



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

---

**TESE DE DOUTORADO**

**ESTUDO DA COMPARTIMENTAÇÃO E ARCABOUÇO  
NEOTECTÔNICO DA ILHA DE MOSQUEIRO – PARÁ  
EMPREGADO NA PROSPECÇÃO HÍDRICA SUBTERRÂNEA**

---

**Tese apresentada por:**

**Edney Smith de Moraes Palheta**

**BELÉM**

**2008**



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

**ESTUDO DA COMPARTIMENTAÇÃO E ARCABOUÇO NEOTECTÔNICO  
DA ILHA DE MOSQUEIRO – PARÁ EMPREGADO NO CONHECIMENTO  
HÍDRICO SUBTERRÂNEO**

TESE APRESENTADA POR

**EDNEY SMITH DE MORAES PALHETA**

Como requisito parcial à obtenção do Grau de Doutor em  
Ciências na Área de GEOLOGIA.

Data de Aprovação: **14/ 08/ 2008**

**Comitê de Tese:**

  
\_\_\_\_\_  
Dr. FRANCISCO DE ASSIS MATOS DE ABREU (Orientador)

  
\_\_\_\_\_  
Dr. ITABARACI NAZARENO CAVALCANTE

  
\_\_\_\_\_  
Dr. MAURÍCIO DA SILVA BORGES

  
\_\_\_\_\_  
Dr. JOSÉ GOUVÊA LUIZ

  
\_\_\_\_\_  
Dr. WATERLOO NAPOLEÃO DE LIMA

Belém

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação(CIP)  
Biblioteca Geól. Rdº Montenegro G. de Montalvão

---

Palheta, Edney Smith de Moraes

P161e      Estudo da compartimentação e arcabouço neotectônico da ilha de Mosqueiro-Pará empregado no conhecimento hídrico subterrâneo. / Edney Smith de Moraes Palheta. – 2008

xxvii, 241 f. : il.

Tese (Doutorado em Geologia) – Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2008.

Orientador, Francisco de Assis Matos de Abreu.

1. Geologia estrutural. 2. Neotectônica. 3. Hidrogeologia. 4. Geofísica. 5. Hidroquímica. 6. Ilha de Mosqueiro (PA). I. Universidade Federal do Pará II. Abreu, Francisco de Assis Matos de, Orient. III. Título.

CDD 20º ed.:551.8098115

---

*Dedico este trabalho aos meus  
filhos Katil, Kélishi, Kramer e a  
minha amada esposa Roselée*

## AGRADECIMENTOS

Primeiramente, ao meu Deus, que me deu forças para superar os obstáculos da vida acadêmica, guiando-me nos melhores caminhos da vida.

À Universidade Federal do Pará através do Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, do Instituto de Geociências, por terem viabilizado a realização deste trabalho.

À CAPES pela concessão da bolsa de doutorado durante dois anos.

Ao Prof. Dr. Francisco de Assis Matos de Abreu pela sua inestimável orientação, enriquecimento científico e amizade desde quando bolsista do PET-Geologia até o doutorado.

À COSANPA e ao SAAEB pela concessão de relatórios de perfurações de poços.

Aos professores Dr. Itabaraci Cavalcante, Dr. José Luiz, Dr. Waterloo Lima por suas sugestões e valiosas contribuições no intuito de melhorar a versão final da tese. Agradecer a estes professores e ao prof. Dr. Maurício Borges pela participação na banca de avaliação.

Ao técnico geofísico Afonso Quaresma, do Instituto de Geociências, pelo acompanhamento em quase todas as campanhas de campo, pela sua experiência e préstimo, e pelos levantamentos de eletrorresistividade e gravimétrico.

Aos geólogos Fhabio Pinheiro e Francisco Costa pela aquisição dos mapas digitais e produtos de sensoriamento remoto no início do trabalho, além da convivência e descontração durante a fase inicial do curso.

À bibliotecária Giovania Barros (CPRM - REFO) pela ajuda na busca de informação científica nas outras bibliotecas regionais da CPRM.

Ao Prof. Dr. Gouvêa que cedeu o *software BOUGUER 2*.

Aos colegas de CPRM-REFO geólogos Luiz Forgiarine, Iramaia Furtado, Felipe Costa pelo incentivo para a conclusão da tese, Tercyo Pinéo que cedeu o *software RESIST*, Maurílio Vasconcelos pela liberação para a última campanha de campo e suporte material, e Carlos Eduardo Ganade pelo auxílio no abstract.

Aos meus pais que sempre me incentivaram na minha formação intelectual e me dão apoio em tudo que eu preciso.

“Para que seus corações sejam consolados, e estejam unidos em caridade e enriquecidos da plenitude da inteligência, para conhecimento do ministério de Deus-Cristo, em quem estão escondidos todos os tesouros da sabedoria e da ciência.”

*Colossenses 2: 2-3*

## SUMÁRIO

	<b>DEDICATÓRIA</b> .....	i
	<b>AGRADECIMENTOS</b> .....	ii
	<b>EPÍGRAFE</b> .....	iii
	<b>LISTA DE ILUSTRAÇÕES</b> .....	ix
	<b>LISTA DE TABELAS</b> .....	xxiii
	<b>LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS</b> .....	xxiv
	<b>RESUMO</b> .....	1
	<b>ABSTRACT</b> .....	3
	<b>PARTE I</b> .....	5
1	<b>ASPECTOS GERAIS</b> .....	6
1.1	INTRODUÇÃO .....	6
1.2	CONTEXTO MUNDIAL E NACIONAL DA ÁGUA .....	8
1.3	LOCALIZAÇÃO E ACESSO .....	10
1.4	OBJETIVOS .....	13
1.5	MÉTODOS E MATERIAIS APLICADOS .....	14
1.5.1	<b>Pesquisa Bibliográfica</b> .....	14
1.5.2	<b>Neotectônica</b> .....	15
1.5.2.1	Geração de mapa de lineamento estrutural e MDT .....	15
1.5.2.2	Geração de mapa de alinhamento topográfico .....	16
1.5.2.3	Análise de microrrelevo .....	17
1.5.2.4	Utilização de mapa de drenagem .....	18
1.5.2.5	Técnica de análise morfoestrutural e morfotectônica .....	20
1.5.2.6	Trabalho de campo e análise geométrica-cinemática .....	20
1.5.2.7	Tratamento estatístico .....	21
1.5.2.8	Projeção cartográfica .....	21
1.5.3	<b>Levantamento Gravimétrico</b> .....	22
1.5.4	<b>Levantamento por Eletrorresistividade</b> .....	23
1.5.5	<b>Hidroquímica</b> .....	26
1.5.6	<b>Superfície Potenciométrica</b> .....	27

1.6	ASPECTOS DO MEIO NATURAL .....	28
1.6.1	<b>Clima</b> .....	28
1.6.2	<b>Relevo</b> .....	31
1.6.3	<b>Vegetação</b> .....	31
1.6.4	<b>Solos</b> .....	32
2	<b>ABORDAGEM CONCEITUAL E METODOLÓGICA</b> .....	33
2.1	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA DE EVOLUÇÃO DE ESTRUTURAS TRANSCORRENTES RÚPTEIS .....	33
2.2	NEOTECTÔNICA .....	38
2.2.1	<b>Aspectos Gerais da Neotectônica no Brasil</b> .....	40
2.2.2	<b>Elementos da Geomorfologia Tectônica</b> .....	41
2.2.2.1	Relevo .....	42
2.2.2.2	Rede de Drenagem .....	46
2.3	GRAVIMETRIA .....	50
2.3.1	<b>Latitude</b> .....	51
2.3.2	<b>Elevação</b> .....	51
2.3.3	<b>Correção Bouguer</b> .....	51
2.3.4	<b>Topografia ou de Terreno</b> .....	52
2.3.5	<b>Correção da Maré</b> .....	52
2.3.6	<b>Correção da Variação Instrumental</b> .....	52
2.4	ELETORRESISTIVIDADE .....	53
2.5	CICLO HIDROLÓGICO: CONSIDERAÇÕES GERAIS .....	58
2.6	TEORIA SOBRE FLUXO DE ÁGUA SUBTERRÂNEA .....	60
2.7	SÍNTESE SOBRE O QUIMISMO DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS ..	66
3	<b>CONHECIMENTOS BÁSICOS REGIONAIS: GEOLÓGICO E HIDROGEOLÓGICO</b> .....	68
3.1	LATERIZAÇÃO .....	68
3.2	ESTRUTURAÇÃO PRÉ-NEOTECTÔNICA E CONTEXTO PRÉ- CAMBRIANO GEOLÓGICO REGIONAL .....	72
3.3	NEOTECTÔNICA DA REGIÃO NORDESTE DO PARÁ .....	79



3.4	TECTÔNICA DA REGIÃO DE BELÉM E ADJACÊNCIAS .....	84
3.5	LITOESTRATIGRAFIA DA REGIÃO METROPOLITANA DE BELÉM .....	88
3.5.1	<b>Sedimentos Pós-Barreiras</b> .....	90
3.5.2	<b>Formação Barreiras</b> .....	91
3.5.3	<b>Formação Pirabas</b> .....	94
3.6	HIDROGEOLOGIA DA REGIÃO METROPOLITANA DE BELÉM .....	96
3.6.1	Aluviões .....	96
3.6.2	Pós-Barreiras .....	96
3.6.3	Barreiras .....	97
3.6.4	Pirabas Superior .....	98
3.6.5	Pirabas Inferior .....	98
	<b>PARTE II</b>	99
4	<b>NEOTECTÔNICA DA ILHA DE MOSQUEIRO</b> .....	100
4.1	ANÁLISE MACROSCÓPICA .....	100
4.1.1	<b>Rede de Drenagem</b> .....	100
4.1.1.1	Sub-bacia Cajueiro .....	101
4.1.1.2	Sub-bacia Murubira .....	101
4.1.1.3	Sub-bacia Pratiquera .....	101
4.1.1.4	Sub-bacia Mari-Mari .....	106
4.1.1.5	Sub-bacia Furo das Marinhas .....	106
4.1.1.6	Sub-bacia Pirajussara .....	106
4.1.1.7	Sub-bacia Furo das Barreiras .....	107
4.1.1.8	Sub-bacia Santana .....	107
4.1.1.9	Sub-bacia Sucurijuquara .....	107
4.1.1.10	Análise das Anomalias e dos Padrões de Drenagem .....	107
4.1.2	<b>Caracterização do Relevo</b> .....	110
4.1.3	<b>Análise de Dados Topográficos</b> .....	116
4.1.3.1	Alinhamentos Topográficos .....	116
4.1.3.2	Microrrelevo .....	120
4.1.3.2.1	<i>Mapa Topográfico Residual</i> .....	124

4.2	ANÁLISE MESOSCÓPICA .....	126
4.2.1	<b>Elementos Estruturais Mesoscópicos</b> .....	132
4.2.1.1	Juntas e Falhas .....	132
4.2.1.2	Dobras .....	141
4.2.1.3	Acamamento Sedimentar .....	144
5	<b>ANÁLISE GRAVIMÉTRICA DA ILHA DE MOSQUEIRO</b> .....	145
5.1	RESULTADOS E INTERPRETAÇÃO GRAVIMÉTRICA .....	145
6	<b>COMPARTIMENTAÇÃO EM BLOCOS MORFOESTRUTURAIS</b> .....	153
6.1	DOMÍNIOS MORFOESTRUTURAIS .....	153
6.2	CARACTERIZAÇÃO LITOESTRATIGRÁFICA DOS BLOCOS MORFOESTRUTURAIS .....	155
6.2.1	<b>Bloco 1</b> .....	157
6.2.2	<b>Bloco 2</b> .....	161
6.2.3	<b>Bloco 4</b> .....	162
6.2.4	<b>Arranjo dos Blocos a partir de Poços Profundos</b> .....	164
6.3	SUPERFÍCIE POTENCIOMÉTRICA DOS BLOCOS MORFOESTRUTURAIS .....	164
6.4	HIDROQUÍMICA DOS BLOCOS MORFOESTRUTURAIS .....	173
6.4.1	<b>Classificação Química das Águas Subterrâneas</b> .....	176
6.4.2	<b>Caracterização Físico-Química das Águas Subterrâneas</b> .....	181
6.4.2.1	pH .....	181
6.4.2.2	Condutividade Elétrica e Sólidos Totais Dissolvidos .....	182
6.4.2.3	Cor Aparente .....	183
6.4.2.4	Dureza .....	184
6.4.2.5	Alcalinidade .....	185
6.4.2.6	Cloreto .....	186
6.4.2.7	Sulfato .....	187
6.4.2.8	Ferro Total .....	188
6.4.2.9	Nitrato – Nitrito – Amônia .....	189
6.4.2.10	Considerações sobre os Resultados dos Parâmetros Analisados .....	191
6.5	LEVANTAMENTO DE ELETORRESISTIVIDADE .....	194

6.5.1	<b>Resultados e Interpretação Geométrica .....</b>	196
6.5.2	<b>Seções Geológicas/Geofísicas – Geometria dos Aquíferos .....</b>	202
7	<b>ARCABOUÇO NEOTECTÔNICO DA ILHA DE MOSQUEIRO E SUA INFLUÊNCIA NA HIDROGEOLOGIA LOCAL .....</b>	211
7.1	ARCABOUÇO NEOTECTÔNICO DA ILHA DE MOSQUEIRO .....	211
7.2	MECANISMOS DE RECARGA / MODELO HIDROGEOLÓGICO CONCEITUAL .....	221
8	<b>CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES .....</b>	226
	<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....</b>	230

## LISTRA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1.1	Distribuição de água mundial (Suguio, 2006) .....	9
Figura 1.2	Localização da ilha de Mosqueiro. Fonte: Miranda & Coutinho (2004), Oliveira (2001) .....	11
Figura 1.3	Localização dos bairros de Mosqueiro. Fonte: Oliveira (2001) ..	12
Figura 1.4	Fluxograma do desenvolvimento da pesquisa para elaboração da tese .....	14
Figura 1.5	Fluxograma para realce de estruturas e geração do (MDT) .....	16
Figura 1.6	Desenho esquemático de mapa residual topográfico e perfil A-B (Ponte, 1969), mostrando o gradiente regional e as anomalias topográficas negativas e positivas .....	18
Figura 1.7	Arranjo metódico dos cursos d'água segundo Strahler (1952)	19
Figura 1.8	Desenho esquemático mostrando a disposição dos eletrodos de corrente (AB) e potencial (MN) em arranjo <i>Schlumberger</i> (AB>>MN). Fonte: Modificado de Braga (2007) .....	24
Figura 1.9	Método de análise morfológica em curva de campo em SEV (Braga, 2007) .....	25
Figura 1.10	Obtenção da carga hidráulica (Feitosa, 2000) .....	27
Figura 1.11	Gráfico de balanço hídrico (Matta, 2002) .....	30
Figura 2.1	Nas figuras A (bloco diagrama) e B (modelo em laboratório) a demonstração de experimento em argila. Binário transcorrente dextral em A e sinistral em B. Fonte: Van der Pluijm & Marshak (2004) .....	34
Figura 2.2	Bloco diagrama mostrando a disposição dos tensores $\sigma_1$ (compressão máxima) e $\sigma_3$ (compressão mínima) no plano horizontal e $\sigma_2$ (intermediário) no plano vertical, caracterizando o sistema estrutural transcorrente (Anderson, 1942) .....	34
Figura 2.3	Arranjo geométrico das falhas pré-rupturas: sintética (R) e antitética (R'), e pós-ruptura: cisalhamento P. Binário externo sinistral. Ângulo (coeficiente) de fricção interna ( $\Phi$ ) de 30° (Allmendinger, 1999) .....	35

Figura 2.4	Padrão estrutural teórico de cisalhamento simples ou não-coaxial em regime deformacional rúptil (adaptado de Reading, 1980; Hasui & Costa, 1991). Na figura A arranjo resultante de um binário sinistral e em B binário dextral. Par conjugado: fraturas sintética e antitética (R'); fraturas P, X; Y=D. O sentido de movimento da fratura R' é oposta a do binário externo. $\sigma_1$ : eixo compressivo; $\sigma_3$ : eixo extensional. T: fratura de distensão .....	36
Figura 2.5	Arranjo, em planta, de blocos rotacionados por binário dextral, mostrando domínios estruturais distintos, dextral e sinistral (Woodcock & Schubert, 1994) .....	37
Figura 2.6	Mecanismo teórico de rotação de blocos em zona de cisalhamento dextral. Das figuras A a C, fases com o incremento da deformação. No caso da figura C, fortes rotações de blocos podem ocorrer localmente, sendo implicativo no estudo paleomagnético (Van der Pluijm & Marshak, 2004) .....	38
Figura 2.7	Evolução da formação de facetas triangulares em frentes de montanha e a cronologia relativa de estabelecimento das escarpas. A e B falhas normais de facetas trapezoidais, C e D a drenagem forma as facetas triangulares; E degradação da escarpa (Stewart & Hancock, 1990). A seta indica a evolução no tempo .....	43
Figura 2.8	Feições geomorfológicas associadas às falhas transcorrentes (Sylvester, 1988) .....	44
Figura 2.9	Desenhos esquemáticos de altos e baixos subjacentes (A e B) segundo análise de microrrelevo (Ponte, 1969) .....	45
Figura 2.10	A rede de drenagem é definida pelos padrões básicos dos tipos: dendrítico A, paralelo B, treliça C, retangular D, radial E, anelar F, multibasinal G e contorcido H (Howard, 1967) .....	47
Figura 2.11	Variações dos padrões básicos: a) treliça de falha A, treliça de junta B, angulado C, centrípeto D, complexo E, composto F, pelimpstético G e H. b) subdendrítico A, pinado B, anastomótico C, distributário D, subparalelo E, colinear F, treliça direcional G e treliça recurvada H (Howard, 1967) .....	48
Figura 2.12	Esquema teórico de definição de resistividade de materiais (Braga, 2007) .....	54

Figura 2.13	Desenho esquemático mostrando as linhas de fluxo de corrente e as linhas equipotenciais em arranjo <i>Schlumberger</i> (AB >> MN). Fonte: Braga (2007) .....	55
Figura 2.14	Ciclo hidrológico. Fonte: IGM (2001) .....	59
Figura 2.15	Trajetória da água subterrânea, esquematizando o tempo de percurso do fluxo local (linhas superiores) em dias e meses, e regional (linhas inferiores) em anos, décadas, séculos e milênios. Fonte: Foster & Hirata (1988) .....	60
Figura 2.16	Nos piezômetros A e B o potencial diminui com profundidade. Nos piezômetro C e D ocorre o contrário. Situação hidrogeológica em aquífero livre homogêneo. Fonte: Fetter (2001) .....	61
Figura 2.17	Desenvolvimento de sistemas de fluxo subterrâneo regional, intermediário e local em material homogêneo. Fonte: Tóth (1963) .....	63
Figura 2.18	Comportamento das linhas de fluxo e do potencial hidráulico nas vizinhanças do ponto de estagnação. Este ponto na figura mostra a individualização de três sistemas de fluxo. Fonte: Fetter (2001) .....	63
Figura 2.19	Comportamento dos potenciais hidráulicos e das linhas de fluxo em locais com lentes intercaladas de condutividade hidráulica maior do que outras partes do aquífero. Fonte: Fetter (2001) .....	64
Figura 2.20	Mapa potenciométrico e linhas de fluxo das águas subterrâneas (Rebouças et al., 2006) .....	65
Figura 3.1	Perfil geológico simplificado de lateritos imaturos autóctones na Amazônia (Costa, 1991) .....	69
Figura 3.2	Localização das unidades geotectônicas e feições estruturais do norte do Brasil – região de Belém (Costa et al., 2002) .....	73
Figura 3.3	Blocos crustais da região amazônica no Brasil (Costa & Hasui, 1997) .....	74
Figura 3.4	As províncias do Cráton Amazônico (Santos, 2003) .....	75

Figura 3.5	Mapa regional de anomalia <i>Bouguer</i> , mostrando a configuração na região de Belém e adjacências (modificado PETROBRAS, 1969 apud Abreu & Lequer, 1985). Próximo à Belém os <i>trends</i> das curvas de isovalores são predominantemente NW-SE .....	77
Figura 3.6	Estruturas paleogenas-miocênicas: falhas mestras normais na direção NW-SE, inclinadas para NE, controlaram a deposição da Seqüência Pirabas-Barreiras. Falhas transcorrentes dextrais NE-SW seccionam as falhas normais (Costa et al., 1996) .....	81
Figura 3.7	Estruturas quaternárias: surgimento de várias estruturas romboédricas transtensivas controladas por falhas transcorrentes dextrais E-W, normais NW-SE reativadas, transcorrentes dextrais NE-SW e falhas normais N-S (Costa et al., 1996) .....	82
Figura 3.8	Seção geológica esquemática na localidade de Quarenta de Mocoóca (município de Maracanã), região do salgado, nordeste do Pará, onde encontram-se camadas das unidades Barreiras e Pirabas com inclinação entre 30° a 60° para SW (modificado Costa et al., 1993).....	83
Figura 3.9	Perfil esquemático das estruturas do quaternário, na direção SW-NE, na região de Salinópolis, nordeste do Pará (Costa et al., 1993) .....	83
Figura 3.10	Desenho esquemático do modelo neotectônico da região de Belém e adjacências, segundo Igreja et al. (1990) .....	86
Figura 3.11	Desenho esquemático, elaborado nesta tese, do modelo neotectônico distensivo, com geometria hemigraben, proposto por Igreja et al. (1990) para região de Belém. A - falhas de transferência (SE-NW) e normais (NE-SW); B - perfil lístrico com direção de estiramento ( $\sigma_3$ ) .....	87
Figura 3.12	Seqüências estratigráficas do Cenozóico (Paleogeno Superior – Neogeno) das plataformas Bragantina e Pará. A - Formação Pirabas e a parte inferior da Formação Barreiras; B - parte intermediária e superior da Formação Barreiras; C - Sedimentos Pós-Barreiras (Rossetti, 2001) .....	89

Figura 3.13	Perfil geológico representativo das três camadas que constituem as falésias da ilha de Mosqueiro e adjacências. A - camada arenosa; B - camada arenoargilosa a arenoconglomerática; C - camada argiloarenosa (Igreja et al., 1990) .....	92
Figura 3.14	Perfis lateritoestratigráficos da praia do Paraíso - ilha de Mosqueiro (Costa et al., 1991) .....	93
Figura 4.1	Localização das sub-bacias da ilha de Mosqueiro .....	102
Figura 4.2	Mapa dos segmentos retos extraídos das zonas homólogas (sub-bacias) da drenagem da ilha de Mosqueiro .....	103
Figura 4.3	Principais cursos d'água da ilha de Mosqueiro. Rios de direções NE-SW: Murubira, Pratiquera e Mari-Mari, e NW-SE: Pirajussara; igarapés de direções NW-SE: Tamanduá, Cajueiro, Sucurijuquara e Queimada, e NE-SW: Jacarequara, Carananduba e Santana. Indicação de anomalias de drenagem em setas .....	109
Figura 4.4	Fotografia aérea colorida, mostrando o posicionamento das falésias voltadas para as baías de Marajó e do Sol, em segmentos retos. Observar os cursos retos dos rios Pratiquera e Mari-Mari nas direções NE-SW, NNW-SSE e NW-SE. Fonte da foto: CODEM (1998). Linha vermelha: posição das falésias.....	111
Figura 4.5	Relevo: MDT da ilha de Mosqueiro. Identificação das feições geomorfológicas: planície de inundação (0 – 5 m), tabuleiros (5 - 20 m), colinas (20 – 27 m) e os vales dos principais rios. Posição das falésias nas direções NE-SW, NNW-SSE, NW-SE e W-E (linha lilás) .....	112
Figura 4.6	Perfis topográficos A - A' e B - B' da Figura 4.3, ilustrando as principais feições geomorfológicas da ilha de Mosqueiro .....	113
Figura 4.7	Mapa sombreado com lineamentos extraídos a partir de diferentes azimutes e elevações solares (fator Z= 62,5). Linhas vermelhas: lineamentos de direções preferenciais NE-SW, NNW-SSE, NW-SE e W-E .....	115
Figura 4.8	Rosácea de lineamentos morfoestruturais, destacando-se as direções principais N0° - 10°E, N30° - 40°E, N35° - 40°W, N15° - 20°W e em menor expressão N55° - 60°E, N75° - 80°W e W - E .....	115



Figura 4.9	Mapa topográfico da ilha de Mosqueiro. Curvas de nível com intervalo de 5 m .....	117
Figura 4.10	Alinhamentos topográficos extraídos a partir das curvas de nível da Figura 4.6. O mapa mostra os alinhamentos divididos em domínios, com suas respectivas rosáceas, destacando as direções principais .....	118
Figura 4.11	Rosácea de freqüência acumulada, agrupando todos os alinhamentos topográficos dos domínios, destacando as direções NE-SW, NW-SE e N-S. As direções secundárias são W-E e ENE-WSW. A rosácea de comprimento acumulado revela os maiores alinhamentos nas direções NW-SE, NE-SW e N-S .....	119
Figura 4.12	Disposição dos pontos observados empregados na análise de superfície de tendência .....	121
Figura 4.13	Mapas de superfícies de tendência de 1° e 2° grau e seus respectivos mapas residuais. Análise do microrelevo da ilha de Mosqueiro .....	122
Figura 4.14	Mapas de superfícies de tendência de 3° e 4° grau e seus respectivos mapas residuais. O gradiente regional não mudou a partir do 3° grau em diante. Análise do microrrelevo da ilha de Mosqueiro .....	123
Figura 4.15	Superfície de tendência de 2° grau, mostrando a variação regional topográfica que mascara feições locais, decrescendo das porções quase centrais da ilha em sentido das baías e furo .....	124
Figura 4.16	Resíduo de segunda ordem gerado a partir da superfície de tendência da Figura 4.15. Interpretação de baixos topográficos (< 0 m), intermediário (0 – 12 m) e altos topográficos (> 12 m). Alinhamentos morfoestruturais (traços pretos) de direções NE-SW e NW-SE e secundariamente N-S e E-W (rosácea no canto superior direito). Intervalo de contorno de 2 m .....	126
Figura 4.17	Rochas ferruginosas (pseudolateritos) expostas no período de baixa-mar. Prainha - ilha de Mosqueiro .....	128

Figura 4.18	Notar fraturas subverticais (seta) impostas em parte do perfil laterítico, com grau elevado de alteração. Falésia na praia Grande (Baía do Sol) – ilha de Mosqueiro. Linha tracejada indicando contato do pacote arenoso (superior) e argiloso (inferior) .....	128
Figura 4.19	Fraturas em latossolo (Sedimentos Pós-Barreiras). Notar, na Foto A, a penetração das raízes facilitada pela fratura. Praia Grande - Baía do Sol - ilha de Mosqueiro .....	129
Figura 4.20	Fraturas em condições hidroplásticas, nos argilitos lateritizados (visão em planta), as quais geraram segmentos sinuosos, curvos a retos. Notar fraturas preenchidas por óxido-hidróxido de ferro. Foto A: praia do Murubira e Foto B: praia Grande, na baixa-mar – ilha de Mosqueiro .....	130
Figura 4.21	Fraturas nas rochas ferruginosas (pseudolateritos), as quais geraram segmentos retos, com mergulhos verticais a subverticais. Prainha (Foto A) e praia Grande (Foto B) – ilha de Mosqueiro .....	131
Figura 4.22	DOMÍNIO 1: Diagrama de pólos de juntas, destacando a concentração na direção N-S. Projeção no hemisfério inferior, rede <i>Schmidt-Lambert</i> .....	132
Figura 4.23	DOMÍNIO 1: Rosácea das direções preferenciais das juntas. A principal na direção N-S e as secundárias que se destacam N10°-15°E; N35°-40°E; N65°-70°E; N70°-75°W .....	132
Figura 4.24	DOMÍNIO 2: Diagrama de pólos de juntas, destacando duas concentrações nas direções: NE-SW e N-S. Projeção no hemisfério inferior, rede <i>Schmidt-Lambert</i> .....	133
Figura 4.25	DOMÍNIO 2: Rosácea das direções preferenciais das juntas. A principal na direção N45°-50°E, e a secundária N-S que se destaca .....	133
Figura 4.26	DOMÍNIO 3: Diagrama de pólos de juntas, destacando três concentrações nas direções: NNW-SSE, NNE-SSW e ENE-SSW. Projeção no hemisfério inferior, rede <i>Schmidt-Lambert</i> .....	134
Figura 4.27	DOMÍNIO 3: Rosácea das direções preferenciais das juntas. As principais são N10°-15°W, N20°-25°W e N05°-10°E, e as secundárias são N10°-20°E, N45°-50°E, N65°-90°E, N15°-20°W, N35°-45°W, N75°-80°W .....	134

Figura 4.28	DOMÍNIO 4: Diagrama de pólos de juntas, destacando a concentração na direção NE-SW. Projeção no hemisfério inferior, rede <i>Schmidt-Lambert</i> .....	134
Figura 4.29	DOMÍNIO 4: Rosácea das direções preferenciais das juntas. A direção principal é N60°-65°W. As secundárias são N15°-25°E, N40°-45°E, N30°-35°W .....	134
Figura 4.30	Rosácea das direções preferenciais de todas as juntas medidas na ilha de Mosqueiro, mostrando o padrão geral formado por cinco famílias principais: N-S, ENE-WSW, NE-SW, WNW-ESE, NW-SE e subordinadamente E-W .....	135
Figura 4.31	Diagrama de pólos de todas as juntas, destacando duas concentrações nas direções NNE-SSW e NE-SW. Projeção no hemisfério inferior, rede de <i>Schmidt-Lambert</i> .....	136
Figura 4.32	Famílias de juntas entrecruzadas (fotos A, B, C e D) nas direções predominantes NE-SW, N-S, WNW-ESE, NNW-SSE e W-E (visão em planta). Ilha de Mosqueiro .....	137
Figura 4.33	Falhas transcorrentes dextral (fotos A e B) e sinistral (Foto B), na direção NE-SW, formando romboedros. Na Foto A, notar à direita (seta vermelha) área de transpressão, formando feição em flor positiva, e à esquerda (seta amarela) área de transtensão. Argilito - praia Grande (Baía do Sol). Ilha de Mosqueiro .....	138
Figura 4.34	Direções principais das falhas transcorrentes: NW-SE, NE-SW e NNW-SSE (fotos A e B). Fraturas preenchidas por óxidos-hidróxidos de ferro (rochas ferruginosas de fissura) geralmente nas direções NNE-SSW a NE-SW (Foto B). Praia Grande (Baía do Sol) – ilha de Mosqueiro .....	139
Figura 4.35	Direções principais, NW-SE, NE-SW e N-S, das falhas transcorrentes que induzem a formação de romboedro. Argilito laterítico (praia do Bispo) - ilha de Mosqueiro .....	140
Figura 4.36	Falha transcorrente sinistral na direção WNW-SSE. Pseudolaterito (Prainha) - ilha de Mosqueiro .....	140
Figura 4.37	Dobra suave desenvolvida em “linha de pedra” (concreções lateríticas) Falésia com face ENE-WSW. Praia do Murubira - ilha de Mosqueiro .....	142

Figura 4.38	Arqueamento de camada argilosa (a) e de concreção laterítica (cl) provocada por dobramento. Notar dobras abertas (seta preta) internamente no argilito. Falésia com face ENE-WSW. Praia Grande - Baía do Sol - ilha de Mosqueiro .....	142
Figura 4.39	Falha transcorrente sinistral (80°/315 °Az). Notar estrias (20°/251° Az) no plano de falha (seta preta). Destaca-se em traço vermelho a posição das estrias. Concreção laterítica. Praia Grande - Baía do Sol - ilha de Mosqueiro .....	143
Figura 4.40	Fraturas e falha transcorrente (tracejado), de direção de 310° Az, com componente normal, em perfil laterítico imaturo imposto sobre a Formação Barreiras. Notar o deslocamento da “linha de pedra - cl” (seta preta) dobrada e de blocos facetados de concreção laterítica (seta preta). Praia do Murubira - ilha de Mosqueiro. ls - latossolo, cl- concreção laterítica, aa- arenito argiloso, pl- pseudolaterito, a – argilito .....	143
Figura 4.41	Plano de acamamento, contato entre argilito e arenito lateritizado. Inclinação em torno de 24° para SE. Praia do Marahú – ilha de Mosqueiro .....	144
Figura 5.1	Distribuição das estações gravimétricas .....	146
Figura 5.2	Mapa de contorno da anomalia <i>Bouguer</i> obtida na ilha de Mosqueiro .....	147
Figura 5.3	Componentes regionais (a, c, e) e anomalias <i>Bouguer</i> residuais (b, d, f) de 1° ao 3° grau, obtidas na ilha de Mosqueiro .....	149
Figura 5.4	Componentes regionais (a, c, e) e anomalias <i>Bouguer</i> residuais (b, d, f) de 4° ao 6° grau, obtidas na ilha de Mosqueiro .....	150
Figura 5.5	A- anomalia <i>Bouguer</i> em 3D, mostrando os altos e baixos estruturais. B - mapa residual de 2° grau: alinhamentos principais NW-SE e NE-SW, alto estrutural (+) e baixo estrutural (-). Ilha de Mosqueiro .....	151
Figura 5.6	Perfis gerados a partir do mapa da Figura 5.5B, mostrando altos e baixos estruturais. A – Direção NE-SW e B – Direção NW-SE. Ilha de Mosqueiro .....	152

Figura 6.1	Compartimentação de blocos morfoestruturais da ilha de Mosqueiro (E) definido com base no mapa de drenagem (padrão de drenagem) (A), mapa de alinhamento topográfico (B), mapa topográfico residual (C) e anomalia <i>Bouguer</i> residual (D). As linhas contínuas da figura D delimitam os blocos morfoestruturais desnivelados, estabelecendo comparativamente altos, intermediários e baixos morfoestruturais .....	154
Figura 6.2	Perfis extraídos da Figura 6.1E. Exemplificação esquemática do arranjo em blocos morfoestruturais, da ilha de Mosqueiro, em <i>horsts</i> e <i>grabens</i> , mostrando movimentos relativos entre os mesmos .....	155
Figura 6.3	Localização dos poços profundos da ilha de Mosqueiro, descritos na caracterização litoestratigráfica dos blocos morfoestruturais 1, 2 e 4 .....	156
Figura 6.4	Perfis geológicos sintetizados de poços profundos situados nos Blocos 1, 2 e 4. Parâmetros hidrodinâmicos consultados em Oliveira (2001) .....	159
Figura 6.5	Perfil Vila (SW) – Baía do Sol (NE) extraído da Figura 6.3, mostrando a disposição das camadas (vide legenda da Fig. 6.4) das unidades em subsuperfície em cada bloco morfoestrutural. A camada de argilito carbonático serviu de guia para o limite Barreiras/Pirabas .....	160
Figura 6.6	Mapa mostrando, em planta e em perfil, os blocos morfoestruturais onde foram realizadas medidas do nível estático dos poços rasos. O Bloco 1 foi subdividido em Sub-bloco 1 <sup>a</sup> e Sub-bloco 1B .....	168
Figura 6.7	Mapa potenciométrico dos aquíferos rasos da porção oeste da ilha de Mosqueiro, com a divisão dos blocos morfoestruturais e a posição dos poços medidos no período chuvoso .....	169
Figura 6.8	Mapa potenciométrico dos aquíferos rasos da porção oeste da ilha de Mosqueiro, com a divisão dos blocos morfoestruturais e a posição dos poços com nível estático medido no período seco .....	170
Figura 6.9	Variação do nível estático medido nos períodos chuvoso e seco, nos poços rasos situados nos blocos morfoestruturais 1, 2, 3 e 4 da ilha de Mosqueiro .....	171

Figura 6.10	Localização dos pontos de amostragem de água subterrânea, no período chuvoso, dos poços rasos situados nos blocos morfoestruturais 1, 2, 3 e 4 da ilha de Mosqueiro .....	174
Figura 6.11	Variação iônica das águas subterrâneas coletadas em poços rasos (período chuvoso) situados nos blocos morfoestruturais 1, 2, 3 e 4 da ilha de Mosqueiro .....	177
Figura 6.12	Diagrama de <i>Piper</i> . Classificação das águas subterrâneas dos aquíferos rasos, nos blocos morfoestruturais 1, 2, 3 e 4 da ilha de Mosqueiro .....	178
Figura 6.13	Diagramas de <i>Stiff</i> . Relação gráfica das diversas concentrações de água subterrânea (poços rasos), nos blocos morfoestruturais 1 e 2 .....	179
Figura 6.14	Diagramas de <i>Stiff</i> . Relação gráfica das diversas concentrações de água subterrânea (poços rasos), nos blocos morfoestruturais 3 e 4 .....	180
Figura 6.15	Valores de pH das águas dos aquíferos rasos medidos no período chuvoso, nos blocos morfoestruturais 1, 2, 3 e 4 da ilha de Mosqueiro.....	181
Figura 6.16	Valores da condutividade elétrica das águas dos aquíferos rasos medidos no período chuvoso, nos blocos morfoestruturais 1, 2, 3 e 4 da ilha de Mosqueiro .....	182
Figura 6.17	Valores dos sólidos totais dissolvidos das águas dos aquíferos rasos obtidos no período chuvoso, nos blocos morfoestruturais 1, 2, 3 e 4 da ilha de Mosqueiro .....	183
Figura 6.18	Valores da cor aparente das águas dos poços rasos obtidos no período chuvoso, nos blocos morfoestruturais 1, 2, 3 e 4 da ilha de Mosqueiro. Unidade <i>Hazen</i> (uH) .....	184
Figura 6.19	Variação da dureza na águas dos aquíferos rasos obtida no período chuvoso, nos blocos morfoestruturais 1, 2, 3 e 4 da ilha de Mosqueiro .....	185
Figura 6.20	Variação da alcalinidade das águas dos aquíferos rasos obtida no período chuvoso, nos blocos morfoestruturais 1, 2, 3 e 4 da ilha de Mosqueiro .....	186
Figura 6.21	Variação do cloreto das águas dos aquíferos rasos obtida no período chuvoso, nos blocos morfoestruturais 1, 2, 3 e 4 da ilha de Mosqueiro .....	187

Figura 6.22	Varição do sulfato das águas dos aquíferos rasos obtida no período chuvoso, nos blocos morfoestruturais 1, 2, 3 e 4 da ilha de Mosqueiro .....	188
Figura 6.23	Varição do ferro total das águas dos aquíferos rasos obtida no período chuvoso, nos blocos morfoestruturais 1, 2, 3 e 4 da ilha de Mosqueiro .....	189
Figura 6.24	Varição do nitrato das águas dos aquíferos rasos obtida no período chuvoso, nos blocos morfoestruturais 1, 2, 3 e 4 da ilha de Mosqueiro .....	190
Figura 6.25	Varição do nitrito das águas dos aquíferos rasos obtida no período chuvoso, nos blocos morfoestruturais 1, 2, 3 e 4 da ilha de Mosqueiro .....	190
Figura 6.26	Varição da amônia das águas dos aquíferos rasos obtida no período chuvoso, nos blocos morfoestruturais 1, 2, 3 e 4 da ilha de Mosqueiro .....	191
Figura 6.27	Localização das SEVs e dos perfis no Bloco 1 (Sub-bloco 1A) - ilha de Mosqueiro .....	195
Figura 6.28	Gráficos das SEVs 01 e 02 interpretadas pelo método de inversão. Ilha de Mosqueiro. Linha contínua representa à curva teórica ajustada a curva de campo (cruz azul) a partir das diversas iterações no <i>software RESIST</i> . A linha tracejada é o modelo interpretativo nos retângulos à direita das curvas .....	197
Figura 6.29	Gráficos das SEVs 03 e 04 interpretadas pelo método de inversão. Ilha de Mosqueiro. Linha contínua representa à curva teórica ajustada a curva de campo (cruz azul) a partir das diversas iterações no <i>software RESIST</i> . A linha tracejada é o modelo interpretativo nos retângulos à direita das curvas .....	198
Figura 6.30	Gráficos das SEVs 05 e 06 interpretadas pelo método de inversão. Ilha de Mosqueiro. Linha contínua representa à curva teórica ajustada a curva de campo (cruz azul) a partir das diversas iterações no <i>software RESIST</i> . A linha tracejada é o modelo interpretativo nos retângulos à direita das curvas .....	199
Figura 6.31	Seção geológica/geofísica A – A' interpretada no Sub-bloco 1A. Ilha de Mosqueiro .....	203
Figura 6.32	Seção geológica/geofísica B – B' interpretada no Sub-bloco 1A. Ilha de Mosqueiro .....	204

Figura 6.33	Seção geológica/geofísica C – C' interpretada no Sub-bloco 1A. Ilha de Mosqueiro .....	205
Figura 6.34	Seção geológica/geofísica D – D' interpretada no Sub-bloco 1A. Ilha de Mosqueiro .....	207
Figura 6.35	Seção geológica/geofísica E – E' interpretada no Sub-bloco 1A. Ilha de Mosqueiro .....	208
Figura 6.36	Seção geológica/geofísica F – F' interpretada no Sub-bloco 1A. Ilha de Mosqueiro .....	209
Figura 6.37	Falhamentos NW-SE e NE-SW, afetando o Sub-bloco 1A, interpretados a partir de SEVs. Ilha de Mosqueiro .....	210
Figura 7.1	A: Arranjo geométrico-cinemático da ilha de Mosqueiro baseado no modelo de <i>Riedel</i> , em binário dextral. Em linha contínua as principais estruturas identificadas. As setas indicam as direções NE-SW de compressão ( $\sigma_1$ ), e NW-SE de estiramento ( $\sigma_3$ ). Par conjugado principal: N30°-50°W (fratura antitética sinistral – R') e N60°-80°E (fratura sintética dextral – R). Outra que se destaca é a direção N-S, interpretada como fratura dextral do tipo P. As direções NE-SW referem-se às falhas normais; B: Modelo em blocos <i>en échelon</i> em sistema transcorrente adotado para a ilha de Mosqueiro .....	212
Figura 7.2	Zona de falha transcorrente dextral (NE-SW) atuante na baía de Marajó (binário dextral principal), com a posição relativa dos seus tensores deformacionais, compressivo ( $\sigma_1$ ) e distensivo ( $\sigma_3$ ). Estão em destaque as descontinuidades interpretadas de <i>Riedel</i> , R, R', P, X e Y = D. Observar a linearidade do segmento NE-SW (Y=D) .....	215
Figura 7.3	Estruturas de <i>Riedel</i> interpretadas a partir da Figura 4.20. MDT da ilha de Mosqueiro. Sedimentos Pós-Barreiras (amarelo), Formação Barreiras (vermelho) e Sedimentos recentes (cinza claro) .....	216
Figura 7.4	Interpretação em subsuperfície das estruturas NW-SE, ilha de Mosqueiro. Perfil extraído da Figura 7.3 .....	217
Figura 7.5	Interpretação em subsuperfície das estruturas NW-SE, ilha de Mosqueiro. Perfil extraído da Figura 7.3 .....	217
Figura 7.6	Interpretação em subsuperfície das estruturas SW-NE, ilha de Mosqueiro. Perfil extraído da Figura 7.3 .....	218



Figura 7.7	Interpretação em subsuperfície das estruturas SW-NE, ilha de Mosqueiro. Perfil extraído da Figura 7.3 .....	218
Figura 7.8	Visão 3D do modelo <i>en échelon</i> em sistema transcorrente a partir das estruturas de <i>Riedel</i> interpretadas. MDT da ilha de Mosqueiro. Sedimentos Pós-Barreiras (amarelo), Formação Barreiras (vermelho) e Sedimentos Recentes (cinza claro) .....	219
Figura 7.9	Modelo proposto para o mecanismo de recarga e fluxo subterrâneo dos aquíferos rasos (infiltração direta) e intermediários (infiltração através de falhas trativas), da ilha de Mosqueiro. Perfil elaborado a partir da seção geolétrica da Figura 6.34 .....	222
Figura 7.10	Modelo para o mecanismo de recarga e fluxo subterrâneo dos aquíferos profundos. A conexão deles com os aquíferos rasos e intermediários, imposto por diferença de pressão hidrostática, permitem propor um único sistema hidrogeológico regional. Sedimentos Pós-Barreiras (amarelo), Formação Barreiras (vermelho) e Sedimentos Recentes (cinza claro). Ilha de Mosqueiro .....	224

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1.1	Balanço hídrico da região de Belém, período de 1961 a 1997, segundo o método de Thornthwaite & Mather (1955). Fonte: Matta (2002) .....	29
Tabela 2.1	Valores de resistividade para certos materiais geológicos e água associada (Braga, 2007; Astier, 1975) .....	56
Tabela 2.2	Diferenças básicas entre os arranjos <i>Schlumberger</i> e <i>Wenner</i> na realização de SEV (Braga, 2007) .....	57
Tabela 4.1	Propriedades de drenagem das sub-bacias da ilha de Mosqueiro .....	104
Tabela 4.2	Propriedades de drenagem das sub-bacias da ilha de Mosqueiro .....	105
Tabela 4.3	Direções principais e secundárias que predominam nos domínios dos alinhamentos topográficos .....	119
Tabela 6.1	Poços cadastrados na ilha de Mosqueiro .....	165
Tabela 6.2	Análise físico-química no período chuvoso: águas subterrâneas (aqüíferos rasos) .....	175
Tabela 6.3	Análise química no período chuvoso: águas subterrâneas (aqüíferos rasos) .....	175
Tabela 6.4	Composição iônica das águas subterrânea (poços rasos) analisadas no período chuvoso, nos blocos morfoestruturais 1, 2, 3 e 4 da ilha de Mosqueiro .....	176
Tabela 6.5	Posição das SEVs efetuadas na tese no Sub-bloco 1A .....	196
Tabela 6.6	Interpretação das características gerais dos modelos geoeletricos obtidos a partir das SEVs, no Sub-bloco 1A .....	196

## LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

C.G.S.	Sistema centímetro, grama e segundo
CODEM	Companhia de Desenvolvimento e Administração da Área Metropolitana de Belém
COSANPA	Companhia de Saneamento do Pará
CPRM	Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais
GPS	<i>Global Positioning System</i>
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
IGM	Instituto Geológico e Mineiro
MDT	Modelo digital de terreno
NASA	<i>National Aeronautics and Space Administration</i>
NGA	<i>National Geospatial-Intelligence Agency</i>
OMS	Organização Mundial da Saúde
pH	Potencial hidrogeniônico
RMB	Região metropolitana de Belém
SAAEB	Serviço Autônomo de Água e Esgoto de Belém
SEV	Sondagem elétrica vertical
S.I.	Sistema internacional de unidade
STD	Sólidos totais dissolvidos
SRTM	<i>Shuttle radar topography mission</i>
UEPA	Universidade Estadual do Pará
UFPA	Universidade Federal do Pará
UNESP	Universidade Estadual Paulista
UTM	Universal Transversal de Mercator

WGS 84      *World Geodetic System 1984*

2D            Duas dimensões

3D            Três dimensões

## RESUMO

A área da ilha de Mosqueiro, distrito de Belém - Pará, alvo desta tese, foi bastante influenciada por estruturação neotectônica que alterou substancialmente o arranjo geométrico dos sistemas hidrogeológicos ali presentes, com repercussões hidroquímicas sobre a composição das águas dos aquíferos rasos. Os estudos realizados, em abordagem multidisciplinar, incluíram levantamentos geológicos de terreno; extensiva utilização de produtos de sensoriamento remoto que sustentaram a análise da rede de drenagem e dos aspectos morfoestruturais; levantamentos geofísicos, utilizando-se as técnicas de gravimetria e eletrorresistividade; análises da superfície potenciométrica e da hidroquímica (caracterização físico-química) dos aquíferos rasos. Na ilha predomina terreno sedimentar de idade neogênica, quase plano, que se assenta sobre embasamento cristalino pré-cambriano, estruturalmente compartimentado em 12 blocos tectônicos, que vistos tridimensionalmente compõem altos e baixos morfoestruturais, de tamanhos variados, limitados por descontinuidades representadas por falhas transcorrentes e normais, muitas vezes em padrões lítricos, desnivelados em escala métrica a decamétrica. O arcabouço neotectônico da ilha de Mosqueiro pode ser enquadrado no modelo de *Riedel* de deformação não-coaxial rúptil, em sistema transcorrente, sendo constituído por um par conjugado principal, em que as direções N60°-80°E correspondem à fratura sintética (R - falha dextral), N30°-50°W à fratura antitética (R' - falha sinistral) e a N-S fraturas do tipo P, compondo estruturas morfotectônicas em binário dextral. Os eixos de tensão, máximo ( $\sigma_1$ ) e mínimo ( $\sigma_3$ ), estariam posicionados na horizontal, segundo as direções respectivas NE-SW e NW-SE, e eixo intermediário na vertical ou próximo. Com base nesse arranjo, o modelo de configuração da ilha é de blocos seccionados, principalmente por falhas transcorrentes sinistrais NW-SE e normais NE-SW, formando um conjunto *en échelon*. Como a maior parte da população da ilha concentra-se na porção ocidental, a quantidade de informações sobre as águas dos aquíferos são ali em maior número, tendo-se assim concentrado o trabalho de análise sobre parâmetros hidroquímicos nos 4 principais blocos morfoestruturais que compõem aquela porção. Neles, a potenciométrica dos aquíferos rasos é controlada, principalmente por cada bloco, que é limitado por rios e

igarapés. Nos blocos, a análise hidroquímica dos aquíferos rasos foi realizada no período mais chuvoso. Os parâmetros pH, condutividade elétrica e dureza permitiram observar variações físico-químicas entre os blocos nesse período. O Bloco 1 se destacou entre os outros por apresentar os maiores valores de pH (média de 4,4, atingindo 5,8), condutividade elétrica (acima de 95  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ) e dureza, atingindo valor de 49,2 mg/L  $\text{CaCO}_3$ . O Bloco 4 também apresentou características semelhantes, mas com valores menores para os mesmos parâmetros. As águas subterrâneas rasas do Bloco 1 revelaram tendências a composições, variando de bicarbonatada sódica a cloretada sódica, enquanto as do Bloco 4 indicaram tendência mista. Nas águas dos outros blocos a composição assinalada foi predominantemente cloretada sódica. Baseado nestas condições sugerem-se que as águas subterrâneas rasas do Bloco 1 apresentam influência da Formação Pirabas, que contém sedimentos carbonáticos, e encontra-se a partir de 45 m de profundidade na ilha de Mosqueiro. Sugere-se também a mesma condição para o Bloco 4. Nos outros blocos essa situação não foi bem visível provavelmente porque ocorre maior interação das águas subterrâneas rasas com os sedimentos Pós-Barreiras/Barreiras, bem como influência de águas superficiais e meteóricas. A integração de dados geológico/estruturais – geofísicos indica que ocorre controle estrutural no sistema hidrogeológico da ilha de Mosqueiro, que possui áreas abatidas e soerguidas tanto em seu contexto regional como local. As zonas de abertura, onde esforços transtrativos induzem a formação e/ou reativação de estruturas rúpteis, de direção principalmente NE-SW, são áreas importantes de recarga dos aquíferos rasos, intermediários e profundos. Essas estruturas facilitam a conexão hidráulica, proporcionando mistura de águas, principalmente de aquíferos rasos e intermediários no período chuvoso. É possível que a mistura de águas dos aquíferos mais profundos com as dos aquíferos subjacentes seja mais pronunciada nas áreas de recarga mais abatidas de segmentos NE-SW. A conexão hidráulica entre os aquíferos presentes nas unidades sedimentares que ali ocorrem, Pós-Barreiras, Barreiras e Pirabas, possibilita propor para a ilha de Mosqueiro que tais aquíferos compõem, de forma integrada, um único sistema hidrogeológico.

## ABSTRACT

The area of the Mosqueiro Island in Belém-Pará was sufficiently influenced by neotectonic structuration that modified the geometric arrangement of the hydrogeologic systems and its hydrodynamic characteristics, with repercussions on the shallow aquifer waters composition in the region. The carried out studies included: geologic land surveys; extensive use of remote sensing products that supported the analysis of the drainage net and the morphostructural aspects; geophysical survey using the gravimetric and resistivity soundings; techniques analyses of the potentiometric surface and hydrochemistry (physical-chemistry characterization) of the water-bearing aquifer. Neogenic sedimentary cover predominates in the island, overlying deposited on a Precambrian crystalline basement, that is structurally compartmented in twelve tectonic blocks, which in a three dimensional view compose high and low morphostructural domains of varied sizes, limited by strike-slip and normal fault discontinuities, many classified as lystric faults, with metric to decametric displacement. The neotectonic framework of Mosqueiro Island can be defined by the model of Riedel brittle non-coaxial deformation in strike-slip system, constituted of a main conjugate pair, where the N60°-80°E direction corresponds to synthetic fractures (R - dextral fault), the N30°-50°W to antithetic fractures (R' - sinistral fault) and the N-S to P-shear fractures, all composing a morphotectonic structure in dextral binary. The  $\sigma_1$  and  $\sigma_3$  axis are horizontal in their respective directions NE-SW and NW-SE, while the  $\sigma_2$  axis is vertical to sub-vertical. Therefore, the geometric model of the island is represented by separated blocks, mainly, by sinistral strike-slip faults (NW-SE) and normal faults (NE-SW), forming a set of en echelon structures. As most of the local population is in the occidental portion of the island, it gathers the larger amount of information on the aquifers, what lead the work to be concentrated in that portion that comprises the four main occidental morphostructural blocks. In these blocks, the potentiometric surface of the shallow aquifer is controlled mainly by each block that is limited by rivers and igarapés (narrow rivers). The hydrochemistry analysis of the shallow aquifers in the blocks was carried on at the rainy period. The pH parameters, electrical conductivity and hardness allowed the observation of physical-chemistry variations between the blocks during this period. The block 1 exceed the others by presenting the highest values of pH (average of 4.4 and maximum

of 5.8), electrical conductivity ( $>95 \mu\text{S}/\text{cm}$ ) and total hardness with maximum of 49.2 mg/L  $\text{CaCO}_3$ . The Block 4 also presented similar characteristics, but with lower values for the same parameters. The analyses of the shallower groundwater from the Block 1 have showed compositions ranging from calcium-bicarbonate-dominated type to sodium-chloride-dominated type, while analyses of shallower groundwater from Block 4 indicated water mixing. The water analyses from the other blocks presented a sodium-chloride-dominated type composition. These conditions suggest that the shallower groundwater from Block 1 received influence of terrigenous-carbonatic sediments from the Pirabas Formation, which can be found at 45 m depth in the Mosqueiro Island. The same condition is suggested for the Block 4. In the other blocks this situation was not well detectable, probably because of the higher interaction of shallower groundwater with the Pós-Barreiras/Barreiras sediments, as well as the higher influence of superficial and meteoric waters. The integration of geologic and geophysical data, suggests a structural controlled hydrogeological system in the Mosqueiro Island, which has both uplifted areas and subsidence-bearing areas either in its regional and local context. The extensional zones, where transtensional stress induces the formation and/or reactivation of brittle structures, mainly of NE-SW direction, define an important aquifer recharge zone at shallow, intermediary and deep levels. These structures facilitate the vertical hydraulic connection, providing water mixing mainly at shallow and intermediary aquifers in the rainy period. It is possible that mixtures of water from deeper aquifers with those from overlaying shallower ones would be more intense in recharges areas of segments NE-SW. From the hydraulic connection between Pós-Barreiras, Barreiras and Pirabas aquifers, it is possible to consider that in the Mosqueiro Island exist only one hydrogeological system composed by the integration of the aforementioned aquifers .



# ***PARTE I***

# CAPÍTULO I ASPECTOS GERAIS

---

## 1.1 – INTRODUÇÃO

O crescimento da demanda por água tem levado a um quadro de deficiência, principalmente no abastecimento público, devido ao processo de urbanização acelerada em que se encontra grande parte das principais cidades brasileiras. Os recursos hídricos superficiais vêm sofrendo influência antropogênica negativa, com danos que contaminam e poluem o meio ambiente, a partir de lançamentos de esgotos domésticos, industriais, implantação de lixões urbanos próximo aos mananciais.

O homem polui o ambiente e eleva o custo do tratamento das águas superficiais. Os recursos hídricos subterrâneos são uma alternativa bastante eficaz para o consumo humano por apresentarem disponibilidades de água potável na Terra. Porém, não deixam de ser vulneráveis a contaminação, embora com risco muito menor em relação aos recursos hídricos superficiais.

Na área da RMB, poucos projetos tratam de estudos hidrogeológicos integrados. Em 2001, o Serviço Geológico do Brasil – CPRM concluiu o “Projeto Estudos Hidrogeológicos da Região Metropolitana de Belém e Adjacências” que apresentou uma visão geral do quadro hidrogeológico básico da região. Outros trabalhos desenvolvidos referem-se a algumas teses de doutorado e dissertações de mestrado realizadas na UFPA (Instituto de Geociências e de Tecnologia) e na UEPA. Estes trabalhos abrangem principalmente as cidades de Belém e Ananindeua.

Com essas contribuições, as pesquisas estão aos poucos melhorando e aprimorando o conhecimento sobre a hidrogeologia da RMB. No que se refere ao entendimento do quadro geométrico dos sistemas hidrogeológicos, que permite compreender a recarga e o fluxo subterrâneo, o nível das informações encontra-se atualmente em fase embrionária. Com o intuito de contribuir para o avanço do conhecimento sobre esses aspectos são aqui enfocadas técnicas multidisciplinares,

sobretudo de natureza geológica para compor o arcabouço neotectônico, verificar a sua influência na recarga e no arranjo geométrico dos aquíferos, e investigações geofísicas para auxiliar na compreensão desse quadro em subsuperfície. Esta pesquisa ajudará no entendimento dos mecanismos de circulação existentes no sistema hidrogeológico e a formulação de um modelo hidrogeológico conceitual para a RMB, importante para direcionar as pesquisas, incluindo as ambientais, e subsidiar a definição de políticas públicas de uso e conservação dos recursos hídricos.

A área escolhida para a realização desta tese foi a ilha de Mosqueiro, distrito do município de Belém, área esta interessante pela forma da ilha que se aproxima de um quadrado, o que sugere ela ser resultante de um controle tectônico.

A ilha de Mosqueiro representa o principal balneário da RMB. Possui uma população fixa de aproximadamente 34.000 habitantes (IBGE, 2000). De acordo com a Agência Distrital de Mosqueiro a população atual é estimada em 39.000 habitantes.

A sua população cresceu bastante nesses últimos anos, principalmente pela diminuição no custo do transporte rodoviário na ligação da ilha à cidade de Belém. Esse crescimento tem acontecido de forma desordenada, com novas áreas de expansão urbana formada por loteamentos, conjuntos habitacionais e invasões. A população aumenta significativamente nas épocas de veraneio e feriados, o que provoca muitas vezes colapsos no sistema de abastecimento, o qual pode ser considerado deficiente.

O abastecimento de água da ilha é feito por um número reduzido de poços tubulares, geralmente profundos, gerenciados pelas concessionárias: SAAEB, uma autarquia da Prefeitura de Belém, e pela COSANPA. Mas, grande parte da população se auto-abastece por meio de poços tubulares rasos e amazonas que não possuem, na maioria das vezes, um mínimo de cuidado técnico-construtivo, e que captam aquíferos rasos muitos sensíveis a contaminação.

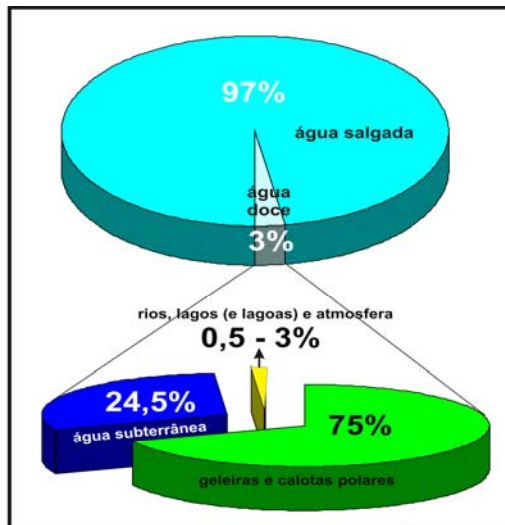
## 1.2 - CONTEXTO MUNDIAL E NACIONAL DA ÁGUA

A água, de natureza incolor, insípida e inodora, é a mais vital substância, depois do ar, ao ser humano.

