grande massa continental, a qual reuniu os domínios Médio Coreauú, Ceará Central e Rio Grande do Norte (Ferreira & Santos, (2000) (Figura 142).

Esse grande evento termo-tectônico, o Ciclo Transamazônico imprimiu nas rochas nele envolvidas feições estruturais marcantes, representadas por estruturas planares e lineares. Essas se configuram em um contexto que associam movimentações de massas em cavalgamentos e transcorrências com cinemática predominantemente dextral, em um quadro claro de partição da deformação.

Evidência desses cavalgamentos pode ser a presença da Faixa Granulítica de Cariré que mostra o alçamento de porções infracrustais. Os enderbitos dessa faixa granulítica foram datados por Fetter (1999) pelo método U/Pb em zircões, tendo sido obtidas idades de 2.095 ± 11 e 2.110 ± 66 Ga que correspondem a época de geração da rocha pré-metamórfica. Essas mesmas rochas foram datadas por Nogueira Neto (2005) com resultados T_{DM} de 2,23 Ga e 2,31 Ga.

A repetição de gnaisses e a presença de rochas infracrustais, como enderbitos, sugerem que num período inicial da história deformacional estas rochas tenham sido alçadas tectonicamente como lascas e propiciando um complexo imbricamento de rochas de natureza e idades distintas. A relação foliação/lineação corrobora a atuação de cavalgamentos oblíquos ou em rampa lateral na área. Tais informações podem ser claramente observadas na região de Cariré, na porção extremo sudoeste do mapa.

Marcadores cinemáticos de meso e micro escala, como porfiroblastos e porfiroclastos rotacionados e dobras intrafoliais, mesmo não tendo sido coletados de maneira sistemáticas no campo, indicam movimentação predominantemente dextral, e com menos frequência sinistral, devido a atuação de diferentes etapas da deformação dúctil e o desenvolvimento de cisalhamento não-coaxial. Esta deformação não-coaxial acarretou desmembramento, transporte, imbricação e aloctonismo das rochas.

O Complexo Ceará apresenta uma certa homogeneidade, tanto de estilo tectônico como de condições de metamorfismo, caracterizada pela presença de forte tectônica tangencial sublinhada por zonas de cisalhamento inversas e metamorfismo do fácies anfibolito, com freqüente início de anatexia, atingindo, localmente, condições do fácies granulito (Arthaud, et. al. 1998).

As condições de metamorfismo em que ocorreram esses fenômenos foram fundamentalmente as da fácies anfibolito alto, marcada pela estabilização de sillimanita, pela extensiva presença de feições de migmatização e pelas assembléias minerais nas rochas do Complexo Ceará.

A articulação desses grandes conjuntos litoestruturais (Médio Coreaú e Ceará Central) formou suturas e discontinuidades importantes, entre elas a Proto Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II, a qual mais tarde também separou esses dois grandes domínios, cujas idades se diferenciam em aproximadamente 200-300 Ma.

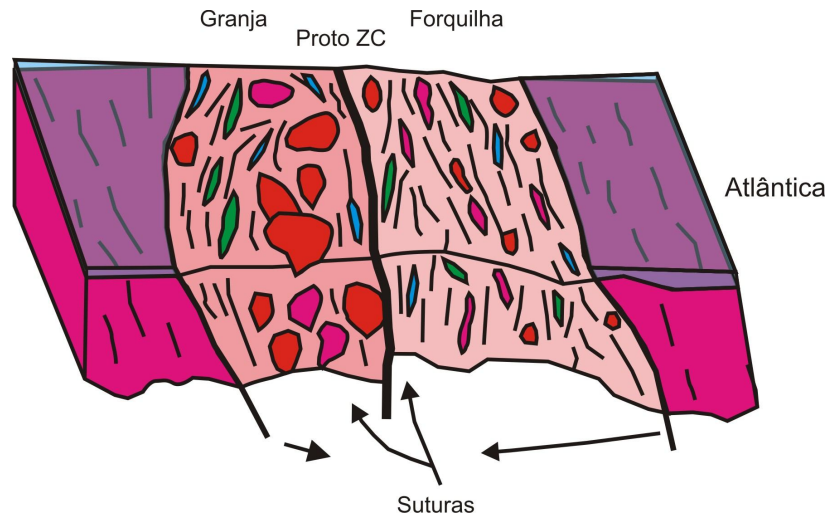


Figura 142 – Modelo hipotético de colagem dos domínios Médio Coreau e Ceará Central, com a formação da Proto Zona de Cisalhamento Sobral Pedro-II.

O Mesoproterozóico (1.1 – 1.7 Ma) compreende, nessa porção do Ceará, um período de estabilidade e calmaria, durante o qual devem ter acontecido processos de pedeplanização e reconfigurações isostáticas, dos quais não se reconhecem evidências.

O Neoproterozóico Inferior também não manifesta eventos no âmbito da Folha Sobral. No entanto na Província Borborema, na Zona Transversal, está descrito o Ciclo Cariris Velhos (1.0 a 0.95 Ga) que Brito Neves et. al, (2001) referem-se como um evento que pouco afetou a Província Borborema, tanto nas bacias marginais, como nas intracratônicas, mas que para alguns autores representaria a quebra de Atlântica e a posterior formação de Rodínia. Para Mabessone (2002) este ciclo representa apenas extensão intracontinental sugerindo a permanência do super-continente Atlântica, nesse período.