A existência da água em grande quantidade na Terra dá uma falsa impressão de abundância, o que leva ao descuido na sua utilização e proteção, principalmente por boa parte da população brasileira. As pessoas leigas e/ ou desavisadas desconhecem que 97% da água em nosso planeta é salgada, sendo representada pelos mares e oceanos. Ou seja, apenas 3% da água é doce. Nesse percentual, 75% estão nas geleiras e calotas polares, 24,5% ocorrem nas águas subterrâneas, de 0,5 a 3% relativo às águas dos rios, dos lagos (e lagoas) e da atmosfera (Fig. 1.1) (Suguio, 2006). O fato de possuir 17% da água doce do planeta e deter o maior potencial hídrico do mundo faz do Brasil um país privilegiado em relação a muitos outros.

O crescimento populacional, o descaso, que leva ao desperdício, o lançamento de esgoto sem tratamento, a contaminação dos rios pelos efluentes industriais e agrotóxicos contribuem para diminuir ainda mais a pequena percentagem de água doce à qual o homem pode ter acesso. Deste modo, os recursos hídricos, tanto superficiais como subterrâneos, são considerados bens limitados.

As nações mais carentes em recursos hídricos estão principalmente no Oriente Médio e no Norte da África. Exemplos destes são o Kuwait, país cuja disponibilidade de água é a menor do globo, a Arábia Saudita e a Jordânia.



**Figura 1.1 – Distribuição de água mundial (Suguio, 2006).**

A falta de água, segundo estudiosos, será a principal causa da próxima crise global. Esta situação de conflitos pela escassez de água já é realidade, como é o caso em parte entre israelenses e palestinos. Outro exemplo mundial é a relação hostil entre a Índia e o Paquistão. Por isso, a água torna-se um bem de valor estratégico comparado ao petróleo e ao ouro.

No Brasil se debate os instrumentos de gestão do Aquífero Guarani, considerado por muitos, o maior reservatório mundial de água potável, alojado em solos do Brasil, Argentina, Paraguai e Uruguai (Guardia, 2002).

O território brasileiro é privilegiado quando olhado globalmente. Entretanto, existe um problema quanto à má distribuição geográfica deste recurso. Essa impressão de abundância é falsa, porque 80% da água doce do país está na Amazônia Brasileira e no Pantanal Matogrossense (Suguio, 2006), a qual detém apenas 5% da população brasileira. Nas grandes cidades o problema de abastecimento recai sobre a falta de eficiência da oferta e o mau uso da água. Nas regiões agrícolas a forma de irrigação (espalhamento superficial, aspersão convencional e pivô central) tem baixa eficiência e grande desperdício (Rebouças, 2004).

Em outras regiões mais populosas, nordeste e sudeste, o cenário é oposto. Nelas ocorrem apenas 10% dos recursos hídricos disponíveis. No caso do nordeste, além do grande número de pessoas concentradas no litoral, a região possui a clássica escassez do semi-árido, causada pelo elevado índice de evaporação e se situar sobre terrenos geológicos cristalinos não propícios para o armazenamento de água (Rebouças, 1988).

A região norte é a mais desassistida, do ponto de vista do saneamento básico, em comparação as demais regiões do país. O impacto sobre a água, vinculado à poluição e a contaminação, a transforma em veículo de transmissão de doenças como a dengue, febre tifóide, diarreia, cólera, malária e outras.

Pelo grande recurso que temos na Amazônia, o desafio a ser enfrentado está no controle do desperdício de água e na preocupação de não deixar que ocorra poluição exacerbada dos mananciais superficiais e dos solos porque fazem parte do ciclo hidrológico, e podem causar prejuízos enormes aos mananciais subterrâneos, que são os mais recomendáveis para resolver problemas de abastecimento populacional e industrial.

### 1.3 - LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A ilha de Mosqueiro (Fig.1.2) localiza-se entre as coordenadas 1° 04' 11"/ 1° 13' 42" (latitude S) - 48° 19' 20"/ 48° 29' 14" (longitude W de Gr.). Possui área em torno de 223 km<sup>2</sup>. Seu acesso se faz pelas rodovias BR-316 e PA-319, percurso que corta os municípios de Ananindeua, Marituba, Benevides e Santa Bárbara. Por via rodoviária, dista de Belém até a ponte Sebastião Raimundo de Oliveira, que faz ligação da ilha ao continente, cerca de 50 km. Possui 20 bairros distribuídos, principalmente na região ocidental da ilha (Fig. 1.3).

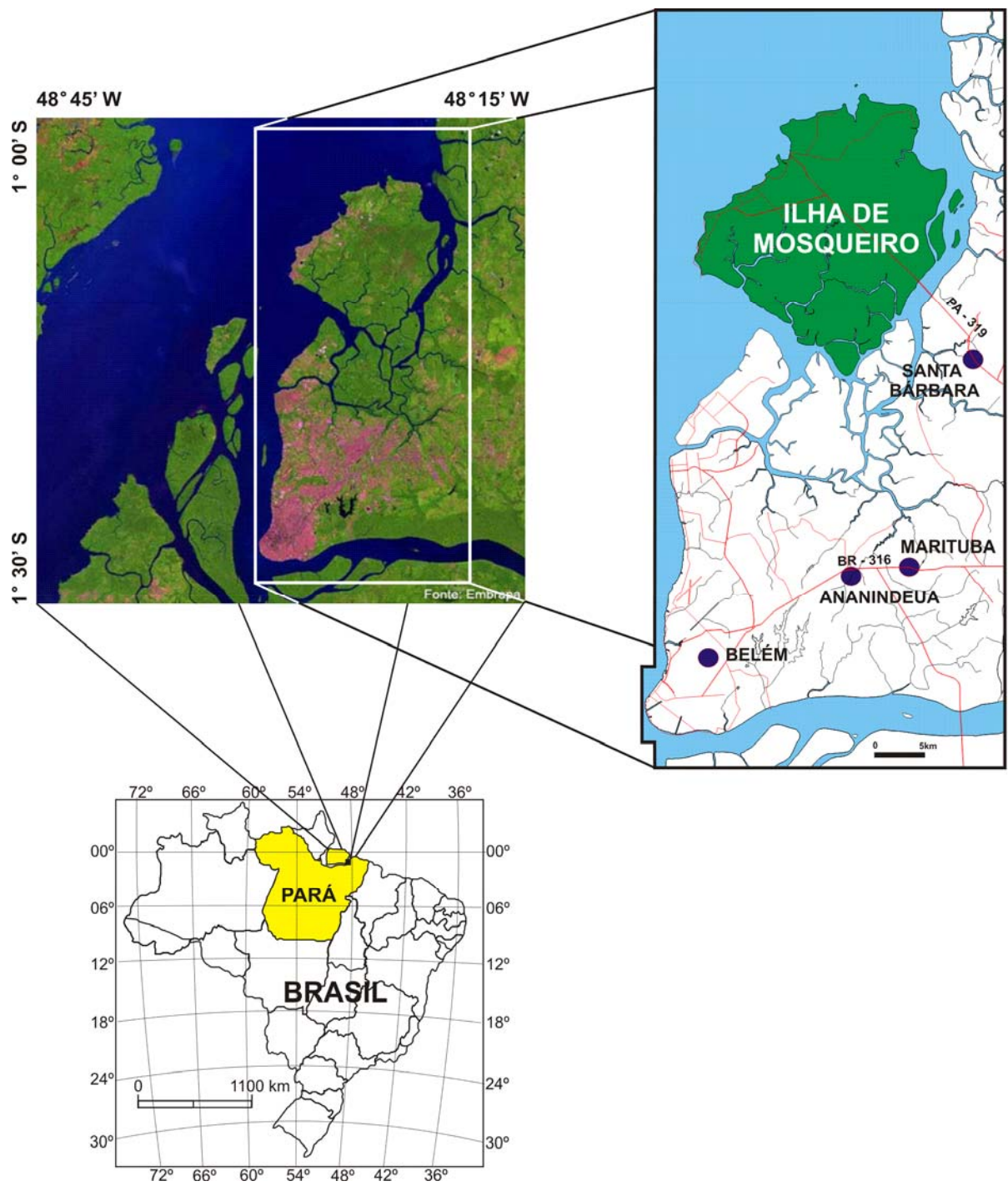


Figura 1.2 - Localização da ilha de Mosqueiro. Fonte: Miranda & Coutinho (2004), Oliveira (2001).

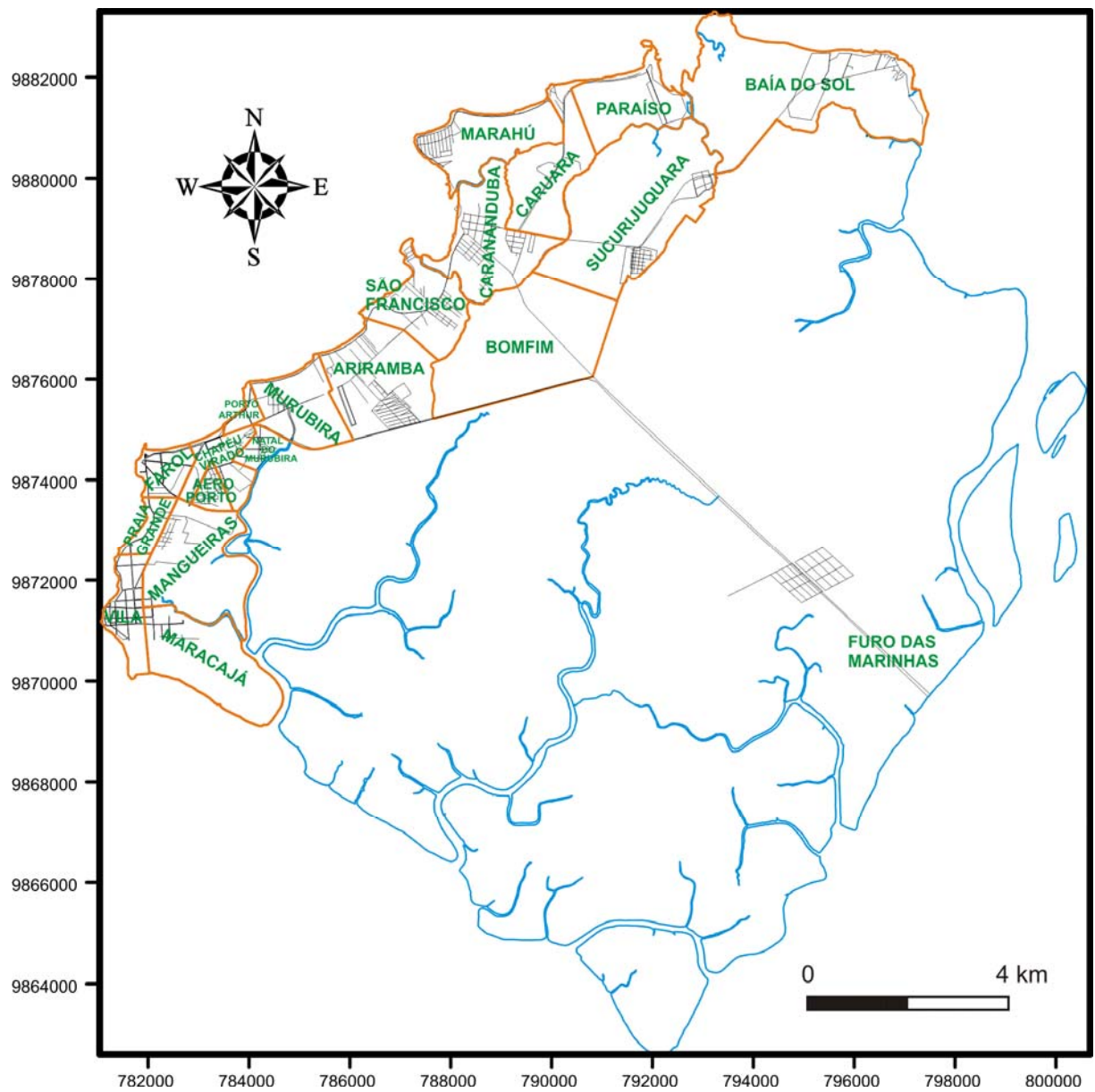


Figura 1.3 - Localização dos bairros de Mosqueiro. Fonte: CODEM (1998).



## 1.4 - OBJETIVOS

Geral: apresentar a compartimentação e o arcabouço tectônico da ilha de Mosqueiro, suas relações com o quadro neotectônico regional e suas implicações no mecanismo de recarga dos aquíferos.

Específicos, a seguir:

- Caracterizar o quadro estrutural da ilha de Mosqueiro para o melhor entendimento da influência neotectônica no mecanismo de recargas dos aquíferos rasos, intermediários e profundos;
- Identificar altos e baixos estruturais importantes na locação de poços profundos (regiões de maior espessura de pacote sedimentar);
- Definir a geometria dos aquíferos apoiada ao quadro neotectônico e determinar o arcabouço geométrico referente aos aquíferos da região sudoeste da ilha, abrangendo parte dos bairros Mangueiras, Aeroporto e Chapéu Virado (Fig. 1.3);
- Definir o comportamento geral do fluxo subterrâneo e os parâmetros hidroquímicos dos aquíferos rasos da região ocidental da ilha.

## 1.5 – MÉTODOS E MATERIAIS APLICADOS

A seguir serão relacionados os métodos, técnicas e materiais utilizados no desenvolvimento que compõem a tese, demonstrativo da multiplicidade de procedimentos aplicados (Fig. 1.4).

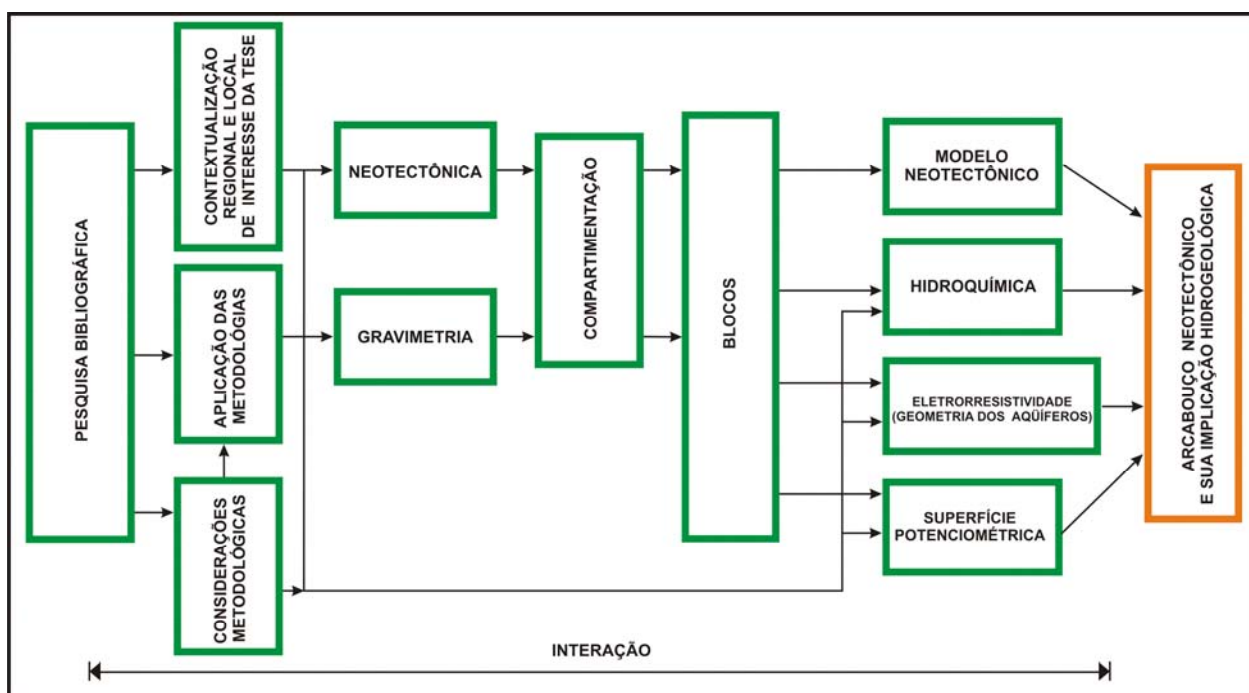


Figura 1.4 – Fluxograma do desenvolvimento da pesquisa para elaboração da tese.

### 1.5.1 – Pesquisa Bibliográfica

Para se obter uma visão geral do conhecimento a ser empregado realizou-se uma pesquisa bibliográfica a partir de livros, artigos, teses, dissertações e relatórios sobre os fundamentos básicos existentes sobre o assunto proposto. A presente tese aborda também levantamentos de dados, tanto de caráter regional quanto local, que

serviram de referência ao campo de interesse no âmbito geológico/geofísico e hidrogeológico.

## **1.5.2 – Neotectônica**

A definição e o enquadramento neotectônico da ilha de Mosqueiro contextualizada ao arranjo geotectônico regional foram realizados a partir das análises morfoestrutural e da rede de drenagem, utilizando-se diversas ferramentas:

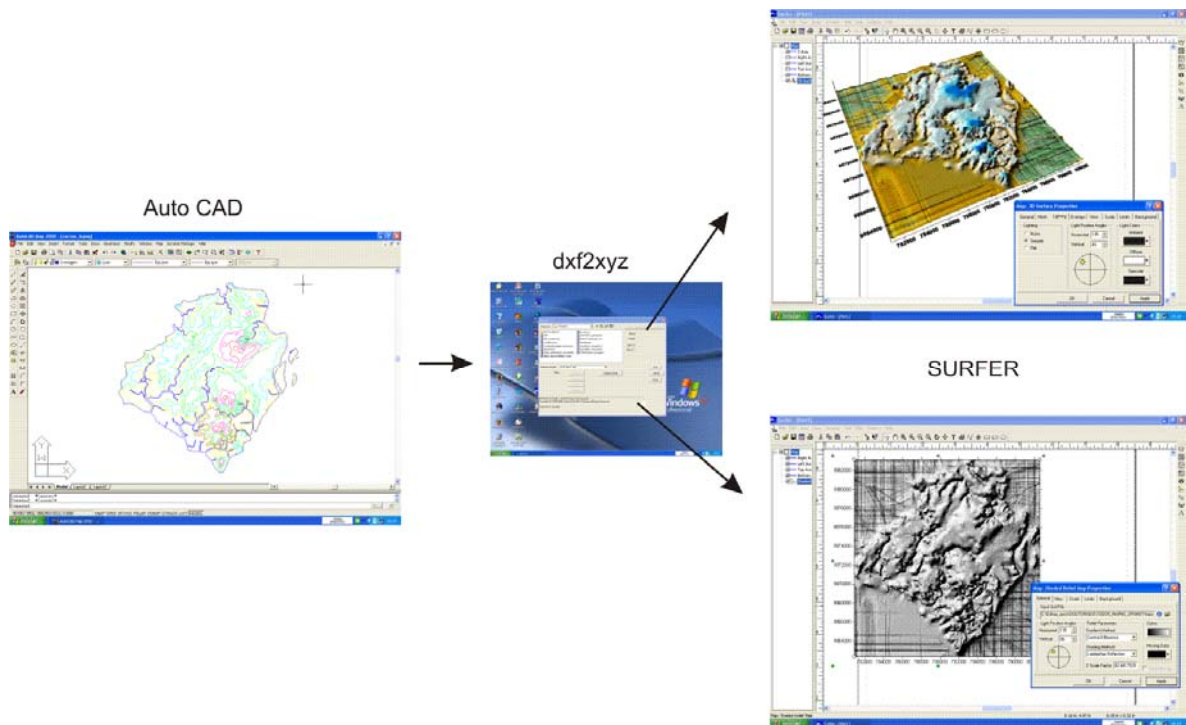
### **1.5.2.1 - Geração de mapa de lineamento estrutural e MDT**

Foi adotado o conceito de lineamento de O’Leary et al (1976), que consideram traçados retilíneos ou suavemente curvilíneos, simples ou compostos, contínuo ou descontínuo, como sendo feições da superfície terrestre, mapeáveis a partir de imagens de sensoriamento remoto, que se diferenciam das demais feições adjacentes, refletindo um fenômeno subsuperficial.

A elaboração do MDT deu-se por meio de dados provenientes do mapa topográfico da CODEM (1998), na escala 1: 50.000, com isolinhas espaçadas de 5 m, e secundariamente por interferometria de radar do projeto SRTM, resultado da parceria entre NASA e a NGA (NASA, 2006). Este projeto trabalhou com um sensor ativo, e por isso apresentou algumas vantagens sobre os outros sensores ópticos convencionais como a independência da iluminação solar e sem interferência das nuvens (Duren et al., 1998). Os dados topográficos do SRTM foram extraídos do mosaico de modelo digital de elevação da América do Sul, de domínio público, com resolução espacial horizontal de 90 m.

As curvas topográficas do mapa da CODEM (1998) foram tratadas e georreferenciadas no *software* Auto CAD Map 2000 (Fig. 1.6). O *software* SURFER

versão 8 produziu o MDT da ilha de Mosqueiro, em malha de 50x50 m, sendo que se adequou aos procedimentos de Ebert & Bueno (1998). A partir de mapas de sombreamento, com iluminação virtual de ângulos azimutais de 0°, 45°, 90°, 135°, 180°, 225°, 270° e 315° e de iluminação 45°, foi possível realçar as direções das diversas estruturas (Fig. 1.5). Os perfis topográficos foram gerados a partir do *software Global Mapper v. 7*.



**Figura 1.5 – Fluxograma para realce de estruturas e geração do MDT.**

### 1.5.2.2 - Geração de mapa de alinhamento topográfico

A extração dos alinhamentos baseou-se criteriosamente nos segmentos retos contínuos das curvas de nível ou com tendência de ser retilíneo em certa direção. O mapa de alinhamento topográfico foi dividido em domínios, sendo os mesmos separados, principalmente pelas trajetórias dos cursos d'água principais. Isto permitiu

verificar áreas com maior concentração de alinhamentos bem como as suas direções principais.

### 1.5.2.3 - Análise de microrrelevo

Foram digitalizados, no *software* Auto CAD Map versão 2000, 2.628 pontos de cotas topográficas, com as suas respectivas coordenadas (x, y) e altitude (z). Estes pontos foram retirados de cartas planialtimétricas (pontos topográficos controlados 662 e Rns 21), cotas batimétricas (274) da baía de Marajó próximo à ilha de Mosqueiro e pontos obtidos ao longo da linha da baía com valores virtualmente iguais à zero (1.768).

O microrrelevo teve como suporte a aplicação da análise de superfície de tendência pelo método de regressão polinomial. Esta análise consiste em obter matematicamente, por meio de pontos cotados, diversos gradientes regionais, onde os dados são ajustados a uma superfície observada segundo critérios do método dos mínimos quadrados (Ponte, 1969; Landim, 1998). Estes cálculos geram superfícies em vários graus e seus respectivos mapas residuais. Duas componentes são separadas: a primeira de nível regional, representada pela própria superfície de tendência (gradiente regional) e, a segunda, definida pelas variações representadas pelos valores residuais (positivos e negativos) que são de interesse para ressaltar as anomalias topográficas (Fig. 1.6), que podem refletir estruturas ativas subjacentes (Ponte, 1969).

A base do cálculo é minimizar a soma dos quadrados das diferenças (resíduos) entre a curva ajustada e os dados. As expressões fundamentais para o cálculo de um determinado ponto são:

a) Superfície de primeira ordem: *ponto* (x, y) *calculado* =  $a + bX + cY$ . O resíduo será a diferença entre o valor observado e o calculado, ou seja:

$$\text{Resíduo } (r) = \textit{ponto} (x, y) \textit{ observado} - (a + bX + cY).$$

b) Superfície de segunda ordem: *ponto* (x, y) *calculado* =  $a + bX + cY + dX^2 + eXY + fY^2$ .

$$r = \textit{ponto} (x, y) \textit{ observado} - (a + bX + cY + dX^2 + eXY + fY^2)$$

c) Superfície de terceira ordem: *ponto*  $(x, y)$  *calculado* =  $a + bX + cY + dX^2 + eXY + fY^2 + gX^3 + hX^2Y + iXY^2 + jY^3$ , assim por diante.

O cálculo foi gerado pelo *software SURFER* versão 8 e adotou-se os procedimentos de Landim & Corsi (2001). Contudo, utilizou-se o interpolador krigagem para geração de resíduos, representados por mapas de contornos (Landim et al., 2002).

O objetivo da análise do microrrelevo é auxiliar na dedução dos altos e baixos estruturais e dos alinhamentos para reforçar os dados.

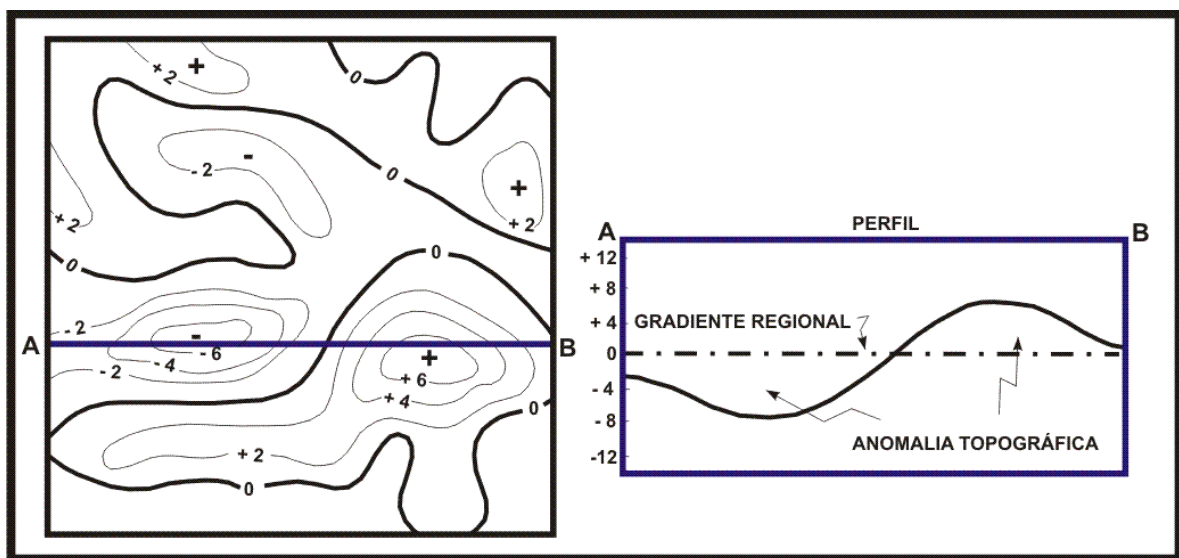


Figura 1.6 – Desenho esquemático de mapa residual topográfico e perfil A-B (Ponte, 1969), mostrando o gradiente regional e as anomalias topográficas negativas e positivas.

#### 1.5.2.4 - Utilização de mapa de drenagem

Foi utilizado o mapa de drenagem, na escala 1: 50.000, elaborado pelo Projeto Estudos Hidrogeológicos da Região Metropolitana de Belém e Adjacências, organizado por Oliveira (2001). As drenagens, quando controladas pela tectônica, são encaixadas nas estruturas, produzindo feições peculiares que também contribuem para indicar lineamentos e podem ser interpretados como traços de fraturas/falhas e/ou

acaramentos estratigráficos. Os traços são representados por feições lineares e levemente curvilíneos.

Deste modo, foram extraídas diversas feições lineares de drenagem. Estas foram traçadas no *software* Auto CAD. Os diagramas das direções foram gerados pela ferramenta “rosácea” inserida no Auto CAD, rotina esta que foi introduzida no Laboratório de Geomodelagem 3D da UNESP.

A análise detalhada seguiu a definição dos padrões de drenagem consultados em trabalhos como de Howard (1967) e Deffontaines & Chorowicz (1991), descrição de anomalias em Howard (1967), Schumm (1986), Ouchi (1985) e classificação hierárquica dos cursos d’água (Fig. 1.7) segundo Strahler (1952), além de pressupor que as direções das drenagens de primeira ordem podem estar relacionadas às fases de movimentação mais recentes.

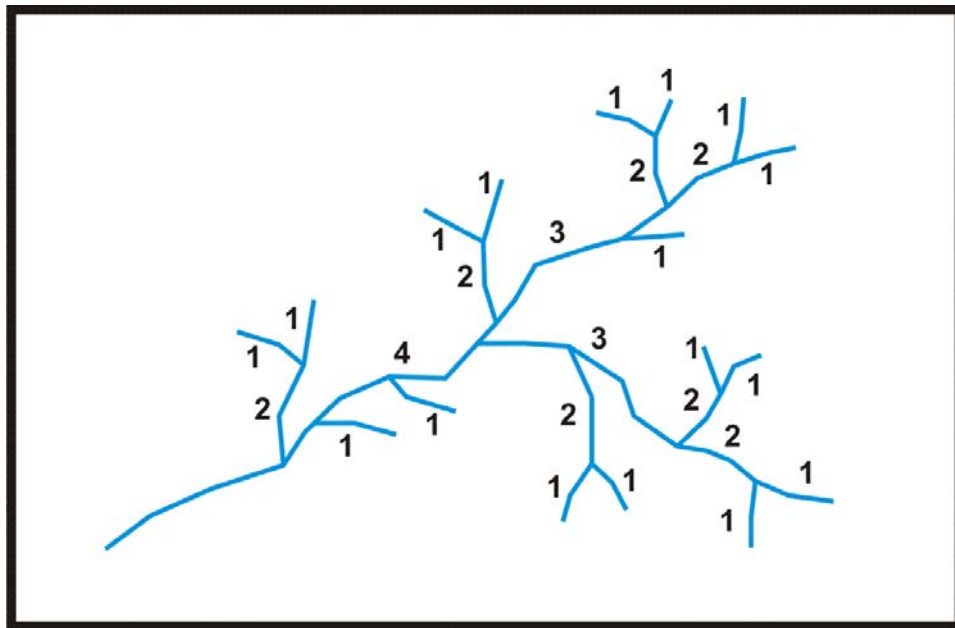


Figura 1.7 – Arranjo metódico dos cursos d’água segundo Strahler (1952).

#### 1.5.2.5 - Técnica de análise morfoestrutural e morfotectônica

Nesta tese, o conceito empregado à expressão morfoestrutural refere-se a qualquer forma de paisagem controlada pelo arcabouço estrutural. E a definição de estrutura morfotectônica corresponde à individualização dos elementos morfológicos da paisagem controlados por tectônica ativa (Saadi, 1991; Summerfield, 1993), cujos critérios básicos fundamentam-se na geomorfologia tectônica.

Para análise dos domínios morfoestruturais utilizaram-se fotografias aéreas, de imagens de satélite e radar (SRTM). Mas, como a área de estudo situa-se em relevo de pouca expressão (0 a 30 m) e apresenta vegetação relativamente densa, principalmente nas áreas interiorana da ilha, a melhor resposta obtida foi a partir do modelo digital de terreno que auxiliou na interpretação dos principais lineamentos estruturais.

A análise baseou-se na integração dos mapas de drenagem, do relevo e de microrrelevo (lineamentos, baixo e altos topográficos) que permitiram a compartimentação em blocos morfoestruturais. Esta técnica de investigação é o resultado de pesquisa de petróleo em bacias sedimentares (Mattos et al., 1982; Ponte, 1969; Riverau, 1972; Soares et al., 1982).

Para a identificação de estruturas morfotectônicas procurou-se verificar formas que fossem associadas à atuação ativa da neotectônica, tais como escarpa de falha, inflexão, captura, forma em cotovelo dos cursos d'água, inerentes às anomalias na rede de drenagem, provocadas por perturbações locais.

#### 1.5.2.6 - Trabalho de campo e análise geométrica-cinemática

O levantamento de campo consistiu na obtenção de dados geológicos relevantes ao estudo, bem como observações nas falésias para descrição dos perfis lateríticos. A análise geométrica-cinemática teve como princípio básico o reconhecimento de



estruturas rúpteis e a coleta de dados estruturais. Os termos fraturas e falhas seguem a definição de Ramsay & Huber (1987), representando planos de ruptura na rocha. As juntas neotectônicas referem-se aqui às séries de fraturas extensionais verticais e fraturas conjugadas subverticais, definidas por Hancock & Engelder (1989) para compor o campo tensional quando da insuficiência de medidas de planos de falha.

#### 1.5.2.7 - Tratamento estatístico

Os diversos alinhamentos e lineamentos extraídos dos MDT, mapas de drenagem e topográficos, e da superfície de tendência foram analisados estatisticamente. As direções foram obtidas no *software* Auto Cad. O tratamento e a classificação foram realizados nos *softwares* *Stereonet* (versão 3.03) e *Georient* (versão 4.1), sendo as direções representadas por rosáceas divididas em classes em ordem de 5°. Os dados estruturais de campo também foram tratados nestes *softwares* citados, representados por rosáceas e diagramas de pólos de projeção no hemisfério inferior da rede *Schmidt-Lambert*.

#### 1.5.2.8 - Projeção cartográfica

A projeção cartográfica empregada no tratamento dos dados foi a Universal Transversal de Mercator (UTM) da zona 22 sul e datum de referência WGS-84.

### 1.5.3 – Levantamento Gravimétrico

As medidas gravimétricas foram obtidas por meio do gravímetro *La Coste - Romberg G628* do Laboratório de Prospecção Geofísica, da Faculdade de Geofísica, do Instituto de Geociências da UFPA. As estações do levantamento não cobriram toda a ilha devido à densa vegetação que se estende em grande parte de Mosqueiro e os acessos, ao seu interior, serem limitados quase exclusivamente a se realizarem por barco. Por este motivo, foram realizados perfis nas principais estradas e vicinais, além de certos trechos dos principais rios que cortam a ilha.

A distribuição das estações teve espaçamento médio de 1 km e o posicionamento geográfico das mesmas foi realizado com o uso do GPS. Utilizou-se o datum de referência WGS 84. As cotas altimétricas utilizadas foram adquiridas, principalmente a partir da plotagem dos pontos no mapa topográfico no *software* Auto CAD Map 2000. Estas altitudes foram comparadas com os valores verificados no GPS e em altímetro (*Paulin*), tendo os mesmos apresentados valores anormais em algumas estações.

Os dados gravimétricos foram processados no *software BOUGUER 2*, criado por José Gouvêa Luiz, professor da Faculdade de Geofísica, do Instituto de Geociências da UFPA, para obter as reduções que são os cálculos das correções gravimétricas: maré (atração lunissolar), latitude, ar livre e *Bouguer*. A densidade considerada para o cálculo da correção *Bouguer* foi de  $2,67 \text{ g/cm}^3$ .

Posteriormente, estes dados foram processados para a elaboração do mapa de anomalia *Bouguer*, utilizando o *software SURFER* versão 8.0 e o interpolador krigagem.

Aplicou-se no mapa de anomalia *Bouguer* o procedimento de separação regional-residual que consiste em obter os valores de resíduos que realçam as anomalias locais, representadas pela distribuição das massas mais rasas, desvinculando-os da anomalia regional que compreende as massas mais profundas, como exemplo a interface manto-crosta.

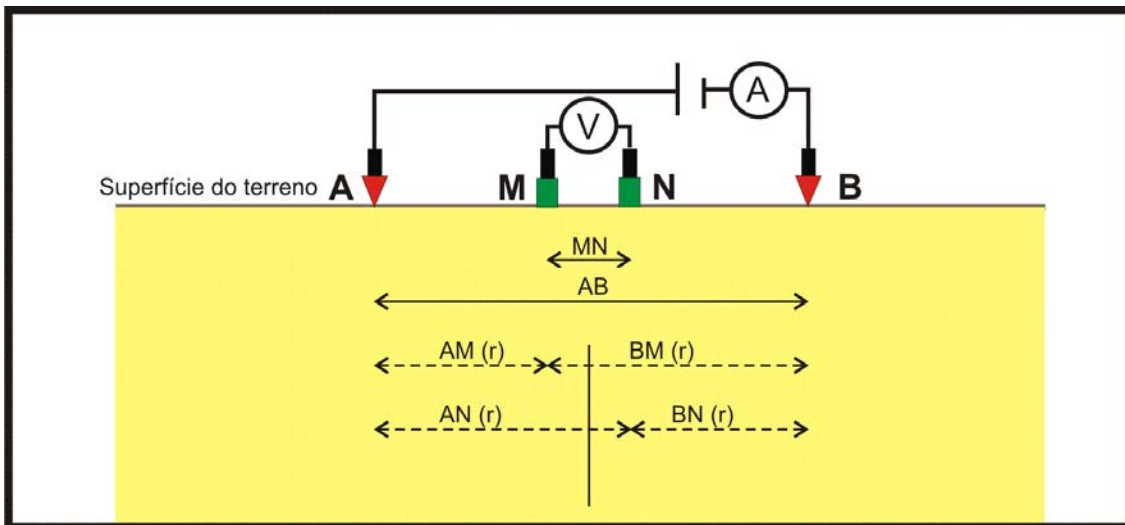
Para a avaliação do campo gravimétrico regional e do seu resíduo empregou-se o método de ajuste polinomial por mínimos quadrados, que consiste em encontrar a

superfície polinomial (superfície de tendência) que melhor possa reproduzir o comportamento regional. Este método é puramente matemático, e consiste no mesmo cálculo que foi utilizado no tratamento do microrrelevo descrito anteriormente. A diferença é que aqui se trabalha com a gravidade. Esta técnica é corrente nos levantamentos gravimétricos.

#### **1.5.4 – Levantamento por Eletrorresistividade**

Para a aquisição dos dados de eletrorresistividade, a técnica empregada foi a Sondagem Elétrica Vertical (SEV), sendo utilizado o arranjo *Schlumberger* (Fig. 1.8). A execução deste arranjo permite que os eletrodos de correntes A e B tenham uma separação crescente em relação ao centro do arranjo, e os eletrodos de potencial M e N permaneçam fixos até que seja atingido o limite de precisão do aparelho utilizado.

A profundidade investigada depende principalmente da abertura dos eletrodos de corrente, e o seu valor teórico, aplicado na interpretação, pode ser tomado como  $AB/4$  (Braga, 2007). O procedimento detalhado de campo para a técnica com arranjo *Schlumberger* pode ser encontrado em Braga (2007).



**Figura 1.8 – Desenho esquemático mostrando a disposição dos eletrodos de corrente (AB) e potencial (MN) em arranjo *Schlumberger* ( $AB \gg MN$ ). Fonte: Modificado de Braga (2007).**

Os eletrodos utilizados foram barras metálicas de aço revestidas de cobre. O levantamento foi realizado com um eletrorresistivímetro GEOTEST RD-1000 (Tx-Rx) do Laboratório de Prospecção Geofísica, da Faculdade de Geofísica, do Instituto de Geociências da UFPA.

Para a interpretação das curvas obtidas no campo, a partir das SEVs, utilizou-se a modelagem inversa, que se baseia em ajustar um modelo inicial qualquer com a curva de campo (Braga, 2007). Para isso, estimou-se o modelo inicial de cada SEV através do método de análise morfológica, que determina o número de camadas visíveis na curva de campo, correspondendo em cada ponto de inflexão, de maneira teórica, a resistividades e espessura do topo da camada, como apresentado na Figura 1.9.

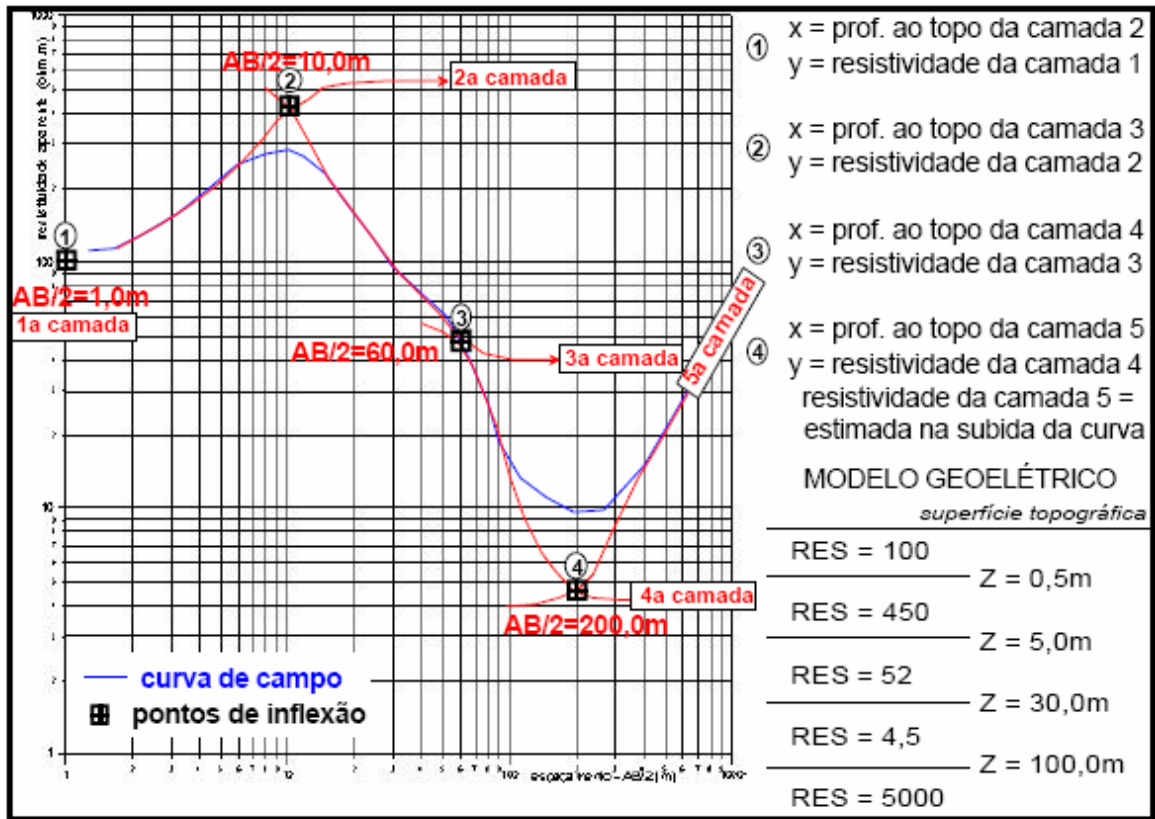


Figura 1.9 – Método de análise morfológica em curva de campo em SEV (Braga, 2007).

O modelo inverso foi elaborado pelo *software* RESIST 1.0 (VANDER VELPEN, 1988). Os parâmetros iniciais para execução deste programa são números de camadas, espessuras e resistividades obtidas nas curvas de campo (Fig. 1.9), bem como informações adicionais providas da descrição de perfis e levantamentos geofísicos de poços próximos de algumas das sondagens. Com base nestes parâmetros, realiza-se o refinamento iterativo que deve oferecer um bom ajuste entre a curva de campo e a curva teórica calculada pelo programa. Esta iteração é feita até que se obtenha um modelo final próximo da realidade geológica/hidrogeológica do local da investigação.

Os modelos finais foram analisados por meio de correlações das resistividades obtidas e permitiram a construção de diversas seções geoeletricas da subsuperfície.

Neste processo, cada SEV foi alocada segundo suas coordenadas (UTM) e a superfície topográfica foi gerada no *software Global Mapper v. 7*.

### **1.5.5 – Hidroquímica**

O estudo hidroquímico da área abrangeu principalmente a região oeste da ilha de Mosqueiro, onde ocorre a maior concentração populacional abastecida exclusivamente por água subterrânea.

Os critérios de escolha dos poços obedeceram basicamente à posição, a utilização para o consumo humano e as condições satisfatórias da obra do poço. Além disso, considerou-se o número mínimo de amostras, com base na população, indicado pela Portaria n° 518 de 25 de março de 2004 do Ministério da Saúde para análise da cor, turbidez e pH. A coleta de água seguiu as normas de Santos (2000).

As águas subterrâneas foram amostradas e submetidas à análise de variáveis físico-químicas, no período mais chuvoso, entre o final do mês de fevereiro e início de março de 2004. A execução da análise teve como suporte técnico e procedimentos padrões do Laboratório de Hidroquímica do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará. No campo foram realizadas medidas de condutividade elétrica, pH e temperatura.

Os resultados obtidos foram confrontados com o Padrão de Potabilidade da Portaria n° 518 que estabelece as normas e os limites máximos permitidos de substâncias e elementos nas águas destinadas ao consumo humano.

Realizou-se o balanço iônico para verificar o teste de consistência das análises. No tratamento hidroquímico para caracterização das águas, utilizou-se os diagramas de *Piper* e *Stiff* elaborados no *software QUALIGRAF* (Mörbus, 2007). Confeccionou-se no *software Excel for Windows* diagramas de colunas verticais dos resultados dos parâmetros abordados.

### 1.5.6 – Superfície Potenciométrica

Para a confecção da superfície potenciométrica foram feitas medidas sazonais, nos períodos chuvoso e seco, do nível estático da água subterrânea nos poços rasos cadastrados.

Para efetuar a simulação do fluxo subterrâneo em 2D, calculou-se a carga hidráulica, em cada poço, a partir da diferença de cota topográfica onde se encontra o poço e o nível estático (Fig. 1.10).

As curvas isopotenciométricas foram obtidas por meio do *software SURFER 8*, utilizando o interpolador krigagem e os perfis foram gerados no *software Global Mapper 7*.

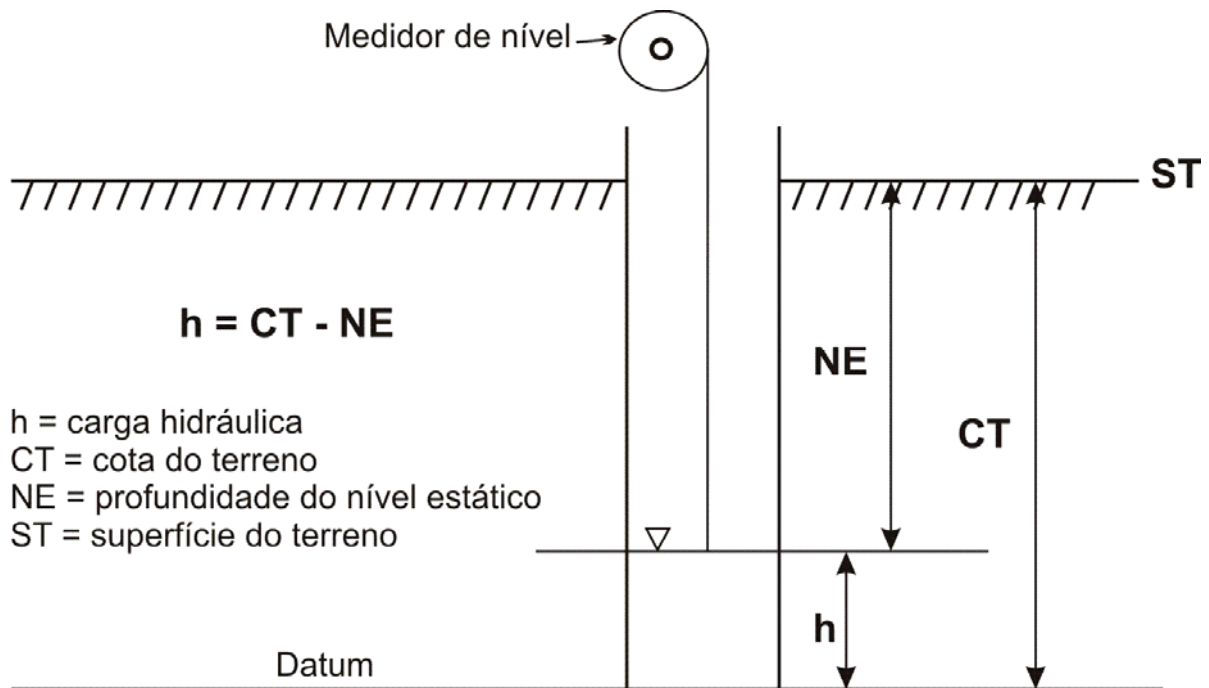


Figura 1.10 – Obtenção da carga hidráulica (modificado de Feitosa, 2000).

## 1.6 - ASPECTOS DO MEIO NATURAL

Dentre os elementos do meio físico destacam-se os aspectos gerais do clima, do relevo, da vegetação e dos solos que são fundamentais para a compreensão da dinâmica do espaço natural.

### 1.6.1 - Clima

O clima da região de Belém tem como característica uma temperatura anual média de 25,9°C, com mínima de 21,9°C e a máxima de 31,4°C (Venturieri et al., 1998). A umidade relativa do ar apresenta média anual de 84%. A precipitação pluviométrica anual situa-se em torno de 2.900 mm.

Matta (2002), com base nos dados de Moraes (1999), realizou para a cidade de Belém o balanço hídrico (Tab. 1.1), utilizando o método de Thornthwaite & Mather (1955), que é elaborado por normas climatológicas de temperatura e pluviosidade mensais locais, bem como apresentou a classificação climática para essa área.



**Tabela 1 - Balanço hídrico da região de Belém, período de 1961 a 1997, segundo o método de Thornthwaite & Mather (1955). Fonte: Matta (2002).**

<b>Balanço Hídrico</b>										
Fonte: INMET			Local: Belém - PA				Retenção Hídrica: 125 mm			
Latitude: 01° 27' S			Longitude: 48° 28' W				Período: 1961 a 1997			
<b>Meses</b>	<b>T</b>	<b>ETP</b>	<b>P</b>	<b>P - ETP</b>	<b>NEG</b>	<b>ARN</b>	<b>ALT</b>	<b>ETR</b>	<b>DEF</b>	<b>EXC</b>
JAN	25,6	119	370	251	0	125	0	119	0	251
FEV	25,5	117	419	302	0	125	0	117	0	302
MAR	25,6	119	442	323	0	125	0	119	0	323
ABR	25,8	122	374	252	0	125	0	122	0	252
MAI	26,6	125	303	178	0	125	0	125	0	178
JUN	26,6	125	145	20	0	125	0	125	0	20
JUL	25,9	123	146	23	0	125	0	123	0	23
AGO	26,1	127	130	3	0	125	0	127	0	3
SET	26,2	129	131	2	0	125	0	129	0	2
OUT	26,5	134	116	-18	-18	108	-17	133	1	0
NOV	26,5	135	119	-16	34	94	-14	133	2	0
DEZ	26,2	130	219	89	0	125	31	130	0	58
<b>ANUAL</b>	<b>26</b>	<b>1505</b>	<b>2914</b>	<b>1409</b>	<b>-</b>	<b>-</b>	<b>-</b>	<b>1502</b>	<b>3</b>	<b>1412</b>

Coluna 1 - meses do ano;

Coluna 2 - temperatura média do período (T°C);

Coluna 3 - evapotranspiração potencial (ETP): Máxima perda de água na forma de vapor para atmosfera através de uma superfície de água;

Coluna 4 - precipitação pluvial em mm (P);

Coluna 5 - saldo entre precipitação e evapotranspiração, podendo ser negativo ou positivo (P-ETP);

Coluna 6 - armazenamento da água disponível (ARN);

Coluna 7 - alteração dos valores da coluna 8 (ALT);

Coluna 8 - evapotranspiração real (ETR): máxima perda de água na forma de vapor, para a atmosfera, que ocorre com uma vegetação em crescimento;

Coluna 9 - deficiência da água: no solo em mm (DEF);

Coluna 10 - excedente de água no solo em mm (EXC).

Segundo Matta (2002), para evitar erros nos valores finais do cálculo, os mesmos sofreram aferições nos seguintes parâmetros: deficiência anual de umidade (DEF = 3 mm), evapotranspiração real anual (ETR = 1502 mm), excesso de água (EXC = 1412 mm), índice de umidade (IH = 93,8), índice de aridez (IA = 0,2) e índice de pluviosidade (IM = 93,7).

A representação gráfica do balanço hídrico (Fig. 1.11) indicou que nos meses de janeiro a maio se produz excedentes de água precipitada que escoam, recebendo os aquíferos as maiores recargas. Nos meses de outubro e novembro é indicativo de período seco.

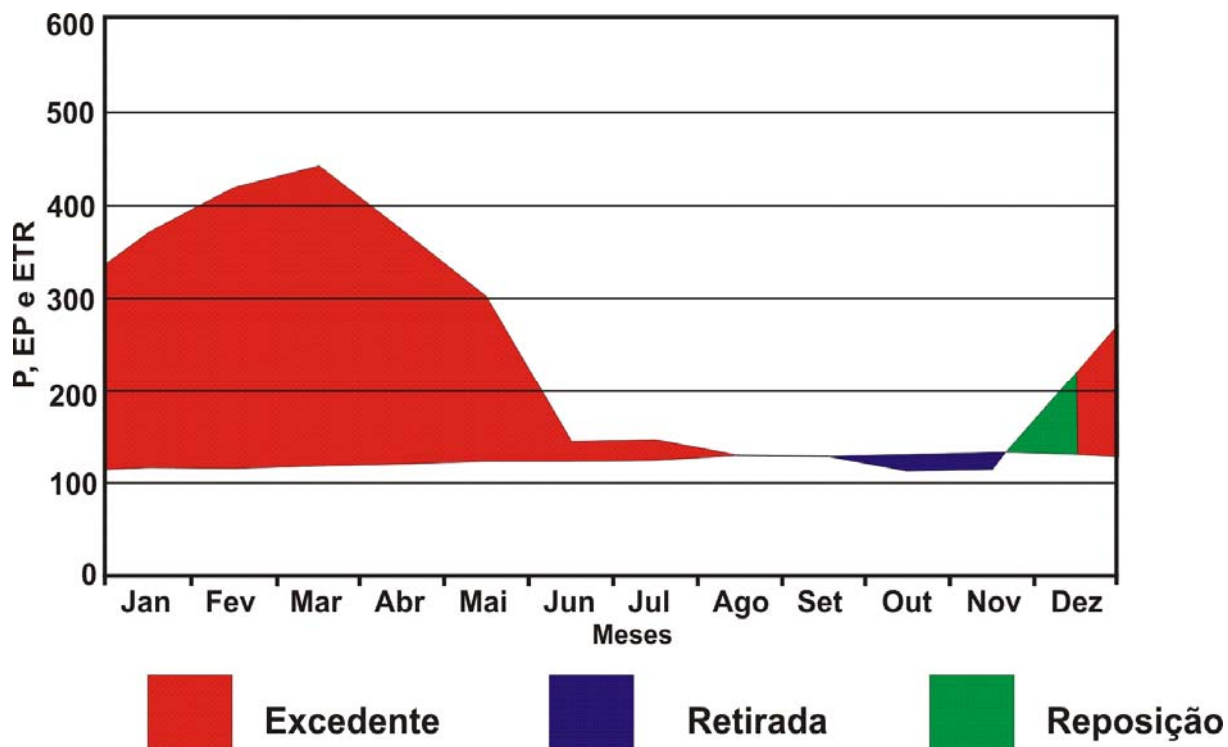


Figura 1.11 - Gráfico de balanço hídrico (Matta, 2002).

De acordo com esses dados, a classificação climática para região de Belém se enquadra no subtipo: B4 (úmido),  $r'$  (pequena ou nenhuma deficiência de água),  $A'$  (índice de deficiência térmica do tipo megatérmico) e com percentagem de evaporação de verão menor que 48% ( $a'$ ).

### 1.6.2 - Relevo

A compartimentação geomorfológica da ilha de Mosqueiro compreende duas unidades (Silva, 1975):

#### a) Terraços Pleistocênicos

São terrenos quase planos situados entre 15 e 25 m de altitude. A declividade não ultrapassa 10%. Estas áreas são sustentadas por sedimentos arenosos, siltsos e argilosos caulíníficos.

#### b) Planície Aluvial de Inundação

Situa-se entre as cotas de 0 - 5 m. Apresenta áreas com declives inferiores a 3%, conhecidas popularmente por “várzeas” (alta e baixa). Nestas áreas ocorrem sedimentos holocênicos argilosos e siltsos.

### 1.6.3 - Vegetação

Existe na ilha de Mosqueiro uma relação entre a vegetação e os domínios geomorfológicos (Silva, 1975.). Nos Terraços Pleistocênicos, a cobertura vegetal compreende árvores de grande porte (mata de terra firme) intercaladas com espécies menores onde ocorrem: *Tachigalia mirmecofila* (tachi), *Tetragastris altissima* (piquiá), *Hymenae oblongifolium* (jutai), *Eschweilera corrugata* (jaterama), *Eschweilera odora* (matamatá), *Protium spp* (Breu Branco), *Inga spp* (ingá) *Pogonophora achomburgkii* (acapurí), etc.

A vegetação que predomina na Planície Aluvial de Inundação é de espécie de porte médio (mata de várzea). As espécies presentes são: *Carapa guianensis* (andiroba) *Mora paraensis* (Precauba), *Spondias lutra* (taperebá), *Hura creptans* (açacú), *Ceiba Pentrandia* (samaúma), *Ficus spp* (cachinguba), *Euterpe Oleracea* (açai), *Virola surinanensis* (ucuúba), *Pterocarpus amazonicus* (matutí), *Pithecolobium latifolium* (jarandea), etc.

Em locais mais restritos, de maior influência marinha, prevalece-se espécies vegetais de mangue: *Tagara rhoifolia* (tamanqueiro), *Thizophora mangle* (mangue vermelho), *Avicennia nitida Jacq.* (siriúba), *Conocarpus erecta* (mangerana), *Laguncularia racemosa* (mangue-rama). Além disso, ocorre vegetação secundária (capoeira) das espécies *Secropia spp* (embaubeira), *Ocotea nobilis* (louro), *Ocotea guianensis* (louro tamanco), *Inga heterophila* e *Inga alba* (ingá), *Fagara rhoifolia* (tamanqueira), *Vismia spp* (lacre), nos terrenos onde a mata primária foi retirada.

#### **1.6.4 - Solos**

Os solos encontrados nas margens da baía de Marajó apresentam-se geralmente eutróficos. Nas áreas situadas às margens das baías de Guajará e Santo Antônio, e furo das Marinhas, os solos normalmente são distróficos.

As classes de solo, individualizadas por Silva (1975), também se relacionam ao controle geomorfológico:

##### **a) Terraços Pleistocênicos**

São constituídos por latossolos amarelos álicos de textura média, areias quartzosas álicas, materiais concrecionários lateríticos álicos de textura argilosa, podzólicos vermelhos amarelados álicos de textura argilosa e podzóis hidromórficos de textura arenosa.

##### **b) Planície Aluvial**

Formado por clay pouco húmico de textura arenosa (álico e eutrófico) e solos hidromórficos indiscriminados.

## CAPÍTULO II ABORDAGEM CONCEITUAL E METODOLÓGICA

---

### 2.1 – FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA DE EVOLUÇÃO DE ESTRUTURAS TRANSCORRENTES RÚPTEIS

Os princípios para o entendimento do arranjo estrutural que se desenvolve durante a deformação em falhas transcorrentes rúpteis foram obtidos a partir de experimentos em argilas (Fig. 2.1), que proporcionaram observações de diversas estruturas (Costa & Hasui, 1991). Estes revelaram que no sistema transcorrente (Fig. 2.2) ocorrem dois estágios principais de aparecimento de estruturas: a pré e a pós-ruptura. As estruturas compõem o padrão geométrico básico que dá suporte prático a teoria de cisalhamento simples ou não-coaxial de deformação progressiva (Allmendinger, 1999; Costa & Hasui, 1991; Zalán, 1986).

No primeiro estágio surgem estruturas compressionais como dobras *en échelon* inicialmente a partir de ângulo de 45° com a zona de cisalhamento. Incluem-se falhas inversas e de empurrão. Elas desenvolvem-se perpendicularmente à componente compressional.

Outras estruturas que se instalam são as falhas transcorrentes conjugadas de *Riedel* (par conjugado), chamadas também de fraturas de cisalhamento sintético e antitético. Os ângulos iniciais que os cisalhamentos sintético e antitético formam são controlados pelo coeficiente de fricção interna ( $\theta$ ). A posição da compressão máxima ou do eixo de encurtamento principal, da deformação infinitesimal, é orientada segundo ângulo de 45° com o limite da borda da zona de cisalhamento. Em virtude do sentido de rotação da zona, as falhas antitéticas (fraturas R') apresentam normalmente alto ângulo (70°-90°) em relação à zona de borda e rotacionam-se mais fracamente, tornando-se posteriormente inativas e menos expressivas que as falhas sintéticas (fraturas R). O ângulo agudo entre as falhas antitética e sintética, dependendo da rocha, varia entre

60°-70°. As falhas sintéticas apresentam geralmente ângulo entre 10°-30° em relação à zona de borda do cisalhamento.