A partir do Neoproterozoico um novo quadro de distensão foi instalado, o que levou à formação de um novo domínio oceânico ou de um *rift* bastante evoluído (como a Faixa Araguaia). Nas margens desses blocos constituídos pela abertura de domínio marinho, teriam se depositado as rochas supracrustais que viriam a constituir os grupos Martinópole-Ubajara (Figura 143).

Esse espaço distensivo seria favorecido, na sua evolução, pela existência das diversas discontinuidades da Proto Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II e das zonas de cisalhamento que articularam diversos conjuntos lito-estruturais da amalgamação transamazônica.

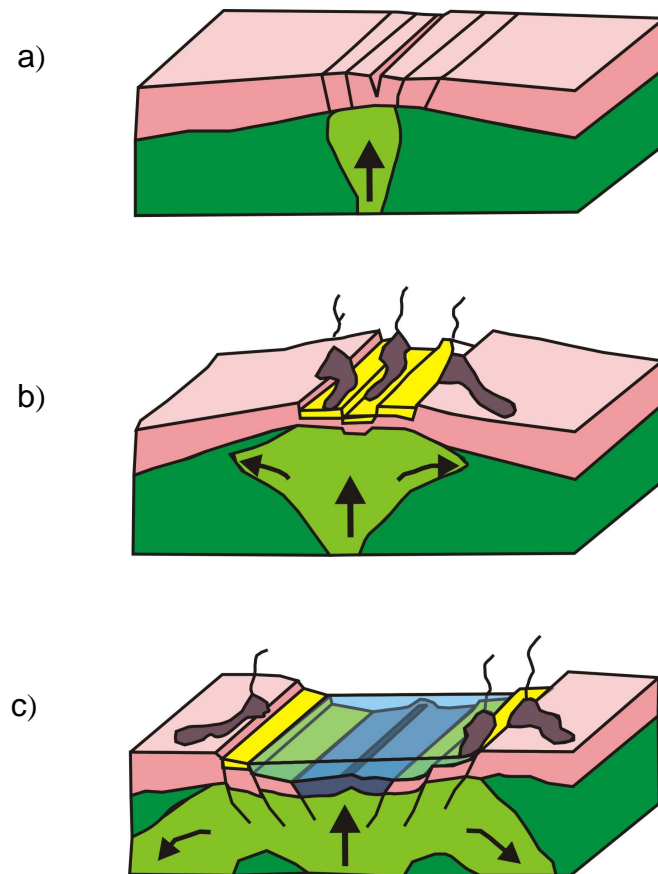


Figura 143 – Modelo hipotético de formação de *rift* com posterior deposição de sedimentos no domínio marinho (formação dos protólitos da seqüência Martinopóle-Ubajara): a) formação dos primeiros *rifts*; b) abertura de um proto-oceano, com deposição das primeiras seqüências marinhas e vulcanismo associado; c) oceano propriamente formado, com seqüências marinhas individualizadas.

Idades U-Pb e Sm-Nd em rochas do Grupo Martinópole com 777 ± 11 M.a, no Domínio Médio Coreaú e do Grupo Independência com idades de 772 ± 31 M.a, no Domínio Ceará Central evidenciam a existência de um arco magmático sin-deposicional, reforçando assim o modelo agora apresentado (Figura 144).

Teria, dessa forma, existido um domínio oceânico a NW da Província Borborema, anterior a amalgamação do Gondwana Ocidental, presumivelmente o oceano Pharusiano. Esses dados sustentam a continuação de uma margem passiva dentro da América do Sul, a partir da África Ocidental.

Fetter et. al., (2002) se referem a esse arco como sendo continental, ou seja, em contexto de margem ativa tipo andino, com mergulho do segmento oceânico preferencialmente para leste.

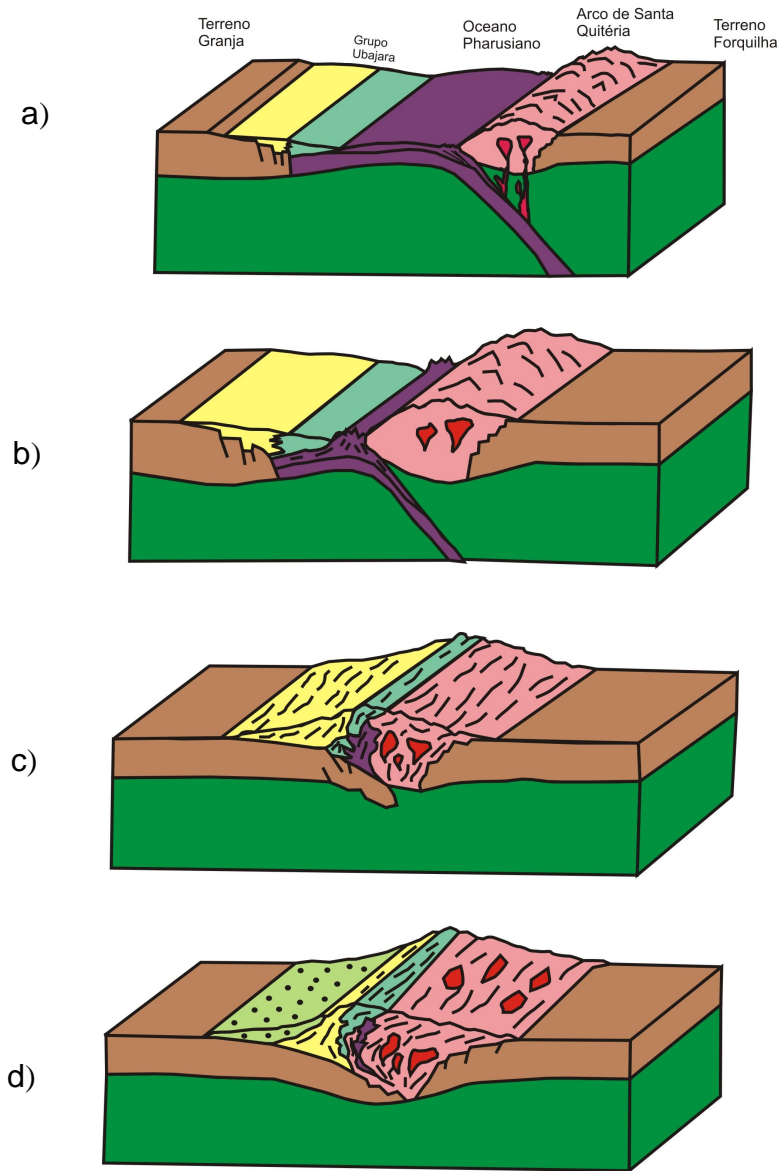


Figura 144- Modelo hipotético de formação do arco magmático de Santa Quitéria: a) Estágio inicial do arco magmático de Santa Quitéria, com zona de subdção para leste, com a continuidade da deposição dos sedimentos do Grupo Ubajara; b) consumo da crosta oceânica e evolução do arco magmático; c) consumo total da crosta oceânica, com choque entre as crostas continentais, reaproximando mais uma vez os terrenos de Granja e Forquilha, com metamorfismos das sequencias supracustais e dos sequencias magmáticas do arco; d) amalgmação do terreno, e posterior deposição dos sedimentos da sequência Jaibaras.

O Grupo Martinópole é uma sequencia essencialmente supracrustal, na área da Folha Sobral. Nas proximidades da cidade de Massapé, são encontrados os xistos e lentes de quartzitos da Formação Covão, interpretados por Santos et. al. (2000), como depósitos marinhos turbiditicos.

O Grupo Ubajara, crono-correlato do Martinópole, não ocorre na área da Folha Sobral. No entanto, conhecer o seu contexto geotectônico é importante por trata-se de um uma sequencia vulcano-sedimentar, plataformar, proximal que fortalece o modelo de evolução aqui apresentado. Assim, nele são individualizadas três formações da base para o topo: Caiçaras (siltitos e arenitos), Trápia-Frecheirinha (arenitos e carbonatos) e Coreau (arenitos e grauvacas).

O Ciclo Brasileiro (640 a 580 Ma) durante o qual a Província Borborema foi cratonizada (Caby *et al.* 1990), retrabalhou grande parte das seqüências litológicas antigas. Este evento gerou colisão, seguida de cavalgamento e transcorrência, invertendo condições geotectônicas, fechando domínios oceânicos e reaproximando os segmentos crustais distintos à exemplo dos terrenos Granja e Forquilha.

O Brasileiro foi assim responsável pela formação do Gondwana entre 800 e 500 Ma (Teixeira *et. al.*, 2001) agregando fragmentos do Rodínia (Gondwana Oriental e Gondwana Ocidental), nas áreas em que o Ciclo Cariris Velhos se manifestara, em eventos distensivos entre 1.0 Ga – 800 Ma.

Esse super-continente Gondwana compreenderia as massas continentais que hoje representam a África, América do Sul, Austrália, Índia e Antártida (Trompette, 1994) amalgamadas, em uma colisão oblíqua do tipo himalaiana (Caby *et al.*, 1995) a qual produziu nas zonas limítrofes dos blocos em colagem um amplo sistema de deformação e dobramentos que deu origem ao que Almeida *et. al.* (1977) denominou “Província Borborema”.

Na região em consideração o final do Vediano é marcado por indícios de intensa glaciação sobre uma área de relevo acentuado, resultado da tectônica brasileira (Santos, 2001) que teria espalhado a sedimentação Massapê-Pacujá por extensas áreas. A natureza dessa sedimentação, conforme Quadros (1996) é de ambiente lacustre com vulcanismo associado, não se descartando inclusive a possibilidade de que seja marinho plataformar.

Concomitantemente a esses processos, nas zonas de articulação de blocos e sobre descontinuidades intrabloco, em uma tectônica ressurgente, instalam-se, em contexto distensivo, movimentações predominantemente normais, resultante de colapso da estrutura crustal, relacionadas à adelgaçamento litosférico, possibilitando a

subida das isothermas, que forneceram calor para a crosta e possibilitaram a fusão de rochas da base desta e/ou do manto litosférico. Essas zonas de extensão se evidenciam pela formação de bacias marginais, sobretudo no Domínio Médio Coreau.

Esses fenômenos teriam acontecido no final do Brasileiro e deles decorreria a implantação do chamado Gráben Jaibaras (Abreu et al. 1993). A subsidência nesse grabén permitiu o aprisionamento dos sedimentos do Grupo Jaibaras, representados pelos conglomerados da Formação Massapê, nas porções proximais de leques aluviais. Além disso, a ocorrência dessa unidade nas proximidades da Falha Massapê pode indicar que as movimentações ao longo dessa estrutura, desenvolveram zonas de catáclase importantes, associadas a criação de relevo que geraram as condições para o aparecimento deste tipo de sistema deposicional. Seguiu-se depois a deposição dos sedimentos da Formação Pacujá, e simultaneamente as manifestações magmáticas básicas de caráter vulcânico a sub-vulcânico da Suíte Parapuí. O chamado Gráben Jaibaras, ocorre na porção noroeste da Folha Sobral.