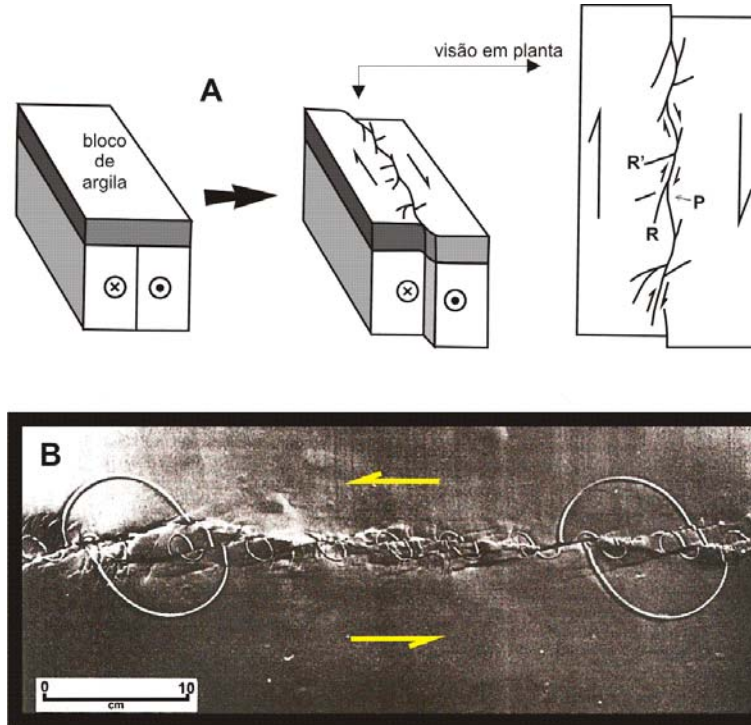


Figura 2.1 – Nas figuras A (bloco diagrama) e B (modelo em laboratório) a demonstração de experimento em argila. Binário transcorrente dextral em A e sinistral em B. Fonte: Van der Pluijm & Marshak (2004).

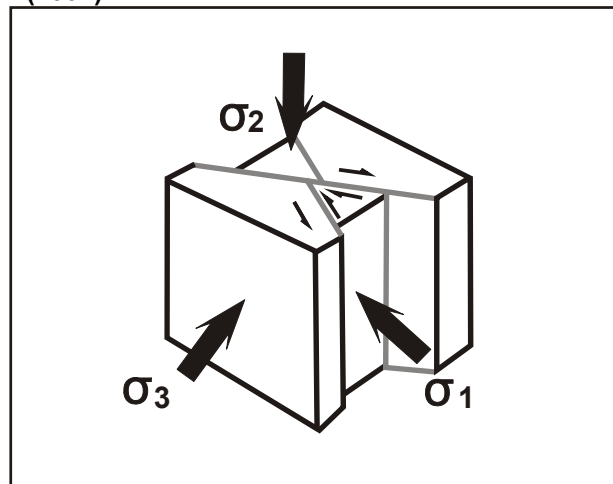


Figura 2.2 – Bloco diagrama mostrando a disposição dos tensores  $\sigma_1$  (compressão máxima) e  $\sigma_3$  (compressão mínima) no plano horizontal, e  $\sigma_2$  (intermediário) no plano vertical, caracterizando o sistema estrutural transcorrente (Anderson, 1942).

O cisalhamento de *Riedel* é muito utilizado para determinar o sentido de movimentação das zonas de falhas rúpteis. Ocorrem também os fraturamentos de distensão (T) formados com inclinação, a partir da borda da zona, de aproximadamente  $45^\circ$ , podendo subsequente ser rotativo e surgir blocos em estilo dominó, tendo as falhas, entre os blocos, sentidos opostos à zona de cisalhamento principal. Além delas desenvolvem-se perpendicularmente as estruturas compressoriais, as falhas normais e diáclases geralmente preenchidas por soluções, controladas pela componente extensional da zona de cisalhamento.

Na pós-ruptura, novas falhas são formadas denominadas de cisalhamento P (Fraturas P) (Figs. 2.1 e 2.3) que são simétricas às falhas sintéticas (fraturas R). Sucedem-se, da mesma forma, fraturas Y=D, paralelas à borda da deformação e fraturas X, com ângulo agudo de  $90^\circ - (\Phi/2)$  em relação à borda, semelhante o que ocorre com as antitéticas (R'). Apresentam o mesmo sentido de movimentação do binário externo. Todas as estruturas descritas são apresentadas na Figura 2.4.

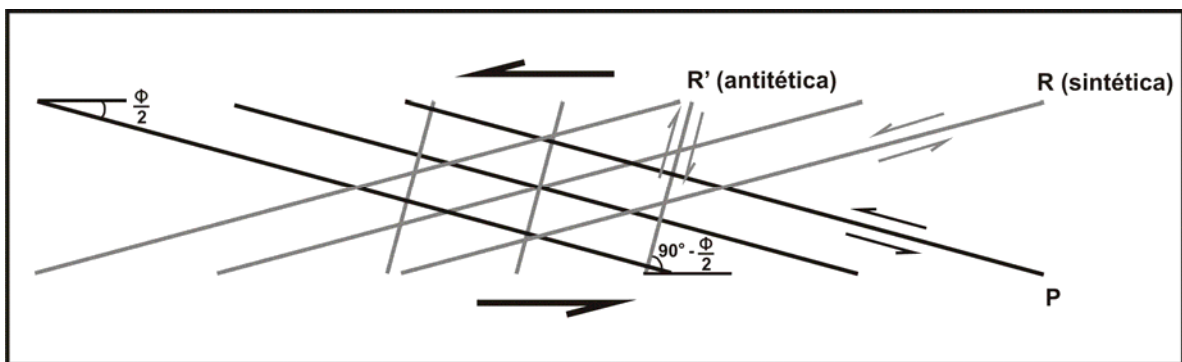


Figura 2.3 – Arranjo geométrico das falhas pré-rupturas: sintética (R) e antitética (R'), e pós-ruptura: cisalhamento P. Binário externo sinistral. Ângulo (coeficiente) de fricção interna ( $\Phi$ ) de  $30^\circ$  (Allmendinger, 1999).

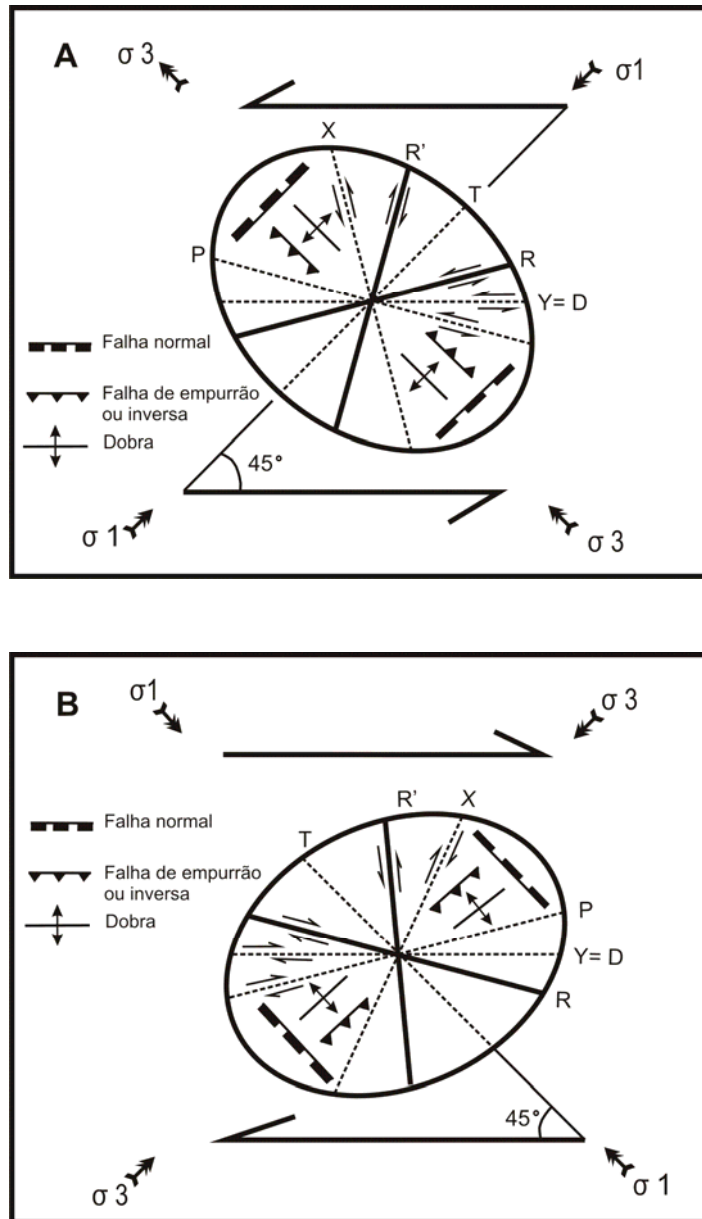
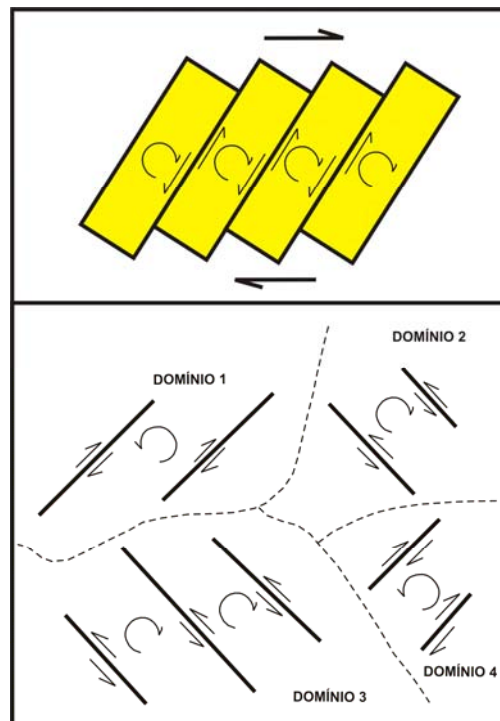


Figura 2.4 – Padrão estrutural teórico de cisalhamento simples ou não-coaxial em regime deformacional rúptil (adaptado de Reading, 1980; Hasui & Costa, 1991). Na figura A arranjo resultante de um binário sinistral e em B binário dextral. Par conjugado: fraturas sintética (R) e antitética (R'); fraturas P, X; Y=D. O sentido de movimento da fratura R' é oposta a do binário externo.  $\sigma_1$ : eixo compressivo;  $\sigma_3$ : eixo extensional. T: fratura de distensão.

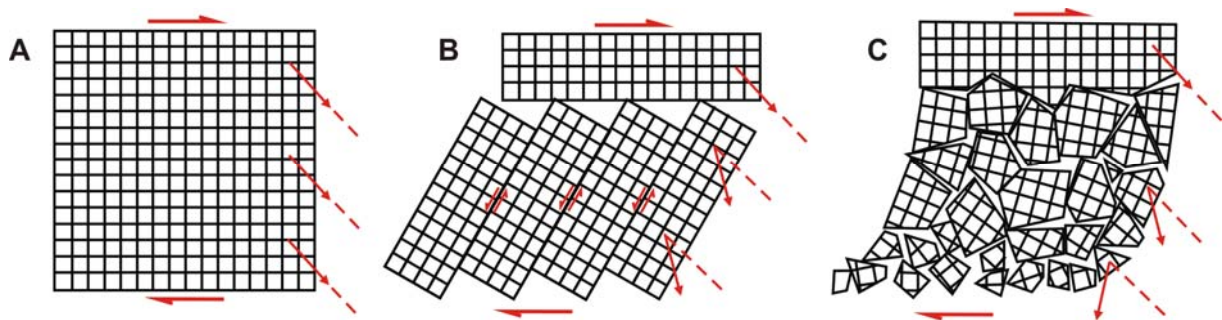


Com a continuidade da deformação, na rotação das falhas, a movimentação se dá principalmente ao longo da falhas sintéticas (R') e P até que as mesmas se coligam, dando origem a uma única falha transcorrente principal.

Alguns segmentos de falhas transcorrentes apresentam uma componente normal ou reversa, caracterizando movimentação transcorrente oblíqua, que pode gerar depressões topográficas. Em sistema transcorrente, a rotação de blocos crustais gera áreas com domínios cinemáticos diferentes do binário predominante, ou seja, podendo ocorrer áreas com domínios tanto sinistral como dextral, compondo um arranjo complexo (Woodcock & Schubert, 1994) como visto na Figura 2.5. À medida que ocorre a deformação progressiva, em cisalhamento simples, são formados pequenos blocos crustais (Fig. 2.6), que podem girar próximo ao eixo vertical dentro da zona transcorrente (Van der Pluijm & Marshak, 2004).



**Figura 2.5 – Arranjo, em planta, de blocos rotacionados por binário dextral, mostrando domínios estruturais distintos, dextral e sinistral (Woodcock & Schubert, 1994).**



**Figura 2.6 – Mecanismo teórico de rotação de blocos em zona de cisalhamento dextral. Das figuras A a C, fases com o incremento da deformação. No caso da figura C, fortes rotações de blocos podem ocorrer localmente, sendo implicativo no estudo paleomagnético (Van der Pluijm & Marshak, 2004).**

## 2.2 – NEOTECTÔNICA

A neotectônica é um ramo das Geociências que vem crescendo atualmente pela sua aplicabilidade a problemas que hoje afetam a sociedade.

O termo neotectônica foi proposto e inserido na literatura por Obruchev<sup>1</sup> (1948) apud Mescherikov (1968), tendo sido definido como movimento da crosta terrestre surgido a partir do Mioceno/Plioceno e durante o Quaternário. O limite inicial, que marca o surgimento de movimentos neotectônicos, depende da história geológica de cada região (Hasui & Costa, 1996).

A abordagem neotectônica abrange um caráter multidisciplinar (Bull & Wallace, 1986), que inclui a interação de metodologias e técnicas advindas de estudos geológicos (históricos, arqueológicos, geomorfológicos, tectônicos, estratigráficos, eustáticos, paleossísmicos, etc.), geofísicos (geodésicos, sismológicos, gravimétricos, geotermiais, determinações de tensão, sísmica de reflexão, imageamento por fotos aéreas e sensores remotos, etc.) e geoquímicos (pedogênese, comportamento de elementos de emanações de radônio, etc.) (Hasui & Costa; 1996).

<sup>1</sup> OBRUCHEV, V. A. Osnovnye cherty kinetiki i plastiki neotektoniki. *Akademia Nauk SSSR, Izvestiya Seriya Geologiya*, v. 5, p. 13-24. 1948.

Para a realização desses estudos buscam-se evidências da presença e atuação neotectônica nas seguintes ciências:

a) Geológicas: as falhas, as dobras, os arqueamentos regionais, etc. são caracterizados através da geologia estrutural moderna. Dentre estas feições, as falhas permitem estabelecer os campos de tensão que atuaram e atuam em uma determinada região. Quando não é possível analisar os planos de falha avaliam-se os sistemas de juntas neotectônicas que também indicam o campo de esforço (Hancock & Engelder, 1989). Estas apresentam arranjos simples e consistem em uma série de fraturas paralelas, cruzadas, às vezes em arranjos conjugados. Além dessas descontinuidades, os veios fibrosos, estilólitos, fraturas preenchidas e outras denunciam o tensor de tensão. As fotografias aéreas, imagens de radar e satélite são indispensáveis para o mapeamento de estruturas neotectônicas;

b) Arqueológica/Histórica: nas análises históricas e arqueológicas estão incluídas as evidências de construções antigas afetadas por movimentos neotectônicos sutis, catálogos de sismos pré-históricos, de registros documentados de mapas antigos, relatos de lendas e de testemunhas oculares (Stewart & Hancock, 1994);

c) Geofísicas: utilizam-se freqüentemente os terremotos (sismologia) para caracterização do campo de esforços atuante na crosta terrestre. Exemplo destes estudos cita-se o trabalho realizado por Assumpção (1992), a partir de medidas de mecanismo focal de terremotos, de falhas geológicas, de colapso de furos de sondagem e de esforços *in situ*, que caracterizaram o campo de esforço regional da América do Sul. Neste campo da geofísica estão às falhas assísmicas que acomodam a deformação por deslocamentos lentos e progressivos. A geodésia contribui a partir de medição de movimentos recentes, em escala local, com a utilização de instrumentos de alta precisão como medidores de adernamento (triangulação de tiltímetros), de deformação (*strain gauges*) e de rastejo (*creepmeter*), e em escala regional utilizam-se o GPS, interferometria de base longa e satélite;

d) Geoquímicas: a pedogênese auxilia no estudo neotectônico quando no perfil do solo são identificadas fraturas/falhas, proporcionando datação relativa. Estuda-se principalmente o desenvolvimento das formações lateríticas (Hasui & Costa, 1996).

Cabe ressaltar o interesse da sociedade contemporânea em conhecer e entender mais o meio físico, devido o surgimento de grandes obras de engenharia (barragens, estradas, túneis, viadutos, etc.), de instalação de minas (céu aberto/subterrânea), de construção de depósitos subterrâneos (gás liquefeito e resíduos radioativos), etc.

A neotectônica aplicada na área da hidrogeologia serve de ferramenta, que busca o entendimento da permeabilidade em subsuperfície induzida por descontinuidades, importante para compreender o mecanismo de percolação das águas subterrâneas, possíveis contaminação de aquíferos, mitigação dos efeitos de aflúxos de água (Hasui & Costa, 1996), além da identificação de áreas de recarga e da geometria dos aquíferos.

### **2.2.1 – Aspectos Gerais da Neotectônica no Brasil**

A história dos eventos neotectônicos iniciou-se no Brasil a partir da compreensão dos processos dinâmicos relacionados à deriva continental da Placa Sul-Americana.

O regime distensivo, da abertura oceânica do Atlântico Sul, transferiu-se para deformação intraplaca em regime predominantemente de tectônica transcorrente, com a rotação da Placa Sul Americana para oeste, que provocou o aparecimento de um binário de movimentação dextral de direção E-W (Costa & Hasui, 1997; Hasui & Costa, 1996; Hasui, 1990).

A posição geral dos eixos tensionais,  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  e  $\sigma_3$ , compreende respectivamente as direções NW-SE horizontal, vertical e NE-SW horizontal.

O encerramento das manifestações do magmatismo ligado à distensão, da deposição das últimas seqüências das bacias costeiras brasileiras e do início da sedimentação da Formação Barreiras permitiu balizar a mudança de regime distensivo para transcorrente, o qual possibilitou indicar o início da atividade neotectônica a partir do Neogeno (Mioceno-Plioceno) e daí, estendendo-se ao Quaternário (Hasui & Costa 1996).

Essa instabilidade crustal intraplaca está relacionada à tectônica ressurgente (Hasui, 1990) marcada pela reativação de zonas de fraqueza crustal, de idades proterozóicas, que permitem a atuação neotectônica na estruturação intraplaca sul americana.

Entretanto, admite-se que as estruturas neotectônicas presentes em outras regiões brasileiras, como as de Manaus, são produtos da colisão continental das Placas de Nazca e do Caribe com a Placa Sul-Americana (Igreja, 1998). Portanto, tem que ser levado em consideração em estudos neotectônicos, que nem sempre aplicações de modelos regionais são compatíveis com os resultados encontrados em um dado local (Palha & Carvalho, 2005). Isso pode ocorrer quando existe um controle estrutural secundário, imposto sobre certo segmento crustal, que não seja aquele observado em escala regional ou a região esteja submetida a outro mecanismo de estruturação regional.

### **2.2.2 – Elementos da Geomorfologia Tectônica**

O estudo da relação entre as feições fisiográficas e as estruturas neotectônicas de uma determinada região são artificios da geomorfologia tectônica ou morfotectônica. Este estudo preocupa-se com a interação entre as deformações vertical e horizontal da crosta terrestre e os processos de erosão e deposição (Bull & Wallace, 1985).

### 2.2.2.1 – Relevo

As expressões topográficas, que refletem o relevo, são resultantes basicamente das atividades exógena e endógena nas camadas externa da Terra, posto que qualquer mudança climática ou tectônica modifica a paisagem. Isto implica distinguir os processos dinâmicos de origem externa daqueles relacionados às causas tectônicas (Bull & Wallace, 1985).

A evolução do relevo, segundo os princípios geomorfológicos, é controlada principalmente pelas estruturas geológicas. As feições derivadas de paisagens tectônicas podem ser indicadores de estilo, magnitude e taxa de movimento tectônico (Stewart & Hancock, 1994).

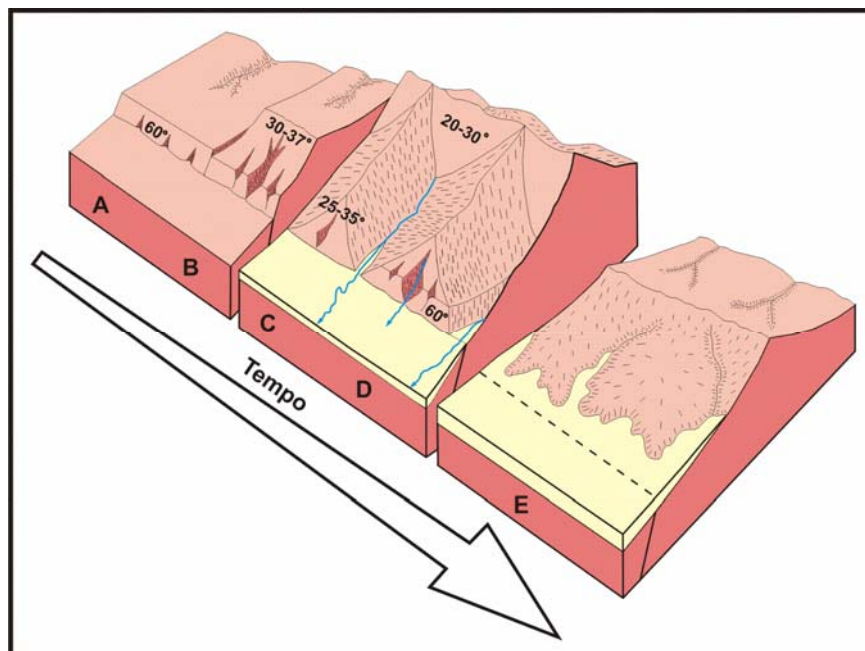
Quando se analisa a forma da paisagem necessita-se discriminar expressões de paisagens tectônicas, ditas primárias, formadas diretamente de movimentação da superfície, das secundárias que são elementos geomorfológicos deformados, modificados ou preservados por subseqüentes atividades tectônicas.

As estruturas tectônicas que conduzem à formação das paisagens primárias são descritas a seguir e são representadas por:

a) Falhas normais: produzem na paisagem as feições topográficas mais evidentes de atuação neotectônica. A elas estão associadas as frentes de montanhas representadas por expressões de grande extensão lateral linear, grabens, *horsts*, vales assimétricos, escarpamentos retilíneos (escarpa de falha íngreme com mergulho acima de 60°), convexo e côncavo que compõem as escarpas de falhas ativas.

Entre as feições características de falhas normais ativas, associadas à drenagem, destacam-se a formação de facetas triangulares em frentes de montanha, as quais indicam a cronologia relativa de estabelecimento das escarpas (Stewart & Hancock, 1990). Estágio de facetas de formato trapezoidal representa um escarpamento novo. Em continuidade tem lugar o estágio intermediário, marcado pela presença de faces triangulares que evoluem até alcançar a degradação final da escarpa (Fig. 2.7);

b) Falhas transcorrentes: são mais proeminentes em áreas de relevos elevados e têm persistência lateral. As feições de relevo (Fig. 2.8) que caracterizam estas estruturas são cristas truncadas, divisores pouco nítidos, vales lineares encaixados no traçado da falha, deslocamentos de colinas (*shutter ridges*) e de canais por falhas, deflexões de canais em ângulo oblíquo, drenagem decapitada (*beheaded streams*), depressões localizadas (*sag ponds*), escarpas com pequenos deslocamentos verticais e escarpas paralelas, além de deslocamento de drenagem (Sylvester, 1988);

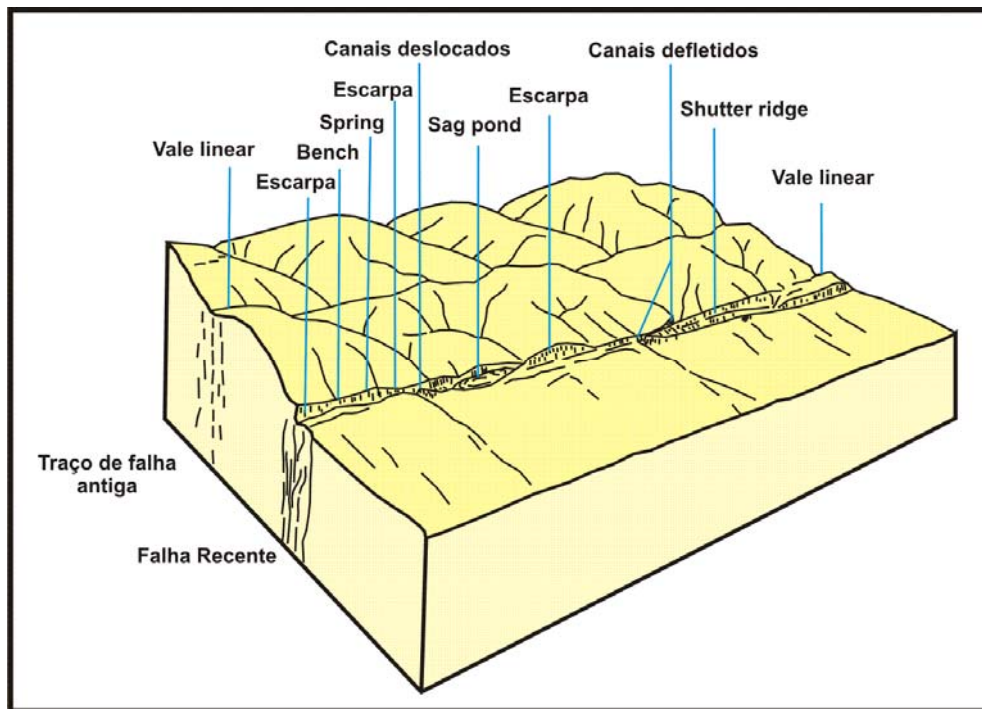


**Figura 2.7 - Evolução da formação de facetas triangulares em frentes de montanha e a cronologia relativa de estabelecimento das escarpas. A e B falhas normais de facetas trapezoidais, C e D a drenagem forma as facetas triangulares; E degradação da escarpa (Stewart & Hancock, 1990). A seta indica a evolução no tempo.**

Normalmente, observam-se movimentos oblíquos relacionados a sistema transcorrente. Esta relação produz feições de relevo que sugerem subsidência e soerguimento. Elas aparecem em áreas de encurvamento ou nos recobrimentos de duas falhas transcorrentes (Bloom, 1978; Keller & Pinter, 1996; Summerfield, 1993).

c) Falhas de cavalgamento: apresentam feições de paisagens que estão relacionados às formas de sinclinais, anticlinais, gerando relevos dobrados e soerguimento de

diversos tipos de terraços. Incluem escarpas de limbo de dobras formadas por falhas inversas; escarpas de limbo de falha expressivas a propagação de uma dobra relacionada a cavalgamento profundo; e escarpamentos gerados a partir de anticlinais desenvolvidos ao longo de uma frente de cavalgamento (Stewart & Hancock, 1994).



**Figura 2.8 – Feições geomorfológicas associadas às falhas transcorrentes (Sylvester, 1988).**

As paisagens tectônicas secundárias podem ser registradas a partir de deslocamentos verticais de falhas, que são indicadas por superfícies de erosão, soerguimentos e subsidências regionais, e planícies aluviais, cujos ambientes sensíveis são os costeiros e fluviais (Stewart & Hancock, 1994). O nível do mar atua como datum, sendo, portanto as paisagens litorâneas (linhas de praia) indicativas de movimentos tectônicos verticais.

Em áreas pouco acidentadas, de baixas altitudes, condicionadas a climas uniformes, as formas de relevo são geradas pela influência de estruturas geológicas e pela gênese das rochas expostas. No caso de regiões de litotipos uniformes faz-se uso da análise de microrrelevo, que responde muito bem na identificação de estruturas



geológicas que causam anomalias topográficas (Ponte, 1969). De acordo com esta análise, os topos das camadas em superfície de uma determinada bacia indicam altos e baixos estruturais subjacentes (Fig. 2.9). Portanto, a análise topográfica auxilia na identificação de estruturas em áreas com afloramentos escassos.

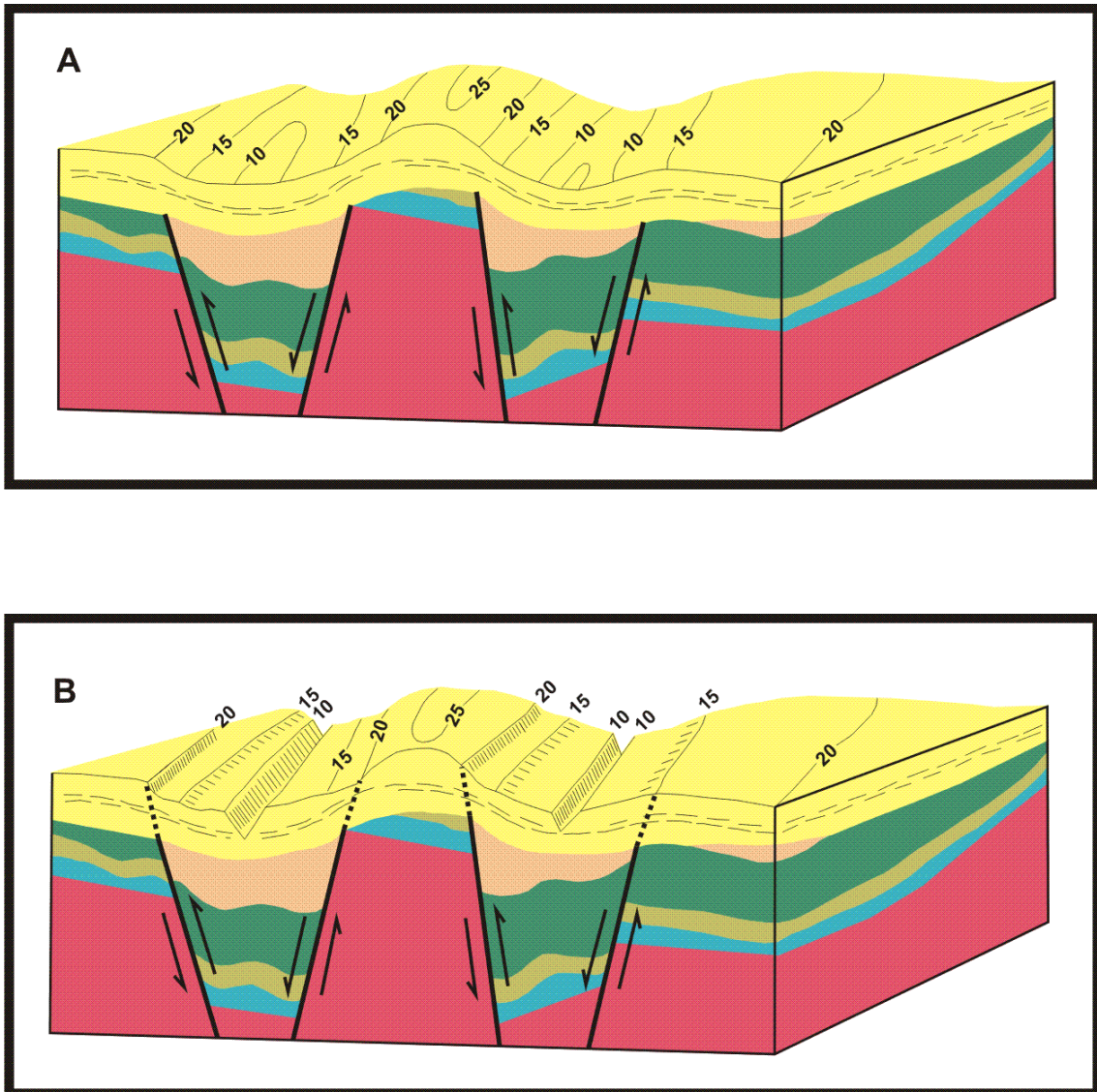


Figura 2.9 - Desenhos esquemáticos de altos e baixos subjacentes (A e B) segundo análise de microrrelevo (Ponte, 1969).

#### 2.2.2.2 – Rede de Drenagem

O deslocamento dos rios, quando se analisa a rede de drenagem, permite indicar movimentação ao longo de falhas e a presença de fraturas.

Em regiões de relevo suave normalmente encontram-se dificuldades na observação direta dos diversos tipos de deformação. Esta situação é causada pelas coberturas recentes inconsolidadas que ocultam as estruturas. O padrão de drenagem, formado pelos rios e cursos d'água menores, nos permite obter informações sobre: feições estruturais em subsuperfície (disposição espacial das camadas); direções principais das estruturas que controlam uma determinada área, além da indicação relativa de movimentação.

Os cursos d'água principais e secundários se ajustam a qualquer mudança no comportamento estrutural. São sensíveis a quaisquer movimentos terrestres, pois são controlados e desviados pelas falhas, e refletem geralmente o arcabouço estrutural da área. Por isso, a análise da rede de drenagem é indispensável na investigação de terrenos arrasados no estudo neotectônico.

Quando as áreas são analisadas regionalmente, a rede de drenagem é definida por padrões básicos (Howard, 1967). Estes correspondem aos tipos dendrítico, paralelo, treliça, retangular, radial, anelar, multibasinal e contorcido (Fig. 2.10).

O dendrítico é o mais comum dos padrões. Assemelha-se a uma ramificação de árvore. Desenvolve-se em áreas de baixa declividade, em rocha uniformemente erodida, de composição homogênea como rochas sedimentares ou cristalinas não fraturadas.

O padrão paralelo é caracterizado como sendo do tipo dendrítico alongado. Indica inclinação moderada do terreno ou quando o relevo da área acompanha o declive regional.

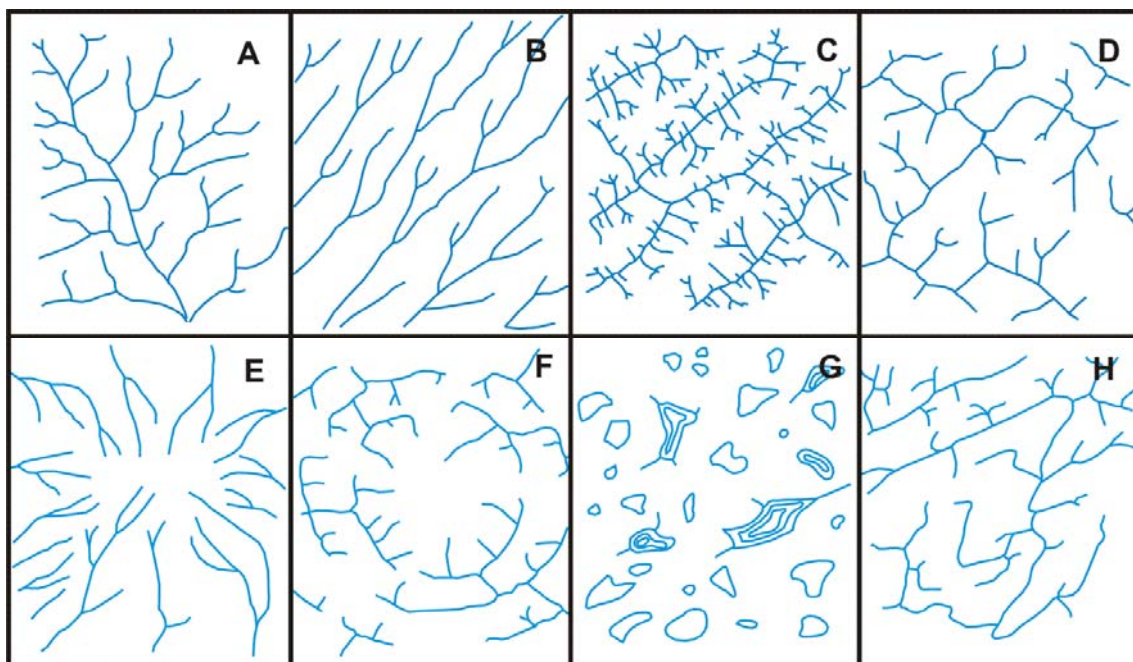
O padrão de drenagem treliça consiste de cursos d'água principais paralelos. Os seus tributários normalmente são curtos, formando ângulos quase retos ou retos com os cursos d'água principais. Associa-se à estruturação de rochas do embasamento,

mas podem refletir rochas de diferentes competências. Desenvolve-se em áreas de rochas sedimentares inclinadas e/ou falhadas ou em rochas de baixo grau metamórfico.

O tipo retangular geralmente observa-se em áreas fraturas ou falhadas em ângulo reto.

O padrão radial desenvolve-se sobre áreas estruturadas como domo salino, vulcões, erosões residuais e soerguimento tectônico. O padrão básico anelar é indicativo de estruturação em domos ou em bacias.

O multibasinal é o padrão de drenagem que se configura em zonas de erosão e deposição glacial, eólica, cárstica, vulcânicas recentes e em locais de deslizamento. A contorcida apresenta como característica ausência de orientação regional.

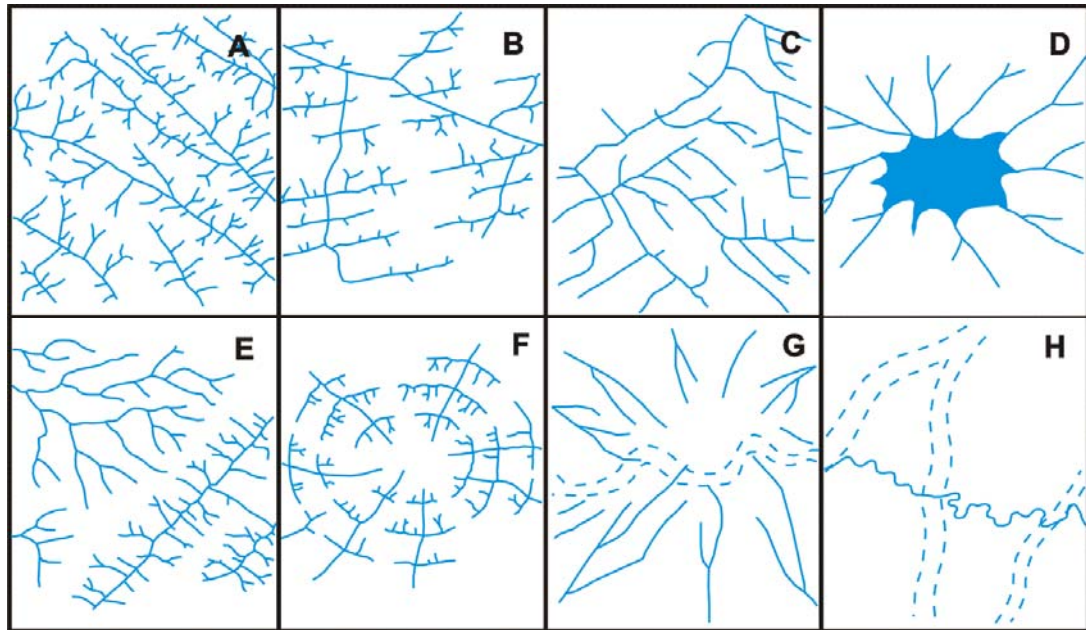


**Figura 2.10 - A rede de drenagem é definida pelos padrões básicos dos tipos: dendrítico A, paralelo B, treliça C, retangular D, radial E, anelar F, multibasinal G e contorcido H (Howard, 1967).**

A partir dos principais padrões básicos surgem as variações (Figs. 2.11a e 2.11b) subdendrítica, pinada e anastomosada (padrão dendrítico); subparalelo e colinear (padrão paralelo); treliça de falha e treliça de junta (padrão treliça); e angulado (padrão

retangular). Existem casos especiais de padrões como centrípeto, complexo, composto, pelimpséstico e distributário (Howard, 1967).

a)



b)

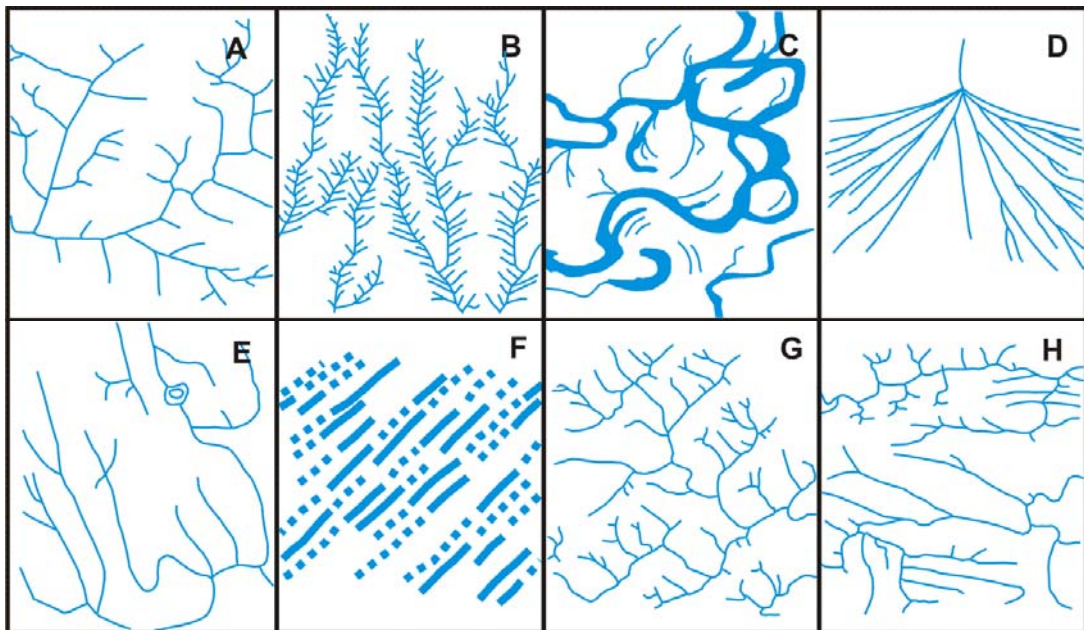


Figura 2.11 - Variações dos padrões básicos: a) treliça de falha A, treliça de junta B, angulado C, centrípeto D, complexo E, composto F, pelimpséstico G e H. b) subdendrítico A, pinado B, anastomótico C, distributário D, subparalelo E, colinear F, treliça direcional G e treliça recurvada H (Howard, 1967).

Os desvios localizados da drenagem fornecem subsídios a respeito de estruturas que não são observadas pelo padrão da rede de drenagem. Estas são chamadas de anomalias de drenagem que são feições discordantes do padrão regional. São anomalias de drenagem feições localizadas de longos segmentos retos, meandros abruptos ou feições fortemente sinuosas, variação no alargamento de rios, depressões isoladas (lagoas e pântanos), afogamento ou alargamento de canais e curvas anômalas de rios. Além destas anomalias acrescentam-se as ocorrências restritas de padrões radial, anelar e paralelo, inseridos no padrão dendrítico e meandramentos compridos (Howard, 1967). As anomalias podem estar associadas à neotectonismo (Schumm, 1986; Howard, 1967).

Qualquer mudança na estabilidade dos canais resulta na modificação da geometria do rio. A forma retilínea de um rio pode ser modificada seqüencialmente para meandrante, tornando-se fortemente sinuoso pelo simples aumento do gradiente topográfico (Schumm, 1986).

Portanto, as mudanças bruscas da forma de um rio à outra está vinculado à variação do gradiente do terreno ocasionado por subsidência ou soerguimento, cujo aumento da inclinação do canal gera meandros, enquanto o decréscimo forma rios retilíneos (Schumm, 1986; Ouchi, 1985).

### 2.3 – GRAVIMETRIA

O princípio deste método potencial está relacionado à força gravitacional, matematicamente estabelecida por Isaac Newton, a qual rege a atração dos corpos (Luiz & Silva, 1995; Parasnis, 1972; Telford et al. 1990). Esta lei estabelece que a força de atração entre dois corpos, de massa  $m_1$  e  $m_2$ , é diretamente proporcional ao produto das suas massas e inversamente proporcional ao quadrado da distância ( $r$ ) entre seus centros de massa:  $F = G m_1 \cdot m_2 / r^2$ , onde:

$G$  é a constante gravitacional universal equivalente a  $6,672 \times 10^{-11} \text{ Nm}^2/\text{kg}^2$  no sistema S.I., e  $6.672 \times 10^{-8} \text{ dina. cm}^2 / \text{g}^2$  no sistema C.G.S. Relacionando a força gravitacional, anteriormente definida, com a equação  $F = m_1 \cdot a$ , que corresponde a segunda lei de movimento de Newton, obtém-se a aceleração com que a massa  $m_1$  está sendo atraída por  $m_2$ , conforme a equação  $a = G \cdot m_2 / r^2$ .

Na superfície terrestre, a aceleração gravitacional é em torno de 980 Gal. 1 Gal corresponde a  $1 \text{ cm/s}^2$  no sistema C.G.S. Utiliza-se na gravimetria a unidade em miliGal, ou seja, um milésimo do Gal, que é mais conveniente para medir as anomalias encontradas nos trabalhos de prospecção geológicas.

Nos levantamentos gravimétricos são feitas medidas em estações secundárias, obtendo-se a variação da gravidade em relação a uma estação principal. Este procedimento é conhecido como gravidade relativa, sendo bastante utilizado na prospecção de corpos geológicos em subsuperfície, em níveis local (detalhe) e regional.

Os valores gravimétricos medidos não podem ser analisados e comparados após sua observação porque os valores medidos são influenciados não só pela massa (densidade) dos corpos geológicos, mas também pela altitude e pela localização do ponto de medida. Para obter uma anomalia gravimétrica (anomalia *Bouguer*), que está intimamente ligada à densidade em subsuperfície, faz-se necessário efetuar correções dos fatores que influenciam diretamente a mesma. Portanto, para obter-se o valor da anomalia *Bouguer* precisa-se remover da leitura observada os seguintes fatores:

### 2.3.1 - Latitude

O valor da gravidade aumenta com a latitude. O efeito gravitacional é diferente na região equatorial e nos pólos terrestres. Se a diferença de latitude entre duas estações é pequena a correção é feita por:  $CL = 0,81 \text{ sen } 2\Phi$  (mGal/km), onde  $\Phi$  é a latitude de referência.

### 2.3.2 - Elevação

Também conhecida como correção de ar-livre. A força gravitacional varia em proporção inversa ao quadrado da distância do centro da Terra. Deste modo, considera-se uma superfície de referência (por ex. nível do mar) para as medidas observadas. Por isso, faz-se necessário para o cálculo das correções das altitudes das estações medidas.  $CE = 0,3086 h$  (mGal), onde h é altitude da estação a ser corrigida.

### 2.3.3 - Correção *Bouguer*

Esta influência é causada pela atração gravitacional adicional exercida por uma unidade de massa de densidade  $\rho$ , em determinado ponto da crosta, entre a superfície de referência e a estação que foi realizada à medida.  $CB = 0,04191 \cdot \rho \cdot h$  (mGal), onde  $\rho$  é a densidade do material ( $\text{g/cm}^3$ ) e h (m) a altitude da estação medida.

#### **2.3.4 - Topografia ou de Terreno**

Correção realizada após as correções de elevação e *Bouguer*. É aplicado onde ocorrem medições próximas às montanhas ou vales. Caso a estação esteja próxima às elevações surge uma força extra para cima, atuando sobre o gravímetro, que reduz a medida da leitura. Se a estação estiver próxima a um vale ou grandes depressões existe uma ausência de força para baixo, afetando o gravímetro.

#### **2.3.5 - Correção da Maré**

Correção devido a perturbações que afetam os valores da gravidade, causadas pela atração do Sol e da Lua que provocam o fenômeno das marés. Esta variação pode ser observada dentro de um período de 24 h.

#### **2.3.6 - Correção da Variação Instrumental**

Variação temporal observada nas leituras de um gravímetro, causada pela variação da elongação (comportamento elástico) de uma mola usada para sustentar a massa de prova que faz parte do sistema de medidas do instrumento. Pode ser corrigida a partir de duas medidas realizadas em uma mesma estação, em um período de tempo curto.



## 2.4 – ELETRORRESISTIVIDADE

Este método tem sido aplicado em diversos campos como arqueologia, estudos ambientais, hidrologia, fontes geotermiais, prospecção mineral, geologia de engenharia e em pesquisas de águas subterrâneas (Benson et al., 1997; Lima, 1993; Orellana, 1972; Overmeeren, 1989; Telford et al., 1990). Este método auxilia na caracterização litológica e na determinação de contatos geológicos e descontinuidades de camadas, que podem ser devido à presença de falhamento. Também ajuda na estimativa da profundidade do nível d'água, da espessura e da profundidade dos aquíferos.

A fundamentação teórica da eletrorresistividade repousa na Lei de Ohm:  $\Delta V = R I$ , que relaciona empiricamente a corrente elétrica ( $I$ ), fluindo por meio de um condutor e o potencial de voltagem ( $\Delta V$ ) requerido para conduzir esta corrente. Nesta relação,  $R$  representa a resistência do material (Parasnis, 1972). A propriedade física que descreve a habilidade dos materiais em transmitir corrente elétrica é a resistividade ( $\rho$ ) (Fig. 2.12), que depende da natureza e estado físico do corpo considerado, e representa o produto de uma resistência elétrica por uma distância (Braga, 2007). A resistência pode ser definida como  $R = \rho \cdot L/S$ . Portanto,  $\Delta V = R \cdot I$  pode ser reescrita como  $\Delta V = I \cdot \rho \cdot L/S$ , onde  $L$  é o comprimento do condutor e  $S$  a área da seção. A unidade da resistividade no Sistema S.I. é ohm. m.

Considerando-se a Terra com um semi-espaco homogêneo e isotrópico podem-se estabelecer, quando uma corrente  $I$  é injetada em um ponto e o potencial  $V$  é medido em segundo ponto que dista  $r$  do ponto de injeção, as seguintes equações:

$V = I \cdot \rho \cdot L/S \rightarrow V = \rho \cdot I \cdot r/2\pi \cdot r^2 \rightarrow V = \rho \cdot I/2\pi \cdot r$ . Deste modo, obtém-se a resistividade como sendo  $\rho = 2\pi \cdot r \cdot V/I$ .

O fundamento do método consiste em injetar uma corrente, contínua ou alternada de frequência muito baixa, no terreno através de dois terminais denominados de eletrodos de corrente (A e B). A seguir, registra-se a diferença de potencial elétrico ( $\Delta V$ ) estabelecida em função desta injeção em dois outros eletrodos denominados de potencial (M e N) (Fig. 2.13).

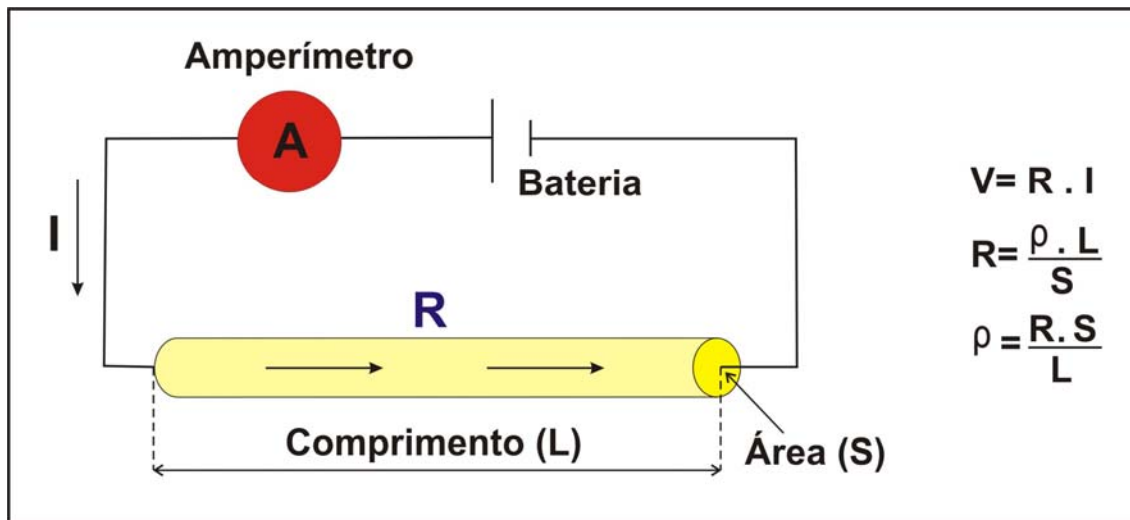


Figura 2.12 – Esquema teórico de definição de resistividade de materiais (Braga, 2007).

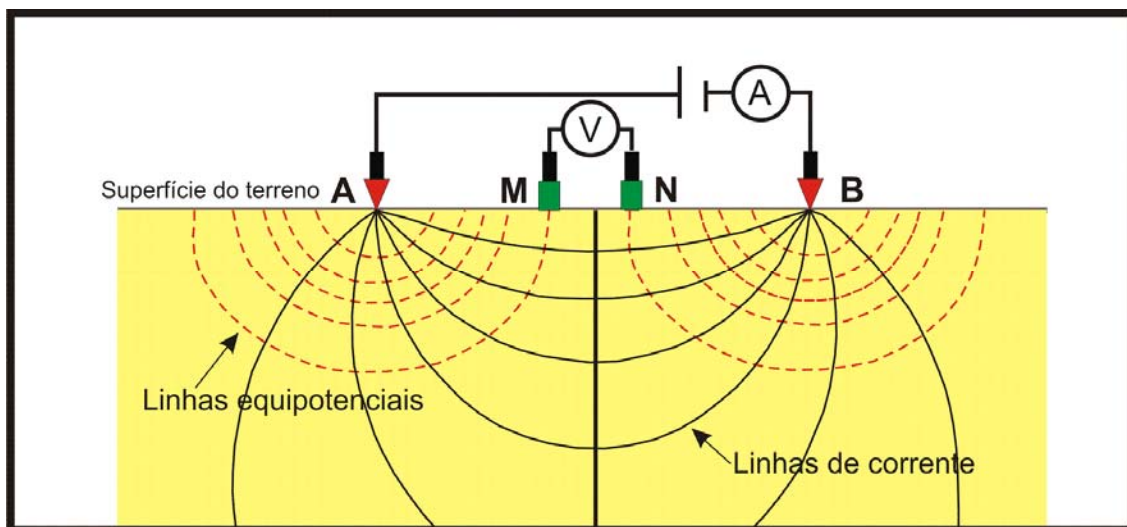
A partir da fórmula  $\rho = 2\pi \cdot r \cdot K \cdot V/I$ , os potenciais (V) nos eletrodos M e N serão:  $V_M = I \cdot \rho / 2\pi (1/AM - 1/BM)$  e  $V_N = I \cdot \rho / 2\pi (1/AN - 1/BN)$ , em que a distância AM, BM, AN e BN são as distâncias r entre os eletrodos de injeção de corrente e de medida do potencial, conforme representado na Fig. 1.9, e que  $K = 2\pi (1/AM - 1/BM - 1/AN + 1/BN)^{-1}$  é o fator geométrico associado ao quadripolo AMNB, dependente da configuração dos eletrodos (Orellana, 1972). A determinação da diferença de potencial ( $\Delta V$ ) é dada pela diferença de  $V_M - V_N$ . Assim, o cálculo da resistividade aparente ( $\rho_a$ ), que não é necessariamente a resistividade verdadeira, devido à heterogeneidade e anisotropia do meio investigado, pode ser obtido a partir de:

$$\rho_a = \frac{\Delta V}{I} \left( \frac{2\pi}{\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN}} \right) = \frac{\Delta V}{I} K$$

A resistividade elétrica é um dos parâmetros físicos que reflete algumas das características do meio tais como alteração, fraturamento, saturação, etc., que os diferentes litotipos existentes no ambiente geológico podem apresentar. A corrente

elétrica pode se propagar pelas estruturas de minerais sólidos (metais) por condução eletrônica e, nos líquidos e gases por condução iônica.

Na prospecção de água subterrânea este método visa à identificação das possíveis camadas armazenadoras de água. A investigação desses horizontes permeáveis está diretamente ligada à presença de água e à salinidade desta contida nos poros, fissuras, fraturas e falhas das rochas (Keller, 1988; Ward, 1990). Este fluido influencia a resistividade elétrica da rocha, ou seja, rochas saturadas em água ou com salinidade elevada provocam um decréscimo na resistividade. Porém, pode ocorrer caso em que além da água exista outro fluido isolante, permitindo uma situação inversa com a resistividade, sendo incrementada pela saturação do fluido não aquoso. A presença de argila na matriz da rocha também provoca a diminuição da resistividade.



**Figura 2.13 – Desenho esquemático mostrando as linhas de fluxo de corrente e as linhas equipotenciais em arranjo *Schlumberger* ( $AB \gg MN$ ). Fonte: Braga (2007).**

Um determinado valor da resistividade não identifica um litotipo específico, devido às diversas variações existentes. Contudo, intervalos de valores de resistividade podem ser característicos para alguns tipos litológicos como exemplificado na Tabela 2.1.

**Tabela 2.1 – Valores de resistividade para certos materiais geológicos e água associada (Braga, 2007; Astier, 1975).**

<b>Tipo Litológico</b>	<b>Resistividade (ohm. m)</b>
Zona não saturada	100 - 30.000
Água do mar	0,2
Água de aquífero aluvionar	10-30
Areia e cascalho seco	1.000-10.000
Areias e cascalho contendo água doce	50-500
Areia e cascalho contendo água salgada	0,5 - 5
Arenito argiloso contendo água doce	50 -300
Arenito quartzoso contendo água doce	300 – 10.000
Siltito argiloso	10 - 60
Siltito arenoso	10 - 60
Marga	20-100
Argilito	10 - 20
Arenito	80 -200
Calcário	500 - 1.000
Material argiloso	≤ 20
Material argiloarenoso	20 - 40
Material arenoargiloso	40 - 60
Material arenoso	≥ 60
Basalto/Diabásio	200 - 500
Gnaisse e granito alterados	100 - 1.000
Granito e Gnaisse	1.000 - 10.000

No método de eletrorresistividade utilizam-se duas técnicas de investigação: caminhamento elétrico, realizado ao longo de uma secção (horizontal), que investiga a variação lateral da resistividade a uma determinada profundidade; e a SEV que investiga a variação vertical da resistividade.

São utilizados vários arranjos de eletrodos no levantamento de eletrorresistividade, sendo que os mais difundidos são *Wenner* e *Schlumberger*. Este último leva vantagem em relação ao primeiro na realização das SEVs como mostra a síntese apresentada na Tabela 2.2.

**Tabela 2.2 – Diferenças básicas entre os arranjos *Schlumberger* e *Wenner* na realização de SEV (Braga, 2007).**

<i>Schlumberger</i>	<i>Wenner</i>
* Há necessidade de deslocamento de apenas dois eletrodos (mais prático).	* Há necessidade de deslocamento de quatro eletrodos.
* As leituras estão menos sujeitas às interferências produzidas por ruídos indesejáveis, ex.: potenciais artificiais produzidos por cabos e estações de alta tensão.	* As leituras estão mais sujeitas às interferências produzidas por ruídos indesejáveis.
* Menos susceptível a erros interpretativos em terrenos não homogêneos.	* Mais susceptível a erros interpretativos devido às heterogeneidades laterais.

Na interpretação de dados de eletrorresistividade necessita-se adotar um modelo compatível com a situação geológica da área estudada. Quando se emprega o método de eletrorresistividade em ambiente de terrenos sedimentares, contendo camadas relativamente horizontais, define-se um modelo com as seguintes características: seqüências de camadas com suas respectivas espessuras finitas, considerando a última como infinita; as camadas devem ser eletricamente homogêneas e isotrópicas, consistindo de uma determinada resistividade; as interfaces de separação entre as camadas são horizontais e planas paralelamente à superfície da Terra.

Ao determinar os parâmetros resistividade e espessura gera-se na prática interpretativa situação de ambigüidade que é ocasionada principalmente quando não se detecta uma camada intermediária, devido à sucessão de camadas com resistividades crescentes ou decrescentes conhecida como supressão; e também a partir da equivalência elétrica observada a partir de uma sucessão de camadas, sendo que entre elas existe uma camada intermediária que possui uma resistividade muito maior ou menor em relação àquelas posicionadas acima e abaixo (Orellana, 1972; Parasnis, 1972).

## 2.5 – CICLO HIDROLÓGICO: CONSIDERAÇÕES GERAIS

A água encontra-se na natureza em três estados físicos: sólido (neve e granizo), líquido (chuva) e gasoso (vapor d'água). O ciclo hidrológico (Fig. 2.14) representa um processo contínuo em que uma partícula de água evaporada dos oceanos retorna aos mesmos geralmente depois de passar pelas principais etapas: de fluxo de drenagem superficial, de infiltração e de escoamento subterrâneo (Freeze & Cherry, 1979; Heath, 1983; Llamas & Galofré, 1983; Manoel Filho, 2000).

O movimento permanente do ciclo hidrológico se deve fundamentalmente a duas origens: a primeira, a partir do sol que proporciona a energia para evaporar as águas e, a segunda, por meio da gravidade que possibilita a condensação da água da atmosfera a precipitar-se em forma de neve/granizo ou chuva sobre a superfície terrestre. Mas, nem toda água alcança a superfície, podendo a mesma em parte evaporar-se na sua queda ou ainda ser retida pelas vegetações ou edifícios urbanos, e voltar à atmosfera em pouco tempo em forma de vapor.

A água, que atinge a superfície do terreno, permite o escoamento superficial. A água concentra-se em áreas depressivas como lagos, lagoas e flui pelos rios até alcançar o mar, e tornar-se a evaporar.

Tem outra parte da água precipitada que infiltra no solo. Ao penetrar no solo, a água é submetida a uma força de adesão, na zona não saturada, oposta ao da gravidade, em que a água adere à superfície dos grãos, e pode novamente evaporar-se. Além disso, a água pode ser evaporada pela transpiração das plantas que é denominado por evapotranspiração.

Grande parte da água subterrânea, forçada pela gravidade, ultrapassa, quando ocorre excesso de água, a zona não saturada, atravessando os espaços encontrados no solo e nas rochas.

Na zona saturada, ao encontrar obstáculos como camadas impermeáveis, a água deixa de ter predominantemente movimento na vertical, e move-se descendente e lateralmente, direcionando-se para as áreas de baixa pressão, que são locais de descarga de água subterrânea tais como fontes nas encostas ou

como surgências sob rios, lagos e oceanos. As condições reinantes no subsolo levam a água a percorrer poucos metros em muitos dias, meses, anos, às vezes séculos e milênios, dependendo do tipo de fluxo local ou regional (Fig. 2.15).

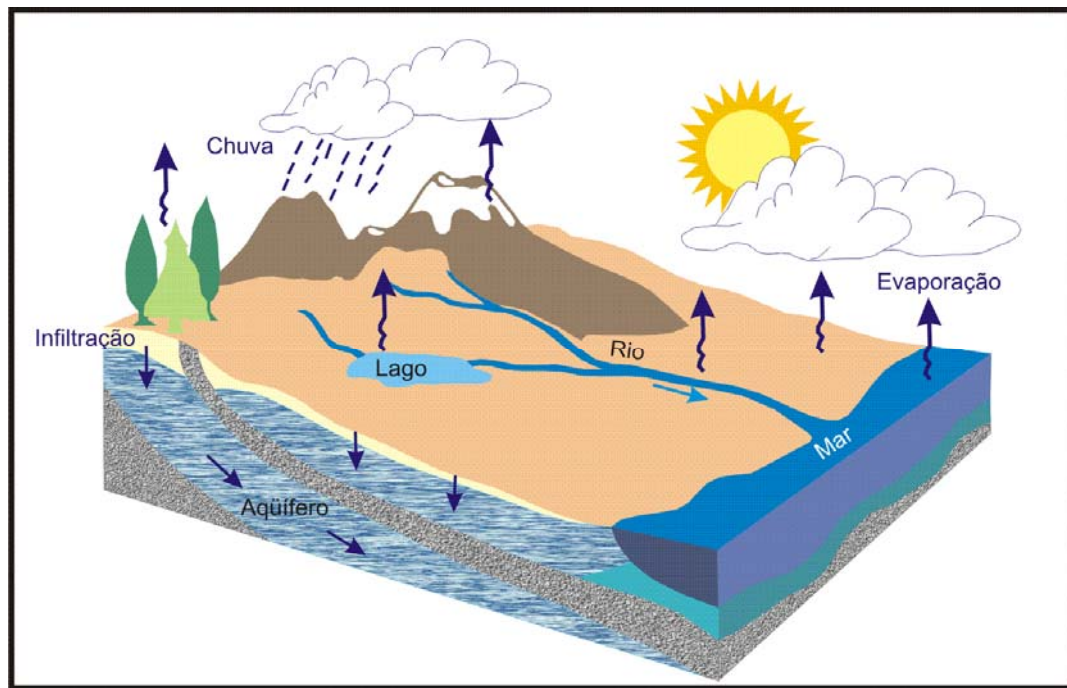


Figura 2.14 - Ciclo hidrológico. Fonte: IGM (2001).

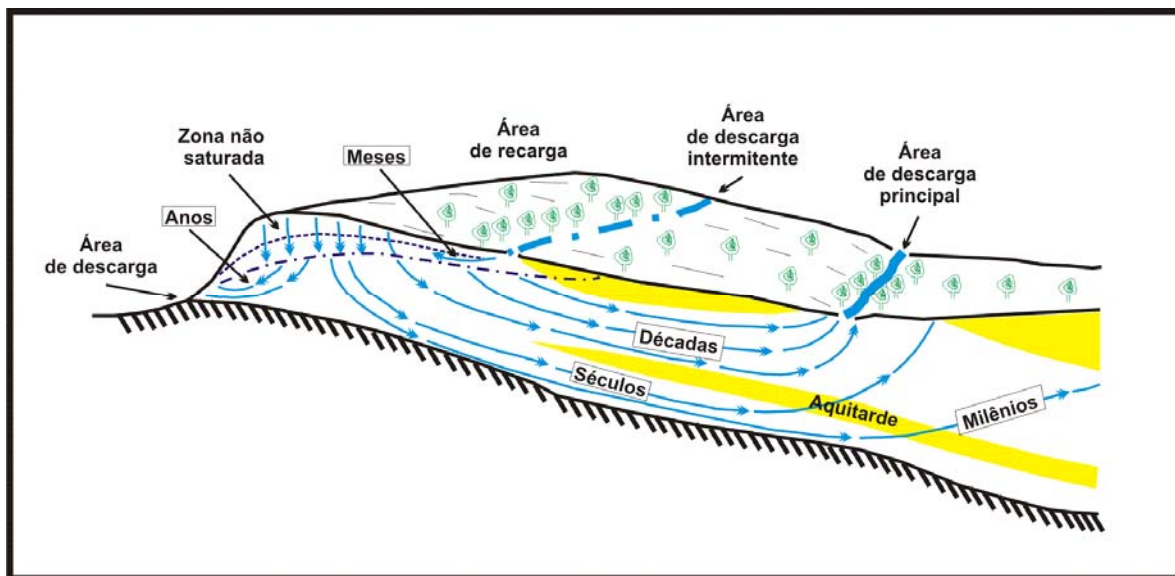


Figura 2.15 - Trajetória da água subterrânea, esquematizando o tempo de percurso do fluxo local (linhas superiores) em dias e meses, e regional (linhas inferiores) em anos, décadas, séculos e milênios. Fonte: Foster & Hirata (1988).

## 2.6 – TEORIA SOBRE O FLUXO DE ÁGUA SUBTERRÂNEA

Estudos envolvendo o fluxo subterrâneo têm como referências os trabalhos clássicos de Hubbert<sup>1</sup> (1940 apud Freeze & Cherry, 1979; Fetter, 2001; Minns, 1993) e Tóth (1962, 1963).

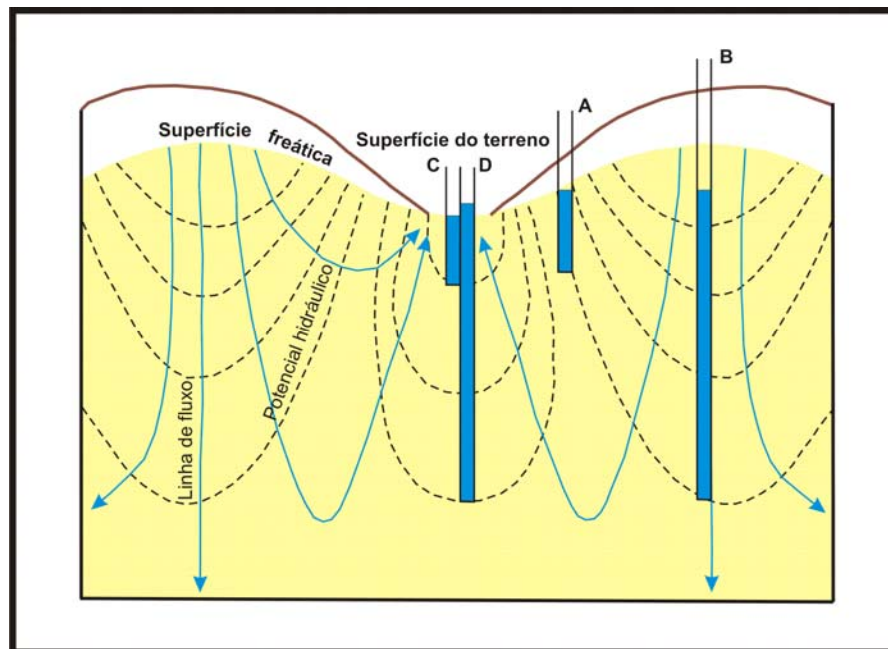
A descrição do modelo regional de fluxo constante da água subterrânea em aquífero livre homogêneo foi apresentada pela primeira vez por Hubbert<sup>2</sup> (1940 apud Freeze & Cherry, 1979; Fetter, 2001; Minns, 1993). Ele demonstrou os princípios básicos em que o topo hidráulico de um ponto, em um campo potencial, representa a elevação em que a água ascenderá em um piezômetro, que está aberto só naquele ponto. No ponto onde as linhas eqüipotenciais cruzam a superfície potenciométrica, a água no piezômetro ascenderá até a superfície potenciométrica. Quando a água em um

<sup>2</sup> HUBBERT, M. K. The theory of ground-water movement. *J. Geol.* v. 48, p. 785-944. 1940.



piezômetro cruza a linha eqüipotencial, a mesma pode está acima ou abaixo da superfície do aquífero livre, dependendo do potencial hidráulico relativo.

A Figura 2.16 ilustra a situação em que dois piezômetros (A e B) possuem níveis de água iguais, tendo suas bases situadas na mesma linha eqüipotencial. O nível de água do piezômetro A está situado na superfície do aquífero livre, enquanto que o piezômetro B está em um local onde a superfície do aquífero livre tem uma elevação maior, por isso tem um potencial maior do que o piezômetro A. O nível do piezômetro B está abaixo da superfície do aquífero livre onde o mesmo está localizado. Se um piezômetro raso fosse instalado próximo ao piezômetro B, o nível de água poderia ser maior no piezômetro raso. Nesta área, o valor do potencial hidráulico decresce para baixo, indicando que a direção do fluxo está para baixo. Áreas com este comportamento de potencial caracterizam áreas de recarga de um aquífero livre.



**Figura 2.16 - Nos piezômetros A e B o potencial diminui com profundidade. Nos piezômetro C e D ocorre o contrário. Situação hidrogeológica em aquífero livre homogêneo. Fonte: Fetter (2001).**

Em certos locais onde são instalados piezômetros de diferentes profundidades haverá maior nível de água no piezômetro mais profundo, semelhante o que acontece

com piezômetro C e D (Fig. 2.16). Neste caso, o potencial hidráulico aumenta com a profundidade, indicando que a direção do fluxo está para cima, configurando uma área de descarga.

Em relação ao fluxo regional, as linhas de fluxo tendem a divergir para as áreas de recarga e convergir para as de descarga, principalmente quando são encontrados grandes vales. Em áreas de descarga largas, no caso da linha de costa (litoral), esta convergência não ocorre. Nem toda bacia de drenagem tem concentração de descarga. Se a água subterrânea for descarregada primariamente por evapotranspiração ou não havendo topografia com grandes vales, a área de descarga pode ser dispersa. Neste caso o padrão de fluxo regional não terá convergência de linha.

Quando a topografia apresenta um relevo bem pronunciado, uma série de sistema de fluxo local subterrâneo pode se formar em regiões úmidas, ocasionando ondulações na superfície do aquífero livre. Em sistema de fluxo subterrâneo local (Figs. 2.15 e 2.17), as áreas de recarga estão em topografia elevada e as de descarga em baixa.

Outros sistemas de fluxo podem desenvolver-se: o intermediário, que tem no mínimo entre as áreas de recarga e descarga um sistema de fluxo subterrâneo local e regional. Dependendo da geometria e topografia da bacia de drenagem, o fluxo pode ser regional, local, local e intermediário ou com os três (Fig. 2.17).

Uma feição complexa que ocorre no sistema de fluxo é o chamado “pontos de estagnação” (Fig. 2.18). Nestes pontos as magnitudes dos vetores do campo de fluxo são iguais, porém possuem sentidos opostos que os cancelam. O padrão do fluxo da água subterrânea diverge ao redor do ponto de estagnação, local este onde estabelece a junção do sistema de fluxo local e regional.

Quando o aquífero é heterogêneo, em situação apresentando camadas intercaladas de condutividades hidráulicas diferentes, as linhas de fluxo procuram convergir para a camada de maior condutividade (Fig. 2.19). Ao atravessar este local as linhas de fluxo retornam a sua trajetória anterior.

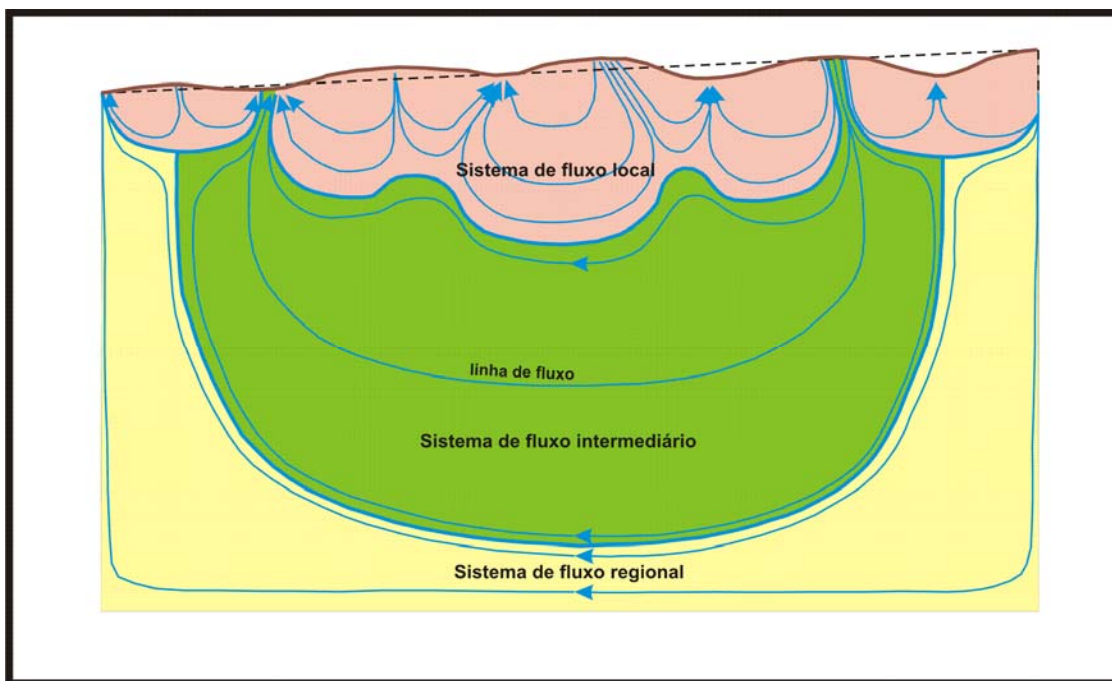


Figura 2.17 - Desenvolvimento de sistemas de fluxo subterrâneo regional, intermediário e local em material homogêneo. Fonte: Tóth (1963).

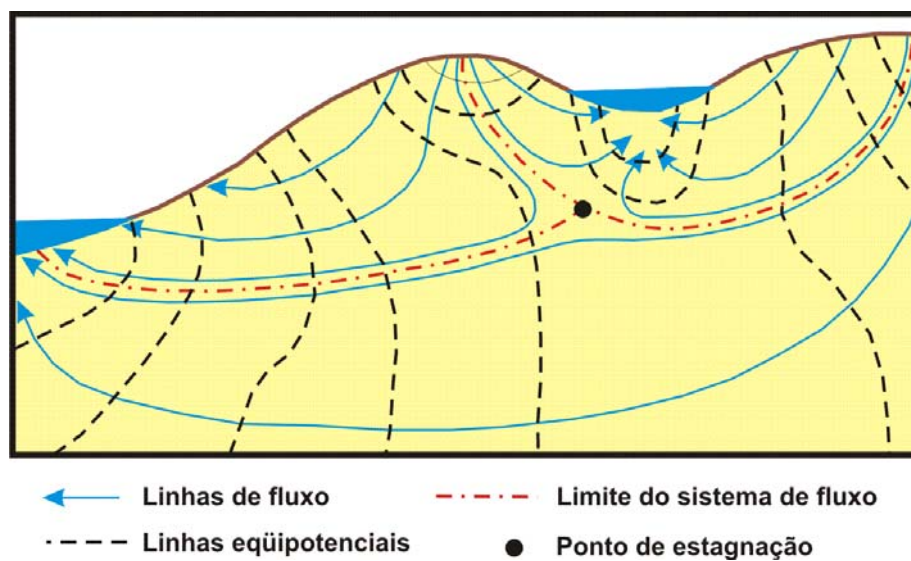
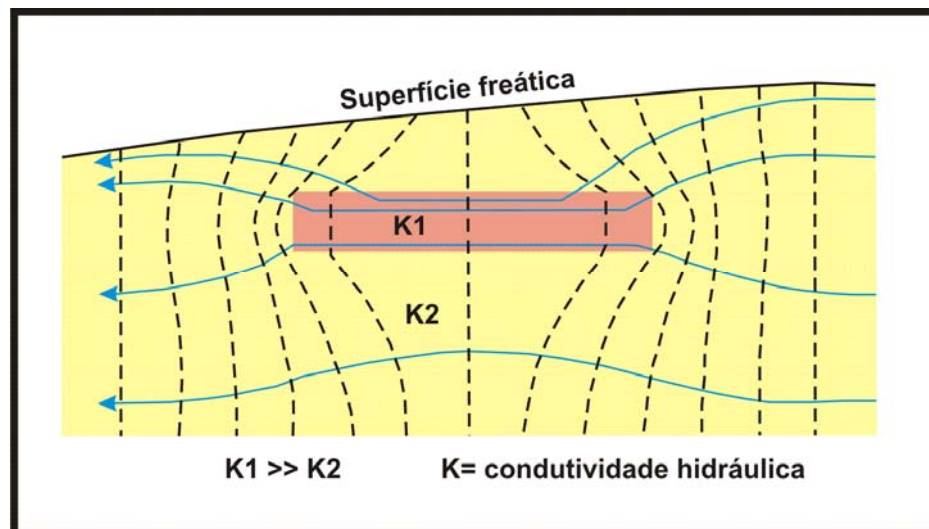


Figura 2.18 - Comportamento das linhas de fluxo e do potencial hidráulico nas vizinhanças do ponto de estagnação. Este ponto na figura mostra a individualização de três sistemas de fluxo. Fonte: Fetter (2001).



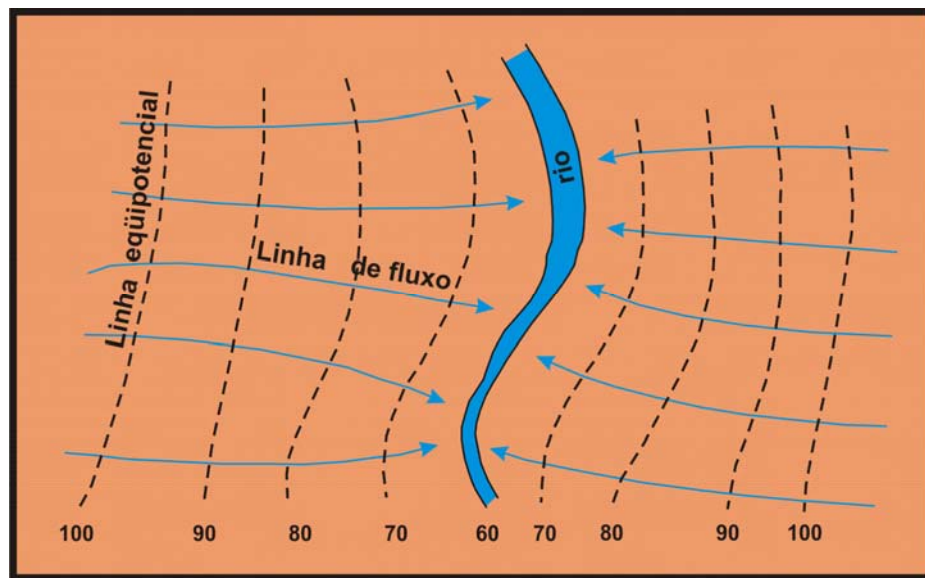
**Figura 2.19 - Comportamento dos potenciais hidráulicos e das linhas de fluxo em locais com lentes intercaladas de condutividade hidráulica maior do que outras partes do aquífero. Fonte: Fetter (2001).**

Uma forma de representar o fluxo subterrâneo de água é a partir de mapa potenciométrico (Fig. 2.20), similar ao mapa topográfico, que idealiza a forma da superfície do aquífero ou piezométrica em uma determinada época. As linhas de fluxo são perpendiculares às linhas equipotenciais.

Com a elaboração de mapas de diferentes períodos torna-se possível calcular a reserva reguladora, relacionada às variações sazonais dos níveis de água dos aquíferos. O mapa indica a profundidade do nível de água, sentido do fluxo, gradiente hidráulico e demarca domínios hidrogeológicos.

Nesse tipo de mapa se estabelece o seguinte: áreas de recarga, de trânsito e de descarga dos aquíferos; divisores de água de manancial subterrâneo; velocidade aparente de fluxo da água subterrânea, em combinação com os valores da permeabilidade do meio aquífero considerado; locais favoráveis para extração de água subterrânea ou para seleção de locais de disposição de fontes potenciais de poluição; identificação das condições de contorno dos sistemas aquíferos como mudanças bruscas de permeabilidades, de espessuras, de influência das formas de relevo atual ou do substrato hidrogeológico; formas e evolução de plumas de poluição, etc. (Rebouças

et al., 2006). O gradiente hidráulico representa a variação de potencial ao longo das linhas de fluxo, cuja determinação em mapa se obtém a partir da distância entre as curvas potenciométricas, o que induz também sugerir as condições de permeabilidade do meio aquífero. Normalmente curvas muito próximas indicam gradiente hidráulico forte e fraca permeabilidade.



**Figura 2.20 - Mapa potenciométrico e linhas de fluxo das águas subterrâneas (Rebouças et al., 2006).**

## 2.7 – SÍNTESE SOBRE O QUIMISMO DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS

Grande parte das águas subterrâneas é originada da precipitação da chuva que se infiltra no solo lentamente e atinge os aquíferos rasos. A composição da água da chuva é modificada em função da direção dos ventos. Isto ocorre rapidamente das áreas costeiras, compostas basicamente por elementos de origem marinha ( $\text{Na}^+$ ,  $\text{Cl}^-$  e  $\text{Mg}^{2+}$ ), para as áreas interiores continentais, constituídas por elementos como  $\text{K}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{NO}_3^-$  e  $\text{NH}_4^+$ . Nos centros urbanos, a chuva, além de conter estes elementos, introduz na sua composição os poluentes atmosféricos oriundos das indústrias, da queima de biomassa, de substâncias expelidas por veículos como óxidos de nitrogênio, dióxido de enxofre, chumbo, zinco ou outros metais (Mestrinho, 1999).

O solo é o local onde ocorrem as principais alterações da água meteórica através de processos químicos e bioquímicos. Neste ambiente é gerado o  $\text{CO}_2$  por meio da decomposição da matéria orgânica e da respiração dos vegetais. A partir da reação do  $\text{CO}_2$  com a água se produz o principal ácido no solo, o carbônico -  $\text{H}_2\text{CO}_3$  (Freeze & Cherry, 1979). Este ácido contribui fortemente na dissolução de materiais insolúveis no solo, além de ser incorporado na água infiltrada (água de percolação). Outros ácidos orgânicos e inorgânicos também são formados e auxiliam no mecanismo de lixiviação do solo, que depende do fator climático: o volume pluviométrico. Com isso, ao atingir a zona saturada a água já adquiriu várias modificações químicas, aumentando sua concentração iônica.

No aquífero, a interação água - rocha provoca instabilidade dos minerais presentes, liberando íons solúveis que são incorporados nas águas subterrâneas. As reações químicas de alteração são influenciadas pelo tempo de contato água-rocha, temperatura, presença de  $\text{CO}_2$  e ácidos inorgânicos e orgânicos. Por isso, a composição química da água torna-se a modificar com as dissoluções minerais. Geralmente, os cátions lixiviados  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  e  $\text{Ca}^{2+}$  são os mais móveis. O  $\text{K}^+$  tem mobilidade intermediária. O  $\text{Fe}^{3+}$  e  $\text{Al}^{3+}$  têm menor mobilidade.

No mesmo sistema de fluxo, ou seja, no mesmo aquífero, as águas subterrâneas das áreas de recarga normalmente apresentam baixas concentrações em sólidos totais

dissolvidos em relação às águas mais profundas e das zonas de recarga. A evolução química das águas subterrâneas se dá de forma gradual ao longo do seu percurso. No geral, em bacia de grande porte (sistema de fluxo regional) a caracterização aniônica ocorre primeiramente com a predominância de  $\text{HCO}_3^-$ , passando para  $\text{SO}_4^{2-}$ , e nos últimos estágios, contendo altas concentrações de  $\text{Cl}^-$  (Freeze & Cherry, 1979; Custodio, 1983). A seqüência evolutiva dos cátions indica  $\text{Ca}^{2+} \rightarrow \text{Mg}^{2+} \rightarrow \text{Na}^+$ .

As águas subterrâneas que interagem com rochas cristalinas (ígneas e metamórficas) são relativamente concentradas em íons do tipo  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{Ca}^{2+}$  e  $\text{Na}^+$  (águas bicarbonatadas sódicas e cálcicas), comumente encontrados em áreas graníticas. Na presença de rochas calcária e dolomítica, as águas subterrâneas apresentam valores consideráveis de  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  e  $\text{HCO}_3^-$ , produtos da dissolução de carbonatos de cálcio e magnésio, além de  $\text{SO}_4^{2-}$  que pode estar presente pela oxidação de pirita ou de gipso (rocha associada aos calcários). Em áreas cársticas, as águas subterrâneas são geralmente do tipo bicarbonatadas cálcicas ou cálcicas magnesianas. Quando ocorrem rochas evaporíticas os íons predominantes são  $\text{Cl}^-$  ou  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Na}^+$  e  $\text{Ca}^{2+}$  (águas sulfatadas cálcicas e cloretadas sódicas). Em rochas sedimentares continentais, contendo argilas, as águas normalmente são bicarbonatadas cálcicas.

As concentrações dos principais constituintes iônicos encontrados nas águas subterrâneas estão freqüentemente entre (Santos, 2000):

-  $\text{Na}^+$  (0,1 - 100 mg/L),  $\text{K}^+$  (inferior a 10 mg/L),  $\text{Ca}^{2+}$  (10 – 100 mg/L),  $\text{Mg}^{2+}$  (1 - 40 mg/L), Fe total (inferior a 0,3 mg/L),  $\text{Cl}^-$  (inferior a 100 mg/L),  $\text{SO}_4^{2-}$  (inferior a 100 mg/L) e  $\text{NO}_3^-$  (0,1 – 10 mg/L).

## **CAPÍTULO III CONHECIMENTOS BÁSICOS REGIONAIS: GEOLÓGICO E HIDROGEOLÓGICO**

---

### **3.1 - LATERIZAÇÃO**

Para compreender o arranjo das rochas que afloram na área de trabalho e o esquema evolutivo da neotectônica regional abordar-se neste subitem uma síntese sobre a laterização da Amazônia baseada no trabalho de Costa (1991).

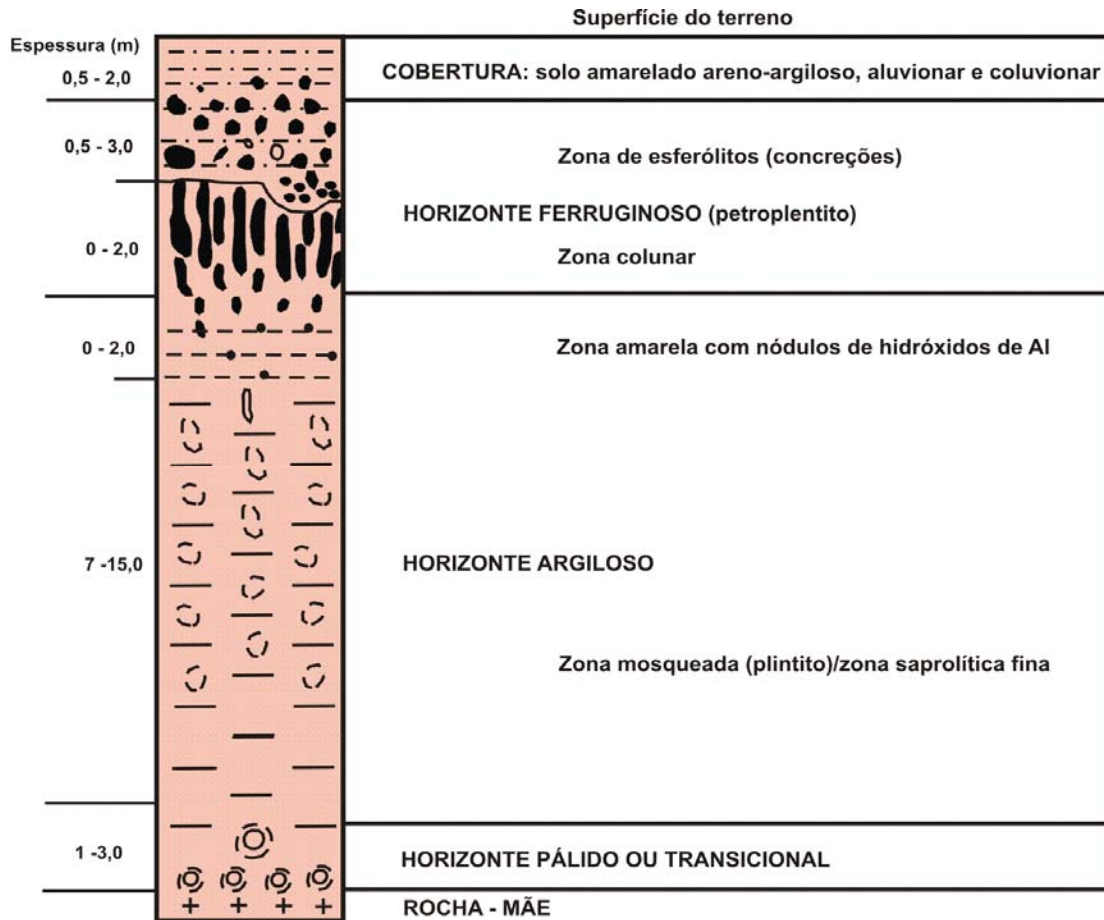
Os lateritos encontrados na Amazônia têm auxiliado expressivamente na identificação de deformações neotectônicas. A laterização registra períodos longos de estabilidade tectônica e climática.

Eles representam o produto de um intenso intemperismo subaéreo. Em relação à rocha-mãe são ricos em teores de ferro e alumínio, e pobres em silício, potássio e magnésio. Ocorrem dois tipos de lateritos na região amazônica: imaturo e maturo.

A distribuição dos lateritos imaturos ocorre por toda a região, em relevos jovens, tendo como característica principal o baixo grau de evolução. Foram formados durante o Pleistoceno. Apresentam três horizontes característicos (Fig. 3.1):

a) Horizonte ferruginoso (petroplintito): refere-se à parte superior do perfil, de coloração marrom avermelhado. Estão presentes nódulos, concreções, esferólitos e fragmentos de composição ferruginosa em matriz argilosa a terrosa.





**Figura 3.1 – Perfil geológico simplificado de lateritos imaturos autóctones na Amazônia (Costa, 1991).**

b) Horizonte argiloso: situado abaixo do ferruginoso, em contato abrupto. Este nível é constituído pelas seguintes zonas:

- Mosqueada/amarelada (plintito): representada por argilitos alterados, com óxidos-hidróxidos de ferro (manchas avermelhadas a violeta), instalados nas fraturas;
- Saprolítica: caracterizada pelo intemperismo da rocha, em estágios de argilominerais. É constituída por fragmentos, milimétricos (parte superior da zona) a centimétricos (base da zona), da rocha parcialmente alterada.

c) Horizonte pálido ou transicional: representa a transição entre a rocha-mãe e o horizonte argiloso. A sua coloração, em relação à rocha sã, é mais pálida em razão da

alteração de minerais máficos, sulfetados e da matéria orgânica, sem a formação de óxidos-hidróxidos de ferro.

Os lateritos maduros geralmente compõem relevo de platôs ou morros. Os horizontes são mais complexos, formando lateritos mais evoluídos. Os lateritos maduros se estabeleceram entre o Eoceno-Oligoceno.

São constituídos pelas seguintes zonas:

- a) Crosta ferruginosa: encontrada no topo dos perfis. É formada por rocha de coloração marrom-avermelhada, contendo nódulos, concreções e esferólitos ferruginosos, cimentados por fosfatos e/ou hidróxidos de alumínio;
- b) Horizonte bauxítico e/ou de fosfato de alumínio: sua posição é logo abaixo da crosta ferruginosa. A rocha apresenta coloração amarelada, creme a avermelhada, constituída por blocos, atingindo dimensões métricas, nódulos e esferólitos, em meio a matriz argiloarenosa. Este tipo de horizonte não ocorre nos imaturos, sendo o principal critério de distinção entre os dois lateritos;
- c) Horizonte pálido ou transicional: compreende a transição entre a rocha-mãe (base) e o horizonte argiloso. Apresenta as mesmas características do seu equivalente nos perfis imaturos.

As linhas de pedra (paleopavimentos) são lateritos alóctones, constituídos por materiais derivados dos lateritos imaturos, cuja deposição adveio sob a forma de avalanches, escorregamentos, eluviação e transporte aquoso.

Outras modalidades freqüentes de formações ferruginosas são os pseudolateritos (*Grés do Pará*), compostos essencialmente por oxi-hidróxidos de ferro e alumínio, as hematitas e goethita, de natureza não laterítica. Formam camadas, pseudoveios e bolsões isolados.

São encontrados dentro dos perfis lateríticos, compreendendo rochas densas e escuras. A classificação, segundo a origem e ocorrência, dessas rochas é:

- a) Rocha ferruginosa de interface: são lentes normalmente encontradas na faixa de contato entre camadas arenosas e argilosas, dado pela transição abrupta da permoporosidade;

- b) Rocha ferruginosa estratigráfica: formada pela oxidação direta de siltitos, conglomerados, argilitos ricos em pirita e matéria orgânica, em contato com águas oxidantes;
- c) Rocha ferruginosa de olho d'água: encontrada em barrancos de rios e falésias, dentro do estrato sedimentar. Sua ocorrência é restrita;
- d) Rocha ferruginosa de nível freático: formada na zona de oscilação do nível freático;
- e) Rocha ferruginosa de fissura: instalada ao longo de fissuras, fraturas, veios, clivagem, foliação, estratificação, etc. São constituídas por acumulações de goethita.

### 3.2 - ESTRUTURAÇÃO PRÉ-NEOTECTÔNICA E CONTEXTO GEOLÓGICO PRÉ-CAMBRIANO REGIONAL

Na Amazônia, estudos realizados em rochas pré-cambrianas identificaram diversos cinturões de cisalhamento. Estas feições estruturais, aliadas aos estudos geofísicos que indicaram paleossuturas por meio de assinaturas gravimétricas, definiram grandes blocos crustais justapostos, com idade superior a 1,86 Ga (Costa et al., 1993; Costa & Hasui, 1997; Hasui, 1996).

Dentro deste contexto pré-cambriano destacam-se aqui as unidades geotectônicas que circundam a região de Belém, sendo elas: Cráton Amazônico, Cinturão Araguaia, Cráton São Luís e Cinturão Gurupi (Fig. 3.2).

O Cráton Amazônico (escudos das Guianas e Brasil - Central) representa uma megaunidade geotectônica, com rochas de idades arqueana a neoproterozóica. Na visão de Costa & Hasui (1997), o cráton apresenta divisão tectônica por blocos (ex: Araguacema e Oiapoque) (Fig. 3.3), enquanto Santos (2003) advoga, pelo modelo de compartimentação geocronológica, que o cráton é formado pelas províncias Transamazonas, Carajás, Amazônia Central, Tapajós-Parima, Rondônia-Juruena, Rio Negro e Sunsás (Fig. 3.4). Engloba uma enorme variedade de rochas, que inclui gnaisses, migmatitos, granodioritos, riolitos, andesitos, sienitos, monzonitos, rochas metassedimentares, metabásicas e ultrabásicas, granulitos, anfibolitos e granitóides (Cordani et al., 1984).

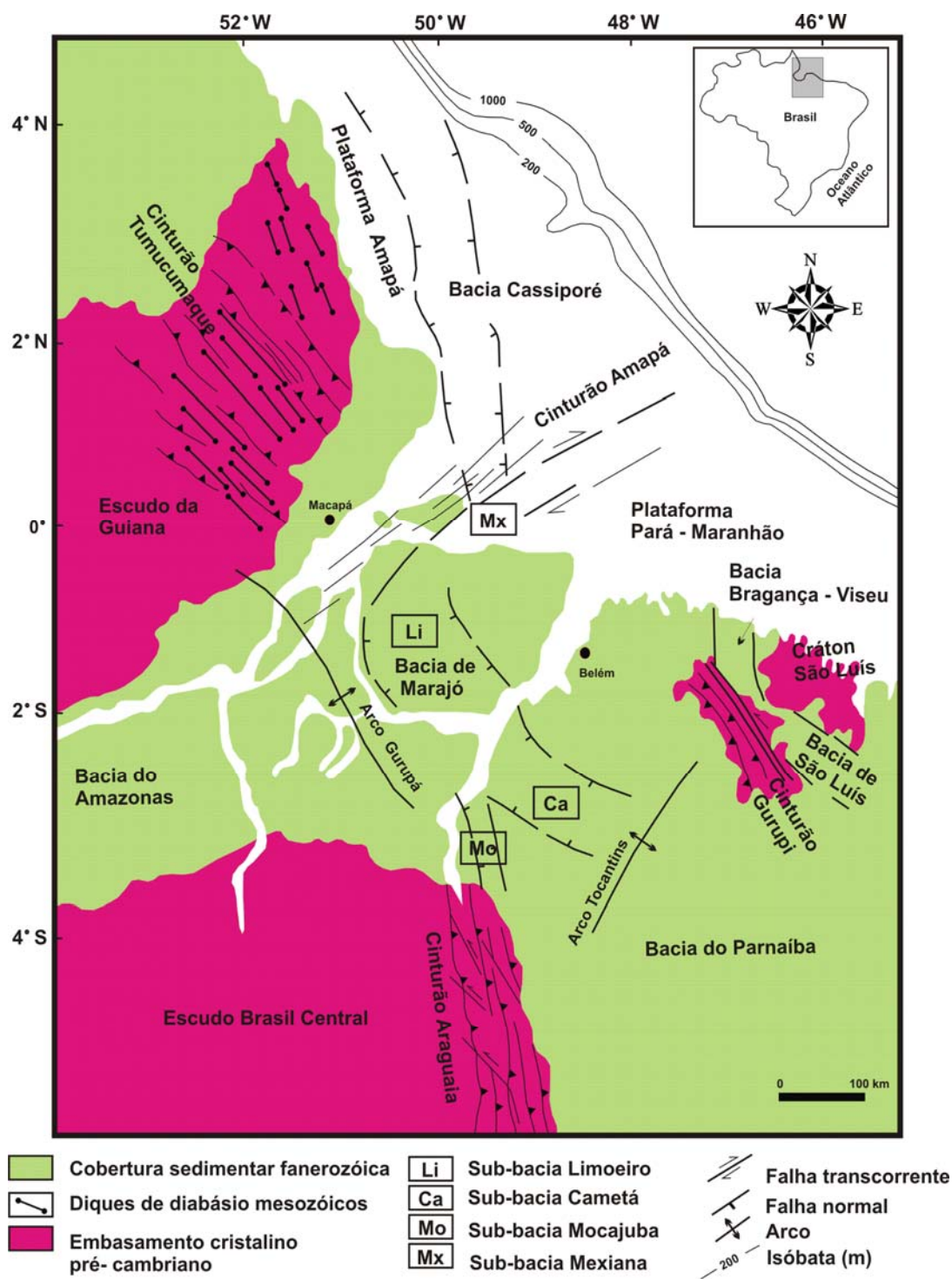


Figura 3.2 - Localização das unidades geotectônicas e feições estruturais do norte do Brasil – região de Belém (Costa et al., 2002).

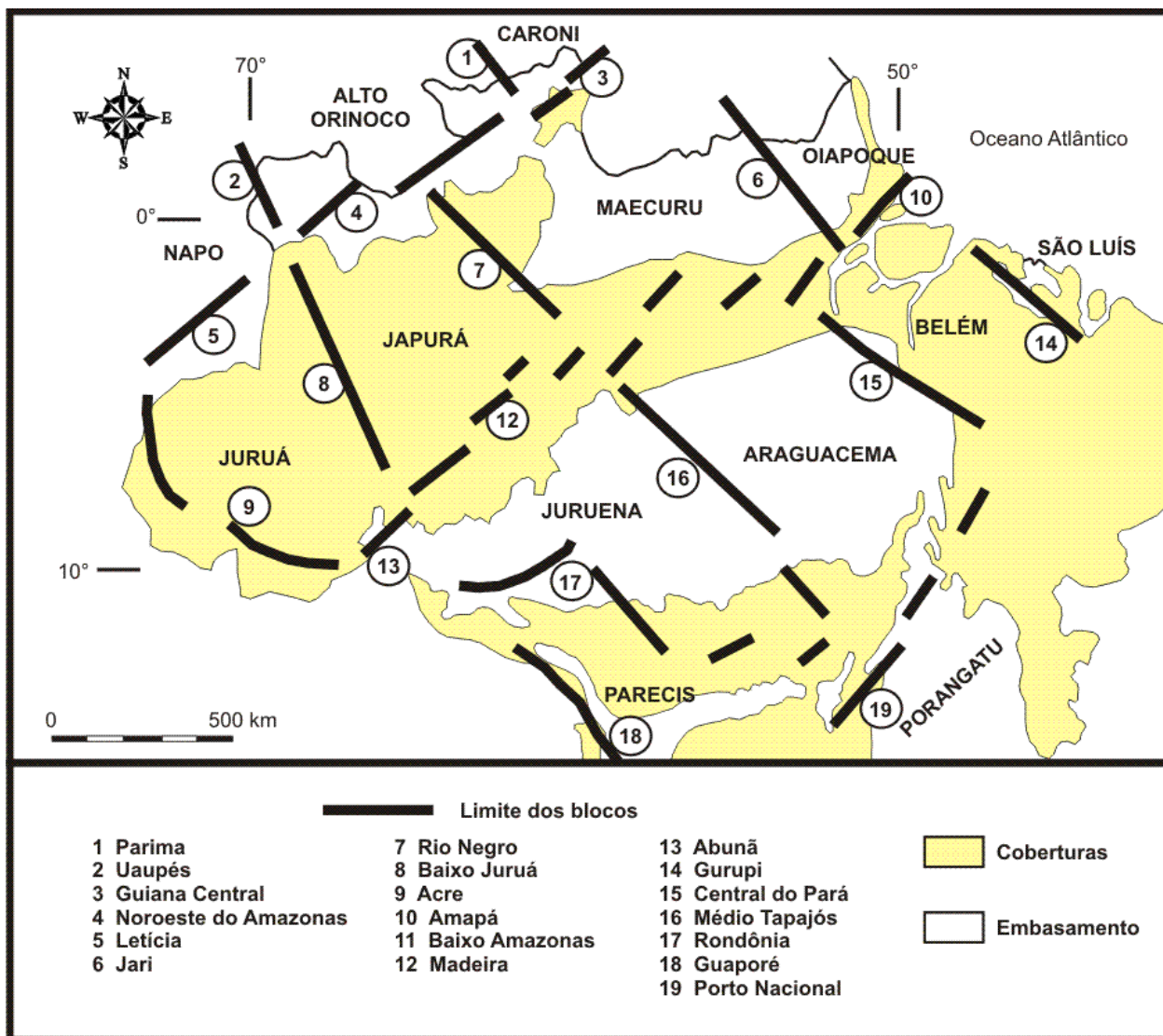


Figura 3.3 – Blocos crustais da região amazônica no Brasil (Costa & Hasui, 1997).

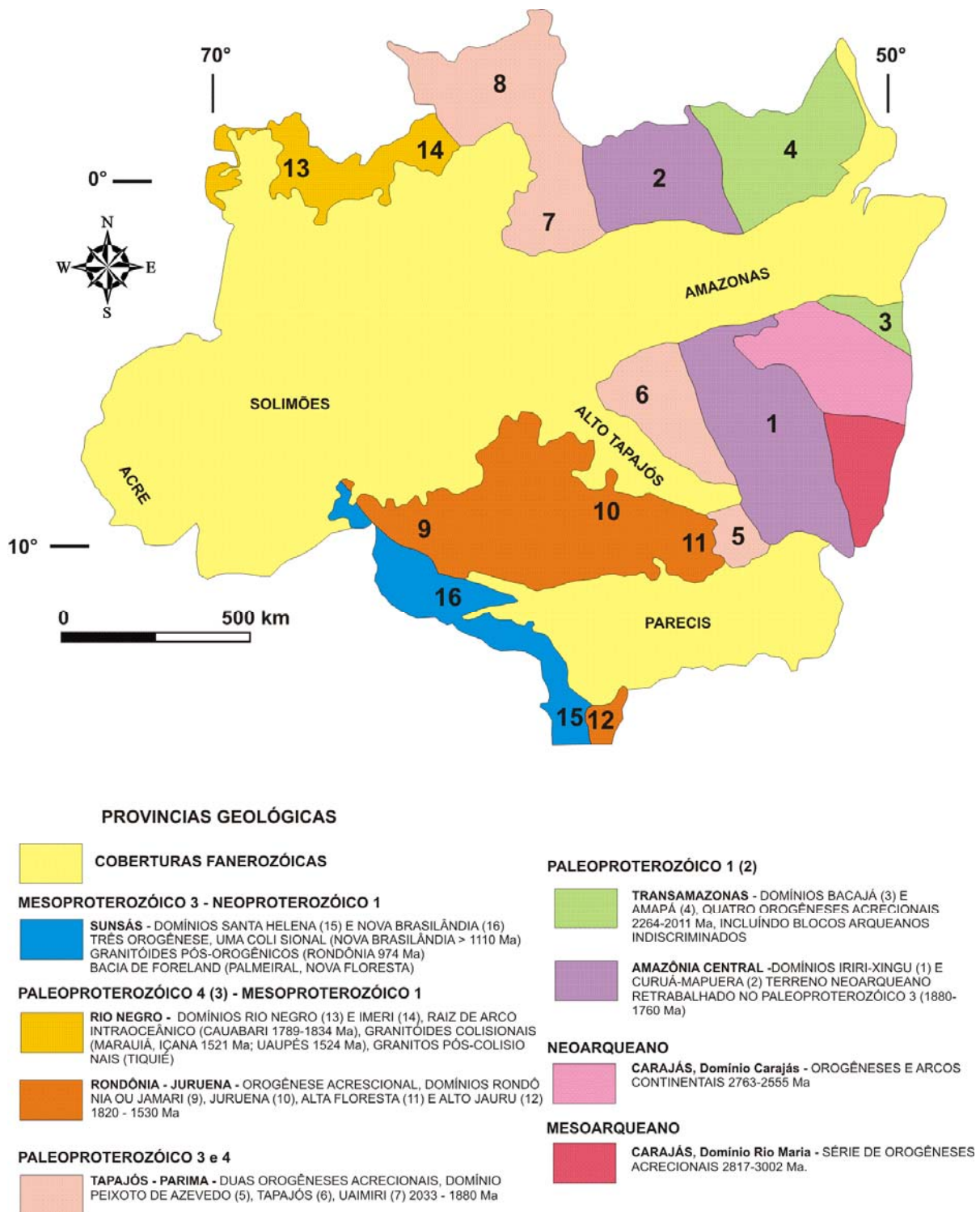


Figura 3.4 - As províncias do Cráton Amazônico (modificado de Santos, 2003).

O Cinturão Araguaia exibe orientação N-S, onde ocorrem rochas de idades arqueana a neoproterozóica. Fazem parte as unidades (Delgado et al., 2003): Grupo Baixo Araguaia representado por rochas metassedimentares pelíticas-psamíticas e carbonáticas (localmente), subdividido em zona interna (formações Morro do Campo e Xambioá) e zona externa (formações Pequizeiro e Couto Magalhães). Encontram-se rochas máficas-ultramáficas (seqüências Serra do Tapa e Quatipuru) representando restos de crosta oceânica proterozóicas. Ocorrem diversos corpos graníticos (Santa Luzia, Ramal do Lontra) e alcalinos (suítes Monte Santo e Serra da Estrela). O embasamento do cinturão é constituído por domos gnáissicos (Colméia, Lontra e Xambioá) de idades arqueanas. O metamorfismo apresenta grande variação no grau metamórfico, desde xisto-verde baixo, a oeste, a anfibolito, na porção leste.

O Cinturão Gurupi possui orientação NW-SE. É constituído por rochas predominantemente paleoproterozóicas (Klein et al., 2005; Palheta, 2001). Segundo Klein et al. (2005), o cinturão é composto pelo Metatonalito Igarapé Grande, que representa lentes de metatonalitos granoblásticos, mais ou menos gnaissificados; Complexo Itapeva constituído basicamente por gnaisses tonalíticos de fácies anfibolito, foliados a bandados, com localizada migmatização; seqüência metassedimentar do Grupo Gurupi, que inclui a Formação Rio Piritoró formada por pelitos anquimetamorfizados e de fácies xisto verde baixo (Costa & Ricci, 2000); Formação Jaritequara composta por grauvacas e xistos micáceos e quartzosos de fácies xisto verde alto (Costa & Ricci, 2000); Formação Chega Tudo representada por seqüência metavulcanossedimentar, contendo rochas em fácies xisto verde a anfibolito baixo; Formação Marajupema constituída por quartzitos e xistos feldspáticos, metamorfizados na fácies anfibolito; e corpos granitóides Cantão, Maria Suprema, Japim, Jonasa, Ourém, Nefelina Sienito Boca Nova e Ney Peixoto.

O Cráton São Luís é considerado um fragmento do Cráton Oeste-Africano. Klein et al. (2005) propôs o seguinte arranjo litoestratigráfico para este cráton: Grupo Aurizona composto por rochas metavulcanossedimentares de fácies xisto verde a anfibolito (subordinadas); Suíte Intrusiva Tromai formada por tonalitos, trondhjemitos, granodioritos e monzogranitos subordinados de afinidades metaluminosas; Granito Areal constituído por sienogranitos e monzogranitos com enclaves de rochas



supracrustais; Suíte Intrusiva Tracuateua composto por granitóides peraluminosos, dos tipos sienogranitos e monzogranitos com duas micas e enclaves de rochas supracrustais. A maioria dessas rochas estabeleceu-se no Paleoproterozóico (Klein et al., 2005; Palheta, 2001).

De modo geral, estas zonas de fraqueza crustal pré-cambrianas apresentam direções predominantemente NE-SW e NW-SE (Figs. 3.3 e 3.5).

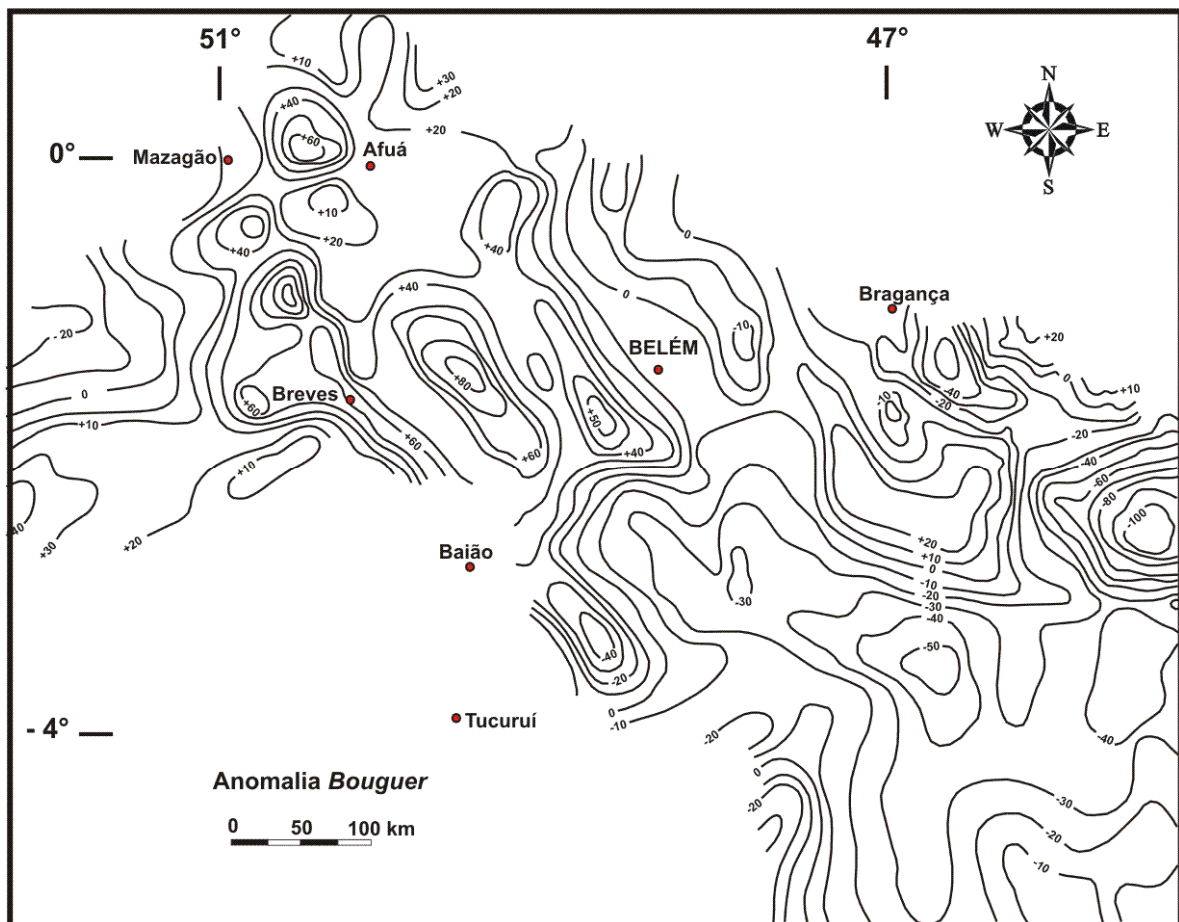


Figura 3.5 – Mapa regional de anomalia *Bouguer*, mostrando a configuração na região de Belém e adjacências (modificado PETROBRAS<sup>3</sup>, 1969 apud Abreu & Lequer, 1985). Próximo à Belém os *trends* das curvas de isovalores são predominantemente NW-SE.

<sup>3</sup> PETROBRÁS. Mapa *Bouguer* compilado: área Pará-Amapá-Maranhão-Piauí-Ceará. RENOX-DIREX: Belém, 1969. Escala 1: 2.500.000. Inédito.

A partir do Paleoproterozóico em diante, estas direções foram submetidas à movimentação subsequente (tectônica ressurgente, Hasui, 1990), principalmente nos seguintes períodos geológicos (Costa et al., 1993; Hasui, 1996):

No Mesoproterozóico manifestou-se um processo tectogênico com implantação de importantes sistemas de falhas normais e transcorrentes de direções N-S, NE-SW, E-W e NW-SE, em regime de estiramento NE-SW. Exceção ocorreu a noroeste da Guiana Central e noroeste do Amazonas, onde atuou distensão N-S.

No intervalo Ordoviciano-Triássico desenvolveram-se as bacias intracratônicas do Solimões, do Amazonas e do Parnaíba. Em função da distensão geral NW-SE, atuante neste intervalo, instalaram-se falhas normais NE-SW, E-W e N-S, e transcorrentes NW-SE.

No Mesozóico, o evento extensional relacionado à Reativação Sul-Atlântica, que culminou com a abertura do Atlântico, reativou áreas das bacias do Solimões, Amazonas e Parnaíba (Fig. 3.1), e desenvolveram-se as bacias do Tacutu, Bragança-Viseu, São Luís e de Marajó (sub-bacias Limoeiro, Cametá, Mocajuba e Mexiana) (Fig. 3.1) e outras nas zonas costeiras. Em Roraima (Bacia do Tacutu), o estiramento se deu na direção NW-SE, formando falhas normais NE-SW e de transferência NW-SE. Nas demais áreas, o eixo de distensão posicionou-se segundo a direção ENE-WSW, que gerou falhas normais NNW-SSE e NW-SE, e transferentes ENE-WSE e NE-SW.

A partir do Cenozóico, o território brasileiro é marcado por regime tectônico transcorrente, induzido pela rotação da Placa Sul-Americana para oeste. A inversão do regime extensional para transcorrente baliza o início da atuação neotectônica brasileira, admitida ser a partir do Mioceno.

### 3.3 – NEOTECTÔNICA DA REGIÃO NORDESTE DO PARÁ

Os antigos geólogos consideravam que a região nordeste do Pará, assim como outras áreas de idade cenozóica no Brasil, fosse estável, sem indícios de tectonismo recente. Mas, várias investigações de campo e de sensoriamento remoto identificaram feições e estruturas tectônicas que caracterizaram o quadro neotectônico do nordeste do Pará. Além disso, estes estudos estabeleceram relações com outras áreas da região amazônica (Borges et al., 1995b; Costa et al., 1991; Costa et al., 1993; Costa, 1996; Costa et al., 1996).

A movimentação neotectônica na região amazônica é fortemente controlada pela estruturação do embasamento (Costa et al., 1993; Hasui, 1996), e é resultante de tectonismo transcorrente, de binário dextral E-W, intraplaca induzido pelo deslocamento da Placa Sul-Americana para oeste (Hasui, 1990).

Os perfis lateríticos bauxíticos-fosfáticos, formados no Oligoceno, estabeleceram a idade máxima do início da atuação neotectônica na região amazônica (Costa, 1996). A partir da idade de implantação desses perfis, que marca um período de estabilidade tectônica, individualizaram-se duas grandes movimentações neotectônicas (Bemerguy et al., 1995), ocorrentes também na região nordeste do Pará (Borges et al., 1995a), nos seguintes intervalos:

#### a) Mioceno – Plioceno

As manifestações primordiais neotectônicas, na região nordeste do Pará, são caracterizadas pelo desenvolvimento de estruturas transtensivas e transpressivas (Costa et al., 1996).