A alta taxa de estiramento e adelgaçamento que culminaram na instalação do Gráben Jaibaras permitiu também a colocação intrusiva de plútons como o Meruoca que seccionaram os xistos do Grupo Martinópole e as rochas do Grupo Jaibaras. Durante a colocação do pluton, o Gráben Jaibaras sofreu fraca inversão (Abreu et. al., 1993), comprovada pela presença de estruturas dúcteis e rúpteis decorrentes de esforços compressivos, como dobras, e falhas inversas de movimentação oblíqua (Figura 145). Esse modelo, portanto, repetiria, de forma mais restrita, o modelo de formação da seqüência Martinopóle-Ubajara, onde os afastamentos seriam bem menores e não se formaria um rift e muito menos um domínio oceânico.

A Formação Aprazível apresenta uma área de deposição mais restrita, fortemente controlada pelas zonas de cisalhamento Sobral-Pedro II e Café Ipueiras. A movimentação das principais linhas de fraqueza permitiram a deposição de conglomerados polimíticos, sob clima seco, em ambiente de leque/planície aluvial e lacustre, que ocorreu depois da deposição da seqüência Massapê-Pacujá e das intrusões dos granitos da Suíte Meruoca, os quais serviram de áreas-fonte, e antes da deposição dos sedimentos do Grupo Serra Grande da Bacia do Parnaíba (Quadros, 1996).

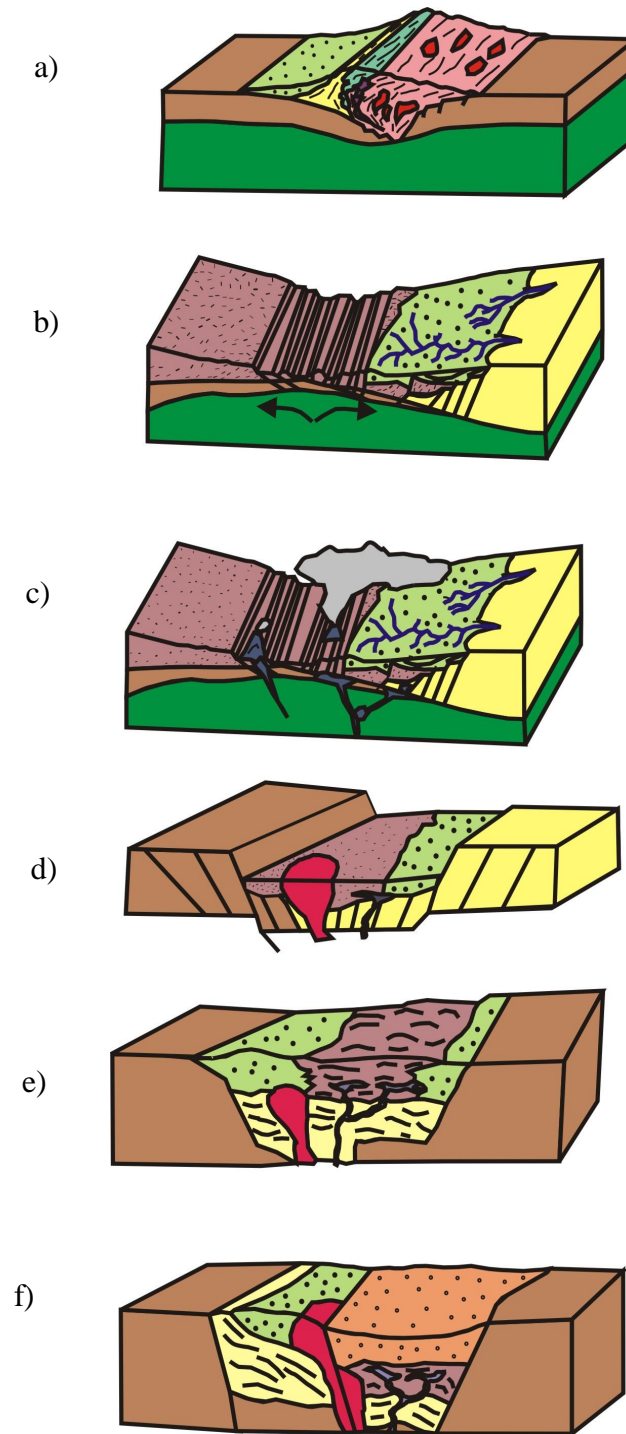


Figura 145 – Modelo Esquemático. Para evolução do Graben Jaibaras: a) Deposição da sequência Massapé-Pacujá; b) formação do rift; c) evolução do rift e vulcanismo assoxiado; formação do Graben Jaibaras, com aprisionamento dos sedimentos da sequencia Massapé-Pacujá, intrusões graníticas e vulcanismo; e) Inversão do Grabén; f) Deposição dos sedimentos da Formação Aprazível.

O modelamento do relevo atual guarda relações com os processos geodinâmicos, relacionados à formação do Atlântico Equatorial e Sul a partir do Cretáceo Superior, ligadas a Reativação Sul-atlântica ou Reativação Wealdeniana, cujos processos tectônicos individualizaram a Província Borborema, dentro do território brasileiro. Uma nova faixa marginal, de margem passiva, estabeleceu-se na borda atlântica, configurando, assim, definitivamente, o continente sul-americano.

A atuação combinada desses processos possibilitou o realce de lineamentos estruturais pré-existent e o aparecimento de outros novos, os quais são os controladores, em grande parte do encaixe do padrão de drenagem regional.