As primeiras citadas ocorrem nas regiões da ilha de Marajó, Belém, Ipixuna e o litoral. Compreendem falhas mestras normais, lítricas e planares, na direção NW-SE, inclinadas para NE, as quais estruturaram a bacia na qual foram depositados os sedimentos da Sequência Pirabas - Barreiras (Fig. 3.6).

A evolução tectonossedimentar dessa bacia de afastamento é relacionada a duas fases (Costa et al., 1996):

- 1) Avanço do mar “Pirabas” controlado pelas falhas normais (NW-SE) e conseqüentemente a sedimentação dos carbonatos da Formação Pirabas;
- 2) Sucessivas movimentações ao longo das falhas normais, que geraram a deposição da seqüência siliciclástica da Formação Barreiras. As falhas transcorrentes dextrais NE-SW, que também atuaram durante a evolução da bacia, podem ser responsáveis pelo controle da distribuição das seqüências sedimentares na direção NW-SE. Posteriormente, ocorreu o período de quiescência dos movimentos tectônicos no Pleistoceno Médio caracterizado por perfis lateríticos imaturos.

As áreas transpressivas (Fig. 3.7) abrangem a região de Marabá, Paragominas até a porção oeste do Maranhão. Estas áreas têm formas romboédricas, limitadas nas suas porções norte e sul por feixes transcorrentes dextrais E-W, impostos na Formação Ipixuna (Cretáceo Superior) e em perfis bauxíticos-fosfáticos (perfis lateríticos maduros). Estes feixes são representados por anomalias em cotovelos, nas drenagens de terceira ordem. Controlam fortemente a orientação das drenagens de primeira e segunda ordem. Apresentam estruturas transpressivas e transtensivas ao longo da direção E-W e controlam os rios principais na porção sul (Araguaia, Tocantins e Itacaiúnas).

A parte interna desse segmento transpressivo é representada por um conjunto de serras alinhadas (Serra do Tiracambu) e alongadas na direção NE-SW. As serras apresentam feições cuestiformes, convergentes e divergentes, com altitude de até 500 m, produtos de sistema de dobras abertas, de dimensões métricas a quilométricas, com eixos N40° - 70°E.

#### b) Pleistoceno – Holoceno

O segundo grande episódio de movimentação do Pleistoceno Médio ao Holoceno provocou, na região nordeste do Pará, o surgimento de diversas estruturas romboédricas transtensivas, de dimensões variadas, assimétricas e simétricas, representadas por falhas transcorrentes dextrais E-W que se interligam por meio de falhas normais NW-SE, NNW-SSE e N-S, definindo bacias de afastamento (Costa et al., 1996).

Essas estruturas do Quaternário (Figs. 3.7, 3.8, 3.9) afetam as formações Ipixuna (Cretáceo Superior), Pirabas e Barreiras (Oligo-Mioceno) e os perfis lateríticos imaturos,

com indicação de rejeito de falhas normais de poucos metros a várias dezenas de metros.

A movimentação das falhas normais provocou a distribuição, em faixas alternadas, das formações Ipixuna e Barreiras; expôs isolada a Formação Pirabas em meio a Formação Barreiras; promoveu o basculamento da ilha de Marajó; possibilitou a deposição da Seqüência Pós-Barreiras; produziu dissecação no sistema colinoso; gerou formação de arcos, de cotovelos, de segmentos retos, de capturas e de segmentos meandranes na rede de drenagem.

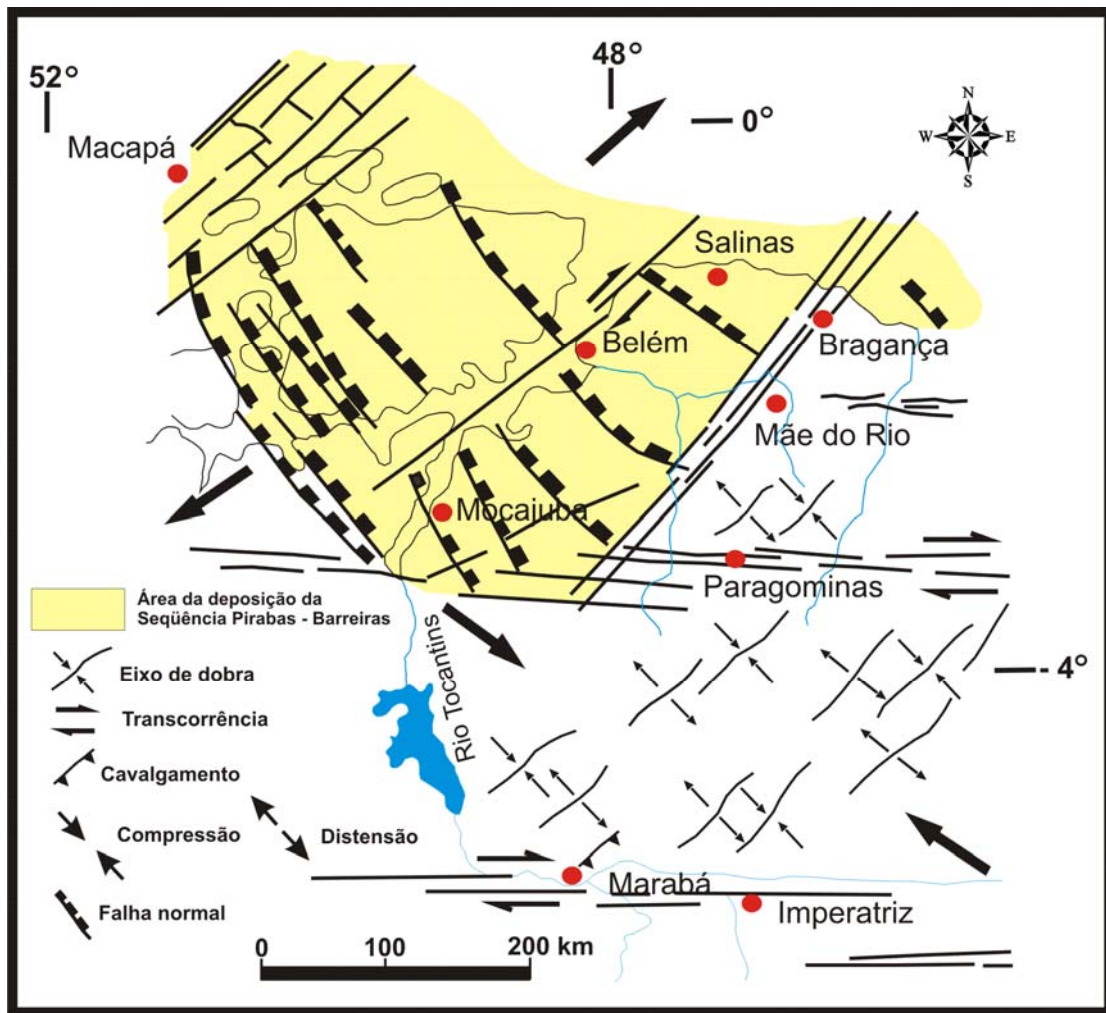


Figura 3.6 - Estruturas paleogenas-miocênicas: falhas mestras normais na direção NW-SE, inclinadas para NE, controlaram a deposição da Seqüência Pirabas-Barreiras. Falhas transcorrentes dexas NE-SW seccionam as falhas normais (Costa et al., 1996).

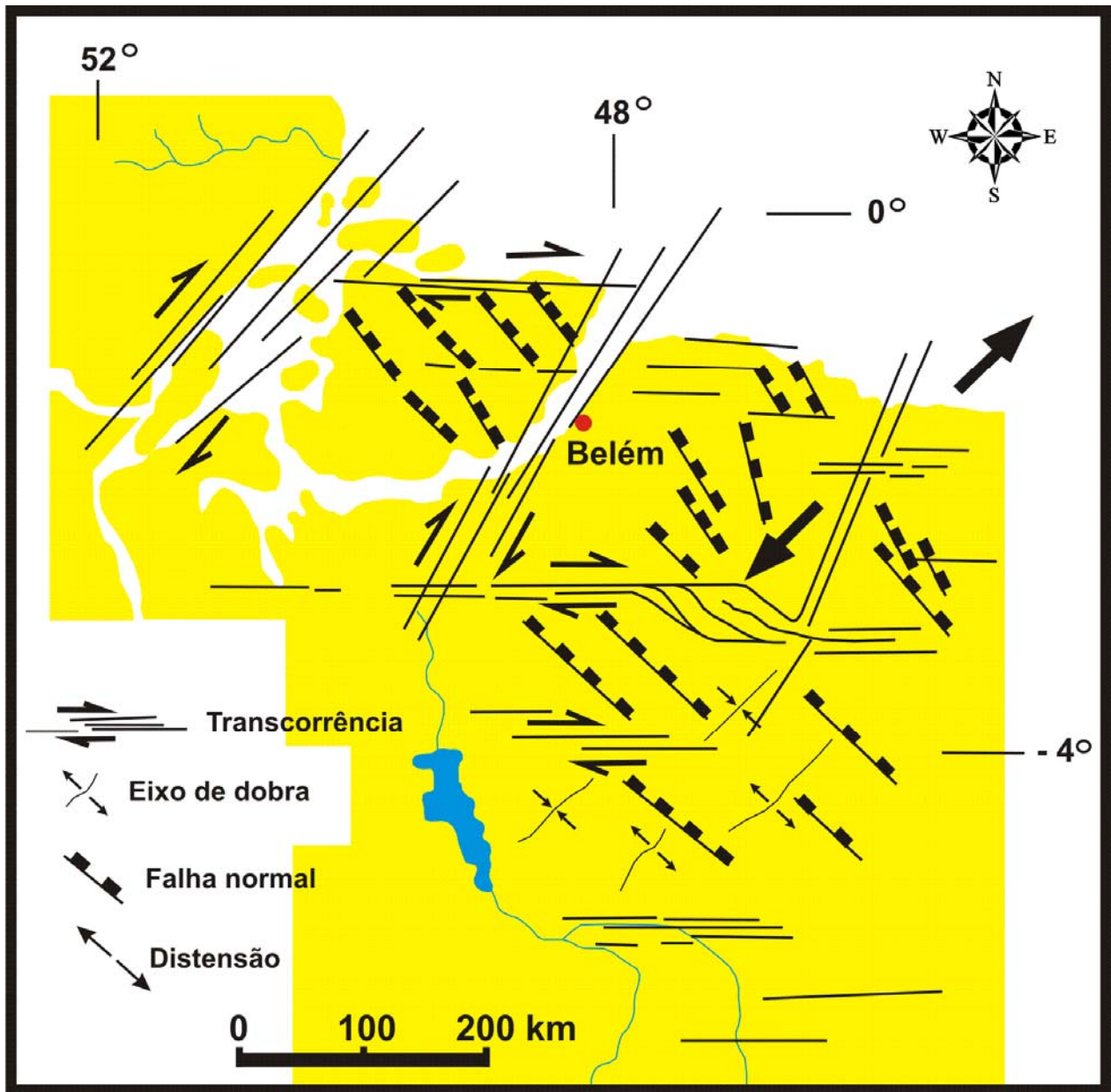


Figura 3.7 - Estruturas quaternárias: surgimento de várias estruturas romboédricas transtensivas controladas por falhas transcorrentes dextrais E-W, normais NW-SE reativadas, transcorrentes dextrais NE-SW e falhas normais N-S (Costa et al., 1996).

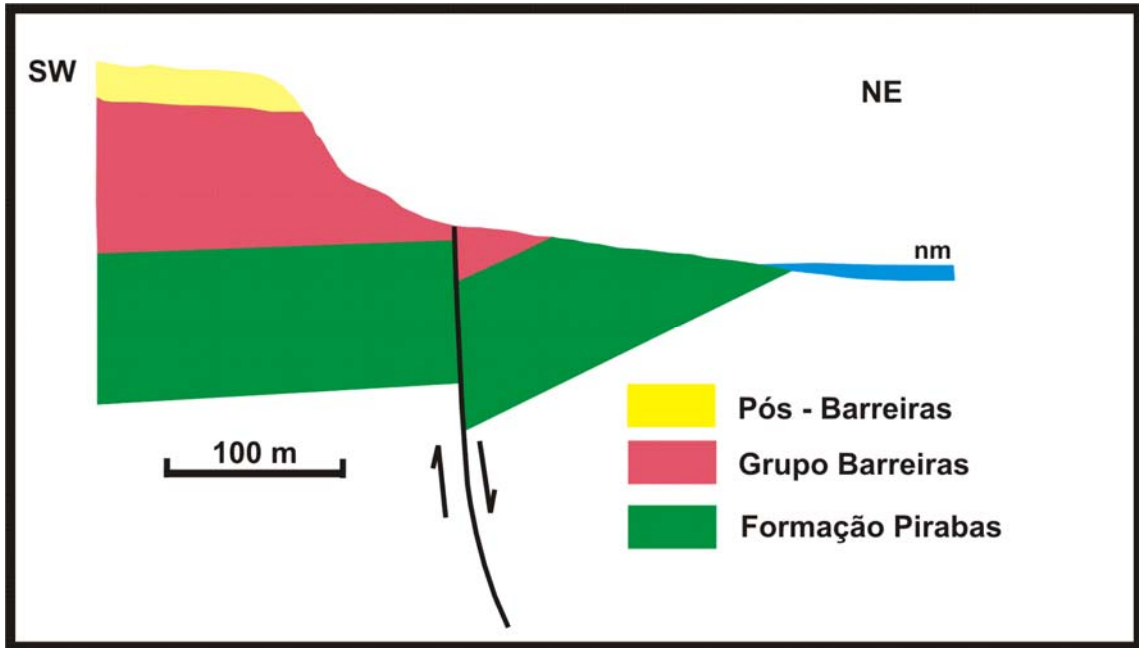


Figura 3.8 - Seção geológica esquemática na localidade de Quarenta de Mocoóca (município de Maracanã), região do salgado, nordeste do Pará, onde encontram-se camadas das unidades Barreiras e Pirabas com inclinação entre 30° a 60° para SW (modificado Costa et al., 1993).

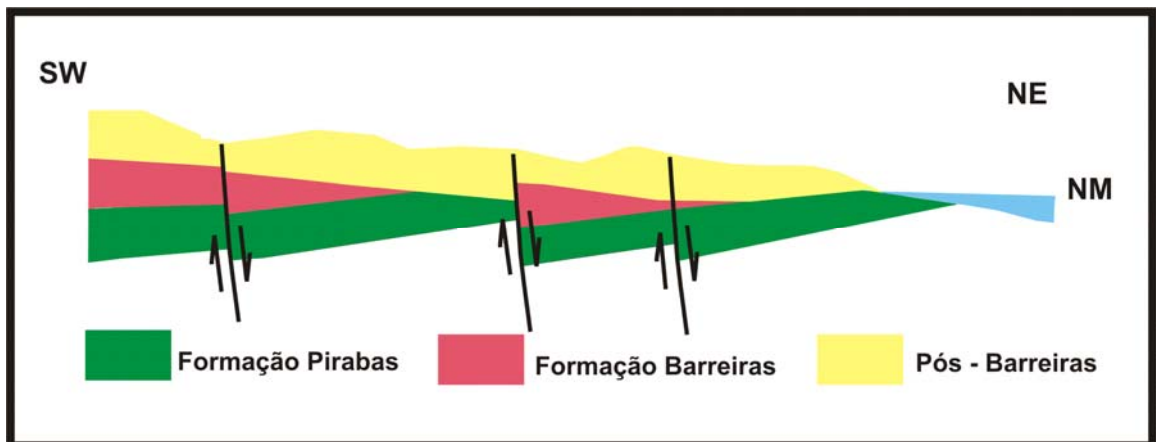


Figura 3.9 - Perfil esquemático das estruturas do quaternário, na direção SW-NE, na região de Salinópolis, nordeste do Pará (Costa et al., 1993).

Os sismos intraplacas que ocorrem na Amazônia contribuem para comprovar a existência de movimentos recentes. Eles representam alívios de tensão ao longo de descontinuidades preexistentes, reativadas ou menos provavelmente neoformadas (Costa & Hasui, 1997). Mito (1993) individualizou oito zonas sismogênicas na Amazônia. A ilha de Mosqueiro situa-se na zona sismogênica de Belém. Já ocorreram no nordeste da ilha de Marajó e em Belém sismos de intensidades de 4,8 e 4,5, respectivamente (Costa & Hasui, 1997).

### 3.4 - TECTÔNICA DA REGIÃO DE BELÉM E ADJACÊNCIAS

A primeira referência a respeito de ocorrência de falhas em lateritas nas adjacências de Belém, incluindo Mosqueiro, deve-se a Katzer (1933). Igreja et al. (1990) desenvolveram trabalhos de campo, principalmente na ilha de Mosqueiro e na praia de Outeiro (ilha de Caratateua), tendo sido pioneiros no avanço do entendimento do quadro tectônico da região de Belém (Fig. 3.10). Em Mosqueiro citam-se também as contribuições aportadas por Costa & El-Robrini (1992), Borges et al. (1997), Cavalcante (1997), Monteiro et al. (1992). Recentemente, Sales (2005), investigando parâmetros físicos para modelar a paisagem de Mosqueiro, descreveu a ocorrência de falhas orientadas nas direções NW-SE, NE-SW e E-W.

Segundo Igreja et al. (1990), a região de Belém é definida por duas direções principais de feixes de falhas:

#### a) Zonas normais NE-SW

São falhas normais N50°-60°E com mergulhos fortes para NW. São caracterizadas por rotações nas camadas sedimentares impostas nas estruturas primárias e nos níveis lateríticos da Formação Barreiras, com inclinações de até 30° em direção ao continente, no sentido SE.

Nessas zonas encontram-se feições diapíricas de constituição lamosa em camadas argiloarenosas e, também, pequenos grabens instalados em lateritas de aspectos cavernosos. Os planos de falha estão definidos por *slickensides* hematíticos e



os *rods* hidroplásticos estão estirados em torno de 60°-70°/N50°W. As fraturas, preenchidas por óxido e hidróxido de ferro, às vezes podem ser confundidas com gretas de contração e estruturas biogênicas (Costa et al, 1991).

#### b) Zonas transferentes NW-SE

São falhas transcorrentes dispostas nas direções N45°-55°W com mergulhos subverticais que recortam litotipos, principalmente argilosos. Estas falhas são definidas por estruturas hidroplásticas como cataclastos foliados descontínuos, porções elipsoidais menos deformadas posicionadas ao longo das zonas transcorrentes, e fragmentados de argilitos gerados por interseção de falhas.

Distinguem-se duplexes direcionais distensivos, os quais formam conjunções de *Riedel*. As falhas possuem movimentação geralmente sinistral, e seccionam, em posição inclinada ou perpendicular, as falhas normais.

Essas zonas produzem nas unidades migrações laterais, provocam adelgaçamento e espessamento diferencial das camadas, arqueamento e desnivelamento. Componentes normais permitiram o abatimento de blocos ao longo dessas zonas. As falhas transcorrentes são os principais segmentos que controlam a deposição de lama e a formação de mangue, enquanto que as falhas normais são as responsáveis pela construção e deformação das falésias e formação das praias.

As ilhas guajarinas, em visão aérea, apresentam formas retangulares e losangulares. Seriam produtos de origem tectônica a partir de prismas sedimentares, atualmente ativos, soerguidos pela rotação das cunhas geradas por meio de estiramento litosférico (Igreja et al., 1990).

No estudo de Igreja et al. (1990), as falhas normais (NE-SW) permitiram regionalmente posicionar a direção NW-SE como sendo o de maior estiramento ( $\sigma_3$ ). A partir disso, Igreja et al. (1990) elaboraram um modelo em que as megaestruturas, interpretadas como hemigrabens, têm falhas limitantes que mergulham e coligam-se em profundidade, formando de um leque lístrico inclinado para NW (Fig. 3.11).

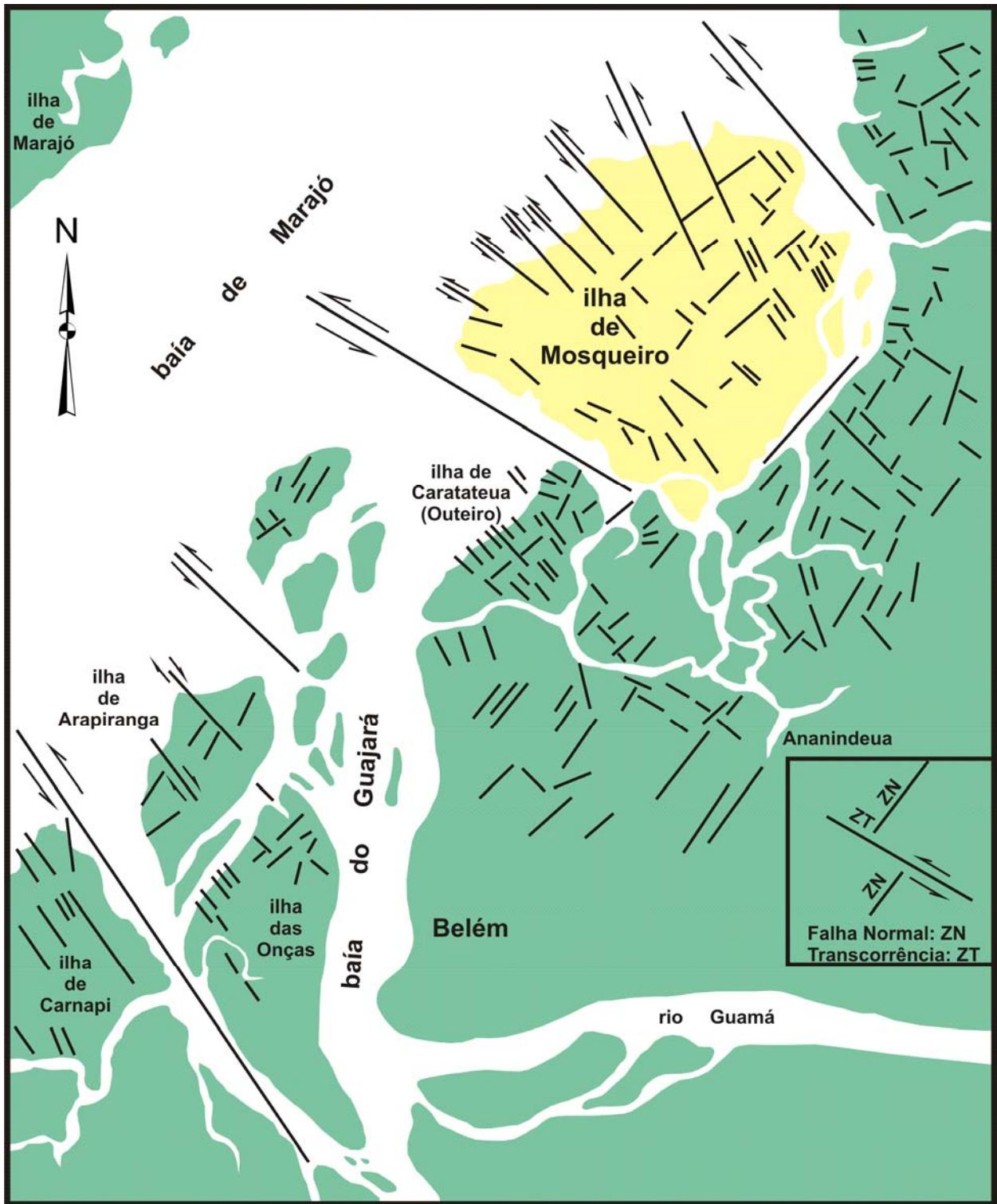


Figura 3.10 – Desenho esquemático do modelo neotectônico da região de Belém a adjacências, segundo Igreja et al. (1990).

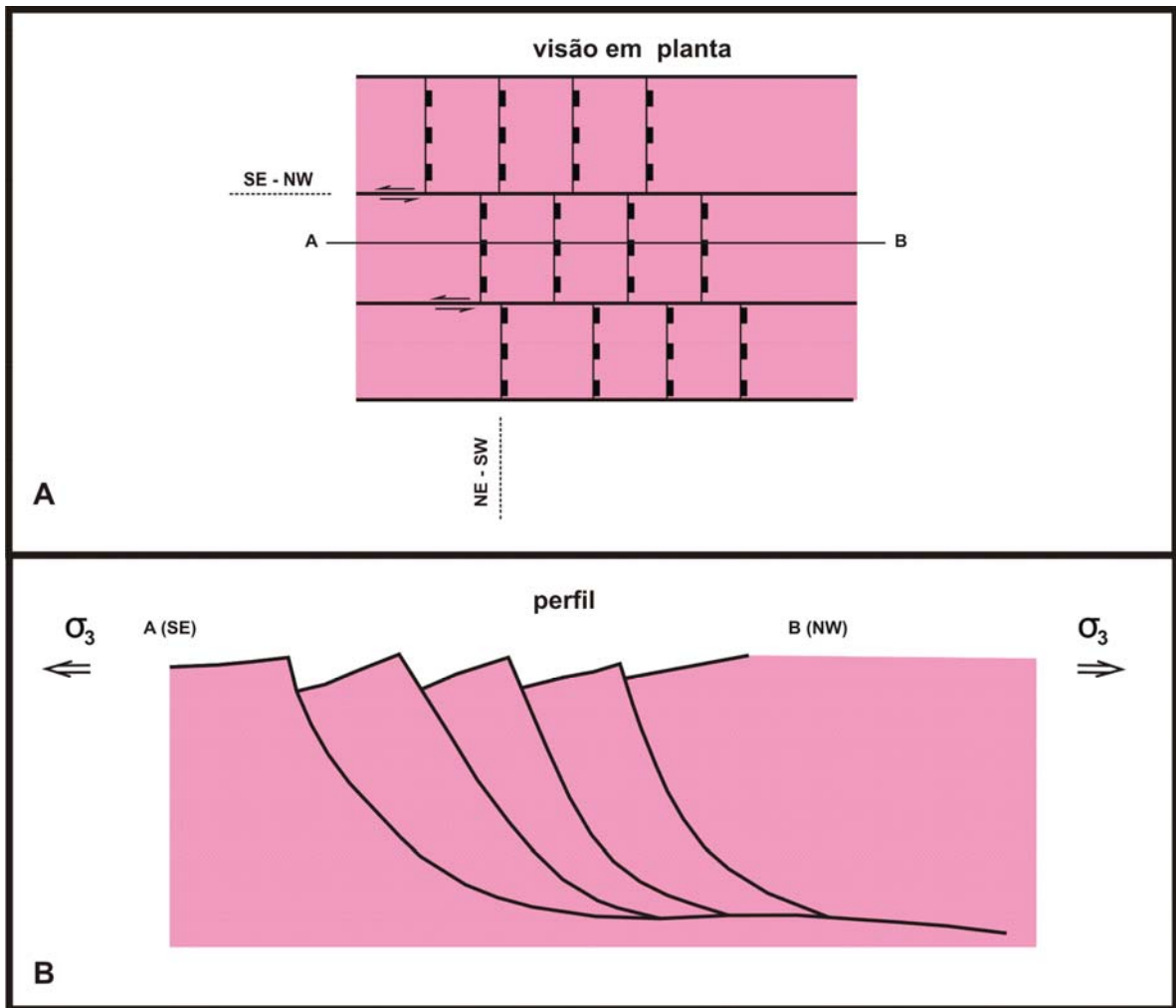


Figura 3.11 – Desenho esquemático, elaborado nesta tese, do modelo neotectônico distensivo, com geometria hemigraben, proposto por Igreja et al. (1990) para região de Belém. A - falhas de transferência (SE-NW) e normais (NE-SW); B - perfil listrico com direção de estiramento ( $\sigma_3$ ).

### 3.5 - LITOESTRATIGRAFIA DA REGIÃO METROPOLITANA DE BELÉM

As unidades geológicas da região de Belém são representadas pelas formações Pirabas e Barreiras, e Sedimentos Pós-Barreiras. A deposição destas unidades foi particularmente controlada pela formação e reativação de falhas normais e transcorrentes (Costa et al., 1996), como também por mudanças eustáticas e climáticas que geraram flutuações do nível relativo do mar (Rossetti, 2001).

Com base em vários estudos, principalmente sedimentológicos e paleontológicos, Rossetti (2001) integralizou informações sobre estas formações e propôs uma divisão por seqüência (Fig. 3.12) para a região nordeste do Pará, que engloba a região de Belém. São elas:

- a) Seqüência A: compreende a Formação Pirabas e a parte inferior da Formação Barreiras. A seqüência representa a passagem gradual lateral e ascendente dos depósitos Pirabas para os sedimentos do Barreiras. As fases finais da sedimentação Pirabas e o início da deposição Barreiras são considerados de idade contemporânea (Costa et al., 1993; Góes et al., 1990; Rossetti, 2001);
- b) Seqüência B: corresponde a parte intermediária e superior da Formação Barreiras;
- c) Seqüência C: representa os Sedimentos Pós-Barreiras.

ÉPOCA		UNIDADE LITOESTRATIGRÁFICA	SEQÜÊNCIA DEPOSICIONAL
PLIOCENO - QUATERNÁRIO		Pós-Barreiras	C
MIOCENO	SUPERIOR	Paleossolo Laterítico	DS3
	MÉDIO	Formação Barreiras Superior - Médio	B
	INFERIOR	Formação Barreiras Inferior	DS 2
		Formação Pirabas	A
OLIGOCENO SUPERIOR		Paleossolo Bauxítico - Laterítico	DS 1

Figura 3.12 - Seqüências estratigráficas do Cenozóico (Paleogeno Superior – Neogeno) das plataformas Bragantina e Pará. A - Formação Pirabas e a parte inferior da Formação Barreiras; B - parte intermediária e superior da Formação Barreiras; C - Sedimentos Pós-Barreiras (Rossetti, 2001).

### 3.5.1 - Sedimentos Pós-Barreiras

Silva & Loewenstein (1968) introduziram a denominação Pós-Barreiras para caracterizar depósitos de latossolos, de coloração amarelada, sobrepostos a Formação Barreiras (Fig. 3.12).

Estes sedimentos são arenoargilosos (Sá, 1969), geralmente maciços. Contudo, podem ser observadas estruturas de deposição de dunas eólicas (Costa et al., 1993; Rossetti et al., 1989). Apresentam espessuras variadas. São originados do desmantelamento e formação *in situ* da unidade Barreiras (Costa & Horbe, 1995).

Datação em sambaquis indica, para estes depósitos, idade de 5.200 anos (Simões, 1981). Separam-se da Formação Barreiras por meio de discordância erosiva (Rossetti, 2001) marcada por horizonte laterítico imaturo (Costa, 1991).

Na ilha de Mosqueiro, os Sedimentos Pós-Barreiras são constituídos por materiais arenosos, argiloarenosos a argiloconglomeráticos, e apresentam estrutura maciça (Costa et al. 1991; Igreja et al., 1990). O contato com as rochas da Formação Barreiras indica origem autóctone, segundo transição gradual, e localmente alóctone, em contato abrupto. Apresentam espessuras, variando de 0,5 a 3 m. Estão sotopostos à crosta ferruginosa, às vezes sobre saprólito mosqueado do perfil laterítico imaturo imposto na Formação Barreiras.

Basicamente, toda a superfície da ilha é composta por latossolos derivados dos lateritos. Porém, porções de areia quartzosas brancas (podzóis) surgem em meio a estes solos, provenientes de lixiviação "*in loco*" dos mesmos (Sá, 1969).

### 3.5.2 - Formação Barreiras

Encontra-se distribuída amplamente no litoral norte do Brasil. São depósitos siliciclásticos constituídos por uma variedade de rochas onde se destacam arenitos maciços e estratificados, argilitos laminados a maciços, pelitos e conglomerados (Costa et al., 1993; Góes & Truckenbrodt, 1980; Rossetti et al., 1989).

A partir de estudos paleoambientais e estratigráficos, Rossetti et al. (1989) caracterizaram várias litofácies: argilosa com laminação plano-paralela; argilosa maciça; arenosa sem estruturação aparente; arenosa com estratificação cruzada acanalada; arenosa com estratificação cruzada tabular; arenoargilosa com estruturas *wavy* e *linsen*; arenosa com ondulações cavalgantes ascendentes; arenosa grossa e conglomeráticas; conglomeráticas; conglomerática com seixos de argilas; arenosa com estratificação sigmoidal; blocos de arenitos ferruginoso e/ou seixos de quartzos.

As análises faciológicas e polinomórficas sugerem uma deposição atribuída a ambientes transicionais do tipo estuarino (Arai et al., 1994; Arai et al., 1988; Rossetti et al., 1990; Rossetti et al., 1989; Rossetti, 2001). A deposição de sua porção inferior pode ter ocorrido a partir do Mioceno (Arai et al., 1994; Arai et al., 1988).

Foi bem descrita na orla noroeste da ilha de Mosqueiro em falésias (Fig. 3.13) nas praias do Paraíso, Grande e Baía do Sol (Borges & Angélica, 1986; Igreja et al., 1990; Costa et al., 1991). A descrição da base para o topo é a seguinte:

A base dos perfis, exposta apenas na baixa-mar, é formada por camada argiloarenosa esbranquiçada cinza e cinza escuro, com tons avermelhados, arroxeados e amarelados gerados pelo intemperismo. Apresenta laminação plano-paralela, *flaser*, *wavy*, estrutura maciça, camada rica em restos de plantas fossilizadas, greta de contração e estrutura diapírica.

Logo acima da base ocorre rocha laterizada representada por argilito goethizado, com espessura entre 20-50 cm. Este nível não é constante. Na praia da Baía do Sol entremeia a camada argiloarenosa.

Sobreposto ao argilito goethizado, em contato gradual e discordante, encontra-se arenito. Caracteriza-se por areia granulosa, conglomerado basal, intraformacional e a

base de seixos de quartzo, contendo na matriz material siltoargiloso. Nesta camada ocorre estratificação cruzada de pequeno a médio porte, estrutura de escavação, espinha de peixe e preenchimento. Está fortemente laterizada, onde se destaca estrutura colunar e blocos métricos de concreções ferruginosas. A Figura 3.14 mostra o perfil laterítico imaturo em Mosqueiro.

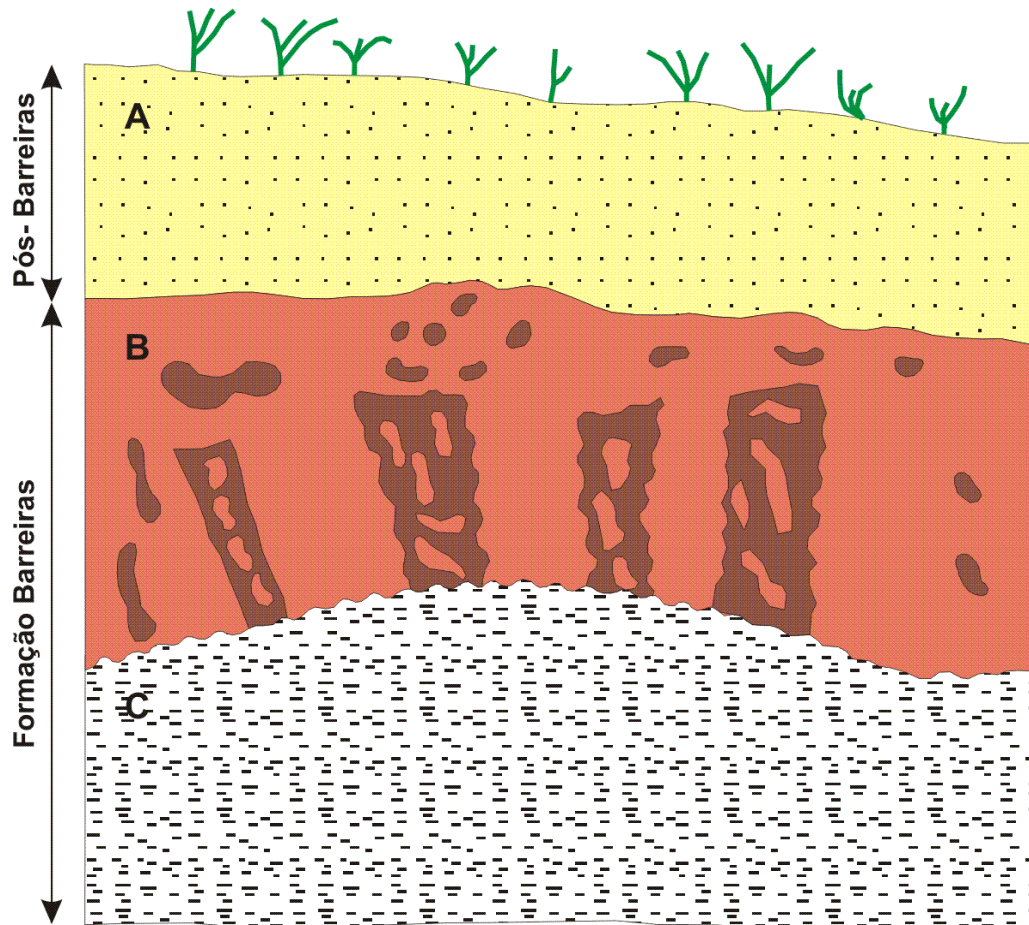


Figura 3.13 – Perfil geológico representativo das três camadas que constituem as falésias da ilha de Mosqueiro e adjacências. A - camada arenosa; B - camada arenosa argilosa a arenoconglomerática; C - camada argiloarenosa (Igreja et al., 1990).



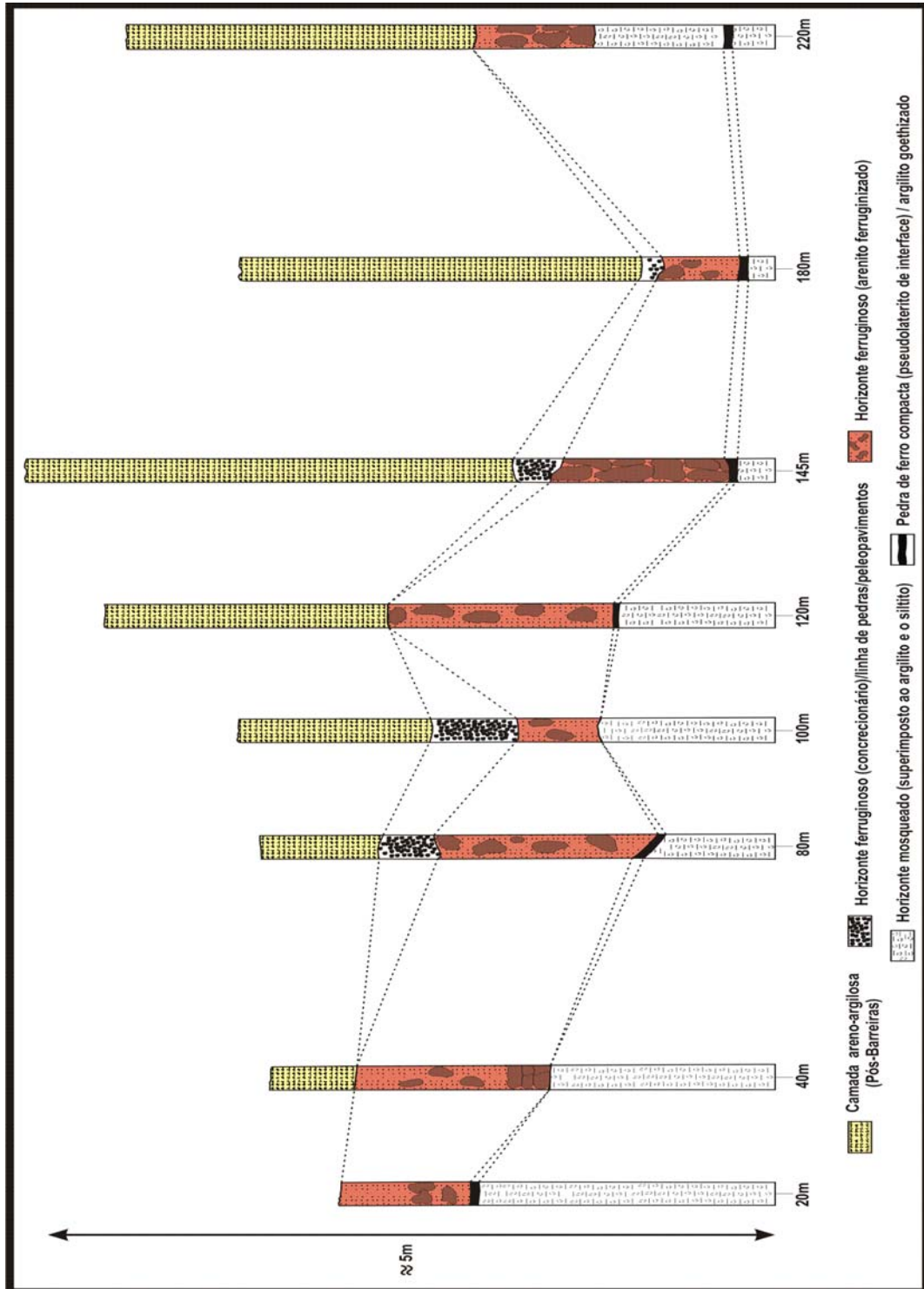


Figura 3.14 – Perfis lateritoestratigráficos da praia do Paraíso - ilha de Mosqueiro (Costa et al, 1991).

### 3.5.3 - Formação Pirabas

A Formação Pirabas aflora no nordeste do Pará, de forma destacada nos municípios de Salinópolis, Capanema e São João de Pirabas, de onde derivou o nome da unidade.

Petri (1957) foi quem primeiro individualizou a Formação Pirabas e estabeleceu às fácies: Castelo, Canecos e Baunilha Grande. Estudos posteriores adotaram como litofácies as denominações: Castelo, Baunilha Grande e Capanema, em arranjos da base para o topo (Ackermann, 1964, 1969, 1976; Ferreira, 1977, 1980, 1982; Ferreira & Francisco, 1988):

a) Castelo: representa ambiente nerítico, de águas quentes, rasas e salinidade normal ou acima do normal. Nesta fácies encontram-se fósseis de briozoários, corais hermatíticos, algas coralíneas e moluscos. Encerram litotipos como coquina, micrito, dolomicrito e biohermito.

b) Baunilha Grande: compreende ambiente típico de mangue (reductor) formado por argilito negro, contendo nódulos de calcário escuro, crustáceos fossilizados e vegetais piritizados.

c) Capanema: ambiente lagunar, de água de salinidade abaixo do normal, depositada na borda da bacia. Caracteriza-se por marga, folhelho, micrito, bioclasito e arenito calcífero.

Segundo Góes et al. (1990), a Formação Pirabas teria sete litofácies: biocalcirudito, biocalcarenito não estratificado, biocalcarenito, estratificado, marga, folhelho verde, biohermito e calcilutito. Com base nesta subdivisão, esses autores estabeleceram que a Formação Pirabas não apresenta posição estratigráfica única e nem é restrita geograficamente.

A paleofauna indica idade transicional oligo-miocênica (Ferreira, 1966, 1980, 1982, 1984). Porém, atribuí-se também idade do Mioceno Inferior (Fernandes & Távora, 1990).

A interpretação paleoambiental alega um ambiente deposicional nerfítico raso, de águas límpidas agitadas, de proximidades litorâneas de mar aberto, de costa baixa, e de clima quente (Ferreira & Cunha, 1957; Góes et al., 1990; Costa et al., 1993).

Estas rochas estão sobrepostas, principalmente e discordantemente ao embasamento cristalino (Almaraz & Formoso, 1971) e rochas cretácicas (Rossetti, 2001). O seu limite superior encontra-se, às vezes, interdigitado com a Formação Barreiras (Góes et al., 1990). Não se sabe bem a sua espessura, mas em Capanema encontram-se espessuras de 11 a 48 m (Ackermann, 1976; Ferreira et al., 1984). Em Mosqueiro, a Formação Pirabas ocorre em subsuperfície.

## 3.6 – HIDROGEOLOGIA DA REGIÃO METROPOLITANA DE BELÉM

A seguir serão abordadas as características gerais hidrogeológicas encontradas nos municípios metropolitanos da região de Belém (Ananindeua, Marituba, Benevides e Santa Bárbara).

Segundo os trabalhos de Oliveira (2001) e o de Matta (2002), a RMB possui os seguintes sistemas aquíferos:

### 3.6.1 - Aluviões

São aquíferos livres constituídos por sedimentos conglomeráticos e arenosos. Ocorrem no intervalo de 0 a 10 m de profundidade. Apresentam vazões médias de 10 m<sup>3</sup>/h. A recarga se dá por precipitação pluviométrica e a descarga ocorre por meio dos rios, fontes, evapotranspiração e poços.

As águas desses aquíferos apresentam teores de ferro acima do permitido pela OMS. São vulneráveis a compostos nitrogenados.

### 3.6.2 - Pós-Barreiras

São aquíferos livres ou localmente semiconfinados. São formados por materiais arenosos, intercalados com sedimentos argiloarenosos. Este conjunto apresenta espessura total em torno de 30 m. Às vezes são recobertos por alúvios e colúvios. Apresentam vazões de 1 a 3 m<sup>3</sup>/h.

A qualidade da água é boa. Porém, pode acontecer que também apresentem teores excessivos de ferro. Basicamente, são recarregados por precipitações

pluviométricas e suas descargas ocorrem através dos rios, fontes, evapotranspiração e poços.

### **3.6.3 - Barreiras**

Os aquíferos que ocorrem na Formação Barreiras são bastante heterogêneos. São dos tipos livre e semilivre, sendo que podem ocorrer localmente situações de confinamento.

Constituem-se por arenitos finos a conglomeráticos situados em profundidades normalmente entre 25 a 90 m. Apresentam espessura máxima entre 70-80 m, com vazões entre 20 a 80 m<sup>3</sup>/h. São os aquíferos mais explorados da RMB.

As intercalações de camadas argilosas e arenosas da Formação Barreiras, cujas espessuras são variáveis, levam a uma complexa forma geométrica dos aquíferos.

Quando afloram as rochas permoporosas desse sistema, a recarga se dá diretamente da precipitação pluviométrica, quando não, o suprimento de água vem a partir das camadas sobrepostas.

As águas apresentam como características valores de condutividade elétrica entre 28,5 e 45,0  $\mu\text{S}/\text{cm}$  (Cabral & Lima, 2006), pH entre 3,4 - 5,2, composições cloretada sódica e bicarbonatada sódica. O excesso de ferro, acima de 0,3 mg/L, provoca nas águas o surgimento de ferro-bactérias que causam paladar metálico, mancha em roupas e instalações sanitárias, incrustações nas bombas, nos filtros dos poços e nas canalizações.

### **3.6.4 - Pirabas Superior**

São aquíferos, de natureza confinada, formados por sucessivas camadas de arenitos calcíferos/calcários que se alternam com siltitos e argilitos.

Ocorrem geralmente a partir de 80 m de profundidade, e prolongam-se até 180 m. As vazões variam entre 100 a 200 m<sup>3</sup>/h. São separados do Aquífero Pirabas Inferior por argilitos e siltitos esverdeados.

### **3.6.5 - Pirabas Inferior**

São aquíferos, de natureza confinada, constituídos por repetidas camadas de arenitos, de coloração cinza-esbranquiçada, de granulação fina a conglomerática.

Geralmente, ocorrem a partir dos 180 m de profundidade. Estes arenitos estão intercalados com níveis de argilitos e siltitos esverdeados, de espessuras maiores. Possuem as melhores vazões da região, em torno de 300 m<sup>3</sup>/h ou maiores.

As águas do Pirabas apresentam pH entre 7 - 7,5, STD variando de 242 a 383 mg/L, dureza total em média de 165 mg/L CaCO<sub>3</sub>. As águas são de composição bicarbonatada cálcica.

## ***PARTE II***

## **CAPÍTULO IV NEOTECTÔNICA DA ILHA DE MOSQUEIRO**

---

Para caracterizar o quadro neotectônico da ilha de Mosqueiro, utilizou-se o estudo da forma topográfica integrada à rede de drenagem, que é essencial para identificar estruturas e estabelecer o condicionamento estrutural de áreas situadas em terrenos sedimentares. Como a área está situada em região sem expressão topográfica significativa, a investigação foi realizada por meio do padrão e das anomalias da rede de drenagem, auxiliada pela definição do MDT, microrrelevo e levantamento de dados estruturais.

### **4.1 - ANÁLISE MACROSCÓPICA**

O estudo macroestrutural baseou-se nas seguintes observações:

#### **4.1.1 - Rede de Drenagem**

A hidrografia da ilha de Mosqueiro encontra-se inserida na Bacia Litorânea (COSTA, 2004). Para efeito de descrição, dividiu-se a drenagem da ilha em nove zonas homólogas (Fig. 4.1), correspondendo as seguintes sub-bacias: Cajueiro, Murubira, Pratiçara, Mari-Mari, Marinhas, Pirajussara, Barreiras, Santana e Sucurijuquara.

Procurou-se analisar minuciosamente às propriedades da drenagem de cada sub-bacia, efetuando, além disso, medições das direções dos segmentos retos de drenagem (Fig. 4.2) e observação de anomalias para melhor caracterizar os principais lineamentos morfoestrutural e morfotectônico. A caracterização do arranjo da drenagem, das diversas sub-bacias, estão apresentadas na Tabela 4.1.



#### 4.1.1.1 – Sub-bacia Cajueiro

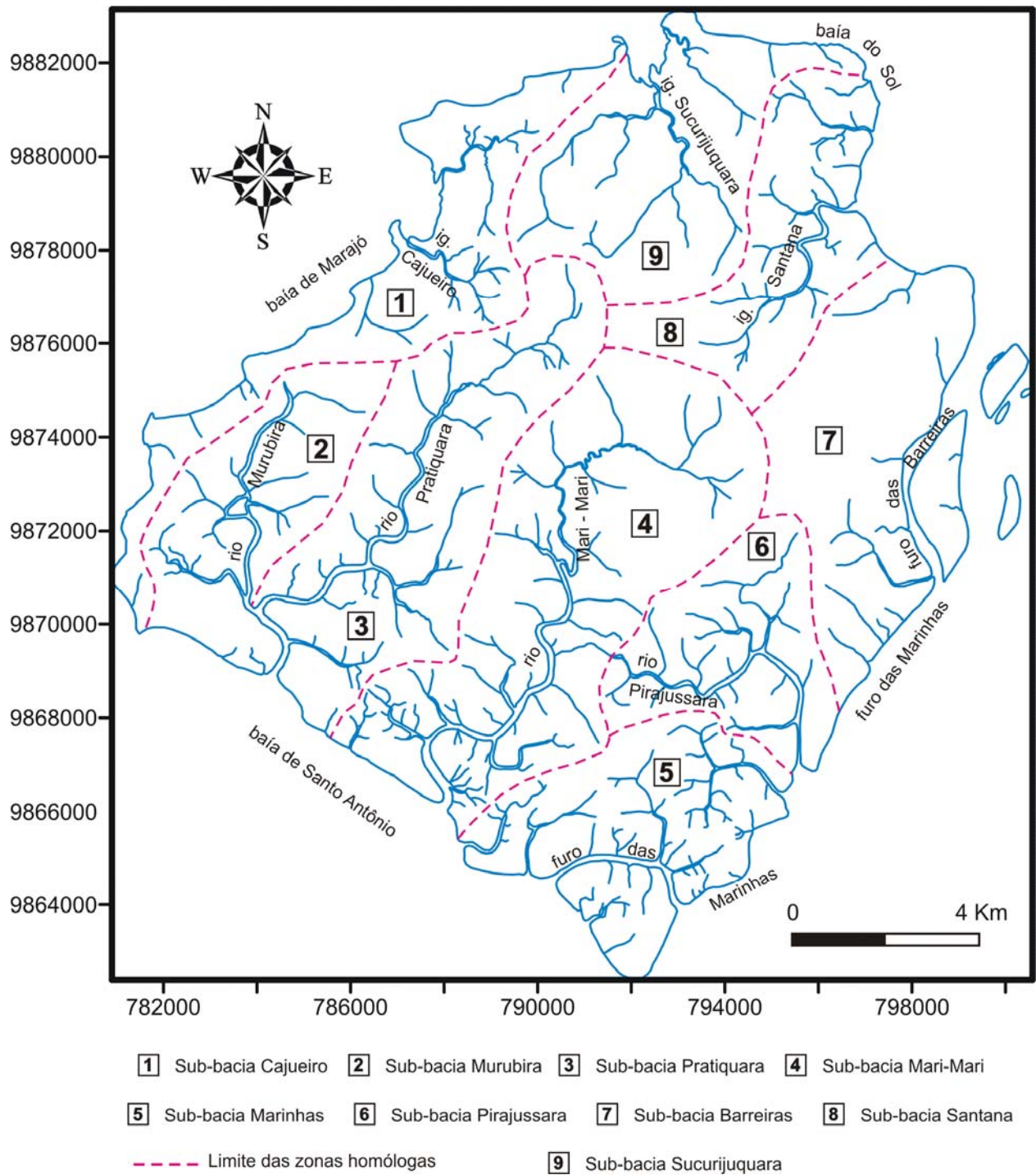
Nesta sub-bacia, a drenagem que se destaca é a do igarapé Cajueiro, que deságua na baía de Marajó, assim como outros cursos d'água secundários. Predomina na sub-bacia um padrão de drenagem, variando de subdendrítico a paralelo. Os traçados têm direções gerais NW-SE e NE-SW.

#### 4.1.1.2 – Sub-bacia Murubira

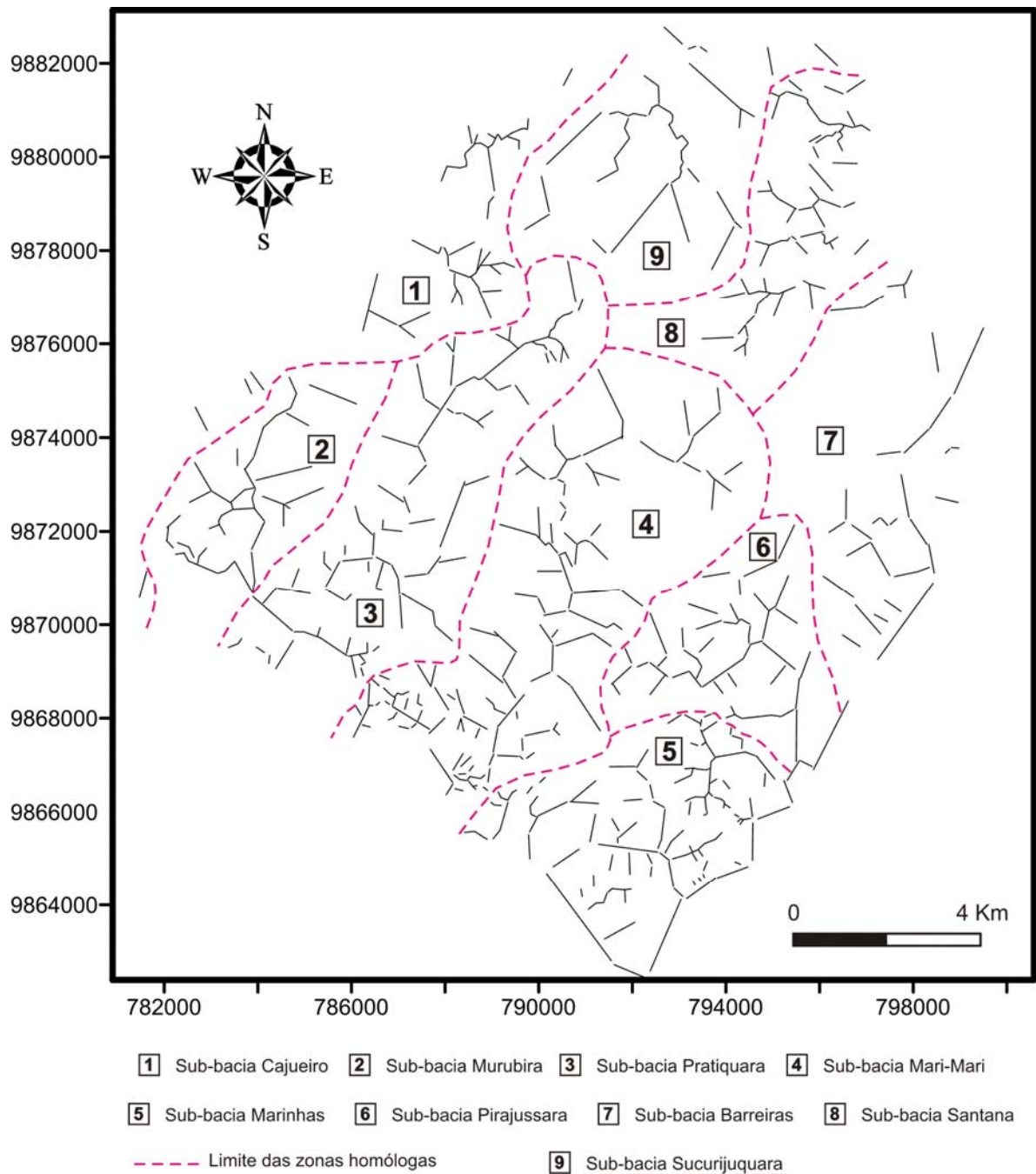
O rio Murubira, cuja forma é levemente meandrante, representa a principal drenagem da sub-bacia. Tem direção geral N-S. O padrão de drenagem predominante é o subdendrítico.

#### 4.1.1.3 – Sub-bacia Pratiquera

A principal drenagem é o rio Pratiquera, um dos maiores rios em extensão da ilha. Deságua na baía de Santo Antônio e seu curso tem direção geral NE-SW. Possui como característica forma de canal “quase” meandrante, mas apresenta segmentos curvos e retos. O padrão de drenagem da bacia é do tipo treliça assimétrica.



**Figura 4.1 – Localização das sub-bacias da ilha de Mosqueiro.**



**Figura 4.2 – Mapa dos segmentos retos extraídos das zonas homogêneas (sub-bacias) da drenagem da ilha de Mosqueiro.**

Tabela 4.1 – Propriedades de drenagem das sub-bacias da ilha de Mosqueiro.

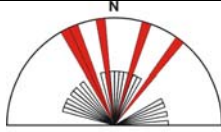
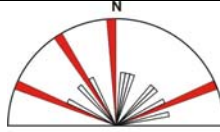
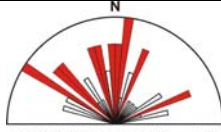
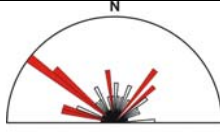








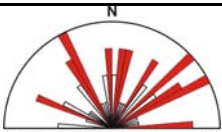


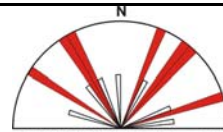


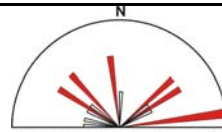


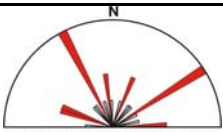


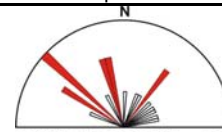


SUB-BACIA	IG. CAJUEIRO	RIO MURUBIRA	RIO PRATIQUEIRA	RIO MARI-MARI
DENSIDADE	Baixa	Baixa	Baixa	Média
SINUOSIDADE	Mista	Mista	Mista	Mista
ANGULARIDADE	Média	Média	Média a alta	Média a alta
TROPIA	Uni e bidirecional	Bidirecional	Tridirecional	Tridirecional
ASSIMETRIA	Fraca	Fraca	Fraca	Forte
PADRÃO DE DRENAGEM	Subdendrítico a paralelo	Subdendrítico	Treliça assimétrica	Treliça (jusante) Anelar (nascente)
DIREÇÃO LINEAMENTO	 <p>PRIMEIRA ORDEM n: 27 N15°-10°E; N35°-40°E; N5°-10°W; N20°-30°W</p>	 <p>PRIMEIRA ORDEM n: 18 N-S; N35°-40°W; N70°-75°W; N65°- 70°E</p>	 <p>PRIMEIRA ORDEM n: 53 Princ.: N5°-10°E; N55°-60°W Sec.: N-S; N10°-20°W; N40°- 50°W; N20°-25°E; N60°-65°E</p>	 <p>PRIMEIRA ORDEM n: 82 Princ.: N50°-55°W; Sec.: N05°-10°W; N45°-50°W; N70°-80°W; N35°-40°E; N45°- 50°E</p>
	 <p>SEGUNDA ORDEM n: 23 N-S; N55°-60°E</p>	 <p>SEGUNDA ORDEM n: 11 N25°-30°W; N65°-70°W</p>	 <p>SEGUNDA ORDEM n: 28 Princ.: N55°-60°W Sec.: N50°-55°E; N25°-30°W; 70°-75°W</p>	 <p>SEGUNDA ORDEM n: 30 Princ.: N35°-40°W Sec.: N45°-50°W; N55°-60°W; N30°-35°W; N25°-30°E; N70°- 75°E; N55°-60°E</p>
	 <p>TERCEIRA ORDEM n: 06 N10°-15°E; N20°-25°E; N-S; N25°- 30°W; N60°-65°W; N70°-75°W</p>	 <p>TERCEIRA ORDEM n: 17 N10°-15°W; N15°-20°E; N45°-50°E</p>	 <p>TERCEIRA ORDEM n: 16 N80°-85°W; N30°-35°; N40°-45°E</p>	 <p>TERCEIRA ORDEM n: 25 N-S; N25°-30°W; N55°-60°W; N30°-35°E; N60°-70°E</p>

Tabela 4.2 – Propriedades de drenagem das sub-bacias da ilha de Mosqueiro.