A vasta área da superfície sertaneja está intimamente ligada a processos erosivos que dissecaram estes terrenos, compostos por rochas geralmente gnáissicas migmatizadas, fortemente anisotrópicas, formando imensas áreas pediplanadas.

11 INTEGRAÇÃO DOS RESULTADOS

Para alcançar o objetivo central desse trabalho, configurado na realização de procedimentos inerantes à cartografia geológica foram levantados dados e informações primários e secundários, os quais discutidos e integrados de forma sistemática são apresentados sob a forma de uma dissertação, requisito parcial para alcançar o grau de mestre em ciências.

A primeira parte do trabalho tratou da integração das informações pré-existentes e as coletadas neste trabalho, as quais foram inseridas em plataforma SIG, donde resultou um banco de dados georreferenciados que poderá ser utilizado em trabalhos futuros de cunho técnico-científico, uma vez que estes dados encontram-se em meio digital.

As informações pré-existentes, oriundas dos mais diversos trabalhos realizados na região de Sobral foram analisadas criticamente a fim de se extrair informações relevantes e que pudensem caracterizar um quadro geológico preliminar. A partir dessas informações foram empregadas técnicas indiretas de caracterização geológica em escala regional para confirmação e realce de aspectos relevantes de interesse da cartografia geológica.

As técnicas empregadas foram:

a) indiretas: processamento, análise e interpretação de dados de sensores remotos (fotografias aéreas, imagens Landsat TM e SRTM) e imagens aerogeofísicas cujos resultados foram compatibilizadas em ambiente SIG com as informações até então existentes.

b) diretas: mapeamento de campo, síntese da petrografia dos principais litotipos, e a análise estrutural de elementos mesoscópicos, que também foram tratadas em ambiente digital.

O resultado do emprego desse conjunto de técnicas, seus dados e informações estão sintetizados no mapa geológico em escala de 1:100.000 da Folha Sobral (Anexo 1) em ambiente SIG, bem como em outros mapas, também em ambiente digital, como o de drenagem, geomorfológico, estrutural e planimétrica, que são colocados à disposição da sociedade como suporte ao desenvolvimento de ações multifinalitárias.

CONCLUSÕES

A partir das atividades desenvolvidas neste trabalho, foi possível realizar uma cartografia geológica digital dessa importante região nordestina que é o Noroeste do Ceará, mais precisamente a área abrangida pela Folha Sobral.

A aplicação de softwares como ArcGis 9.3, possibilitaram a transferência de dados analógicos para meio digital, além de possibilitarem a construção de um SIG da Folha Sobral, contribuindo então para a ampla divulgação das informações geológicas da região NW do Ceará, antes restritas aos escaninhos da UFPA.

As informações extraídas a partir das imagens de sensoriamento remoto e arogeofísicas (aerogamaespectrometria e aeromagnetometria), a partir principalmente de interpretação visual, dão ao mapa geológico da Folha Sobral maior confiabilidade e credibilidade.

Os procedimentos empregados, desenvolvidos e testados ao longo desse trabalho podem ser utilizados como modelo para a preparação de cartas geológicas no padrão estabelecido pelo Serviço Geológico do Brasil – CPRM, na escala de 1: 100 000, resgatando inclusive acervo de dados e informações considerados como praticamente perdidos, posto não terem sido tratados de forma adequada em seu arquivamento pretérito.

Os resultados finais são também importantes na medida em que disponibilizam informações valiosas para as atividades de treinamento e capacitação de pessoal dedicado à cartografia geológica básica, atividade que ainda será desenvolvida por décadas pelo Brasil afora.

O trabalho, por hora aqui apresentado alcança todos os seus objetivos, e foi além do esperado, pois num curto espaço de tempo, conseguiu reunir uma série de informações, oriundos de multifontes de conhecimento das geotecnologias e dos trabalhos executados ao longo de mais de 20 anos NW do Ceará.

No entanto, o modelo de evolução geológica aqui apresentado, precisa tão somente de informações geocronológicas e litoquímicas, para confirmação do esboço que foi elaborado, com base em observações de campo e nos dados geoconológicos e litoquímicos até então existentes.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

ABREU, F. A. M.; GAMA JR, T. G.; GORAYEB, P. S. S.; HASUI, Y. 1988. **O Cinturão de Cisalhamento Noroeste do Ceará** In: Congresso Latino Americano de Geologia, 7. Belém, 1988. Anais ... Belém, SBG. v. 1. p. 20 - 34.

ALMEIDA, F.F.M., HASUI, Y., BRITO NEVES, B.B., FUCK, R.A. 1977. **Províncias estruturais brasileiras**. 1977. In: SBG/NE, Simp. Geol. NE.

ALMEIDA, F.F.M., HASUY, Y, BRITO NEVES, B.B. and FUCK, P.A. 1981. **Brazilian Estructural Provinces: An Introduction**. Earth-Science Reviews, 17, 1-19.

AMARAL FILHO, J. 2003. **Reformas Estruturais e Economia Política dos Recursos Hídricos no Ceará**. Texto para discussão Num. 07 in: A Série Textos para Discussão do Instituto de Pesquisa e Estratégia Econômica do Ceará (IPECE).

ANDRADE, J. B. F. 2003. **Notas Sobre o Reprocessamento e Interpretacao Qualitativa de Dados Aerogeofisicos Magnetométricos e Gamaespectrométricos Referentes a Jurisdição da SUREG-MA Através da Utilização do Software Oasis Montaj da Geosoft e fusão com as imagens do Satélite JERS**. Manual da CPRM.