SUB-BACIA	FURO DAS MARINHAS	RIO PIRAJUSSARA	FURO DAS BARREIRAS	IG. SANTANA	IG. SUCURIJUQUARA
DENSIDADE	Média	Média a alta	Baixa	Baixa	Baixa
SINUOSIDADE	Retilínea	Mista	Mista	Mista	Retilínea
ANGULARIDADE	Alta	Média a alta	Média	Média	Média a alta
TROPIA	Tridirecional	Tridirecional	Unidirecional	Bidirecional	Bidirecional
ASSIMETRIA	Forte	Fraca	Fraca	Fraca	Fraca
PADRÃO DRENAGEM	Subdendrítico a retangular	Subdendrítico a retangular	Subdendrítico	Treliça assimétrica	Treliça assimétrica a Subparalelo
DIREÇÃO LINEAMENTO	 <p>PRIMEIRA ORDEM n: 61 Princ.: N25°-30°W; N45°-50°E; N60°-65°E Sec.: N-S; N30°-35°W; N65°-70°W; N05°-15°E; N30°-35°E; N55°-60°E; W-E</p>  <p>SEGUNDA ORDEM n: 35 Princ.: W-E; N65°-70°E Sec.: N-S; N60°-65°W; N45°-50°E; N70°-75°E</p>  <p>TERCEIRA ORDEM n: 27 N-S; N30°-35°E; N60°-65°E; N80°-85°E; N35°-40°W; N70°-75°W</p>	 <p>PRIMEIRA ORDEM n: 21 N20°-30°W; N45°-50°W; N20°-25°E; N40°-50°E; N70°-75°E</p>  <p>SEGUNDA ORDEM n: 18 N-S; N80°-85°W; N55°-60°W</p>  <p>TERCEIRA ORDEM n: 11 N40°-45°W; N25°-30°E; N70°-75°E</p>	 <p>PRIMEIRA ORDEM n: 20 Princ.: N80°-85°E Sec.: N05°-10°W; N55°-60°W; N40°-45°W; N40°-45°E; N50°-55°E; N60°-65°E</p>  <p>SEGUNDA ORDEM n: 06 N50°-55°W; N20°-25°W; N20°-25°E; N45°-50°E; N65°-70°E; N75°-80°E</p>  <p>TERCEIRA ORDEM n: 07 N10°-15°W</p>	 <p>PRIMEIRA ORDEM n: 28 Princ.: N25°-30°W; N55°-60°E Sec.: N65°-75°W; N05°-10°W; N20°-25°E; W-E</p>  <p>SEGUNDA ORDEM n: 30 Princ.: N50°-55°E Sec.: N15°-20°W; N50°-55°W; N60°-65°W</p>  <p>TERCEIRA ORDEM n: 18 N55°-60°W; N65°-70°W; N65°-70°E; N75°-80°E</p>	 <p>PRIMEIRA ORDEM n: 21 Princ.: N50°-55°W Sec.: N10°-20°W; N60°-65°W; N35°-40°E</p>  <p>SEGUNDA ORDEM n: 11 N20°-25°E</p>  <p>TERCEIRA ORDEM n: 13 N-S; N40°-45°W; N40°-45°E</p>

#### 4.1.1.4 – Sub-bacia Mari-Mari

O rio principal desta sub-bacia, o Mari-Mari, tem características semelhantes ao rio Pratiquera, em extensão, forma e direção. Porém, possui curso com fortes segmentos reto e meandrante. Predominam os trechos de direção NE-SW e o rio deságua na baía de Santo Antônio. O padrão de drenagem encontrado é treliça na área a jusante e quase anelar a montante.

#### 4.1.1.5 – Sub-bacia Furo das Marinhas

Pela falta de drenagem que se destaque nesta área, optou-se pela denominação informal de Furo das Marinhas. Os cursos d'água drenam principalmente para o canal do furo das Marinhas. As drenagens refletem um padrão misto, variando de subdendrítico a retangular.

#### 4.1.1.6 – Sub-bacia Pirajussara

Encontra-se na região oriental da ilha, representada pelo rio Pirajussara. Os cursos d'água drenam para o trecho mais largo do furo das Marinhas. As drenagens apresentam um padrão semelhante da sub-bacia Marinhas.

#### 4.1.1.7 – Sub-bacia Furo das Barreiras

Esta área é quase desprovida de drenagem, pelo fato do terreno ser constituído exclusivamente por material arenoso. Ocorre à mesma situação encontrada na sub-bacia Marinhas, por isso a denominação Furo das Barreiras. Os cursos d'água drenam em sentido ao furo das Barreiras.

#### 4.1.1.8 – Sub-bacia Santana

Sendo a principal drenagem da sub-bacia, o igarapé Santana deságua na baía do Sol. Apresenta trecho quase sinuoso em forma de meandro. Tem direção geral NE-SW. O padrão de drenagem varia de subdendrítica a angular.

#### 4.1.1.9 – Sub-bacia Sucurijuquara

O igarapé Sucurijuquara representa a principal drenagem. Localiza-se ao norte da ilha e deságua-se na baía de Marajó. O seu trecho principal tem direção NW-SE e seus afluentes, da margem esquerda, apresentam direção NE-SW. O padrão de drenagem tem variação de treliça assimétrica a subparalelo.

#### 4.1.1.10 – Análise das Anomalias e dos Padrões de Drenagem

São várias as formas anômalas identificadas (Fig. 4.3). Elas representam segmentos reto, curvo e em cotovelo nas drenagens dos igarapés Jacarequara,

Santana, Sucurijuquara e dos rios Murubira, Pirajussara e Mari-Mari. Este, a montante, apresenta direção NW-SE em segmento reto, inflete para NE-SW em forma meandrante, forma um “Z” no seu trecho medial e segue em formas curva e reta. Na descrição do traçado do rio Mari-Mari, atenta-se à área a montante, quando o mesmo passa de reto para fortemente sinuoso, sugerindo uma situação de soerguimento (Fig. 4.3). O rio Pratiçara apresenta anomalias semelhantes ao Mari-Mari, com destaca a trechos em “S”.

Outras formas anômalas referem-se ao igarapé Sucurijuquara, de segmentos retos e curtos na direção NW-SE, inflexões curtas para NE-SW e a jusante acompanha o direcionamento NW-SE; ocorre “captura” a montante do rio Pirajussara pelo rio Mari-Mari; mudança abrupta de reta a montante para forma em “S” a jusante do igarapé “sem denominação” paralelo ao igarapé Sucurijuquara (Fig. 4.3).

Esses cursos d’água drenam terrenos sedimentares. Os litotipos predominantes pertencem à unidade Pós-Barreiras, e em menor proporção as rochas da Formação Barreiras. Nas duas unidades são freqüentes materiais arenoargilosos. Pode-se dizer que se trata de uma área “quase” homogênea, portanto deveria se destacar um padrão de drenagem dendrítico, esperado para rochas sedimentares com esta característica, o qual não se observa.

No geral, as propriedades observadas e as características das drenagens descritas sugerem que os cursos d’água são controlados por feições estruturais. A análise estatística das direções de drenagem indica o posicionamento das principais estruturas morfotectônicas. As anomalias de drenagem encontradas reforçam que os cursos d’água são produtos de atividade neotectônica.



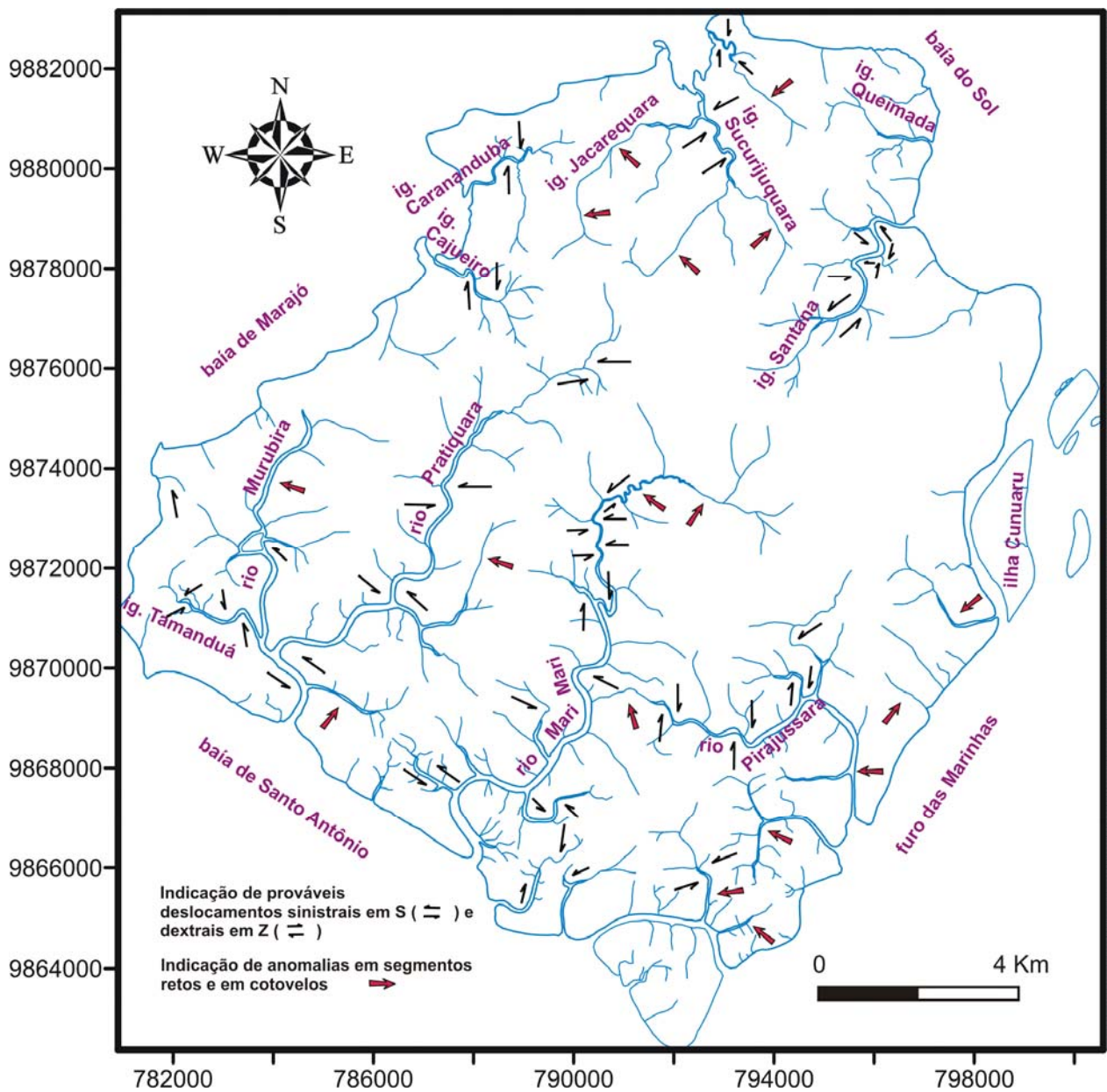


Figura 4.3 – Principais cursos d’água da ilha de Mosqueiro. Rios de direções NE-SW: Murubira, Pratiçuarã e Mari-Mari, e NW-SE: Pirajussara; igarapés de direções NW-SE: Tamanduá, Cajueiro, Sucurijuquara e Queimada, e NE-SW: Jacarequara, Carananduba e Santana. Indicação de anomalias de drenagem em setas.

#### 4.1.2 – Caracterização do Relevo

As feições geomorfológicas que se destacam na ilha de Mosqueiro são as falésias voltadas para as baías de Marajó e do Sol (Fig. 4.4), os vales dos rios Pratiçara e Mari-Mari, as colinas de pequenas amplitudes e os tabuleiros (Fig. 4.5).

O relevo de Mosqueiro (Figs. 4.5 e 4.6) apresenta, como característica topográfica, predomínio de áreas quase planas e de áreas sutilmente elevadas. As primeiras são as mais baixas, situadas nos quadrantes NW, SW e NE, formadas por tabuleiros (superfície de degradação), com altitudes geralmente entre 0 a 15 m. Os maiores rios da ilha, o Pratiçara e o Mari-Mari, drenam estas áreas. Em locais restritos a altitude alcança 20 m.

A segunda forma topográfica observada corresponde às pequenas colinas (superfície de degradação), esculpidas entre cotas de 20-25 m, localizadas nas porções centrais, norte e sul da ilha. Apresentam topos horizontais e fracamente alongados, nas direções N-S, NE-SW e NW-SE. Na zona central, encontra-se a maior elevação da ilha, com cota máxima de aproximadamente 28 m, representada por uma colina em forma de “E”, em planta (Fig. 4.5), cujas direções são NE-SW e NW-SE.

A feição mais marcante do relevo se expressa pelo desenvolvimento de falésias, que representam escarpas retilíneas posicionadas nas áreas NW, W e SW, com altitude máxima de 10 a 12 m, moldadas em litotipos da Formação Barreiras e Pós-Barreiras. Apresentam direções preferenciais NE-SW, NNW-SSE, NW-SE e W-E (Figs. 4.4). Também no povoado de Barreiras, no quadrante NE, em frente à ilha de Caruara, expõem-se falésias, com altitude entre 5 e 10 m, compostas por materiais essencialmente arenosos.

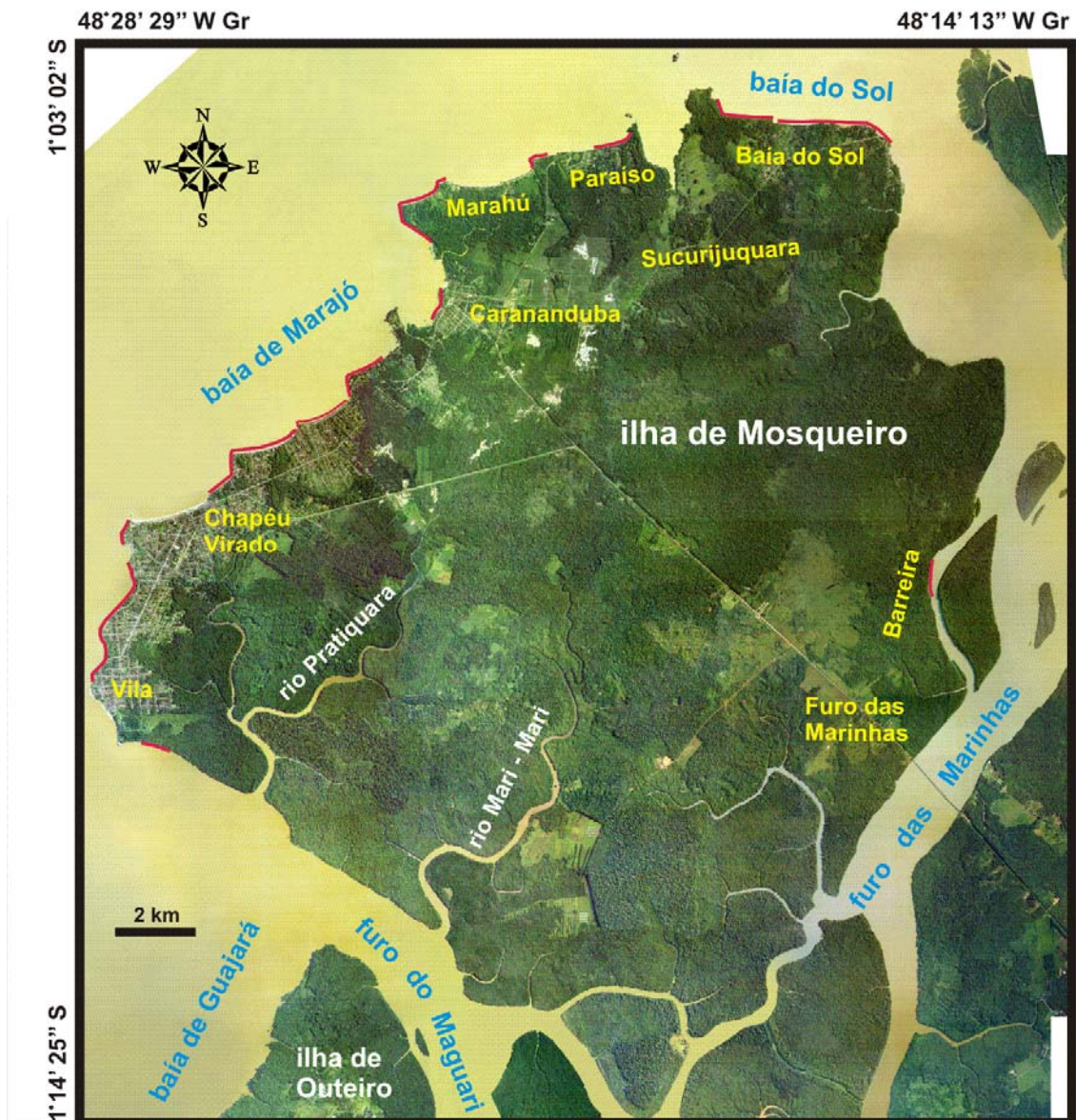


Figura 4.4 – Fotografia aérea colorida, mostrando o posicionamento das falésias voltadas para as baías de Marajó e do Sol, em segmentos retos. Observar os cursos retos dos rios Pratiquera e Mari-Mari nas direções NE-SW, NNW-SSE e NW-SE. Fonte da foto: CODEM (1998). Linha vermelha: posição das falésias.

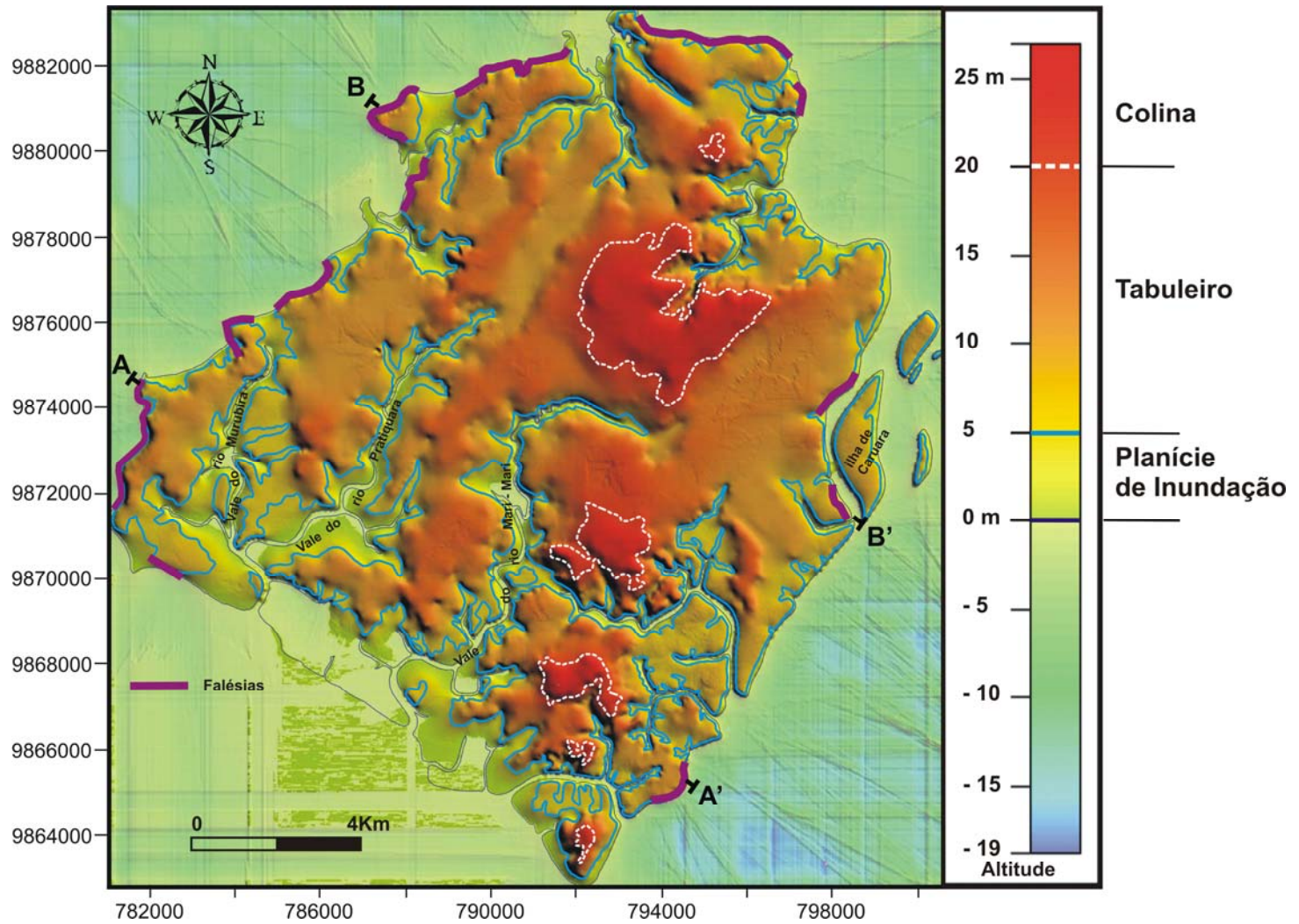


Figura 4.5 – Relevo: MDT da ilha de Mosqueiro. Identificação das feições geomorfológicas: planície de inundação (0 – 5 m), tabuleiros (5 - 20 m), colinas (20 – 27 m) e os vales dos principais rios. Posição das falésias nas direções NE-SW, NNW-SSE, NW-SE e W-E (linha lilás).

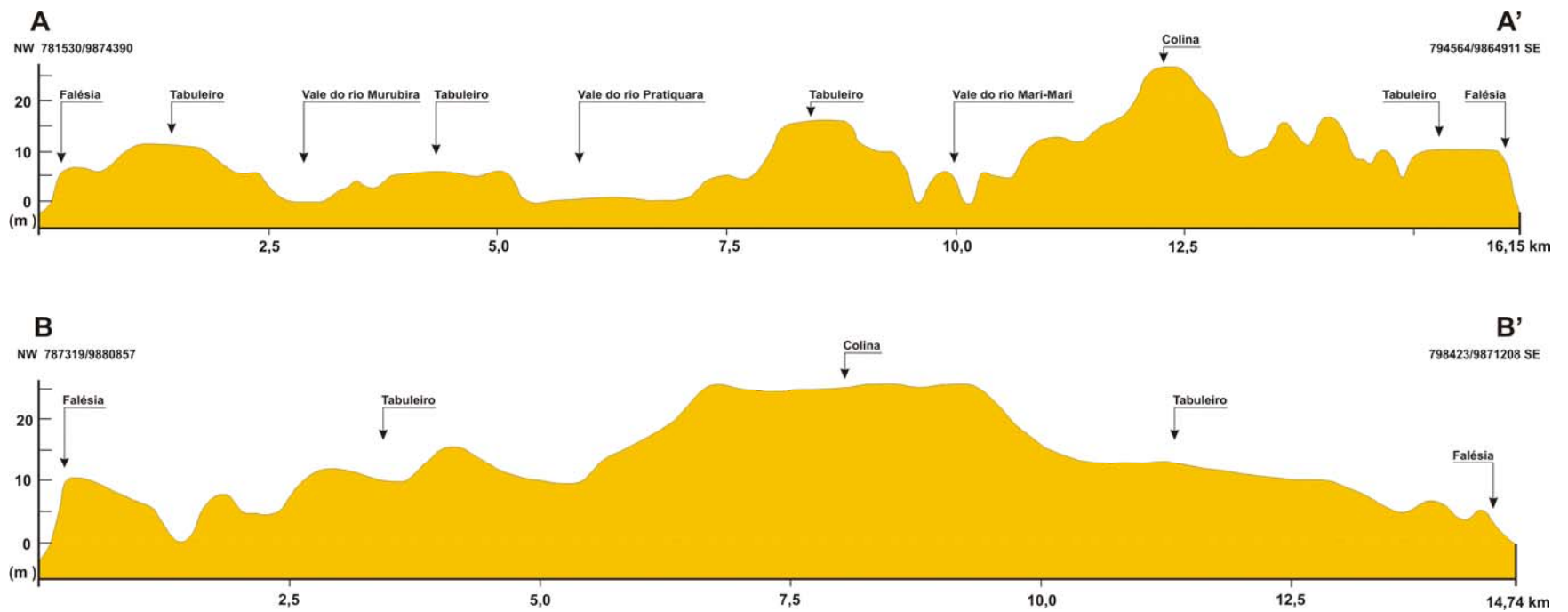
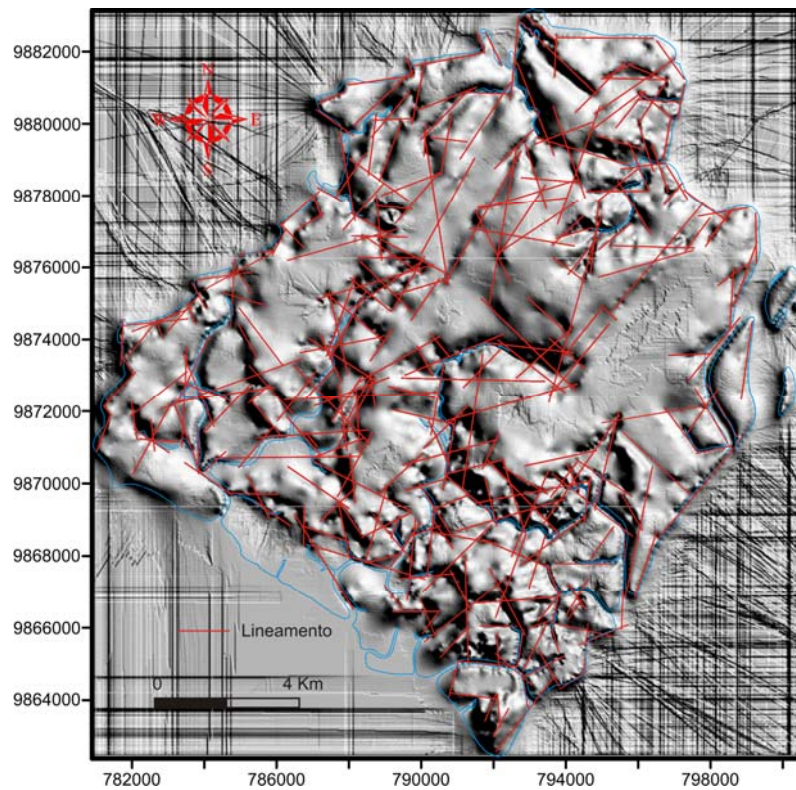


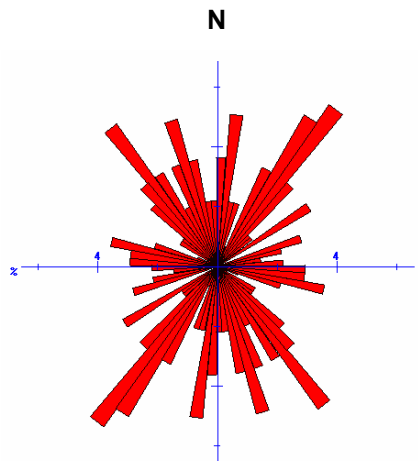
Figura 4.6 – Perfis topográficos A-A' e B-B' da Figura 4.3, ilustrando as principais feições geomorfológicas da ilha de Mosqueiro.

Observa-se que os vales dos rios Murubira, Pirajussara, Pratiquera e Mari-Mari são condicionados por segmentos retos NE-SW, NNW-SSE e NW-SE (Fig. 4.5). Estas direções também caracterizam segmentos dos vales dos igarapés Jacarequara e Sucuriçuquara. São nestas formas do relevo local que se encontram os materiais aluvionares (superfície de agradação), depositados em cotas que atingem 5 m.

Os principais lineamentos interpretados, a partir do estudo do mapa sombreado (Fig. 4.7), com diferentes azimutes e elevações solares, destacam as direções principais N40°-60°E, N50°-60°W, W-E e em menor expressão as N10°-20°E, N10°-20°W e N0°-10°E. Estes vários feixes são observados na Figura 4.8.



**Figura 4.7 – Mapa sombreado com lineamentos extraídos a partir de diferentes azimutes e elevações solares (fator  $Z= 62,5$ ). Linhas vermelhas: lineamentos de direções preferenciais NE-SW, NNW-SSE, NW-SE e W-E.**



**n= 137**

**Figura 4.8 - Rosácea de lineamentos morfoestruturais, destacando-se as direções principais  $N0^{\circ} - 10^{\circ}E$ ,  $N30^{\circ} - 40^{\circ}E$ ,  $N35^{\circ} - 40^{\circ}W$ ,  $N15^{\circ} - 20^{\circ}W$  e em menor expressão  $N55^{\circ} - 60^{\circ}E$ ,  $N75^{\circ} - 80^{\circ}W$  e  $W - E$ .**

### **4.1.3 - Análise de Dados Topográficos**

Este item incorpora a análise de elementos extraídos da base de dados topográficos da ilha de Mosqueiro e seus arredores.

#### **4.1.3.1 - Alinhamentos Topográficos**

Através da interpretação das linearidades observadas na disposição das curvas de nível, contidas no mapa topográfico (Fig. 4.9), foi possível identificar e analisar as direções preferenciais de feições lineares, num total de 739 medidas, aqui chamadas de alinhamentos topográficos.

Separou-se essas estruturas em domínios, segundo os maiores alinhamentos topográficos contínuos e encaixe dos rios e igarapés, para melhor visualização e distribuição espacial dessas direções. Isto permitiu dividir em número de 9 domínios (Fig. 4.10).

As rosáceas dos alinhamentos (Fig. 4.10) destacaram, em cada domínio, as direções principais e secundárias. Os resultados da análise dos domínios encontram-se na Tabela 4.3.



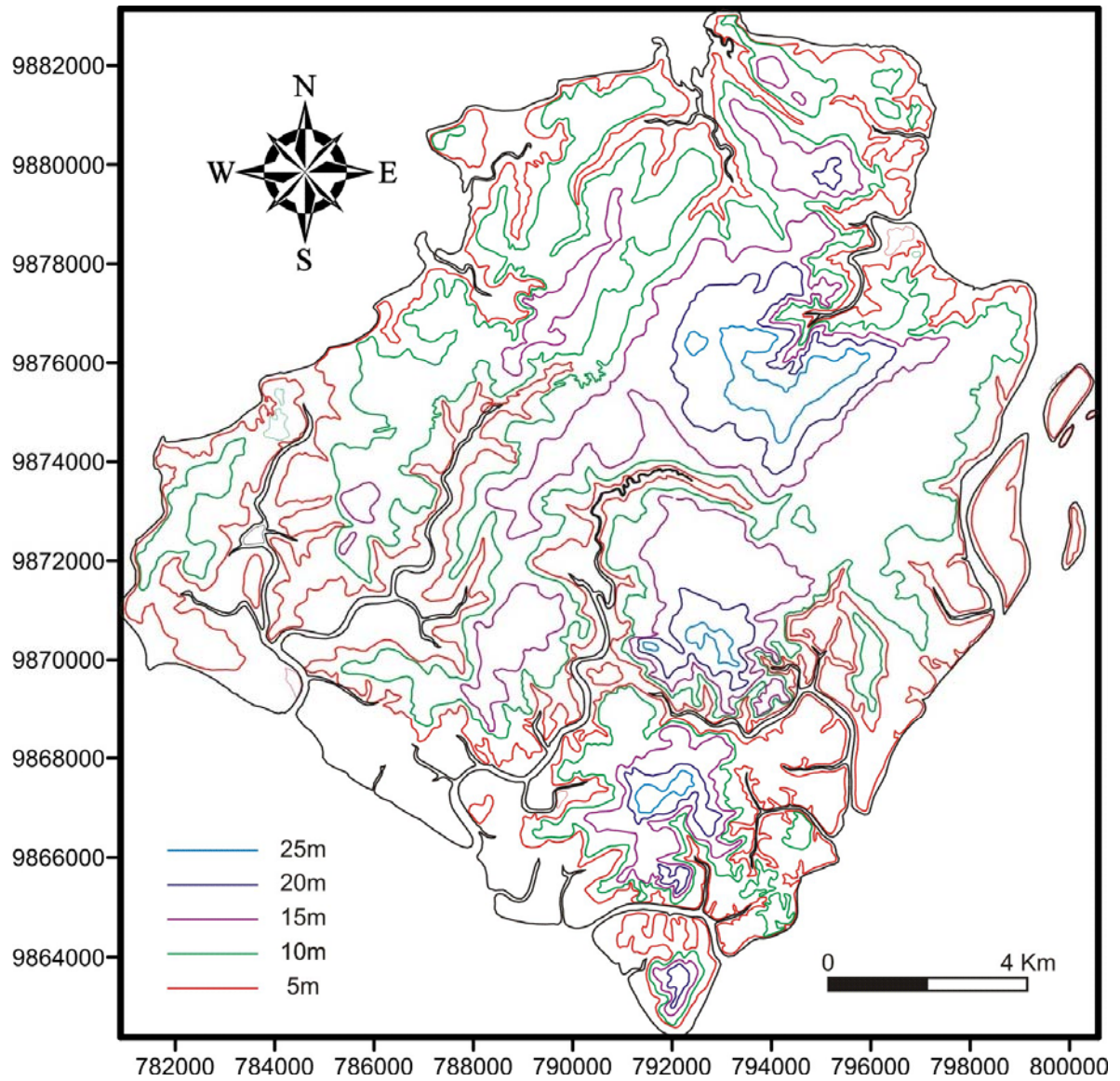
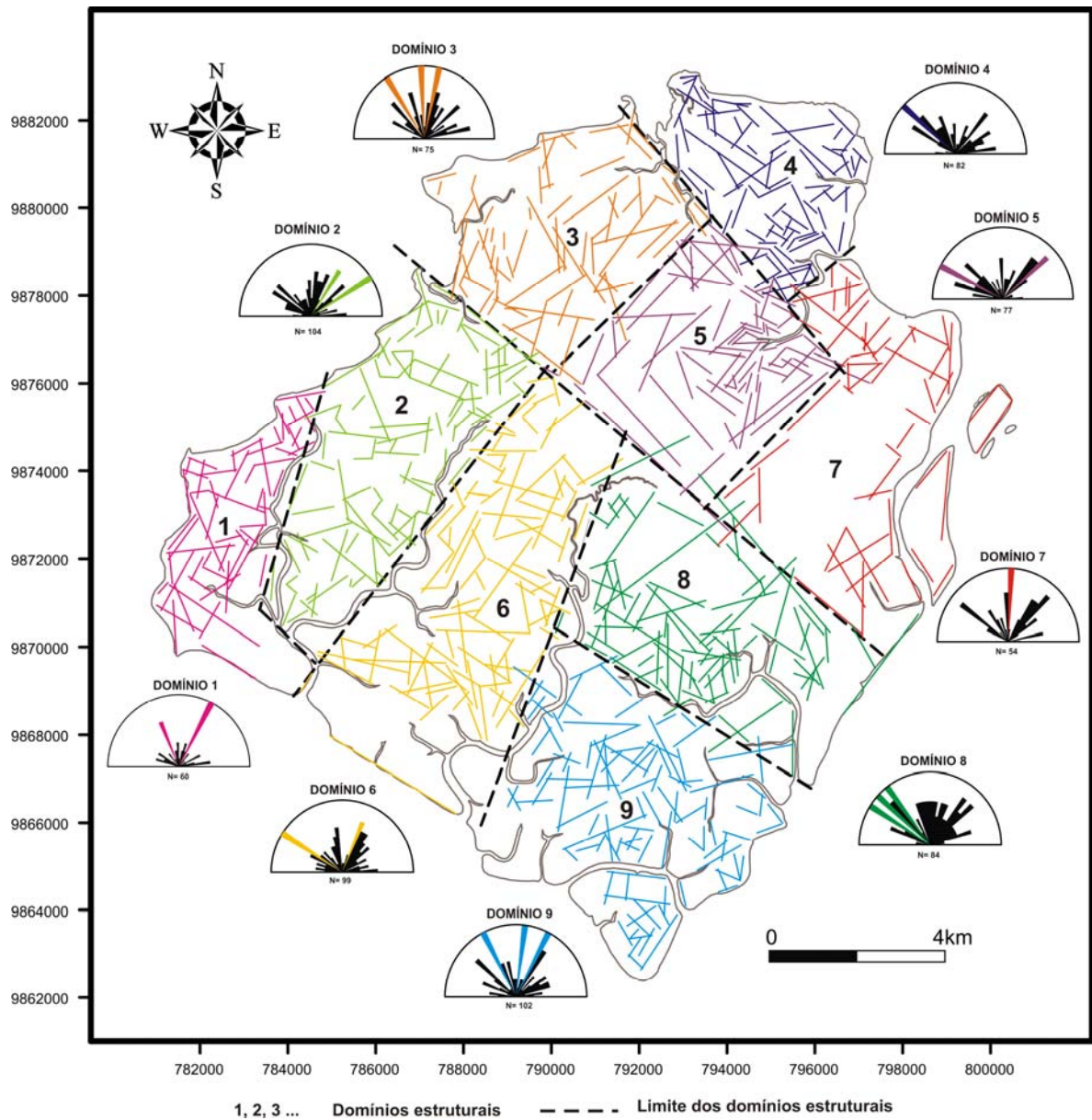


Figura 4.9 – Mapa topográfico da ilha de Mosqueiro. Curvas de nível com intervalo de 5m.

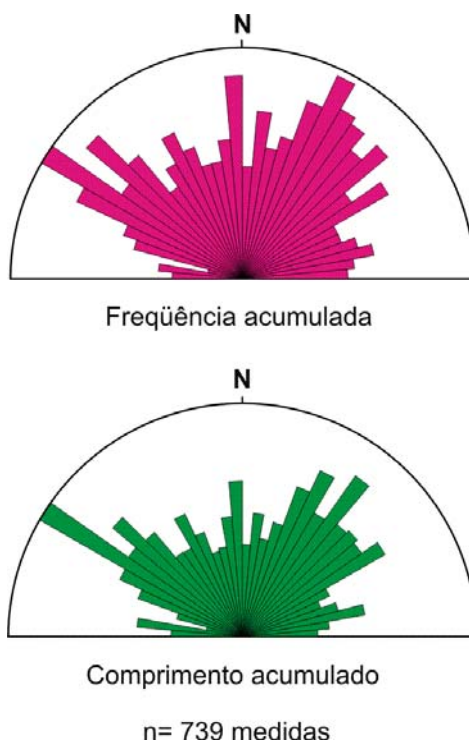


**Figura 4.10 – Alinhamentos topográficos extraídos a partir das curvas de nível da Figura 4.6. O mapa mostra os alinhamentos divididos em domínios, com suas respectivas rosáceas, destacando as direções principais.**

**Tabela 4.3 - Direções principais e secundárias que predominam nos domínios dos alinhamentos topográficos.**

Domínios	Direções Principais	Direções Secundárias
I	N25°-30°E; N20°-25°W	N0°-5°E; N15°-20°E; N80°-85°E, N60°-65°W; N55°-60°W, N75°-80°W
II	N30°-35°E; N55°-60°E	N05°-10°E; N20°-25°E; N45°-50°E; N50°-55°W; N60°-65°W; W-E
III	N0°-5°E; N10°-15°E; N30°-35°E	N15°-20°E; N45°-50°E; N80°-85°E; N15°-20°W; N40°-45°W
IV	N50°-55°W	N35°-40°E; N45°-50°W, N60°-65°W
V	N50°-55°E; N55°-60°W	N0°-5°E, N40°-50°E; N40°-45°W; N65°-70°W
VI	N55°-60°W; N20°-25°E	N25°-35°E; W-E; N05°-10°W;
VII	N0°-5°E	N45°-50°E; N0°-5°W; N50°-55°W
VIII	N35°-40°W; N45°-50°W, N55°-60°W	N35°-40°E; N45°-50°E, N40°-45°W
IX	N05-10°E; N25°-30°E, N25°-30°W	N30°-35°E, N45°-50°W

Essas direções indicam que existe um controle morfoestrutural diferenciado de cada domínio na topografia. São freqüentes as direções NE-SW, NW-SE, N-S e secundariamente W-E, ENE-WSW (Fig. 4.11).



**Figura 4.11 – Rosácea de freqüência acumulada, agrupando todos os alinhamentos topográficos dos domínios, destacando as direções NE-SW, NW-SE e N-S. As direções secundárias são W-E e ENE-WSW. A rosácea de comprimento acumulado revela os maiores alinhamentos nas direções NW-SE, NE-SW e N-S.**

#### 4.1.3.2 - Microrrelevo

A análise do microrrelevo foi realizada a partir de pontos observados (Fig. 4.12), englobando pontos controlados e virtuais de cota topográfica zero, referências de níveis (RNs) e cotas batimétricas.

Para obter as possíveis feições estruturais em subsuperfície, necessitou-se realizar a separação, no mapa topográfico, dos componentes regionais e residuais. Estes últimos resultaram da diferença entre o gradiente regional, que normalmente tem tendência de decrescer no sentido da costa em direção ao mar, e a anomalia topográfica.

Para a escolha do grau de polinômio a ser utilizado na análise, estabeleceu-se o critério de qual superfície reproduziria melhor as condições regionais topográficas. Na ilha de Mosqueiro, as maiores altitudes ocorrem nas porções centro-nordeste e centro-sudeste (Fig. 4.5), o que torna o declive regional topográfico no sentido das baías do Marajó, do Sol, de Santo Antônio e furo das Marinhas.

O gradiente regional foi avaliado segundo as diversas superfícies de tendência, desde a 1° ao 10° grau. As figuras 4.13 e 4.14 mostram estas superfícies, as quais são apresentadas apenas até o 4° grau. Isso porque se observou que os cálculos que geraram as superfícies de tendência, a partir da superfície de 3° grau em diante, não modificaram os valores do gradiente regional em mapa.

Sendo assim, a superfície de tendência que mais se enquadrou no perfil regional topográfico foi a de 2° grau (Fig. 4.15).

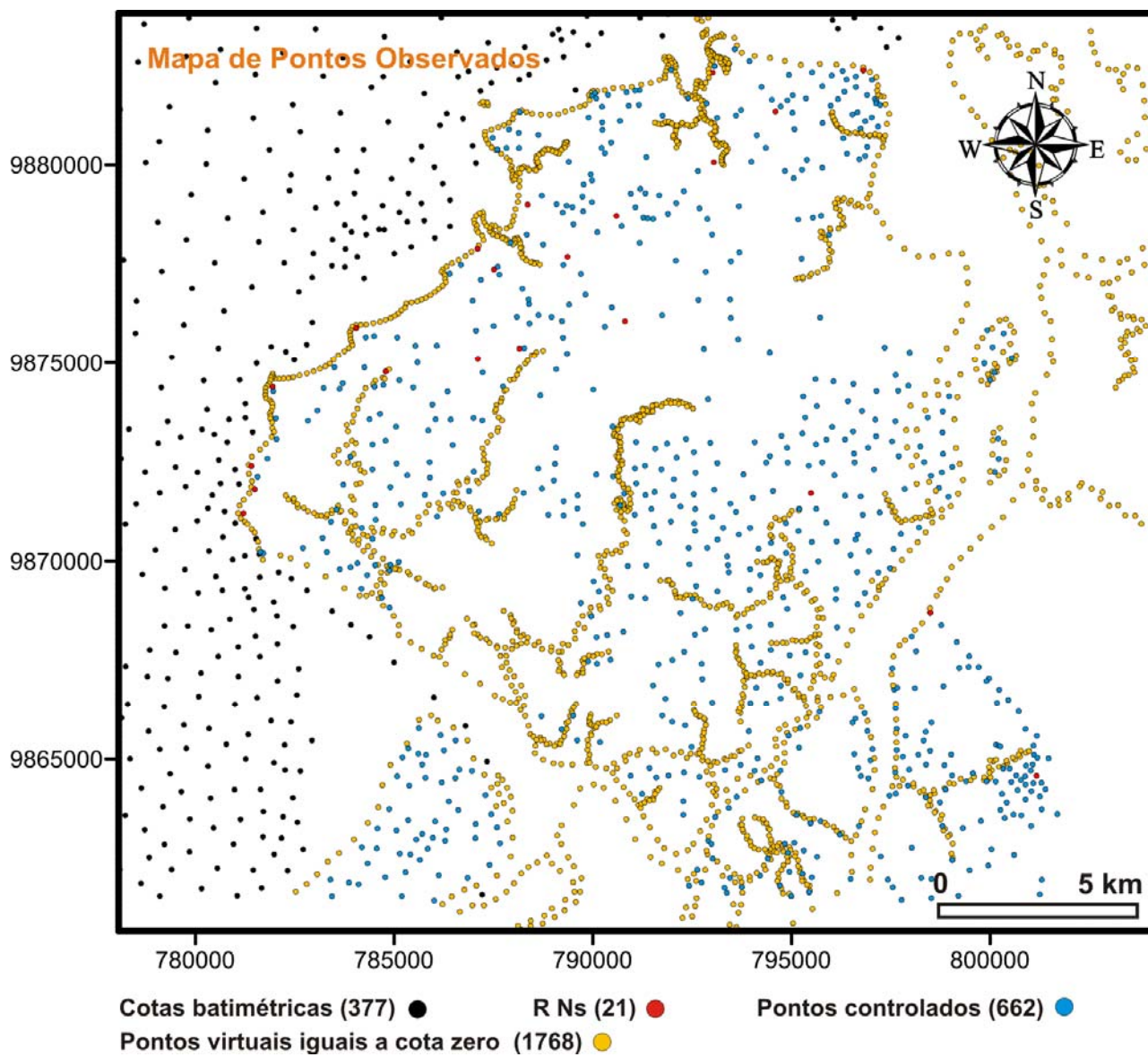
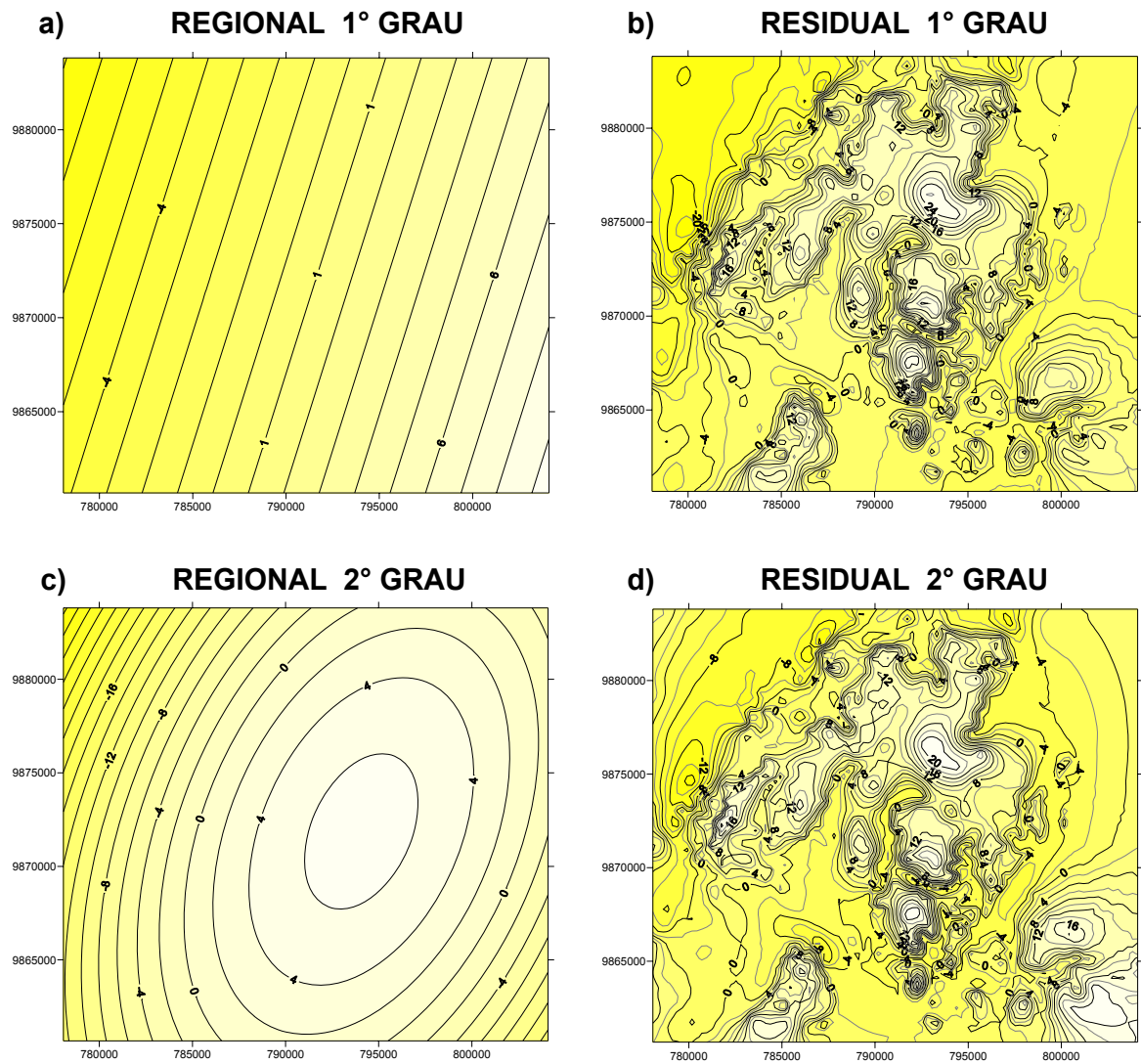
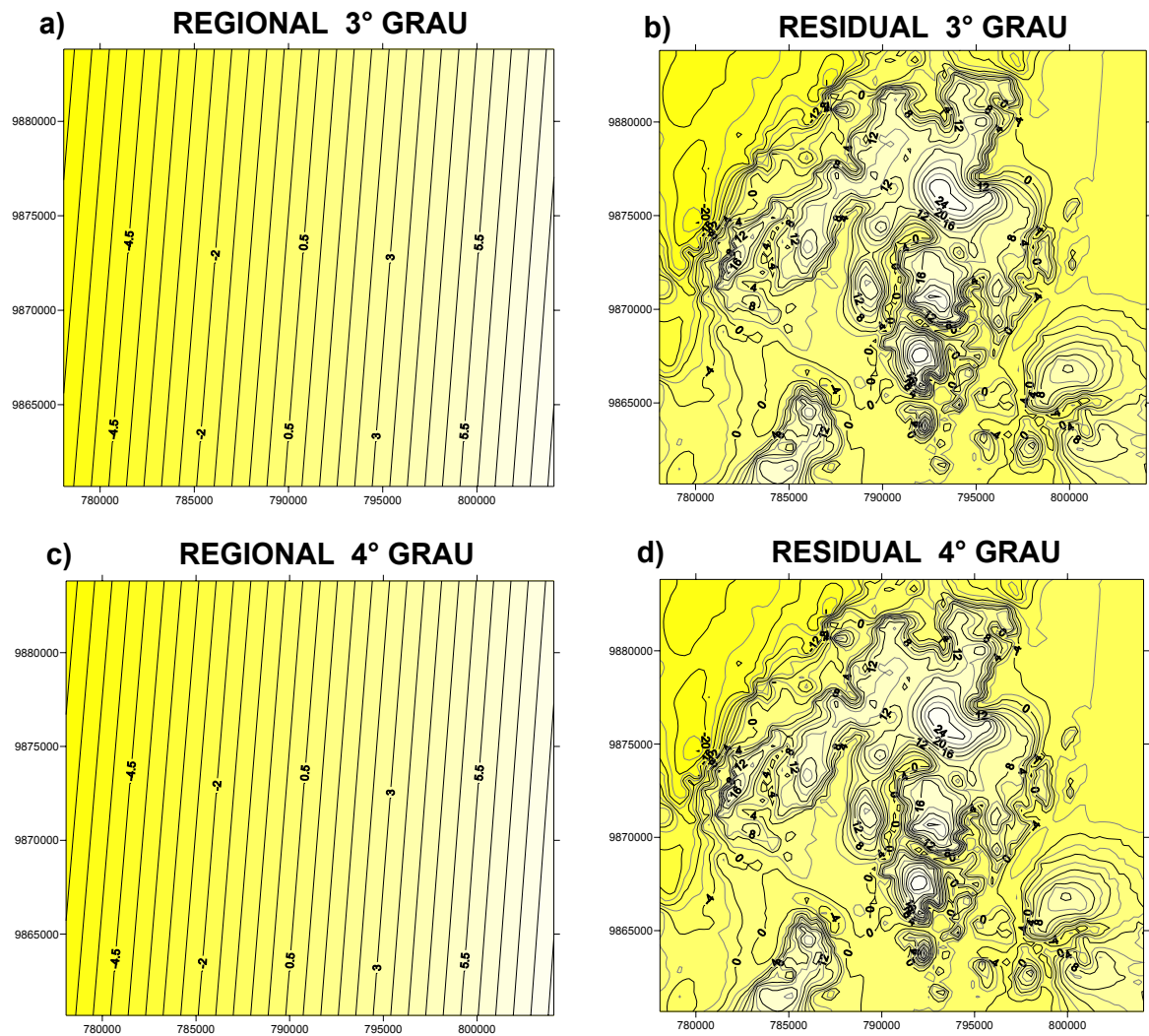


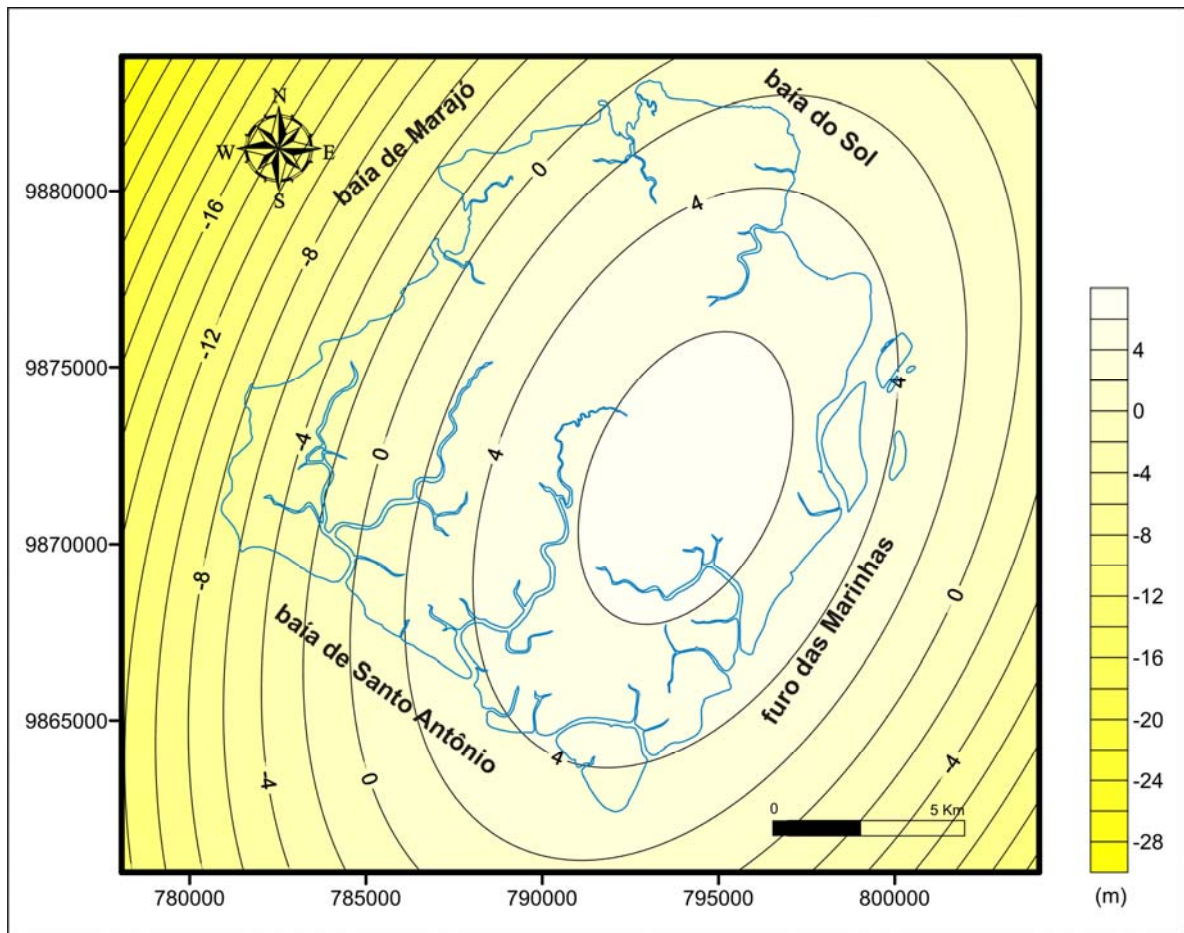
Figura 4.12 – Disposição dos pontos observados empregados na análise de superfície de tendência.



**Figura 4.13 – Mapas de superfícies de tendência de 1º e 2º grau e seus respectivos mapas residuais. Análise do microrrelevo da ilha de Mosqueiro.**



**Figura 4.14 – Mapas de superfícies de tendência de 3° e 4° grau e seus respectivos mapas residuais. O gradiente regional não mudou a partir do 3° grau em diante. Análise do microrrelevo da ilha de Mosqueiro.**



**Figura 4.15 – Superfície de tendência de 2º grau, mostrando a variação regional topográfica que mascara feições locais, decrescendo das porções quase centrais da ilha em sentido das baías e furo.**

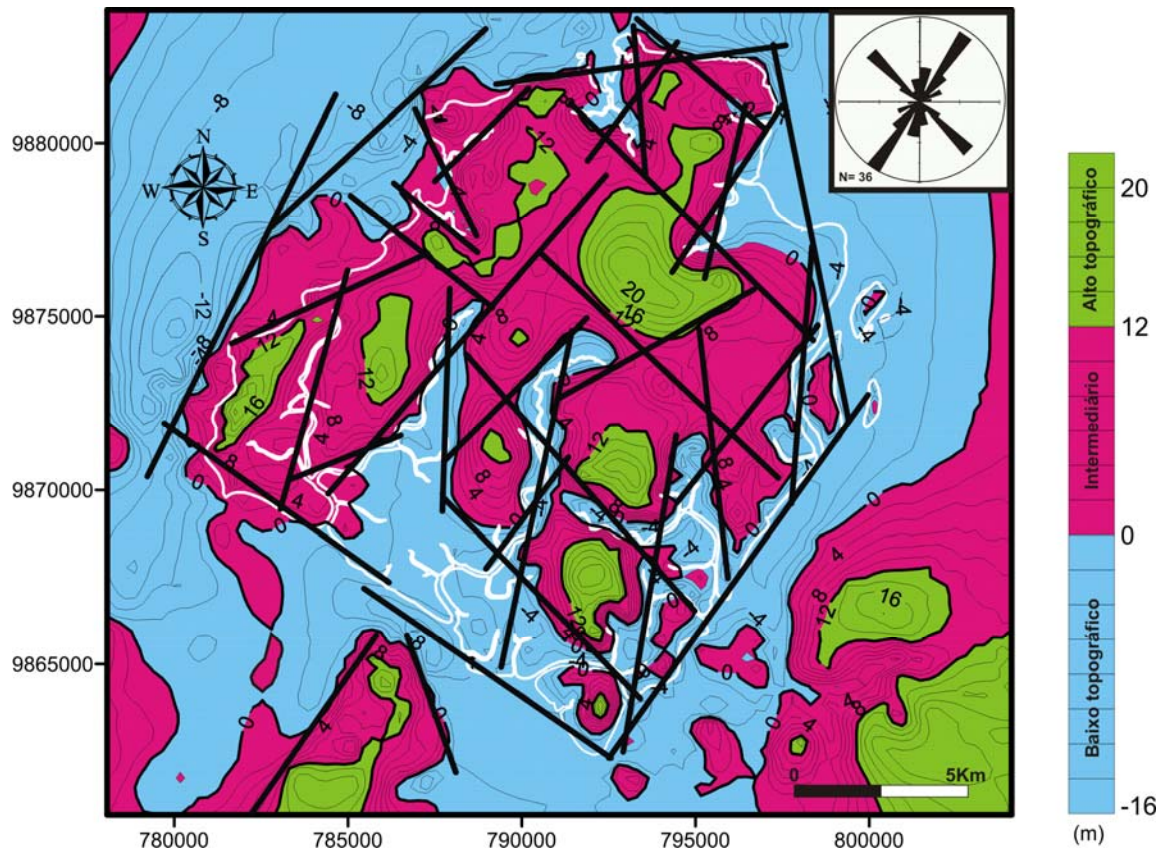
#### 4.1.3.2.1 - Mapa Topográfico Residual

Os mapas residuais gerados pelos diversos polinômios não apresentaram entre si diferenças morfológicas significativas (Figs. 4.13 e 4.14), sendo então escolhido para análise o mapa residual de polinômio de 2º grau, correspondente à superfície de tendência de 2º grau. O resíduo de segundo grau, mostrado na Figura 4.14, configura satisfatoriamente o encaixe das drenagens de 2ª e 3ª ordem.



Os *trends* identificados no mapa residual (Fig. 4.16), denominados como alinhamentos morfoestruturais, foram definidos basicamente por linhas de isovalores contínuas e/ou limites entre altos e baixos altimétricos (Ponte, 1969). As direções principais, desses alinhamentos, são N25°-35°E, N40°-50°W, N20°-25°W, e secundárias N-S e W-E (Fig. 4.16).

Estabeleceu-se que as cotas acima de 12 m, os altos topográficos, podem estar relacionadas a altos estruturais e as de valores menores a baixos estruturais e intermediários. Os vales dos rios e igarapés da ilha estão encaixados nos alinhamentos morfoestruturais dos níveis estruturais intermediário a baixo (Fig. 4.16).



**Figura 4.16 – Resíduo de segunda ordem gerado a partir da superfície de tendência da Figura 4.15. Interpretação de baixos topográficos (< 0 m), intermediário (0 – 12 m) e altos topográficos (> 12 m). Alinhamentos morfoestruturais (traços pretos) de direções NE-SW e NW-SE e secundariamente N-S e E-W (rosácea no canto superior direito). Intervalo de contorno de 2 m.**

#### 4.2 - ANÁLISE MESOSCÓPICA

Na ilha de Mosqueiro, os melhores afloramentos restringem-se ao lado banhado pela baía de Marajó. As rochas estão expostas nas falésias e nas praias, compondo rochas ferruginosas (Fig. 4.17) e pacotes argilosos e arenosos da Formação Barreiras. A melhor situação de observação das rochas relaciona-se ao período de baixa-mar. Sob esta condição, poucos foram os afloramentos capazes de fornecer informações

para o tratamento estrutural, devido às rochas, principalmente as ferruginosas (pseudolateritos), estarem completamente deslocadas ou em aglomerados de blocos em virtude da ação das ondas.

As rochas manifestam um comportamento rúptil para a deformação, típico de nível crustal raso de profundidade inferior a 10 km.

A tectônica recente que afeta a RMB é evidenciada a partir dos perfis lateríticos imaturos instalados durante o Pleistoceno (COSTA, 1991). Hoje, na ilha de Mosqueiro, as camadas de rochas ferruginosas, conhecidas como pedras de ferro, posicionadas no contato entre as camadas argilosa e arenosa do perfil laterítico, apresentam-se fortemente fraturadas. São abundantes também nos pacotes argilosos localizados na base das falésias. São menos freqüentes na parte superior das falésias (Figs. 4.18 e 4.19), porção onde às rochas lateríticas encontram-se em elevado grau de alteração, o que as tornam mascaradas.

No argilito, as fraturas são marcadas por segmentos encurvados, sinuosos a retos, originados pelo comportamento hidroplástico da rocha (Fig. 4.20), enquanto que as pedras de ferro apresentam fraturas retas (Fig. 4.21). Estes efeitos diferentes dos argilitos e das rochas ferruginosas são indicativos de reologias distintas.



**Figura 4.17 - Rochas ferruginosas (pseudolateritos) expostas no período de baixa-mar. Prainha - ilha de Mosqueiro.**



**Figura 4.18 - Notar fraturas subverticais (seta) impostas em parte do perfil laterítico, com grau elevado de alteração. Falésia na praia Grande (Baía do Sol) – ilha de Mosqueiro. Linha tracejada indicando contato do pacote arenoso (superior) e argiloso (inferior).**

A)



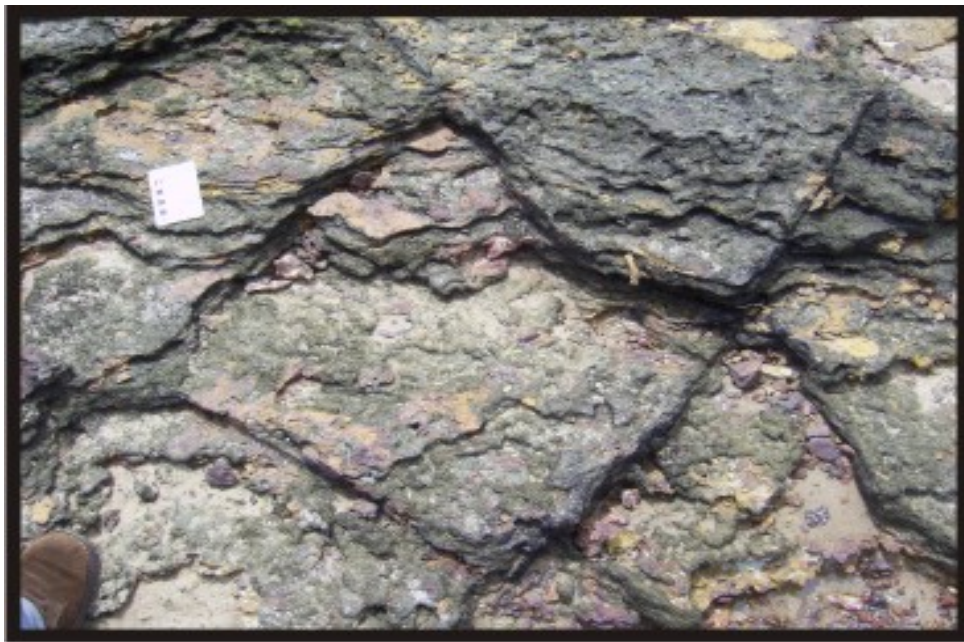
B)



Figura 4.19 – Fraturas em latossolo (Sedimentos Pós-Barreiras). Notar, na Foto A, a penetração das raízes facilitada pela fratura. Praia Grande - Baía do Sol - ilha de Mosqueiro.



**Figura 4.20 - Fraturas em condições hidroplásticas, nos argilitos lateritizados (visão em planta), as quais geraram segmentos sinuosos, curvos a retos. Notar fraturas preenchidas por óxido-hidróxido de ferro. Foto A: praia do Murubira e Foto B: praia Grande, na baixa-mar – ilha de Mosqueiro.**



**Figura 4.21 - Fraturas nas rochas ferruginosas (pseudolateritos), as quais geraram segmentos retos, com mergulhos verticais a subverticais. Prainha (foto superior) e praia Grande (foto inferior) – ilha de Mosqueiro.**

## 4.2.1 – Elementos Estruturais Mesoscópicos

As discontinuidades mais observadas foram às juntas e as falhas. Além delas, ocorrem feições de dobramento e acamamento sedimentar.

### 4.2.1.1 – Juntas e Falhas

As juntas foram agrupadas segundo os domínios topográficos da Figura 4.10. As melhores exposições estão situadas nas regiões ocidental/norte e sul da ilha, e comportam os seguintes domínios:

a) Domínio 1: praias do Bispo e Prainha.

As juntas mais freqüentes estão posicionadas na direção N-S. As secundárias que se destacam são N10°-15°E; N35°-40°E; N65°-70°E; N70°-75°W (Figs. 4.22 e 4.23).

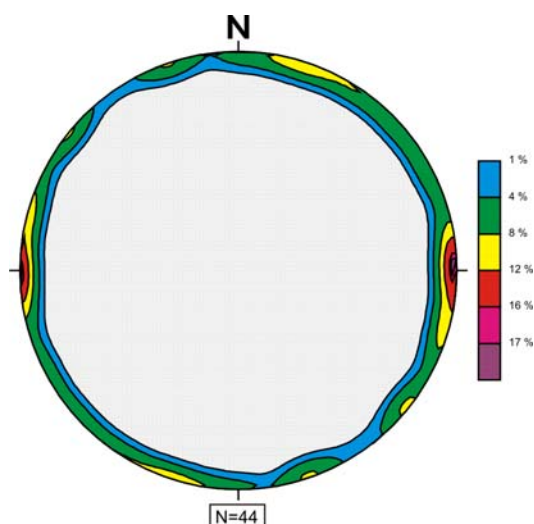


Figura 4.22 - DOMÍNIO 1: Diagrama de pólos de juntas, destacando a concentração na direção N-S. Projeção no hemisfério inferior, rede *Schmidt-Lambert*.

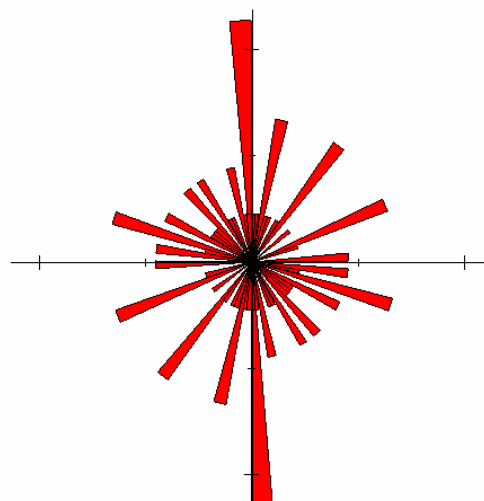


Figura 4.23 – DOMÍNIO 1: Rosácea das direções preferenciais das juntas. A principal na direção N-S e as secundárias que se destacam N10°-15°E; N35°-40°E; N65°-70°E; N70°-75°W.



b) Domínio 2: praia do Murubira.

No Murubira as juntas possuem várias direções. Contudo, as  $N45^{\circ}-50^{\circ}E$  e N-S são mais expressivas (Figs. 4.24 e 4.25).

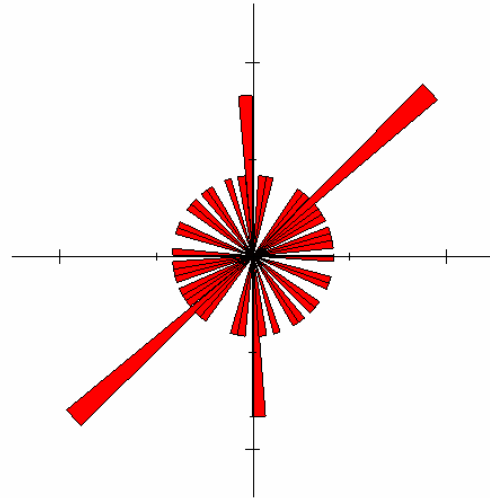
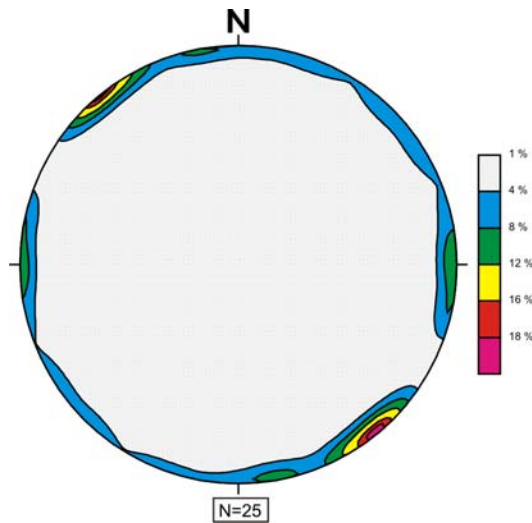


Figura 4.24 - DOMÍNIO 2: Diagrama de pólos de juntas, destacando duas concentrações nas direções: NE-SW e N-S. Projeção no hemisfério inferior, rede *Schmidt-Lambert*.

Figura 4.25 - DOMÍNIO 2: Rosácea das direções preferenciais das juntas. A principal na direção  $N45^{\circ}-50^{\circ}E$ , e a secundária N-S que se destaca.

c) Domínio 3: praia do Paraíso.

O número reduzido de junta, observado na praia do Paraíso, permitiu indicar as direções  $N10^{\circ}-15^{\circ}W$  e  $N20^{\circ}-25^{\circ}W$  como sendo as principais. As secundárias são representadas por  $N05^{\circ}-20^{\circ}E$ ,  $N65^{\circ}-90^{\circ}E$ ,  $N15^{\circ}-20^{\circ}W$  e  $N35^{\circ}-45^{\circ}W$  (Figs. 4.26 e 4.27).

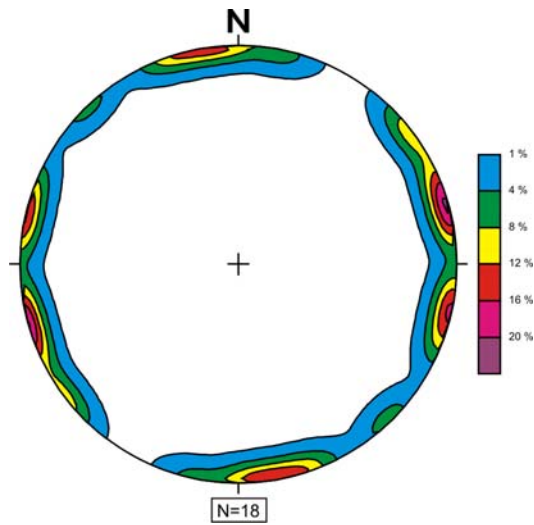


Figura 4.26 - DOMÍNIO 3: Diagrama de pólos de juntas, destacando três concentrações nas direções: NNW-SSE, NNE-SSW e ENE-SSW. Projeção no hemisfério inferior, rede Schmidt-Lambert.

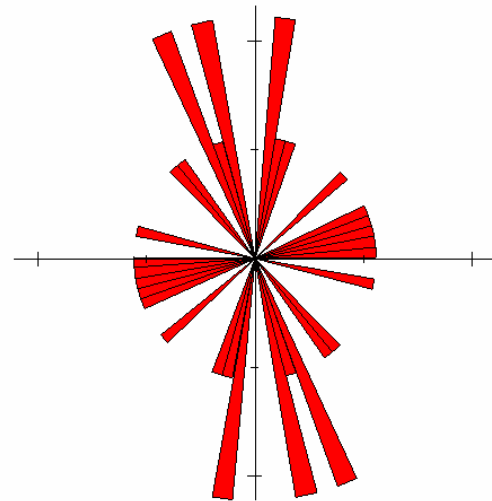


Figura 4.27 - DOMÍNIO 3: Rosácea das direções preferenciais das juntas. As principais são N10°-15°W, N20°-25°W e N05°-10°E, e as secundárias são N10°-20°E, N45°-50°E, N65°-90°E, N15°-20°W, N35°-45°W, N75°-80°W.

c) Domínio 4: praia Grande.

São freqüentes direções, formando famílias de junta, sendo N60° - 65°W a principal. As secundárias, mais representativas, são N15°-25°E, N40°-45°E, N30°-35°W (Figs. 4.28 e 4.29).

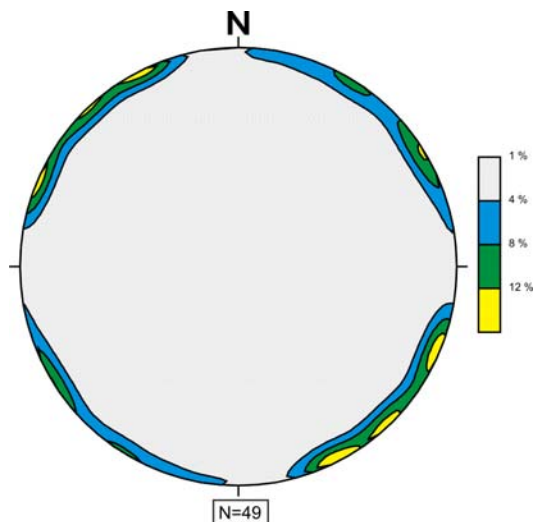


Figura 4.28 - DOMÍNIO 4: Diagrama de pólos de juntas, destacando a concentração na direção NE-SW. Projeção no hemisfério inferior, rede Schmidt-Lambert.

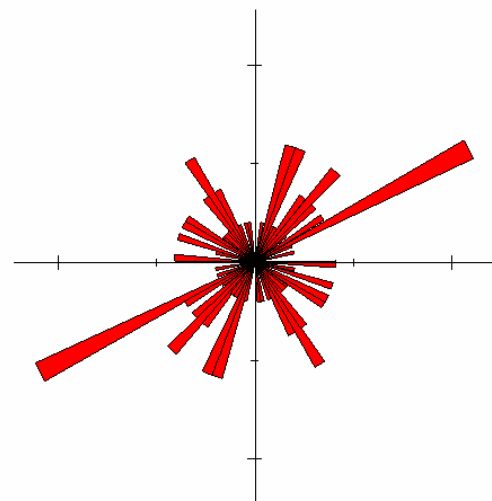
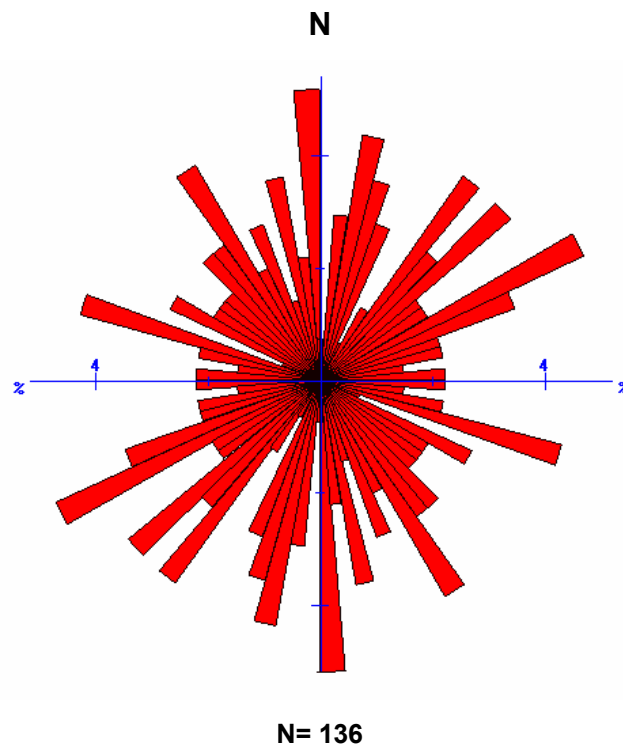
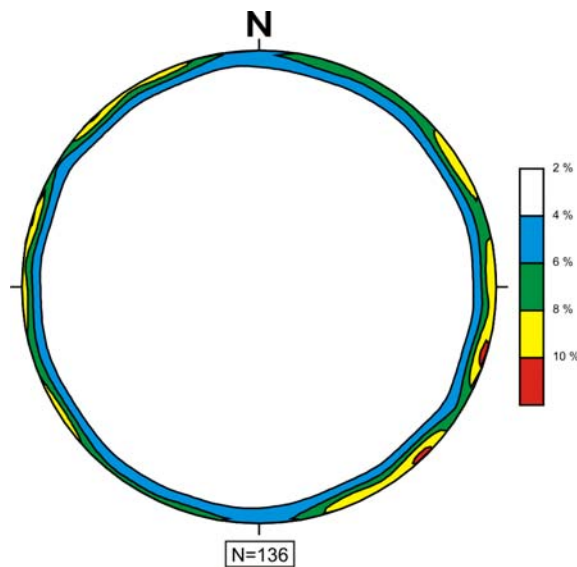


Figura 4.29 - DOMÍNIO 4: Rosácea das direções preferenciais das juntas. A direção principal é N60°-65°W. As secundárias são N15°-25°E, N40°-45°E, N30°-35°W.

O padrão geral das juntas, nos quatro domínios, comporta cinco famílias principais: N-S, ENE-WSW, NE-SW, WNW-ESE, NW-SE e subordinadamente as famílias E-W (Figs. 4.30 e 4.31). Variações entre estas direções são encontradas. Nota-se que as direções são compatíveis com as obtidas nas análises da rede de drenagem, dos alinhamentos topográficos e dos lineamentos de relevo.

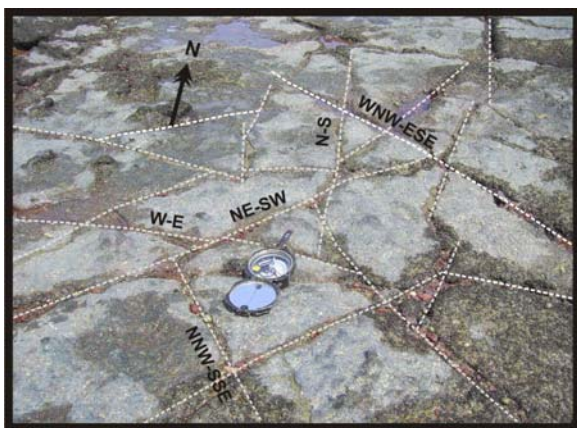


**Figura 4.30 – Rosácea das direções preferenciais de todas as juntas medidas na ilha de Mosqueiro, mostrando o padrão geral formado por cinco famílias principais: N-S, ENE-WSW, NE-SW, WNW-ESE, NW-SE e subordinadamente E-W.**



**Figura 4.31 - Diagrama de pólos de todas as juntas, destacando duas concentrações nas direções NNE-SSW e NE-SW. Projeção no hemisfério inferior, rede *Schmidt-Lambert*.**

As juntas formam sistema entrecruzado de famílias de junta (Fig. 4.32). Dentre elas, observam-se juntas conjugadas (falhas) nas direções N-S, NE-SW, NW-SE e WNW-ESE (Figs. 4.33, 4.34 e 4.35). As falhas possuem movimentações dextral e sinistral. A interseção delas forma diversos romboedros (Figs. 4.33 e 4.34), sendo possível formar duplexes direcionais, desenhando feição em flor positiva, em área de transpressão (Fig. 4.34).



A - Praia do Murubira (pseudolaterito)



B - Praia do Murubira (pseudolaterito)



C - Praia do Bispo (argilito laterítico)



D - Praia do Murubira (pseudolaterito)

Figura 4.32 - Famílias de juntas entrecruzadas nas direções predominantes NE-SW, N-S, WNW-ESE, NNW-SSE e W-E (visão em planta). Ilha de Mosqueiro.

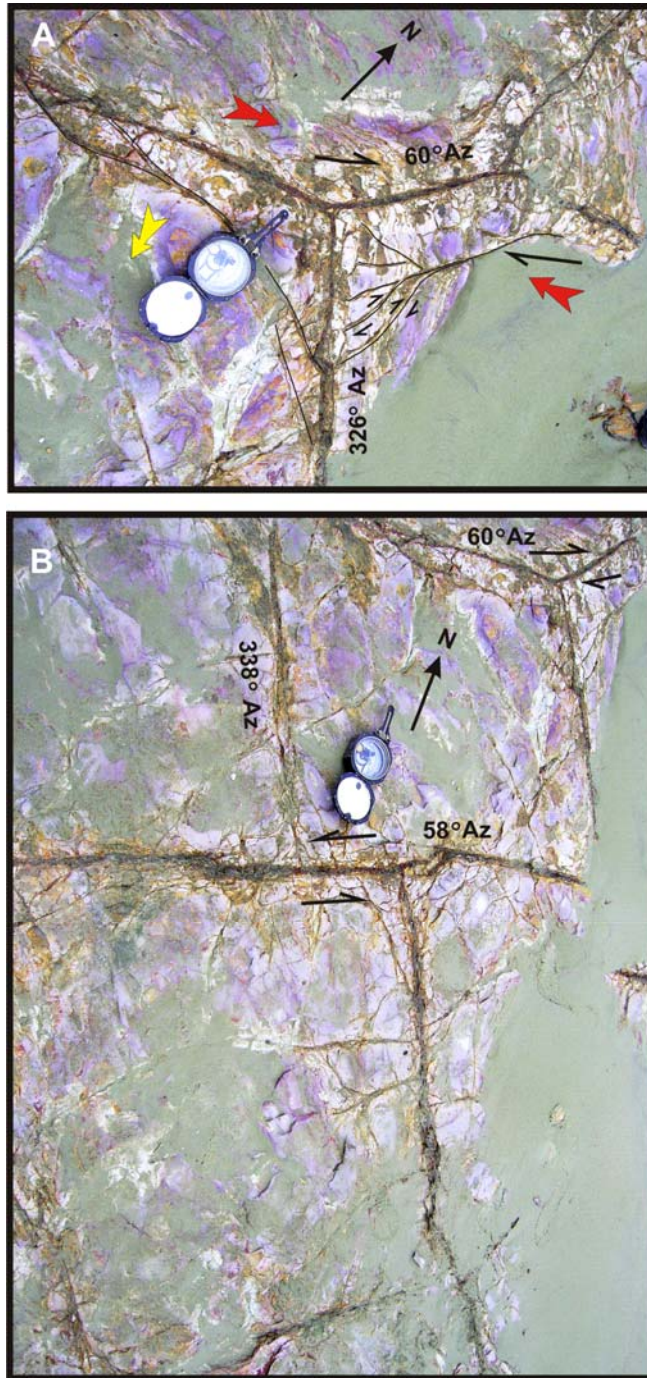


Figura 4.33 - Falhas transcorrentes dextral (fotos A e B) e sinistral (Foto B), na direção NE-SW, formando romboedros. Na Foto A, notar à direita (seta vermelha) área de transpressão, formando feição em flor positiva, e à esquerda (seta amarela) área de transtensão. Argilito - praia Grande (Baía do Sol). Ilha de Mosqueiro.

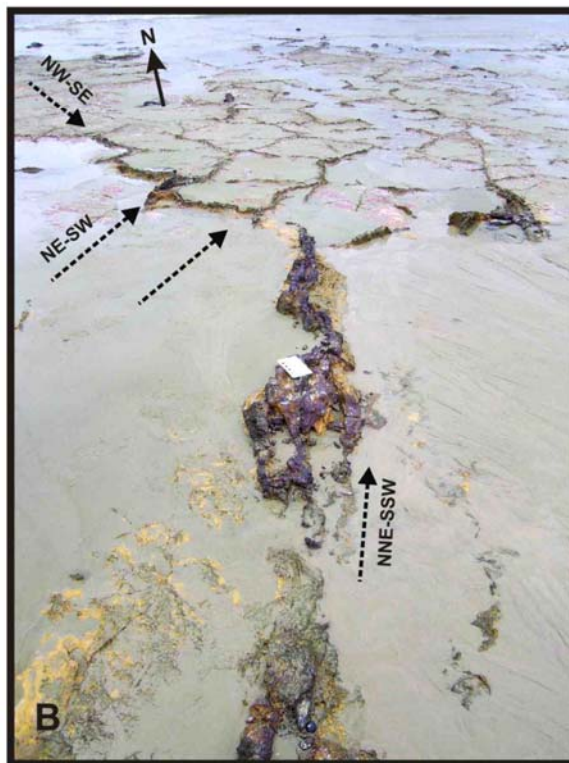
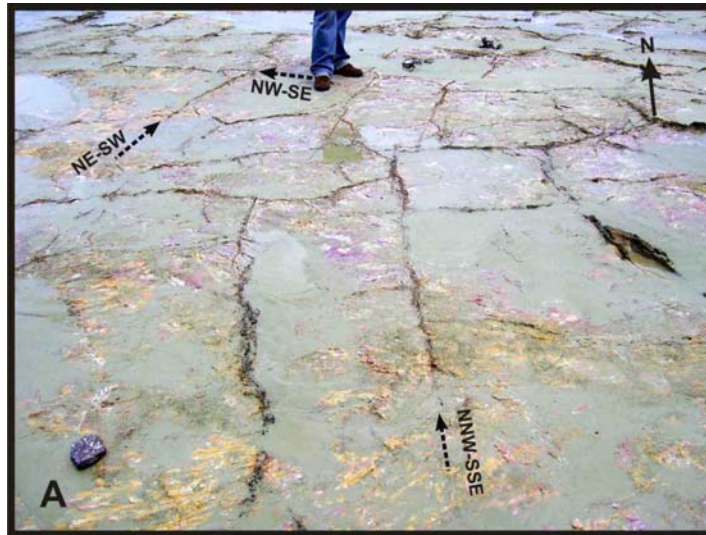


Figura 4.34 – Direções principais das falhas transcorrentes: NW-SE, NE-SW e NNW-SSE (fotos A e B). Fraturas preenchidas por óxidos-hidróxidos de ferro (rochas ferruginosas de fissura) geralmente nas direções NNE-SSW a NE-SW (Foto B). Praia Grande (Baía do Sol) – ilha de Mosqueiro.

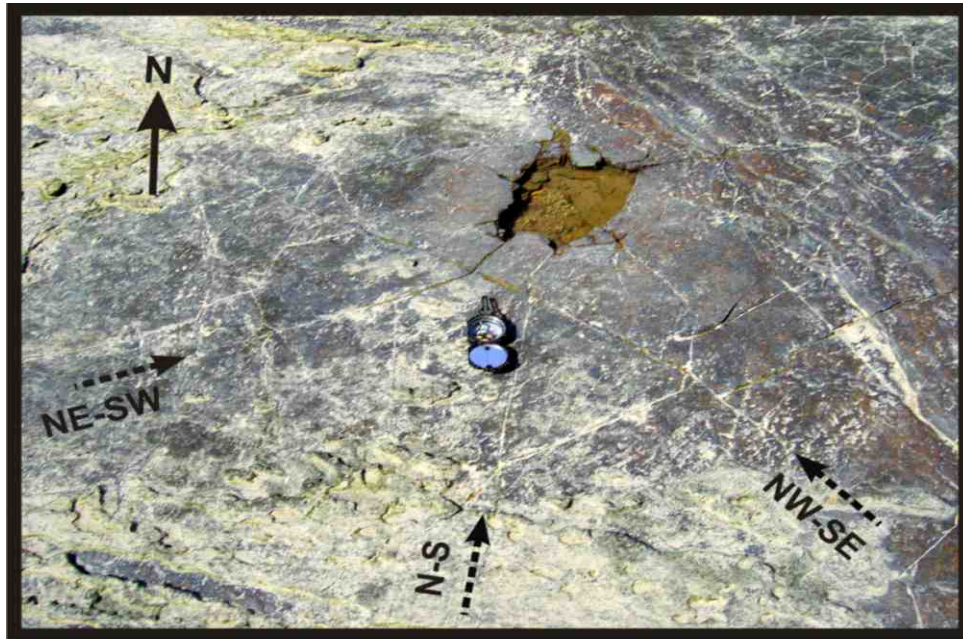


Figura 4.35 - Direções principais, NW-SE, NE-SW e N-S, das falhas transcorrentes que induzem a formação de romboedro. Argilito laterítico (praia do Bispo) - ilha de Mosqueiro.



Figura 4.36 - Falha transcorrente sinistral na direção WNW-SSE. Pseudolaterito (Prainha) - ilha de Mosqueiro.



O espaçamento entre as juntas é centimétrico a decimétrico, às vezes acima de 1 m. As direções NE-SW, NW-SE, NNE-SSE estão normalmente preenchidas por óxidos-hidróxidos de ferro (rochas ferruginosas de fissura) (Figs. 4.20 e 4.34).

Estão presentes principalmente nas camadas argilosas da base das falésias. Porém, outras direções subconcordantes apresentam preenchimentos. Ocorrem raras juntas com mergulhos de baixos ângulos (subhorizontais), consideradas juntas de alívio de tensão, cuja presença é comum nas pedras de ferro.

#### 4.2.1.2 – Dobras

Em perfil ENE-WSE, observam-se pacotes argilosos e “linhas de pedra” dobradas, apresentando feições geométricas de dobras suaves e abertas (Figs. 4.37 e 4.38).

Nas falésias das praias do Murubira e Grande (Baía do Sol), os eixos das ondulações posicionam-se respectivamente nas direções 161° e 170° Az.

As dobras estão afetadas geralmente por falhas transcorrentes, que por sua vez mostram uma componente normal (Figs. 4.39 e 4.40).

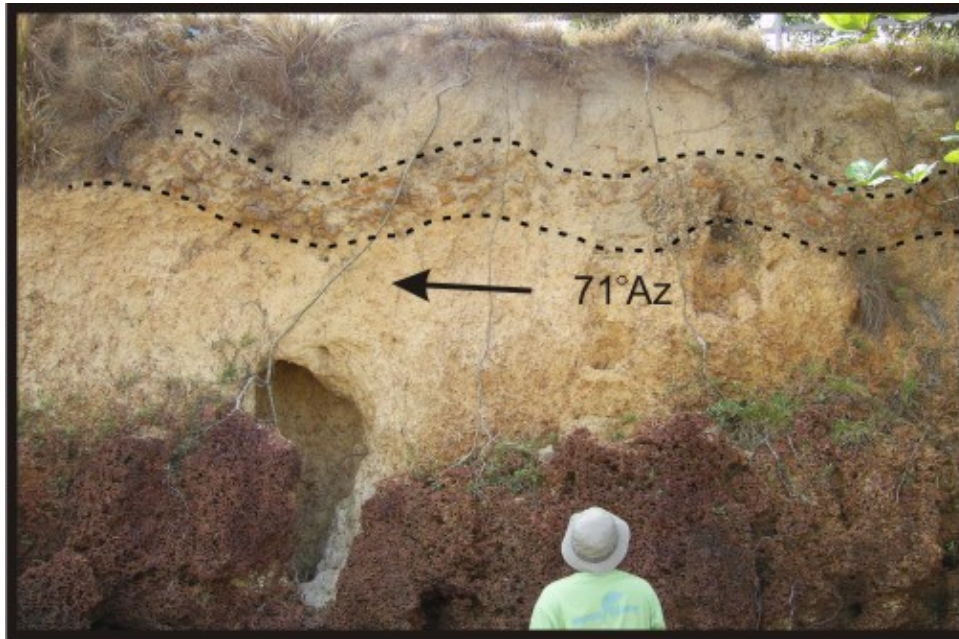


Figura 4.37 – Dobra suave desenvolvida em “linha de pedra” (concreções lateríticas). Falésia com face ENE-WSW. Praia do Murubira - ilha de Mosqueiro.

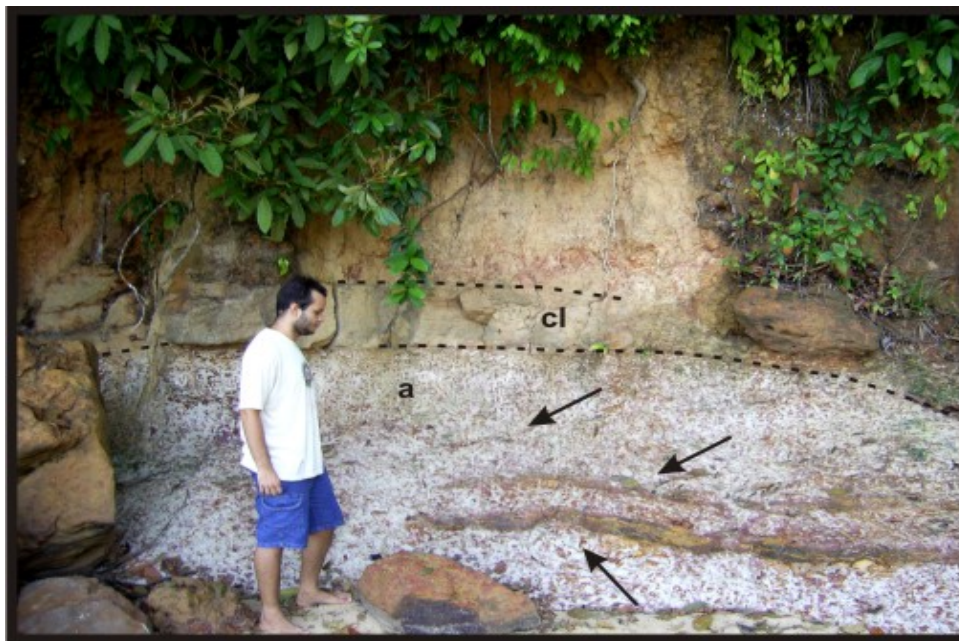


Figura 4.38 – Arqueamento de camada argilosa (a) e de concreção laterítica (cl) provocada por dobramento. Notar dobras abertas (seta preta) internamente no argilito. Falésia com face ENE-WSW. Praia Grande - Baía do Sol - ilha de Mosqueiro.

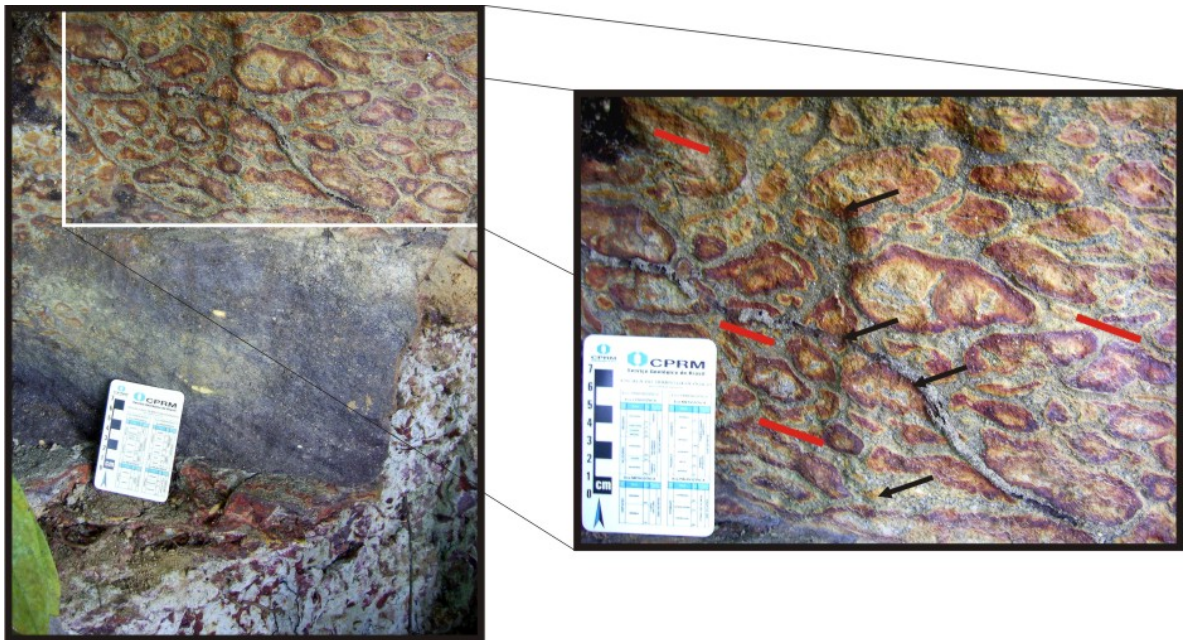


Figura 4.39 – Falha transcorrente sinistral ( $80^{\circ}/315^{\circ}$  Az). Notar estrias ( $20^{\circ}/251^{\circ}$  Az) no plano de falha (seta preta). Destaca-se em traço vermelho a posição das estrias. Concreção laterítica. Praia Grande - Baía do Sol - ilha de Mosqueiro.



Figura 4.40 – Fraturas e falha transcorrente (tracejado), de direção de  $310^{\circ}$  Az, com componente normal, em perfil laterítico imaturo imposto sobre a Formação Barreiras. Notar o deslocamento da “linha de pedra - cl” (seta preta) dobrada e de blocos facetados de concreção laterítica (seta preta). Praia do Murubira - ilha de Mosqueiro. ls - latossolo, cl- concreção laterítica, aa- arenito argiloso, pl- pseudolaterito, a - argilito.

#### 4.2.1.3 – Acamamento Sedimentar

Outra feição estrutural medida foi o acamamento sedimentar obtido no contato entre argilitos e arenitos (Fig. 4.41). Esta feição planar mostrou atitudes de  $3^{\circ}$ - $5^{\circ}/210^{\circ}$  Az e  $24^{\circ}/130^{\circ}$ -  $15^{\circ}/110^{\circ}$  Az.



**Figura 4.41 - Plano de acamamento, contato entre argilito e arenito lateritizado. Inclinação em torno de  $24^{\circ}$  para SE. Praia do Marahú – ilha de Mosqueiro.**

## CAPÍTULO V ANÁLISE GRAVIMÉTRICA DA ILHA DE MOSQUEIRO

---

### 5.1 – RESULTADOS E INTERPRETAÇÃO GRAVIMÉTRICA

As medidas gravimétricas, em número de 131 (Fig. 5.1), foram obtidas nos anos de 2003, 2007 e 2008. O levantamento gravimétrico realizado nesta tese foi o primeiro levantamento dessa natureza, de caráter regional feito na ilha de Mosqueiro. Embora não cobrindo de forma regular toda a ilha, os dados permitiram a gerar um mapa de anomalia *Bouguer*. Optou-se também pela análise dos resultados a partir da elaboração de perfis construídos segundo o mapa de anomalia *Bouguer* residual.

O mapa de anomalia *Bouguer* (Fig. 5.2) revelou as seguintes características:

- a) As maiores anomalias, atingindo pouco acima de 5 mGal, foram obtidas na área central da ilha. Também se sobressaem anomalias positivas entre Carananduba e Sucurijuquara;
- b) Uma depressão destacada entre Carananduba e Murubira, atingindo o mínimo de -3 mGal. As anomalias negativas têm tendência a diminuir para NE, SE e sul no mapa *Bouguer*.
- c) Desconsiderando os *trends* das isolinhas nas bordas do mapa de anomalia *Bouguer*, em virtude da distorção que ocorre pela falta de pontos medidos, caracterizam-se quatro *trends* principais de alinhamentos estruturais regionais: NW-SE; NNE-SSW; NE-SW; WNE-SSW.

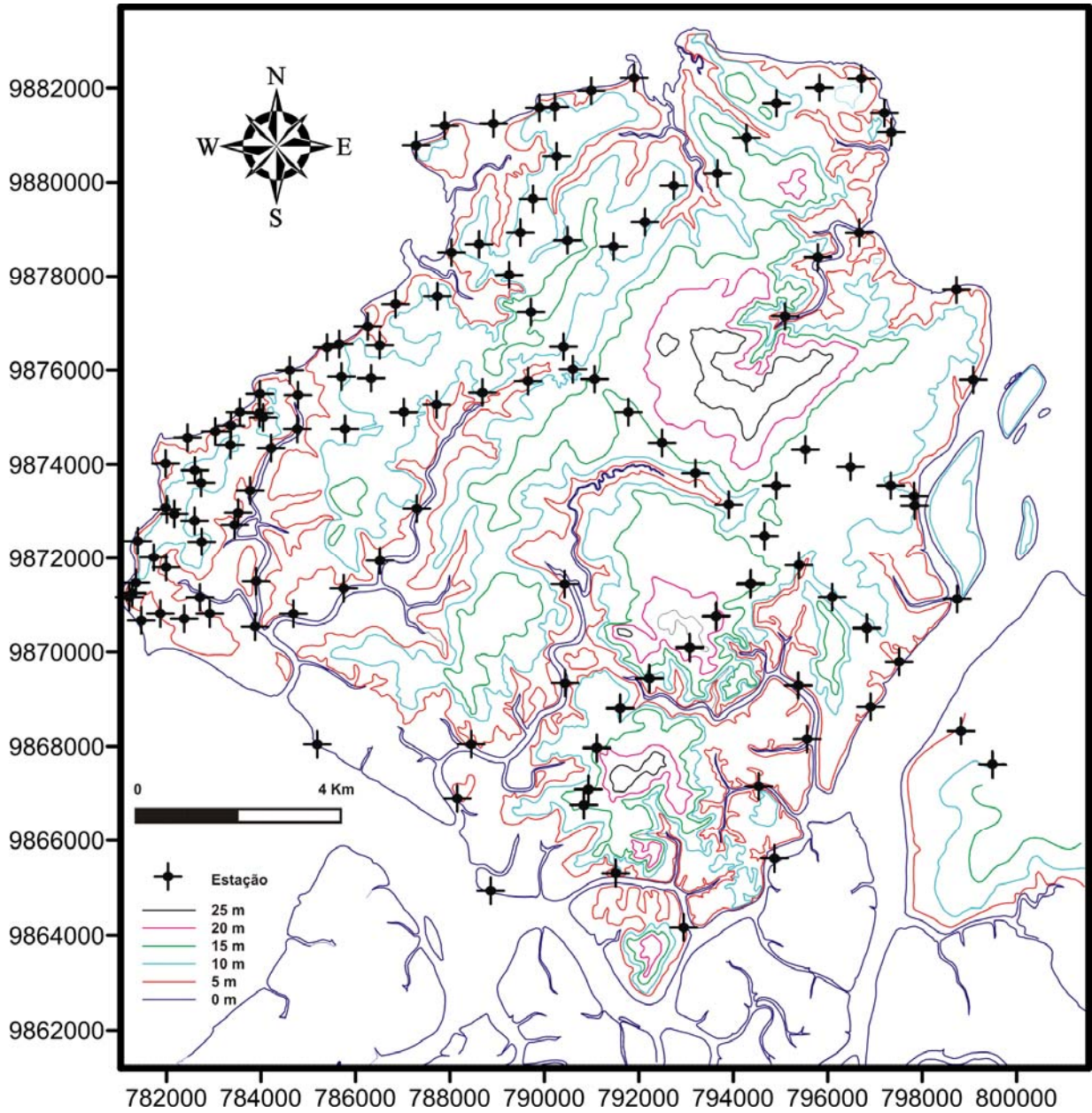
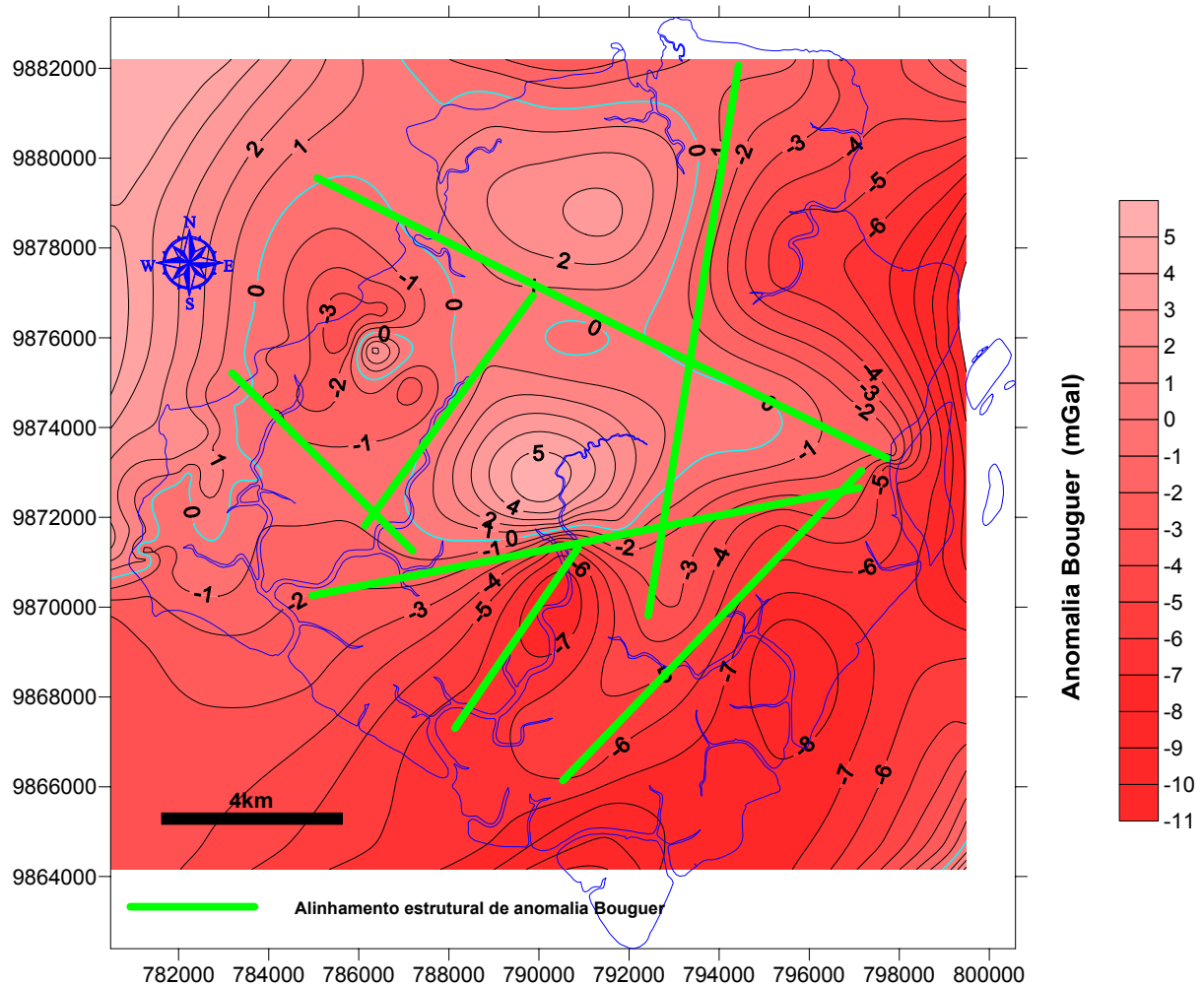


Figura 5.1 – Distribuição das estações gravimétricas.



**Figura 5.2 – Mapa de contorno da anomalia *Bouguer* obtida na ilha de Mosqueiro.**

Com intuito de destacar possíveis estruturas e variação de densidade mais rasa, subtraiu-se a componente regional da anomalia Bouguer para obtenção de um mapa residual.

Para escolha da regional foram testadas superfícies polinomiais de 1° a 6° graus (Figs. 5.3 e 5.4). Os residuais obtidos a partir da subtração das superfícies polinomiais foram muito semelhantes (Figs. 5.3 e 5.4).

Optou-se pela superfície polinomial de 2° grau para representar a componente regional, motivada pela forma que a anomalia residual (Fig. 5.5B) se comportou,

coincidindo em parte com as anomalias topográficas positivas e negativas detectadas no mapa da Figura 4.16.

Em termos da predominância de áreas contendo valores negativos e positivos, o mapa residual (Fig. 5.5B) não se modificou muito em relação ao mapa de anomalia *Bouguer* (Fig. 5.2). Contudo, o contorno das áreas, com o menor valor de anomalia, foi melhor definido na região sul do mapa (Fig. 5.5B), que antes não se observava no mapa de anomalia *Bouguer*.

A interpretação de perfis construídos a partir do mapa residual permitiu traçar os principais alinhamentos estruturais, posicionados nas direções NW-SE e NE-SW (Fig. 5.5). Os perfis indicaram estruturas falhadas em blocos, mostrando arranjos de altos e baixos estruturais para a ilha de Mosqueiro (Fig. 5.6).

Os blocos abatidos equivalem às áreas com o maior acúmulo sedimentar. Em destaque o graben limitado nas proximidades entre o rio Murubira e o igarapé Cajueiro (Fig. 5.6A), representando um espesso pacote sedimentar, que no mínimo apresenta uma espessura maior que 280m, em virtude do poço tubular profundo da estação de bombeamento da COSANPA, situado nesta área, ter atingido 274 m sem encontrar o embasamento cristalino.



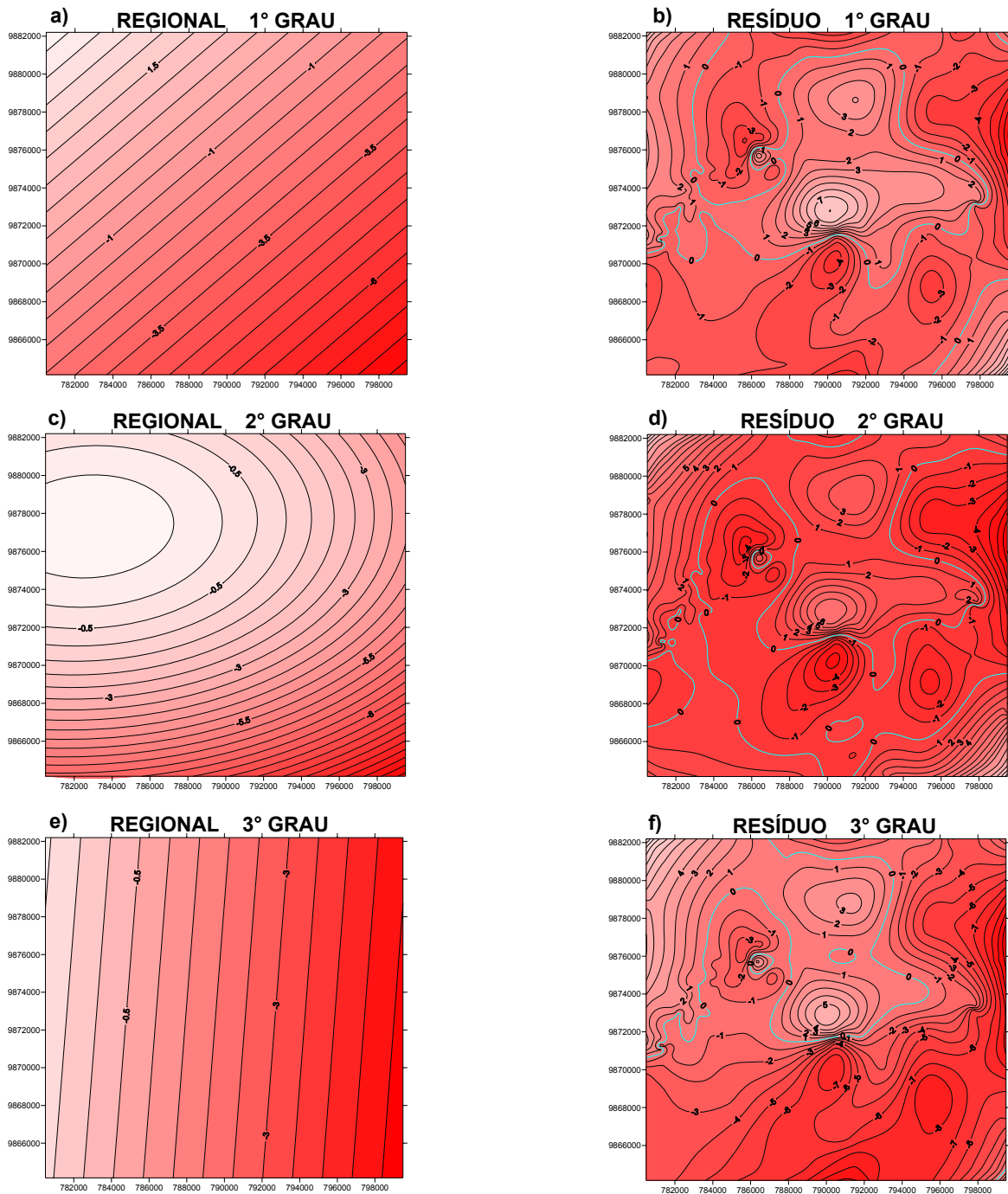


Figura 5.3 – Componentes regionais (a, c, e) e anomalias *Bouguer* residuais (b, d, f) de 1° ao 3° grau, obtidas na ilha de Mosqueiro.

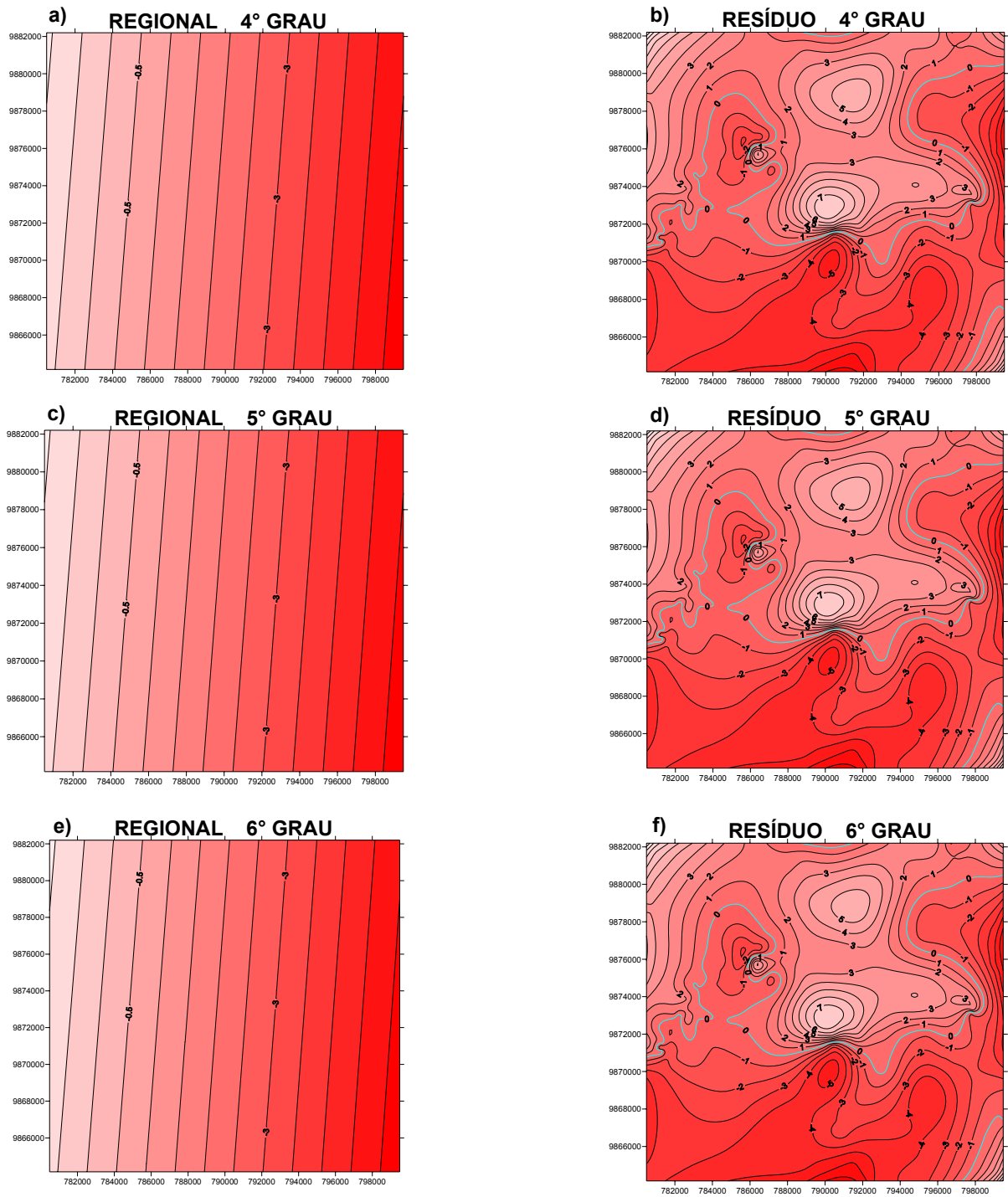


Figura 5.4 – Componentes regionais (a, c, e) e anomalias *Bouguer* residuais (b, d, f) de 4° ao 6° grau, obtidas na ilha de Mosqueiro.