ARTHAUD, M.H. & TORQUATO, J.R.F. -1989- **A tectônica transcorrente no Estado do Ceará**. Atas II Simp. Nac. Tect.; Fortaleza-CE; 277-278.

ARTHAUD, M. H.; FUCK, R. A; PARENTE, Clóvis Vaz; Almeida, A. R.; Silva Filho, W. F.; DANTAS, E. L. **Funcionamento em regime frágil das zonas de cisalhamento dúctil no final do Ciclo Brasileiro: exemplo do Ceará Central e do Noroeste do Ceará**; Anais XLII Congresso Brasileiro de Geologia; 2004. Araxá- MG; Brasil.

BLAKELY, R.J. 1996. **Potential Theory in Gravity & Magnetic Applications**. Cambridge University Press, 441p.

BLUM, M. L. B. 1999. **Processamento e interpretação de Dados de Geofísica Aérea no Brasil Central e suas aplicações a Geologia Regional e a Prospecção Mineral.** Instituto de Geociencias. Universidade de Brasília. Tese de Doutorado. 229 p.

BRIGGS, I.C. 1974. **Machine contouring using minimum curvature.** Geophysics, 39(1):39-48.

BRITO NEVES, B. B., Van Schmus, W. R., Santos, E. J, Campos Neto, M. C. and Kozuch, M., 1995. **O evento Cariris Velhos na Província Borborema: integração de dados, implicações e perspectivas.** Revista Brasileira de Geociências, 25: 279 – 296.

BRITO NEVES, B.B.; DOS SANTOS, E.J.; VAN SCHMUS. 2000- **Tectonic History of the Borborema Province, Northeastern Brazil,** In CORDANI, U.G; MILANI E.J.; THOMAZ FILHO,A.; CAMPOS, D.A. - Tectonic Evolution of South America - 31st international geological congress, Rio de Janeiro, 151-182 p.

BRITO NEVES, B.B.; VAN SCHMUS, W.R.; FETTER, A. 2001. **Noroeste África-Nordeste do Brasil (Província Borborema). Ensaio comparativo e problemas de correlação.** Revista do Instituto de Geociências da USP. São Paulo, v.1, p.59-78.

BRITO NEVES, B. B. ; Passarelli, C. R. ; Basei, M. A. S. ; Santos, E. J. . **Idades U-Pb em zircão de alguns granitos clássicos da Província Broborema.** Revista do Instituto de Geociências - USP, São Paulo-SP, v. 3, p. 025-038, 2003.

CAVALCANTE, J.C.; VASCONCELOS, A.M.; GOMES, F.E.M. 2003. **Mapa Geológico do Estado do Ceará. In: Atlas digital de Geologia e Recursos Minerais do Ceará. Geologia, Recursos Minerais, Geoquímica, Geofísica, Geomorfologia e Sistema de Informações Geográficas-SIG.** Edição 2003. Mapas na escala 1:500.000. MME-CPRM (Serviço Geológico do Brasil).

CAPUTO, M. V. E.; LIMA, E. C. 1984. **Estratigrafia, idade e correlaçãodo Grupo Serra Grande - Bacia do Parnaíba**. In: Cong. Bras. Geol., 33. Rio de Janeiro, 1984. . Anais ..Rio de Janeiro, SBG. v. 2. p. 07 - 21.

CORDANI, R. 2005. **Um critério para escolha da direção de linhas de vôo em aeromagnetometria no Brasil**. In: Ninth International Congress of the Brazilian Geophysical Society.

CREPANI, E. & MEDEIROS, J. S. **Imagens CBERS + Imagens SRTM + Mosaicos GeoCover LANDSAT em ambiente SPRING e TerraView: Sensoriamento Remoto e Geoprocessamento gratuitos aplicados ao desenvolvimento sustentável**. Anais do XII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Goiânia, Brasil, 16-21 abril 2005, INPE, p. 2637-2644.

CRÓSTA, A.P. 1993. **Processamento Digital de Imagens de Sensoriamento Remoto**. IG/UNICAMP, 170 pp. Campinas.

CUNHA, F. S.S. 2006. **Condicionamento Estrutural das zonas de cisalhamento da Região de Forquilha, Domínio Ceara Central: Uma abordagem integrada de sensoriamento remoto e geologia estrutural**. Tese de Doutorado. UFRN.

DAVIS, J.C. 1986. **Statistics and data analysis in geology**. John Wiley & Sons, 2. ed., U.S.A., 646p.

DICKSON, B.L. & SCOTT, K.M. 1997. **Interpretation of aerial gamma-ray surveys – adding the geochemical factors**. AGSO Journal 17(2):187-200.

Dobrin, M. B.; Savit, C.H., 1988. **Introduction to Geophysical Prospecting**. McGraw-Hill, 867p.

FETTER, A. H.; SANTOS, T. J. S.; NOGUEIRA NETO, J. A.; VAN SCHMUS, W. R. 1995. **Geocronologia U/Pb em zircão e Sm/Nd em rocha total do Estado do Ceara – resultados iniciais**. In: SBG, Simposio de Geologia do Nordeste, 16, Recife, Boletim de Resumos, 14: 418-422.

FETTER, A. H. 1999. **U/Pb and Sm/Nd geochronological constraints on the crustal framework and geologic history of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the assembly of Gondwana**. Tese de Doutorado. University of Kansas, Kansas, EUA. 164 p.

FETTER, A. H.; VAN SCHIMUS, W. R.; DOS SANTOS, T. J. S.; NOGUEIRA NETO, J. A.; ARTHAUD, M. H. 2000. **U/Pb and Sm/Nd geochronological constraints on the crustal evolution and basement architecture of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the existence of the paleoproterozoic supercontinent “Atlântica”** . In: Revista Brasileira de Geociências 30(1):102-106, março de 2000.

FETTER, A. H.; DOS SANTOS, T. J. S.; VAN SCHIMUS, W. R.; HACKSPACHER, P. C.; BRITO NEVES, B. B.; ARTHAUD, M. H.; NOGUEIRA NETO, J. A.A. e WERNICK, E. 2003. **Evidence for Neoproterozoic Continental Arc Magmatism in the Santa Quitéria Batholith of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the Assembly of West Gondwana**. Gondwana Research, v. 6, no 2, p. 265-273.

FERREIRA, M. A. A. 1996. **Estudos geológicos na Faixa de Alto Grau de Cariré, Noroeste do Estado do Ceará**. Dissertação de Mestrado. UFPA.

GEOSOFT 1994. **GEOSOFT MAGMAP 2-D frequency domain processing**. GEOSOFT, Inc., Toronto.

GEOSOFT 1995. **GEOSOFT mapping and processing system**. GEOSOFT, Inc., Toronto.

GERKENS, J.C. D'A. 1989. **Foundation of Exploration Geophysics. Methods in Geochemistry and Geophysics**, 25. Elsevier, Amsterdam.

GORAYEB, P. S. S.; ABREU, F. A. M.; MOURA, C. A. V. 1988. **Relações estratigráficas entre o granito Meruoca ea sequência Ubajara - Jaibaras**. In: Cong. Bras. Geol., 35. Belém, 1988. Anais ... Belém, SBG. v. 6. p. 2678 - 2688.

GUNN, P.J. 1998. **Interpretation of airborne magnetic and radiometric surveys**. Course. AGSO. 150 p.

HACKSPACHER, P. C. 1988. **Geologia do Grupo Ubajara, Regiao de Frecheirinha – Ce** In: Cong. Bras. Geol., 35. Belém, 1988. Anais ... Belém, SBG. v. 6.

Horsfall, K. R., 1997, **Airborne magnetic and gamma-ray data acquisition**: AGSO J. Austral. Geol. and Geophys., 17, 23-30.

Jardim de Sá, E.F., Fuck, R.A., Macedo, M.H.F., Peucat, J.J., Kawashita, K., Souza, Z.S. and Bertrand, J.M., 1995. **Pre-Brasiliano orogenic evolution in the Seridó belt, NE Brazil: conflicting geochronological and structural data**. Revista Brasileira de Geociencias 25: 307–314

JUNIOR, S. S. T. 1992. **Caracterização Litoquímica e geocronológica Rb/Sr de Rochas granitóides e Oetognaisses da Região de Santa Quitéria-Sobral, NW do Ceará**. Dissertação de Mestrado. UFPA.

KILLEEN, P.G. 1979. **Gamma ray spectrometric methods in Uranium exploration - Application and interpretation**. In: HOOD, P.J. (ed.) 1979. Geophysics and geochemistry in the search for metallic ores. Economic Geology Report, 31, GSC, p.163-229.

LUYENDYK, A. P. J., 1997, **Processing of airborne magnetic data: Journal Australian Geology and Geophysics**, 17, 31–38.

MATTOS, I. C. ; ARTUR, A. C. ; ARTHAUD, M. H. ; NOGUEIRA NETO, J. A. 2007. **Geologia e Geocronologia do Stock Granítico Serra do Barriga Sobral/CE**. In: XXII Simpósio de Geologia do Nordeste, 2007, Natal. Boletim de Resumos do XXII Simpósio de Geologia do Nordeste. Natal - RN : SBG - Núcleo Nordeste, 2007. v. 1. p. 176-176.

MINTY, B.R.S. 1991. **Simple Micro-Levelling for Aeromagnetic Data**. Expl. Geoph. 22:591-592.

MINTY, B., 1992, **Airborne gamma-ray spectrometric background estimation using full spectrum analysis**, Geophysics 57(2), 279–287.

MINTY, B., 1997, **Multichannel Models for the Estimation of Radon Background in airborne Gamma-ray Spectrometry**, Australian Geological survey Organisation, Canberra

MILLIGAN P & GUNN PJ. 1997. **Enhancement and presentation of airborne geophysical data**. AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics, 17(2): 63-75.

MOREIRA, M. M. M. A. & GATTO, L. G. S. 1981. **Geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra**. In: BRASIL. Projeto RADAM. Geomorfologia da folha SA-24 Fortaleza. Rio de Janeiro, MME/DNPM. Cap 1, p. 23 – 212.

NASCIMENTO, R. S. & GORAYEB, P. S. S. **Basaltos Da Suíte Parapuí, Gráben Jaibaras, Noroeste do Ceará: Caracterização, Petrografia, Geoquímica e Química Mineral**. Revista Brasileira de Geociências. Volume 34, 2004.

NOGUEIRA NETO, J. A.; SANTOS, T. J.S.; FETTER, A. H.; VERISSIMO, C. U. V.; NOGUEIRA, J. F. 1995. **Tectônica transpressiva – transtrativa e posicionamento de corpos graníticos na região de Carire – NW do Ceara**. In: SB, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 5, Gramado, Resumos Expandidos, 202-204.

NOGUEIRA NETO, J. A.; FETTER, A. H.; SANTOS, T. J.S.; VAN SCHMUS, W. R. 1997a. **Evolução P-T-t da Faixa Granulítica de Granja (NW do Ceara)**. In: SBG, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 6, Pirenópolis, Resumos Expandidos, 97-100.

NOGUEIRA NETO, J. A.; FETTER, A. H.; LEGRAND, J. M.; SANTOS, T. J.S.; HACKSPACHER, P.C. 1997b. **Idade Neoproterozoica em Granulitos de Carire (NW do Ceara): U/Pb em Titanita e Idade Modelo (TDM) – Resultados iniciais**. In: SBG, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 6, Pirenópolis, Resumos Expandidos, 101-103.

NOGUEIRA NETO, J. A.; FETTER, A. H.; SANTOS, T. J.S.; NOGUEIRA, J. F.; HACKSPACHER, P.C. 1997c. **Datação U/Pb em zircão e Idade Modelo (TDM) de corpo granítico Sin-Cinematico da Região de Carire - NW do Ceara**. In: SBG, Simposio de Geologia do Nordeste, 17, Fortaleza, Boletim Resumos, 15: 95-97.

Novo, E.M.L.M. 1989. **Sensoriamento Remoto: Princípios e Aplicações**. Editora Edgard Blucher Ltda. São Paulo.

OLIVEIRA, D. C. 1999. **Stratigraphic interplays between igneous and sedimentary events in Early Palaeozoic Jaibaras Trough (Northeast Brazil)**. Revista Brasileira de Geociências, 30(3):423–427.

OLIVEIRA, D. C. 2001. **Reavaliação da evolução tectono-magmática do Graben de Jaibaras (nordeste do Brasil)**. Acta Geologica Hispanica, 36(1/2), 53–95.

OLIVEIRA D. C. de, MARTINS, G., BRANCO, M. G. C & D. L. de Castro. 2001. **Um Modelo Alternativo para a Formação da Bacia do Jaibaras: Implicações para a Evolução Final da Cadeia Brasileira/Pan-Africana No Noroeste Da Província Borborema.** Revista de Geologia, 2001, Vol. 14: 11-21.

SALAMUNI, E. & STELLFELD, M. C. 2001. **Banco de dados geológicos georeferenciados da bacia sedimentar de Curitiba (PR) como base de sistema de informação geográfica (SIG).** Boletim Paranaense de Geociências. n. 49, p. 21-31, 2001. Editora da UFPR

SANTOS, F. A. A. 2002. **Processamento digital de imagem de sensoriamento remoto: Noções básicas.** Manaus: Agência de Cooperação Técnica.

SANTOS, M. V. 2006. **Cartografia Geológica em ambiente SIG na escala 1: 100.000 (Folha Sobral), a partir da integração de dados geológicos, aerogeofísicos e de sensores remotos.** Trabalho de Conclusão de Curso. UFPA.

SANTOS, T.J.S., Nogueira Neto, J.A., Fetter, A.H. and Hackspacher, P.C., 2001. **Petrografia e Litogeoquímica das Rochas do Embasamento Cristalino da Região de Granja - CE.** Revista de Geologia (UFC), 14: 33-48.

SANTOS, T.J.S., 1999. **Evolução Tectônica e Geocronológica do Extremo Noroeste da Província Borborema.** PhD Thesis, Instituto de Geociências e Ciências Exatas IGCE/UNESP-Rio Claro, SP, Brazil, 186 pp.

SANTOS, T. J. S.; FETTER, A. H.; HACKSPACHER P. C.; SCHMUS, W. V.; NOGUEIRA NETO, J. A. 2004. **Structural and geochronological studies of the Médio Coreau Domain, NE Brazil: Constraints on Brasiliano/Pan-African tectonic evolution in the NW part of the Borborema Province.** In: (eds.) Weinberg, R., Trouw, R., Fuck, R. and Hackspacher, P., The 750-550 Ma Brasiliano Event of South America, Journal of the Virtual Explorer, Electronic Edition, ISSN 1441-8142, Volume 17, Paper 9.

SOARES, P.C.; FIORI, A.P. (1976) - **Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em geologia**. Notícia Geomorfológica. Campinas.

SOUZA FILHO, C. R. & CRÓSTA, A. P. 2003. **Geotecnologias Aplicadas à Geologia**. Revista Brasileira de Geociências. Volume 33.

SWAIN, C.J. 1976. **A FORTRAN IV program for interpolating irregularly spaced data using the difference equations for minimum curvature**. Computers & Geosciences, 1:231-240.

THOMSON, S.; FOUNTAIN, D.; WATTS, T. 2007. **Airborne Geophysics – Evolution and Revolution**. In "Proceedings of Exploration 07: Fifth Decennial International Conference on Mineral Exploration" edited by B. Milkereit, 2007, p. 19-37

TORQUATO, J. R., & NOGUEIRA NETO, J. A. 1996. **Historiografia da região de dobramentos do Médio Coreau**. Revista Brasileira de Geociências, 26,303–314.

VASCONCELOS, R.M.; METELO, M.S.; MOTA, A.C. & GOMES, R.D. 1990. **Geofísica em levantamentos geológicos**. Rio de Janeiro, DIGEOF-CPRM.

VENEZIANI, P. & DOS ANJOS, C.E., 1982. **Metodologia de interpretação de dados de sensoriamento remoto e aplicação em geologia**. INPE-2227-MD/014, São José dos Campos, p.14.

ANEXOS A