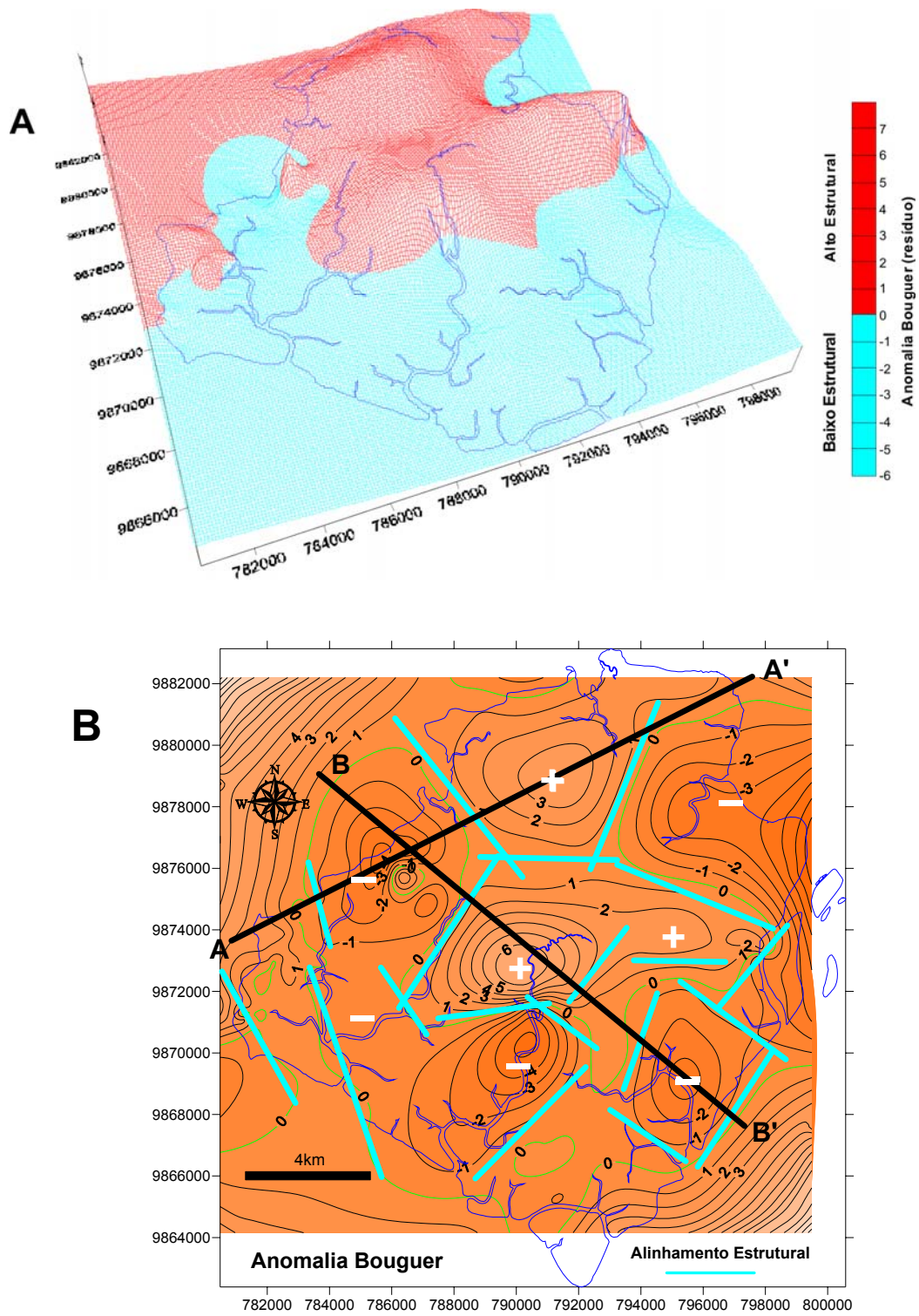


Figura 5.5 – A- anomalia *Bouguer* em 3D, mostrando os altos e baixos estruturais. B - mapa residual de 2° grau: alinhamentos principais NW-SE e NE-SW, alto estrutural (+) e baixo estrutural (-). Ilha de Mosqueiro.

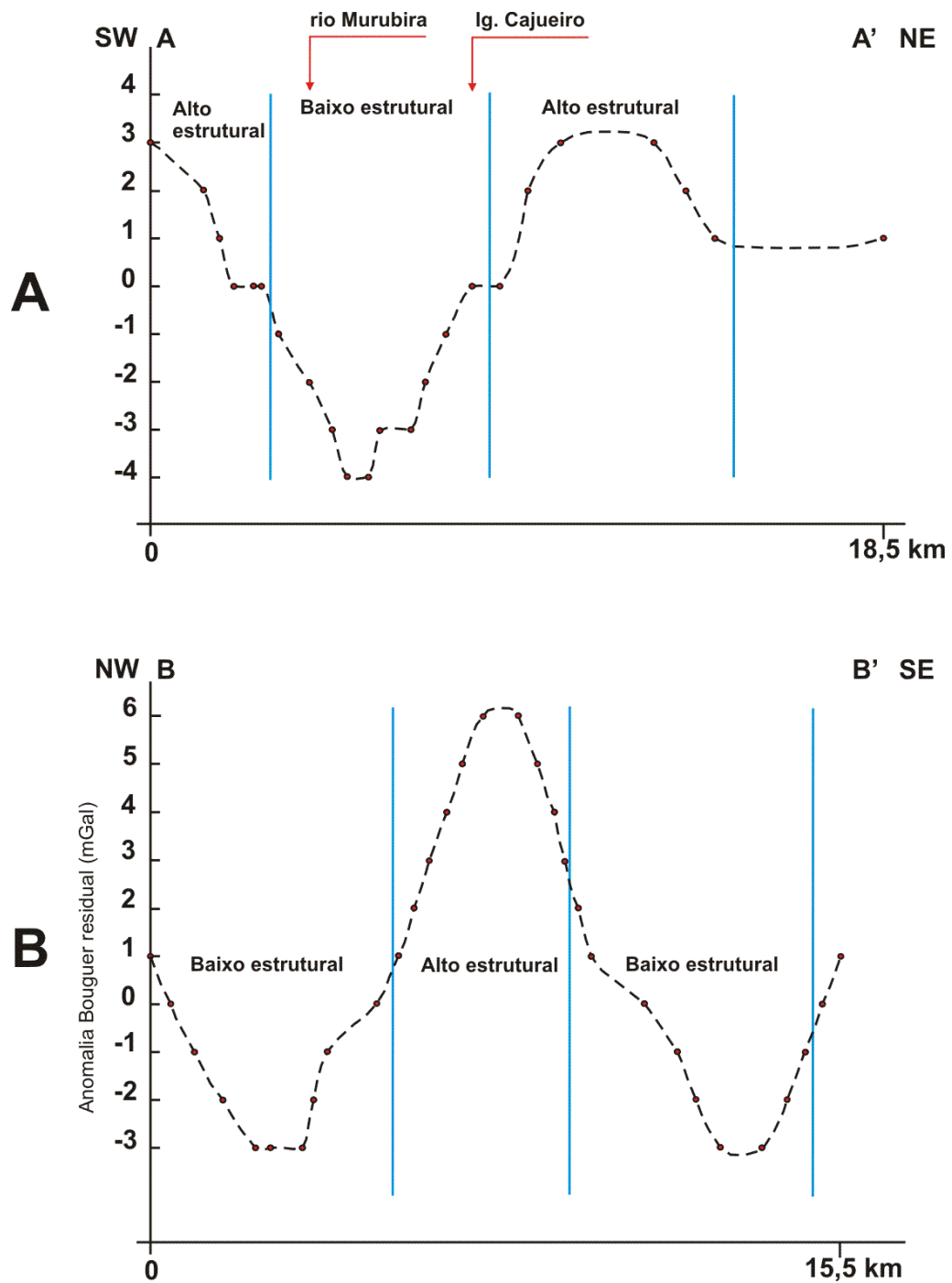


Figura 5.6 – Perfis gerados a partir do mapa da Figura 5.5B, mostrando altos e baixos estruturais. A – Direção NE-SW e B – Direção NW-SE. Ilha de Mosqueiro.

## CAPÍTULO VI COMPARTIMENTAÇÃO EM BLOCOS MORFOESTRUTURAIS

---

### 6.1 - DOMÍNIOS MORFOESTRUTURAIS

Os domínios a seguir apresentados foram individualizados a partir da análise integrada que incluiu o padrão de drenagem (Fig. 6.1A), o mapa topográfico residual (Fig. 6.1C), as similaridades das formas de relevo, a orientação estrutural dos lineamentos (Fig. 6.1B) e o mapa de anomalia *Bouguer* residual (Fig. 6.1D). A integração permitiu definir os principais compartimentos, os quais são designados de blocos morfoestruturais. Os limites dos blocos foram definidos pelos grandes segmentos retirados da rede de drenagem, alinhamentos topográficos, isolinhas dos mapas residuais topográfico e de anomalia *Bouguer*. Os baixos e altos topográficos, conseqüências da interferência de estruturas geológicas subjacentes, auxiliaram na interpretação dos desnivelamentos dos blocos.

Baseado nesta integração, a ilha de Mosqueiro pode ser compartimentada em 12 blocos morfoestruturais principais (Fig. 6.1E), controlados por estruturas maiores nas direções NE-SW e NW-SE. A relação entre os blocos morfoestruturais supõe-se os seguintes domínios: blocos 2, 5, 11 e 12 correspondente a baixo estrutural; blocos 1, 4, 6, 8 e 10 de cotas intermediárias; e blocos 3, 7 e 9 a alto estrutural. O produto obtido desta interpretação integrada caracteriza as zonas anômalas morfoestruturais, estruturalmente positivas e negativas, correspondendo respectivamente a *horsts* e *grabens* (Fig. 6.2), além das maiores descontinuidades estruturais em subsuperfície.

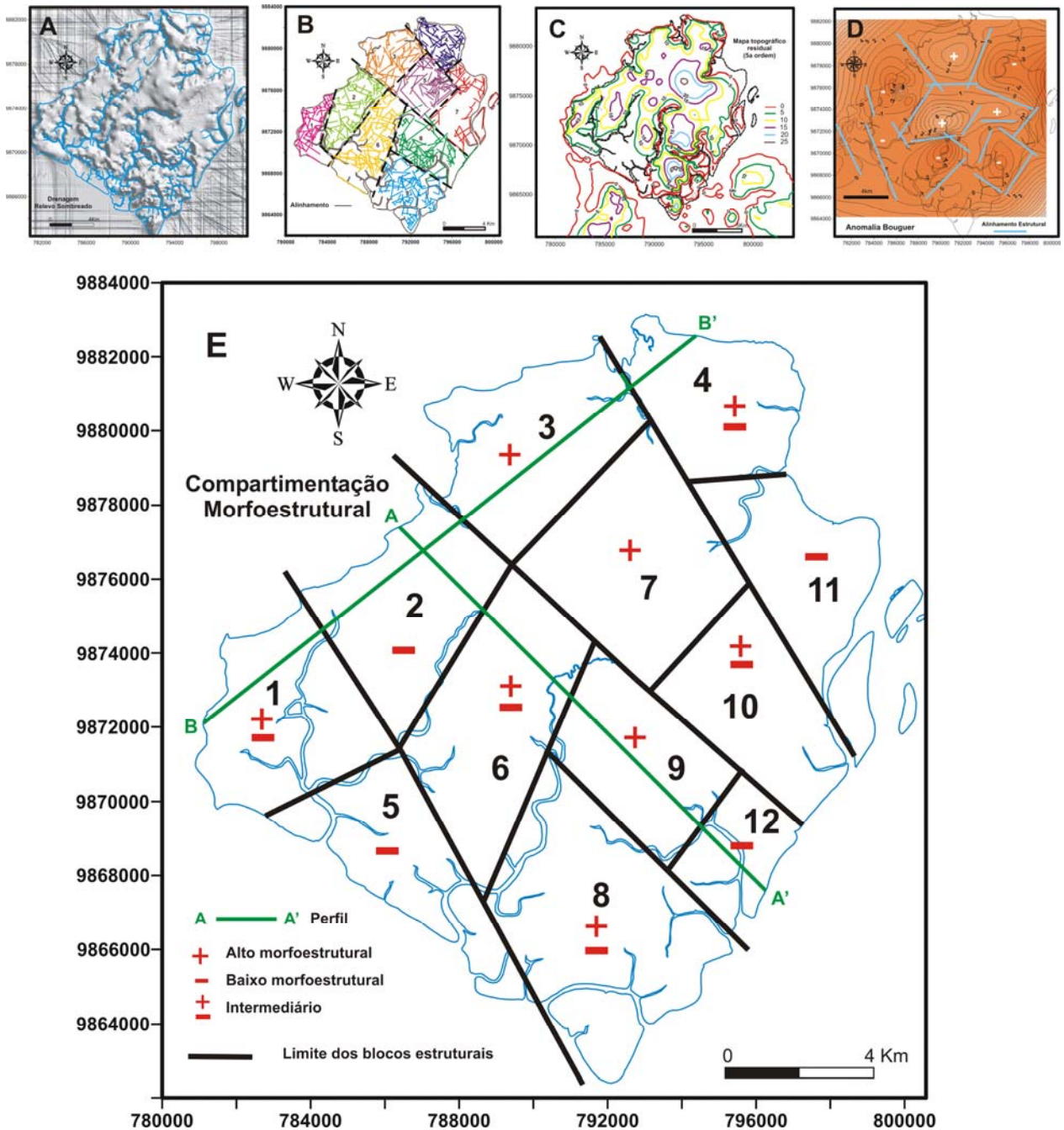


Figura 6.1 - Compartimentação de blocos morfoestruturais da ilha de Mosqueiro (E) definido com base no mapa de drenagem (padrão de drenagem) (A), mapa de alinhamento topográfico (B), mapa topográfico residual (C) e anomalia *Bouguer* residual (D). As linhas contínuas da figura D delimitam os blocos morfoestruturais desnivelados, estabelecendo comparativamente altos, intermediários e baixos morfoestruturais.

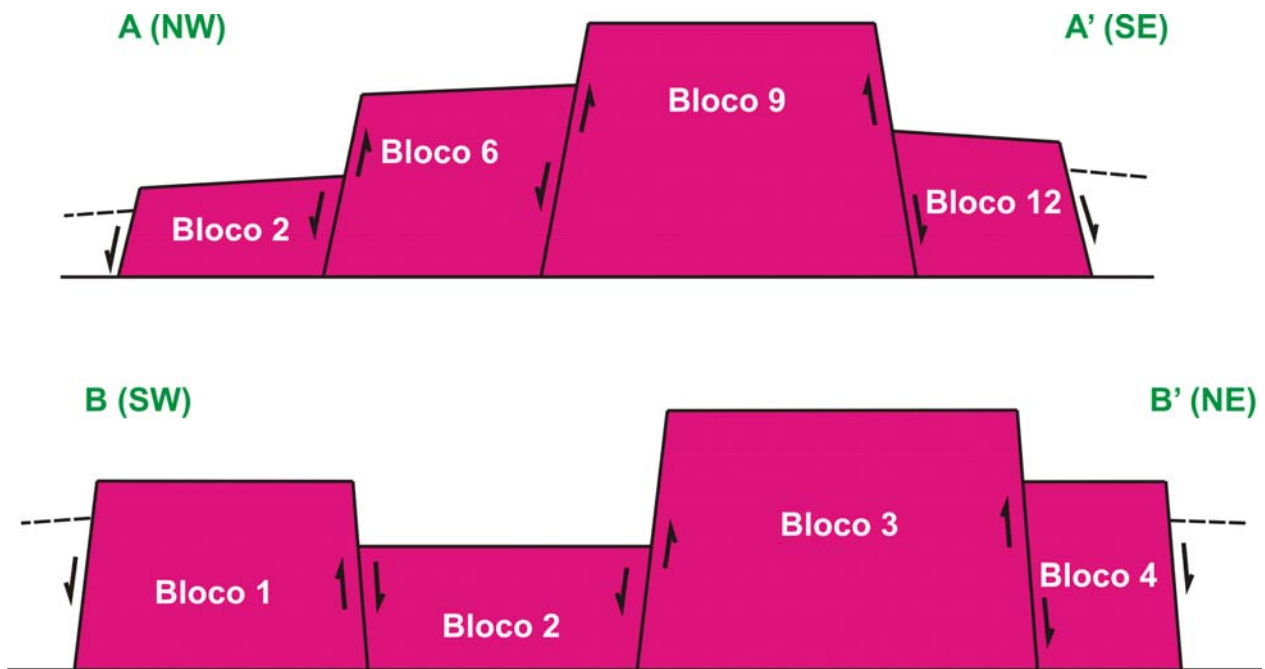
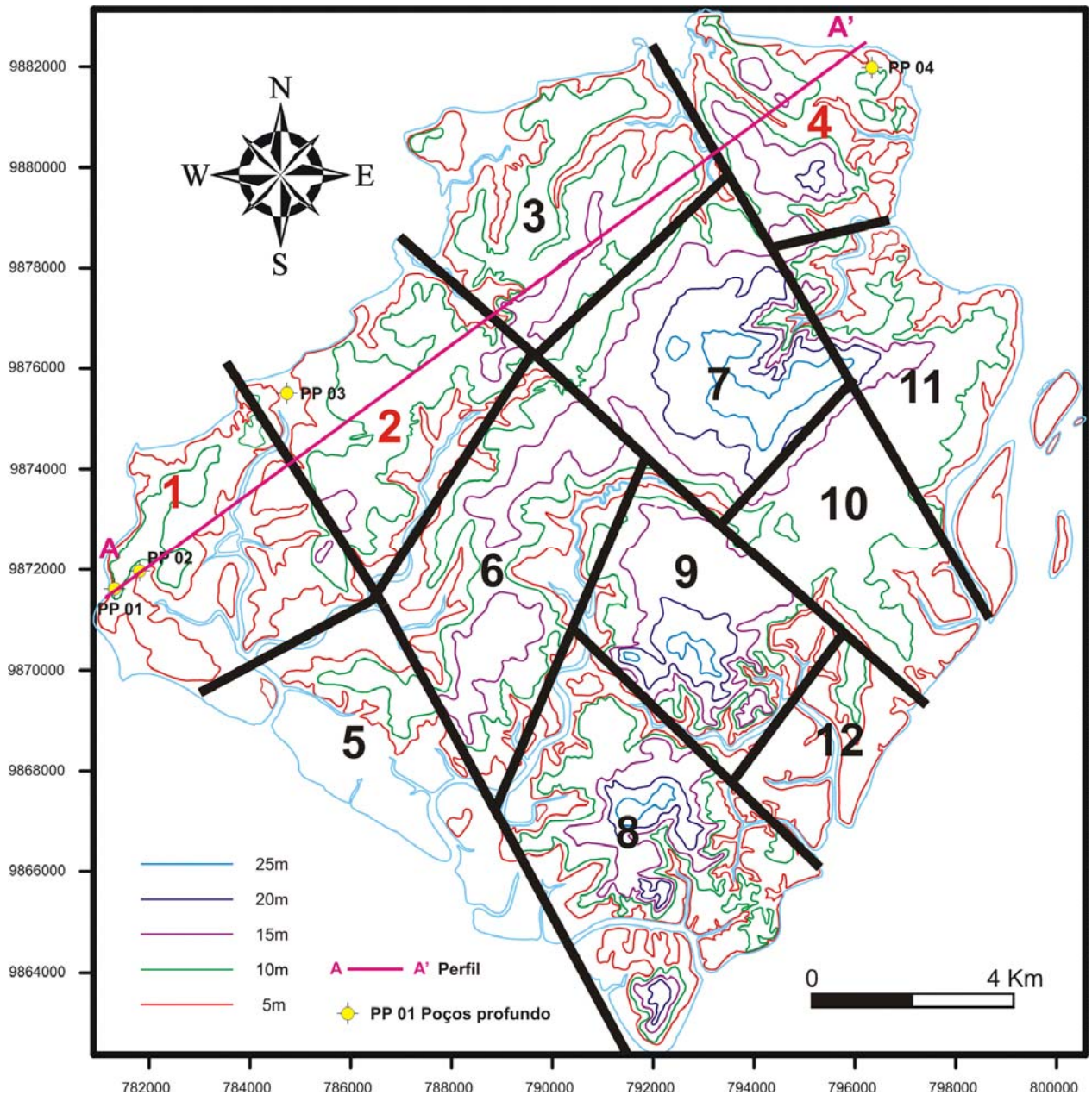


Figura 6.2 – Perfis extraídos da Figura 6.1E. Exemplificação esquemática do arranjo em blocos morfoestruturais, da ilha de Mosqueiro, em *horsts* e *grabens*, mostrando movimentos relativos entre os mesmos.

## 6.2 – CARACTERIZAÇÃO LITOESTRATIGRÁFICA DOS BLOCOS ESTRUTURAIS

Geologicamente, a ilha de Mosqueiro comporta as seguintes unidades: formações Pirabas (subsuperfície) e Barreiras, Sedimentos Pós-Barreiras e Depósitos Holocênicos. Serão apresentadas as descrições das unidades, exceto da última, tendo como base dados extraídos dos perfis geológicos e dos poços profundos (Figs. 6.3 e 6.4) situados nos blocos estruturais 1, 2 e 4 (Figs. 6.3 e 6.5). Os demais blocos não possuem tais informações.

Os Depósitos Holocênicos são constituídos por materiais recentes arenosos, contendo fragmentação de concreções lateríticas, originados por dismantelamento das falésias, formando os depósitos nas praias, além de materiais argilosos depositados ao longo das calhas dos rios e igarapés.



**Figura 6.3 – Localização dos poços profundos da ilha de Mosqueiro, descritos na caracterização litoestratigráfica dos blocos morfoestruturais 1, 2 e 4.**



### 6.2.1 – Bloco 1

Os poços situados um próximo à praia do Bispo (PP 01) e outro na 5ª Rua (PP 02) (Fig. 6.3), com profundidades respectivamente de 218 e 272 m (Fig. 6.4), forneceram as seguintes informações sobre as unidades em subsuperfície:

a) *Sedimentos Pós-Barreiras: intervalo de 0 – 2,6/6 m.*

- 0 - 2,6/6 m ⇒ sedimentos de coloração amarelada, de composição arenosa, granulação fina, contendo fração argilosa e concreções lateríticas.

b) *Formação Barreiras: intervalo de 2/6 – 45/56 m.*

- 2,6/6 - 15/17 m ⇒ arenito ferruginoso de coloração amarelada pálida a creme avermelhada, de granulação fina a média, contendo fração argilosa e níveis de concreções lateríticas;

- 15/17 - 26/30 m ⇒ porções contendo predominância de arenito de coloração avermelhada, de granulação média a grossa, e outras de argilito;

- 26/30 - 45/56 m ⇒ camadas de argilito arenoso de coloração cinza e vermelha, contendo concreções lateríticas, e arenito de granulação fina.

c) *Formação Pirabas: intervalo de 45/56 – 272 m.*

- 45/56 - 71/78 m ⇒ argilitos carbonáticos definidos como camada-guia. Os argilitos apresentam coloração cinza escura, contendo resto de vegetais e intercalação de arenito;

- 71/78 - 85/89 m ⇒ arenito quartzoso de granulação fina a grossa;

- 85/89 - 120/132 m ⇒ argilito arenoso carbonático de coloração cinza esverdeada a escura, contendo frações de areia fina a grossa;

- 120/132 - 156/165 m ⇒ intercalações de calcário/calcarenito creme esbranquiçado e argilito/folhelho cinza esverdeados;

- 156/165 - 207/210 m ⇒ intercalações de arenito fino a grosso, calcário/calcarenito fossilífero creme esbranquiçado e argilito/folhelho cinza esverdeado;

- 207/210 - 220 m ⇒ camadas de arenito fino a médio e argilito/folhelho cinza esverdeado;

- 220 - 230 m  $\Rightarrow$  argilito/folhelho cinza esverdeado, contendo pequenas intercalações de arenito fino;
- 230 - 256 m  $\Rightarrow$  arenito grosso com seixo de coloração cinza esbranquiçada, contendo níveis argiloarenosos;
- 256 - 264 m  $\Rightarrow$  argilito arenoso de coloração esverdeada;
- 264 - 272 m  $\Rightarrow$  camadas arenoargilosa a argiloarenosa de coloração acinzentada a esverdeada.

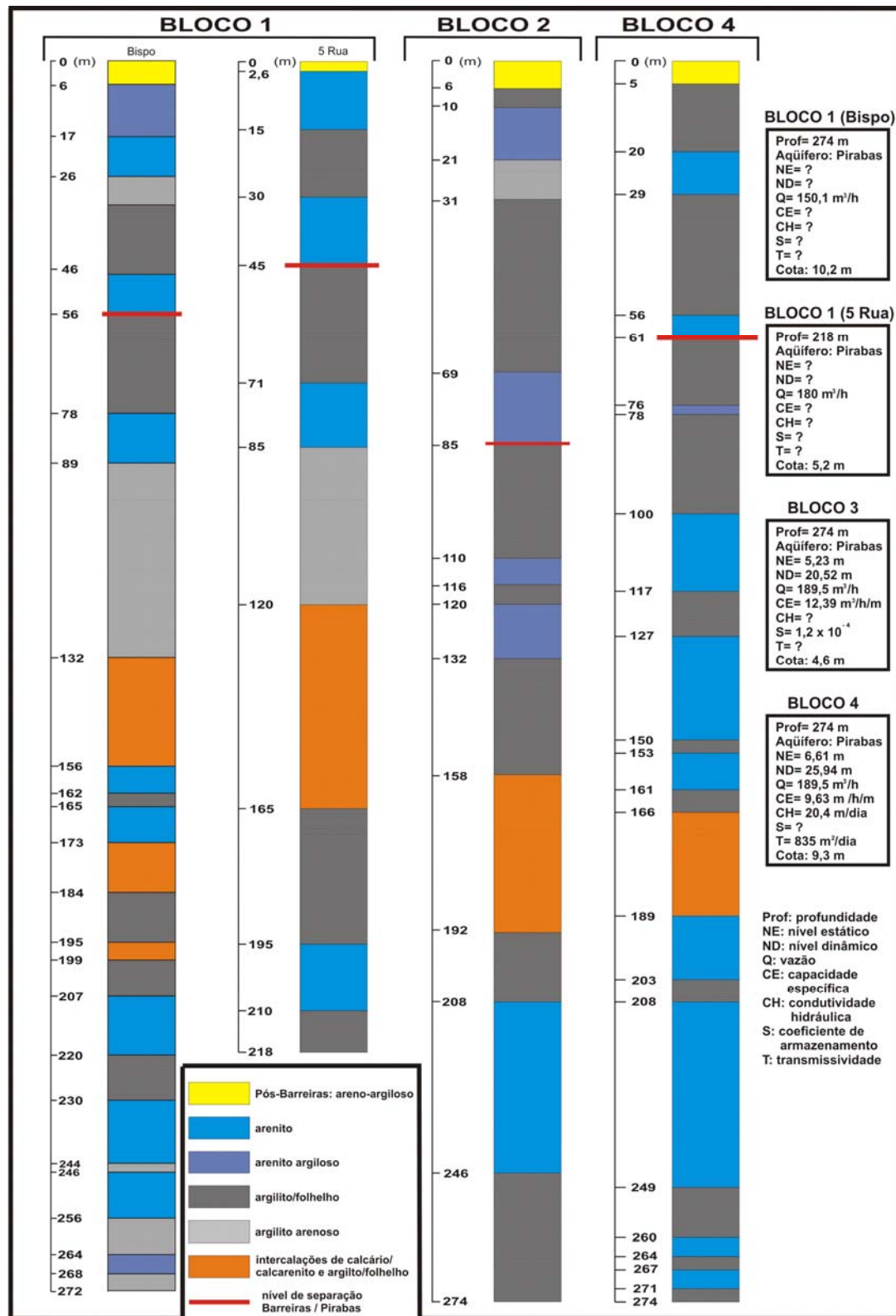
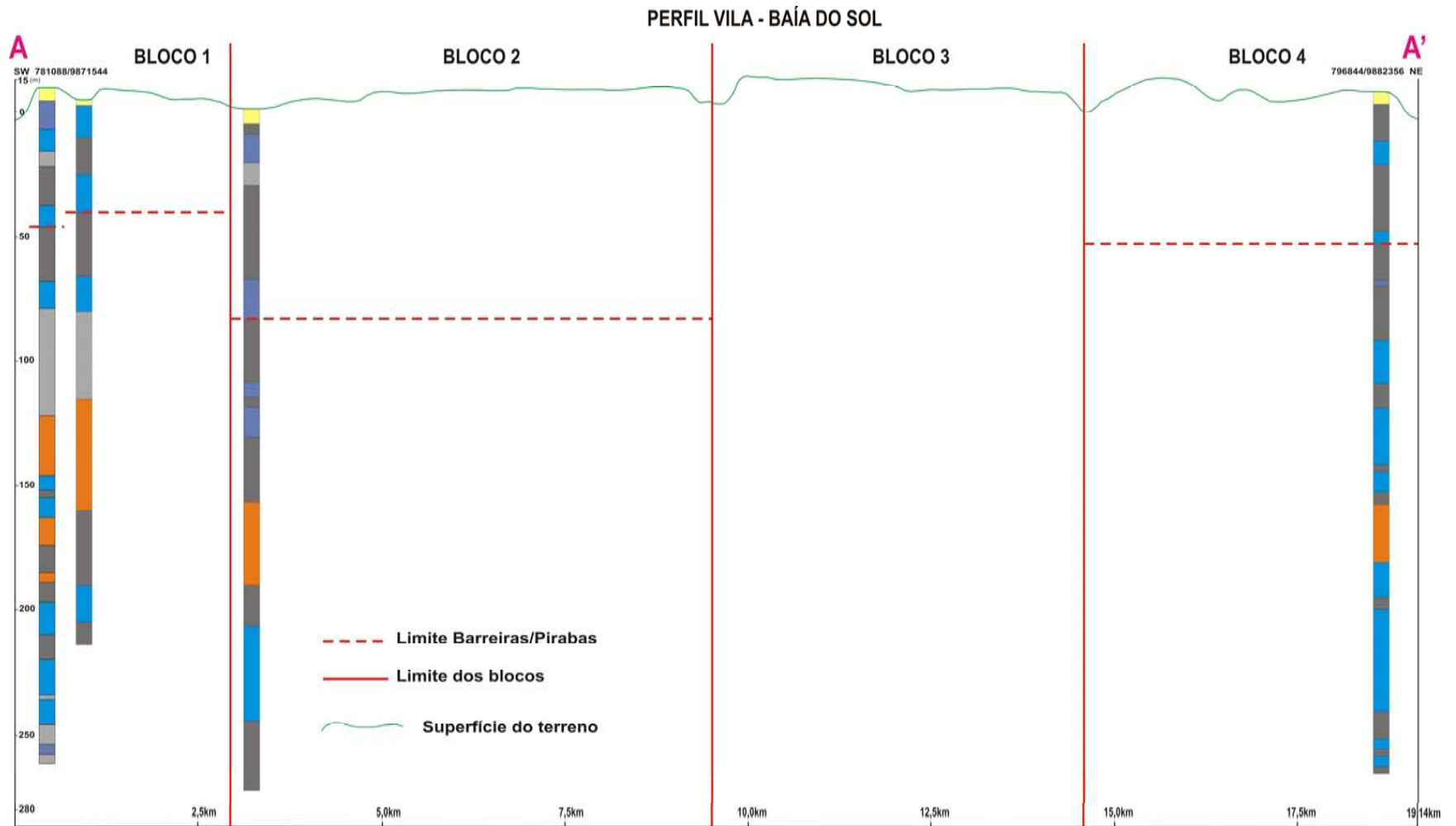


Figura 6.4 - Perfis geológicos sintetizados de poços profundos situados nos Blocos 1, 2 e 4. Parâmetros hidrodinâmicos consultados em Oliveira (2001).



**Figura 6.5 – Perfil Vila (SW) – Baía do Sol (NE) extraído da Figura 6.3, mostrando a disposição das camadas (vide legenda da Fig. 6.4) das unidades em subsuperfície em cada bloco morfoestrutural. A camada de argilito carbonático serviu de guia para o limite Barreiras/Pirabas.**

## 6.2.2 – Bloco 2

As informações foram extraídas dos poços construídos na estação de bombeamento da COSANPA (PP 03), no bairro do Murubira, que atingiram 274 m (Fig. 6.4). Apresentam-se as seguintes informações sobre as unidades:

a) *Sedimentos Pós-Barreiras: intervalo de 0 – 6 m.*

- 0 - 6 m ⇒ sedimentos de coloração marrom avermelhada, de composição arenoargiloso, contendo concreções lateríticas;

b) *Sedimentos Barreiras: intervalo de 6 – 85m.*

- 6 - 10 m ⇒ argilito de coloração rosada, contendo concreções lateríticas;
- 10 - 31 m ⇒ arenito de coloração avermelhada, de granulação fina a grossa, às vezes conglomerática, contendo fração argilosa;
- 31 - 69 m ⇒ argilito de coloração cinza esverdeada;
- 69 - 85 m ⇒ arenito de coloração cinza, de granulação média a grossa, com fração argilosa.

c) *Formação Pirabas: intervalo de 85 – 274 m.*

- 85 - 110 m ⇒ argilito carbonático de coloração cinza esverdeada;
- 110 - 116 m ⇒ arenito de coloração cinza, de granulação média a grossa, com fração argilosa;
- 116 - 120 m ⇒ argilito de coloração cinza esverdeada;
- 120 - 132 m ⇒ arenito de coloração esverdeada, de granulação fina a média, com fração argilosa;
- 132 - 158 m ⇒ argilito de coloração esverdeada;
- 158 - 192 m ⇒ intercalações de arenito de coloração cinza esbranquiçada a esverdeada, de granulação média a grossa, e argilito esverdeado. Esta camada pode tratar-se de calcarenito com intercalações de argilito/folhelho;
- 192 - 208 m ⇒ argilito/folhelho de coloração esverdeada;
- 208 - 246 m ⇒ arenito de coloração esbranquiçada, de granulação média a grossa;

- 246 - 274 m  $\Rightarrow$  arenito de coloração esverdeada, granulação grossa a conglomerática, contendo intercalação de folhelho esverdeado.

### 6.2.3 – Bloco 4

As descrições das unidades referem-se ao poço de 274 m de profundidade situado na Baía do Sol (Figs. 6.3, 6.4 e 6.5).

a) *Sedimentos Pós-Barreiras: 0 – 5 m.*

- 0 - 5 m  $\Rightarrow$  sedimentos de coloração levemente avermelhada, arenoargiloso com algumas concreções lateríticas.

b) *Formação Barreiras: intervalo de 5 – 61 m*

- 5 - 20 m  $\Rightarrow$  argilito de coloração amarelada, localmente laterítico;
- 20 - 29 m  $\Rightarrow$  arenito de coloração creme amarelada, de granulação fina a média, contendo intercalação de material argiloso;
- 29 - 56 m  $\Rightarrow$  argilito de coloração cinza amarelada, contendo intercalação de material arenoso fino a muito fino;
- 56 - 61 m  $\Rightarrow$  arenito de coloração cinza clara, de granulação média a grossa, intercalado a material argiloso.

c) *Formação Pirabas: intervalo de 61 – 274 m*

- 61 - 76 m  $\Rightarrow$  predominância de argilito de coloração cinza escura a esverdeado provavelmente carbonático, além de folhelho laminado e presença de material conglomerático;
- 76 - 78 m  $\Rightarrow$  arenito argiloso de coloração cinza clara;
- 78 - 100 m  $\Rightarrow$  argilito de coloração cinza escura a esverdeada, contendo pequenas intercalações de material arenoso de granulação muito fina a média, além de folhelho de coloração cinza esverdeada;
- 100 - 117 m  $\Rightarrow$  conglomerado quartzoso de coloração cinza clara, intercalado com material argiloso cinza esverdeado.

- 117 - 127 m ⇒ argilito de coloração cinza escura, com níveis finos de folhelho laminado cinza esverdeado;
- 127 - 150 m ⇒ arenito de coloração cinza clara, de granulação média a grossa, contendo intercalação de material argiloso de coloração cinza clara;
- 150 - 153 m ⇒ argilito/folhelho de coloração cinza escura a cinza esverdeada;
- 153 - 161 m ⇒ arenito de coloração cinza clara, de granulação média a grossa, com porções conglomeráticas, intercalado com material argiloso de coloração cinza clara;
- 161 - 166 m ⇒ argilito/folhelho de coloração cinza escura a cinza esverdeada;
- 166 - 189 m ⇒ calcarenito de coloração creme amarelada, fossilífero, contendo pequenas intercalações de materiais argilosos de coloração cinza escura a esverdeada, e conglomeráticos;
- 189 - 203 m ⇒ conglomerado e arenito de granulação grossa a muito grossa, de coloração cinza escura a esverdeada, contendo rara intercalação de folhelho laminado de coloração cinza esverdeada;
- 203 - 208 m ⇒ argilito de coloração cinza escura a esverdeada, contendo pequenas intercalações de folhelho e conglomerado;
- 208 - 249 m ⇒ conglomerado e arenito de granulação grossa a muito grossa, de coloração cinza, intercalados raramente com argilitos e folhelhos cinza esverdeados;
- 249 - 260 m ⇒ argilito de coloração cinza escura, contendo intercalação folhelho;
- 260 - 264 m ⇒ conglomerado e arenito de granulação grossa a muito grossa de coloração cinza escura;
- 264 - 267 m ⇒ argilito de coloração cinza escura;
- 267 - 271 m ⇒ conglomerado e arenito de granulação grossa a muito grossa de coloração cinza escura;
- 271 - 274 m ⇒ argilito de coloração cinza escura.

#### **6.2.4 – Arranjo dos Blocos a partir de Poços Profundos**

Segundo as informações dos poços profundos (maioria de 274 m) da porção ocidental da ilha de Mosqueiro, o perfil SW - NE (Fig. 6.5) demonstra a existência de deslocamentos verticais entre os blocos estrutural 1, 2 e 4, relacionados a baixos e alto estruturais do embasamento.

De acordo com o horizonte-guia (argilitos carbonáticos), os rejeitos entre os blocos são: Bloco 1 (poços PP 02) em relação ao 2 (poço PP 03) é em torno de 45 m; Bloco 2 (poço PP 03) em relação ao 4 (PP 04) é de 30 m aproximadamente. Dentro do Bloco 1, o rejeito entre os poços PP 01 e PP 02 é cerca de 6 m.

#### **6.3 – SUPERFÍCIE POTENCIOMÉTRICA DOS BLOCOS MORFOESTRUTURAIIS**

Os níveis estáticos das águas subterrâneas, dos poços rasos cadastrados (Tab. 6.1) de profundidade média de 20 m (aqüíferos rasos), estão submetidos à oscilação por influência da maré próxima à baía de Marajó.

Este fenômeno foi observado em poços a poucos metros da praia pela facilidade de conexão hidráulica entre os aqüíferos e o estuário. Mas, em poços distanciados da praia, a cerca de 15 - 20 m, não foram observados as interferências da maré durante os dias de medida. Esse valor de distância estabelecido aqui é relativo porque depende do material geológico a ser percolado pela água.

Para elaborar o mapa potenciométrico dos aqüíferos rasos, as medidas de nível estático (Tab. 6.1) foram realizadas em março de 2003 (período chuvoso) e no mês de novembro de 2003 (período seco).



**Tabela 6.1 - Poços cadastrados na ilha de Mosqueiro.**

Local	Poço	Tipo de poço	Coordenadas UTM		Prof. poço (m)	Cota topog. (m)	Nível estático	
			Latitude	Longitude			1°- 2003 (m)	2°- 2003 (m)
<b>MARI-MARI</b>								
Est. Vladimir-Manso (Granja I)	MMM-01	Tubular	9868389	790988	24	11,9	4,5	-
Est. Vladimir-Manso (Granja II)	MMM-02	Tubular	9866752	790815	-	15	4,2	-
Est. Vladimir-Manso (Granja II)	MMM-03	Tubular	9866699	790844	-	14,9	-	7,3
<b>FURO DAS MARINHAS</b>								
Rod. Augusto Meira Filho s/n	MFM-01	Amazonas	9869723	797248	-	4,6	0,7	-
Rod. Augusto Meira Filho s/n	MFM-02	Tubular	9870347	796742	18	9,2	2,7	-
Rod. Augusto Meira Filho s/n	MFM-03	Tubular	9870304	796648	-	8,6		-
Rod. Augusto Meira Filho s/n	MFM-04	Tubular	9870331	796602	-	8,8	2	-
Rod. Augusto Meira Filho s/n	MFM-05	Tubular	9870444	796632	-	9,2	2	-
Rod. Augusto Meira Filho s/n	MFM-06	Tubular	9870675	796442	-	9,4	0,75	-
Rod. Augusto Meira Filho s/n	MFM-07	Tubular	9870407	796688	18	9,3	2,2	-
Rod. Augusto Meira Filho 13	MFM-08	Tubular	9871840	794869	12	12	4	-
Rod. Augusto Meira Filho s/n	MFM-09	Amazonas	9872895	794009	2	9,4	0,5	-
Pirajussara	MFM-10	Amazonas	9869345	795411	-	5,3	-	3
Pirajussara	MFM-11	Amazonas	9869223	795514	-	2	-	3,45
<b>CARANANDUBA</b>								
Est. Baía do Sol (EEPAC)	MCAR-01	Amazonas	9878758	789463		11,2	6,5	7,2
Al. Costa e Silva	MCAR-03	Amazonas	9879062	788988	5,5	5,8	3,5	5,35
Rod. Augusto Meira Filho 23	MCAR-04	Amazonas	9877850	789054	12	10,6	6,5	8,7
Est. Baía do Sol 361	MCAR-05	Tubular	9878912	788649	-	10,8	7	8,6
Av. Magalhães Barata s/n	MCAR-06	Tubular	9878941	788330	-	10,9	6	-
Av. Magalhães Barata 842	MCAR-07	Tubular	9878681	788253	-	12,2		-
Rod. Augusto Meira Filho 322	MCAR-08	Amazonas	9878362	788497	13	12,3	6	9,3
Rua Fabiano Maciel 130	MCAR-09	Tubular	9878034	788631		10,6	8	9,8
Av. Cipriano Santos 44	MCAR-10	Tubular	9878442	787983	16	7	4,75	6,3
Av. Cipriano Santos s/n	MCAR-11	Tubular	9878120	787813		4,8	0,5	1,15
<b>PARAÍSO</b>								
Est. Marahú (Hot. Faz. Paraíso)	MPAR-01	Tubular	9881974	791693	25	7,2	7,2	8,62
Est. Marahú (Cabana Lafaiete)	MPAR-02	Tubular	9882111	791908	25	5,5	4	4,38
Est. Marahú (Condomínio Chalé)	MPAR-03	Tubular	9881819	791416	25	8,5	5,5	6,5
Est. Marahú (Bar. Adão e Eva)	MPAR-04	Tubular	9881813	791162	-	5,5	3,7	4,27
Al. Por do Sol	MPAR-05	Tubular	9881553	790859		10,6	6,9	8,6
<b>MARAHU</b>								
Av. Beira Mar/Marahú	MMAR-01	Tubular	9881182	789450	-	3,4	4,3	4,5
Av. Beira Mar/Marahú	MMAR-02	Tubular	9880872	787887	12	8,5	6,8	8
Av. Beira Mar/Marahú	MMAR-03	Amazonas	789851	9881478		9,6	8,6	9,1
Estrada Marahú	MMAR-04	Amazonas	9881409	789889	18	11	7,85	10,2
Estrada Marahú-Paraíso	MMAR-05	Tubular	9880311	789992	-	11,6	6,9	9,36
<b>BAÍA DO SOL</b>								
Av. Beira Mar 01	MBS-01	Tubular	9881024	797091	24	3,7	2,65	3,6
Av. Beira Mar 90	MBS-02	Tubular	9881314	796954	25	5,9	3,3	4,15

Local	Poço	Tipo de poço	Coordenadas UTM		Prof. poço (m)	Cota topog. (m)	Nível estático	
			Latitude	Longitude			1°- 2003 (m)	2°- 2003 (m)
<b>BAÍA DO SOL</b>								
Av. Beira Mar 81	MBS-03	Amazonas	9882019	796674	-	5,9	0,65	2,7
Av. Beira Mar 987	MBS-04	Tubular	9882265	796212	-	5,3	2,65	3
Ps. Dias Rosário	MBS-05	Amazonas	9882178	796564	12	8,3	6,38	7,4
Est. da Baía do Sol	MBS-06	Amazonas	9881720	794910	-	11,4	2,5	3,5
Est. da Baía do Sol	PP-04	Tubular	9882095	796521	274	9,3	-	-
<b>SUCURIJUQUARA</b>								
Est. da Baía do Sol	MSUC-01	Tubular	9879921	792987	18	8,3	5,35	7,37
Ps. Camboja	MSUC-02	Tubular	9878086	791687	-	10,4	0,4	2
<b>SÃO FRANCISCO</b>								
Anexo Esc. Maroja Neto	MSF-01	Tubular	9877064	787211	18	9,4	6,3	8
<b>ARIRAMBA</b>								
Al. Cecy s/n	MARI-01	Tubular	9876625	786335	-	6,8	6	-
Av. Beira Mar s/n	MARI-02	Tubular	9876496	785862	18	5,9	7,1	8
Ps. Bendelak 1000	MARI-03	Amazonas	9875882	786085	-	10,2	5,3	7,8
Rua Dr. José Mariano	MARI-04	Amazonas	9875287	786525	-	10,7	5,3	7,9
Rua Dr. José Mariano	MARI-05	Tubular	9875308	786594	18	10,8	5,4	7,6
<b>MURUBIRA</b>								
Rua Cezar Augusto 34	MM-01	Tubular	9875912	785134	18	7,8	-	-
Ps. Lobato	MM-02	Tubular	9875928	785097	18	5,7	0,95	2
PA-319 s/n	MM-03	Tubular	9874847	784224	18	9,2	4,36	5,8
PA-319 s/n	MM-04	Amazonas	9874728	786131	4	9,4	1,6	2,5
Rua da COSANPA	PP-03	Tubular	9875536	784689	274	4,6	-	-
<b>PORTO ARTHUR</b>								
Tv. da Paz	MPA-01	Tubular	9874735	783994	14	10,4	6,7	8,1
<b>MANGUEIRAS</b>								
Al. Brasileirinha	MMG-01	Tubular	9873186	782821	9	9,8	1,2	2,36
<b>AEROPORTO</b>								
Rua da Pedreira 54	MAER-01	Amazonas	9873420	783333		8,4	2,4	4,2
<b>FAROL</b>								
Rua Francelina Ramos 260	MF-01	Tubular	9874125	781899	18	8,2	4,5	6,36
Al. Flamengo 404	MF-02	Tubular	9873796	782356	12	10,4	4	6,7
Tv. Petrópolis sn	MF-03	Tubular	9873476	782591	18	9,9	-	4,42
<b>PRAIA GRANDE</b>								
Al. Santa Terezinha 32	MPG-01	Tubular	9872768	782018	-	11,7	10	11
<b>VILA</b>								
Rua Juvêncio da Silva	MV-01	Tubular	9871283	781207	-	6,6	5,75	7,68
Tv. Pratiquera	MV-02	Tubular	9871283	781787	-	5,6	2,6	4,48
Tv. Coronel José Mota	PP-01	Tubular	9871786	781489	274	10,2	-	-
5ª Rua	PP-02	Tubular	9871935	781832	218	5,2	-	-
<b>MARACAJÁ</b>								
Tv. Maracajá s/n	MMC-01	Tubular	9870884	782277	-	6,1	2,8	4,5
Av. David Teixeira 717	MMC-02	Tubular	9871024	782327	18	3,9	2,4	3,08
<b>BARREIRAS</b>								
Tv Bom Pastor sn	MBAR-01	Amazonas	9873309	797690	11,4	11,8	-	8,84
Av. Beira Rio	MBAR-02	Amazonas	9873045	797809	9	11	-	8
Av. Beira Rio	MBAR-03	Amazonas	9873208	797820	10	10,8	-	9,3

Conforme a compartimentação estrutural apresentada anteriormente, as medidas obtidas dos poços são referentes aos blocos estruturais 1, 2, 3 e 4 (Fig. 6.6).

O tratamento dessas medidas permitiu confeccionar os mapas das figuras 6.7 e 6.8. A Figura 6.9 mostra a variação do nível estático nos períodos chuvoso e seco dos poços rasos em cada bloco.

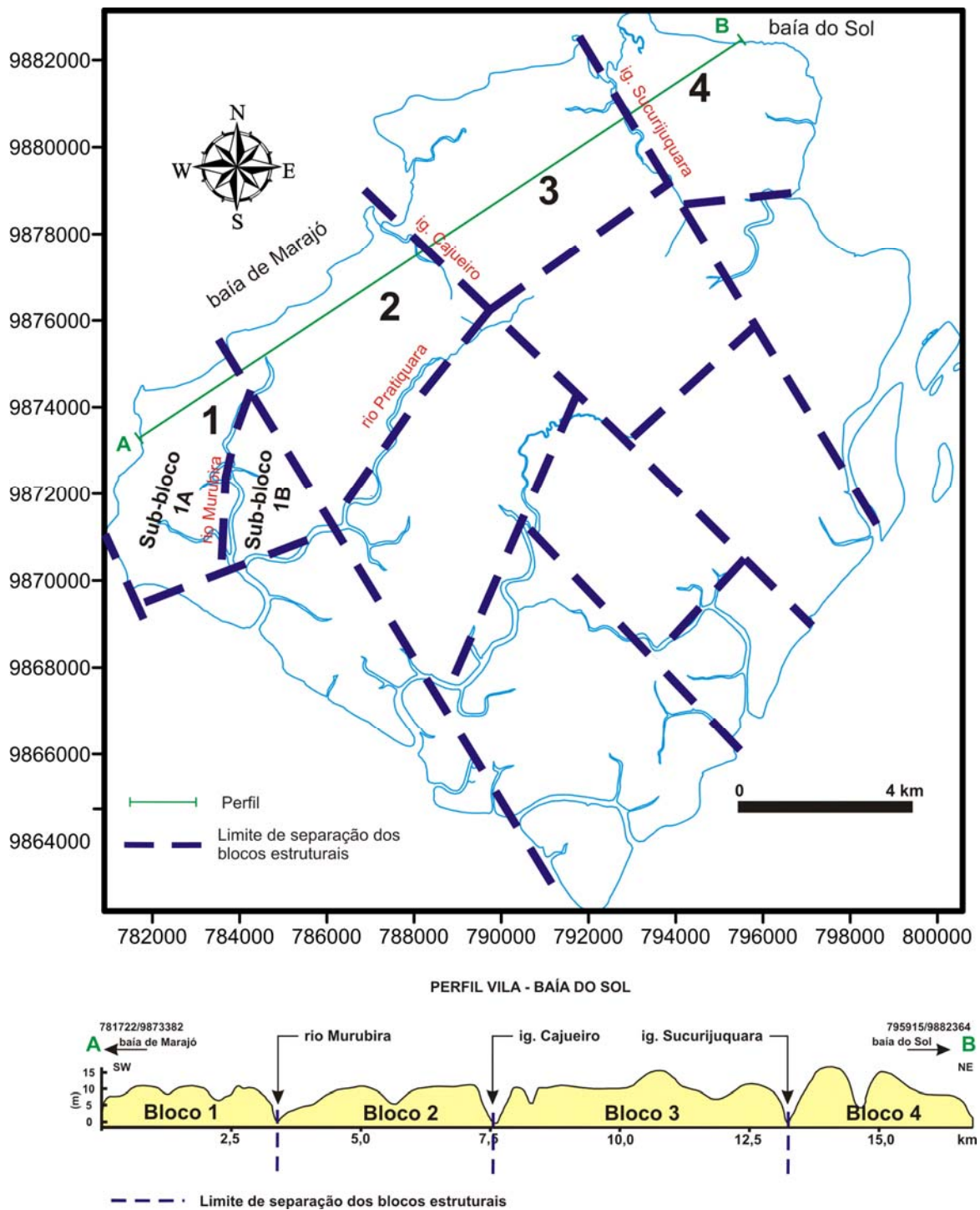


Figura 6.6 - Mapa mostrando, em planta e em perfil, os blocos morfoestruturais onde foram realizadas medidas do nível estático dos poços rasos. O Bloco 1 foi subdividido em Sub-bloco 1A e Sub-bloco 1B.

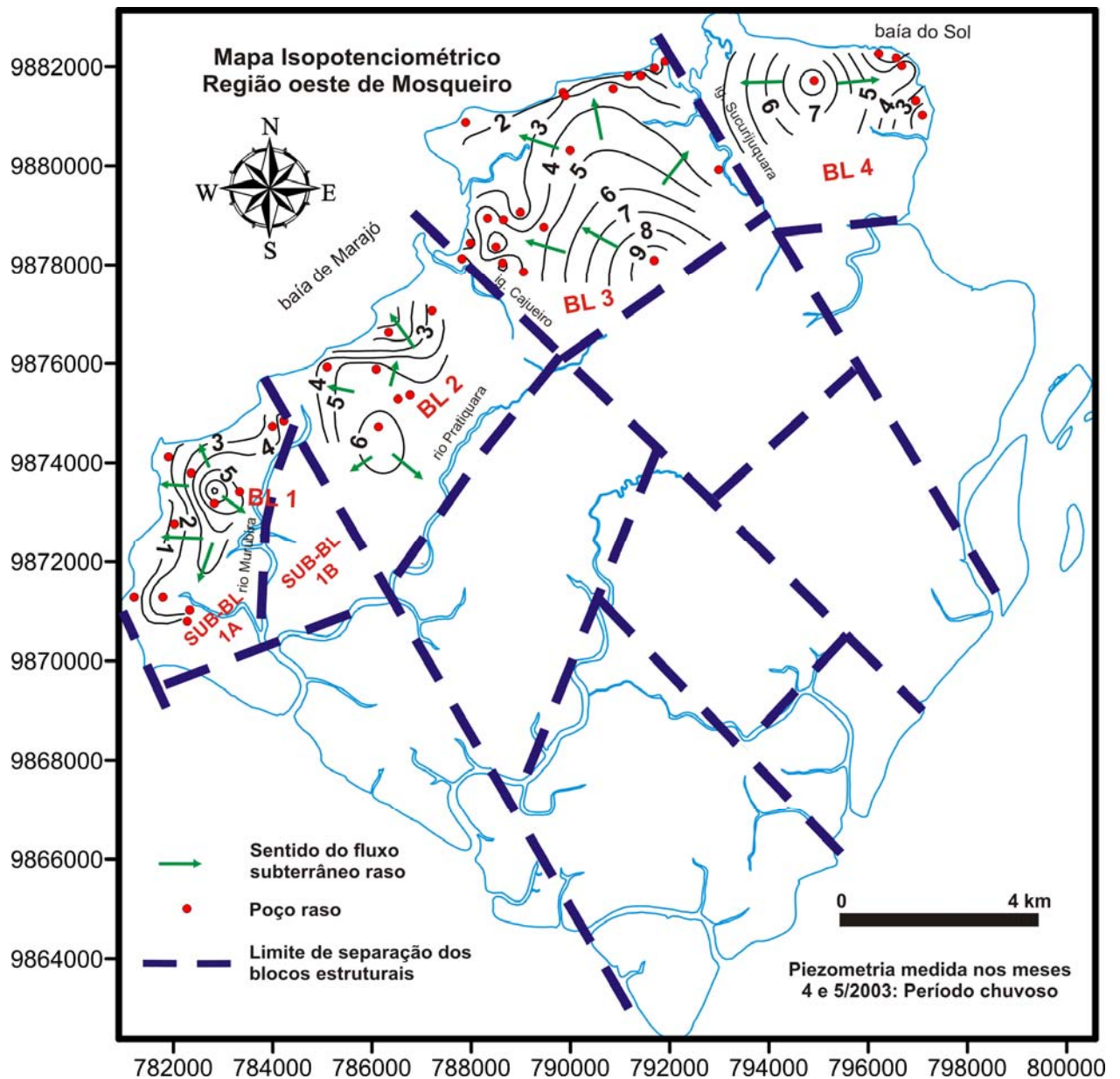


Figura 6.7 - Mapa potenciométrico dos aquíferos rasos da porção oeste da ilha de Mosqueiro, com a divisão dos blocos morfoestruturais e a posição dos poços medidos no período chuvoso.

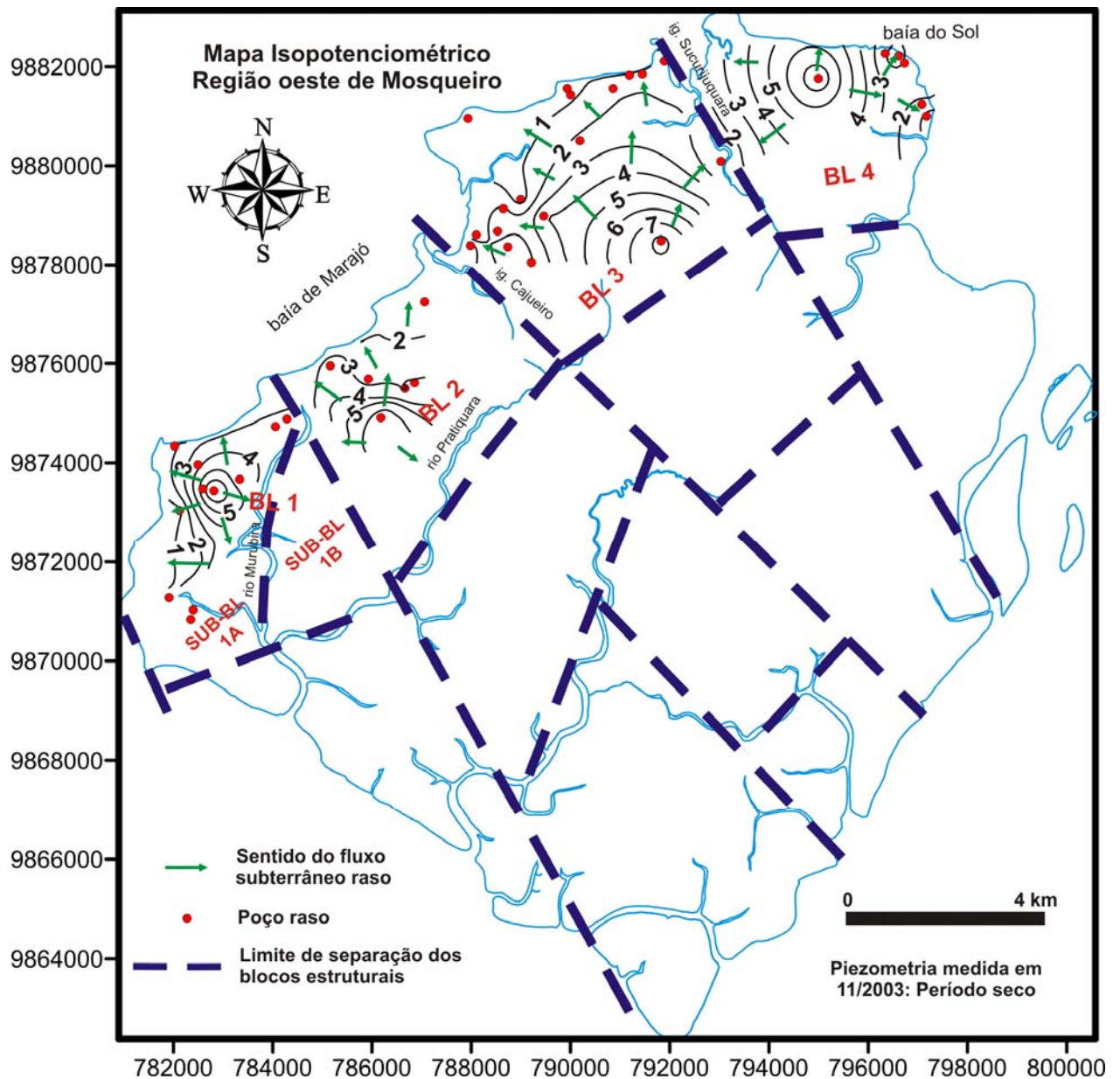


Figura 6.8 - Mapa potenciométrico dos aquíferos rasos da porção oeste da ilha de Mosqueiro, com a divisão dos blocos morfoestruturais e a posição dos poços com nível estático medido no período seco.

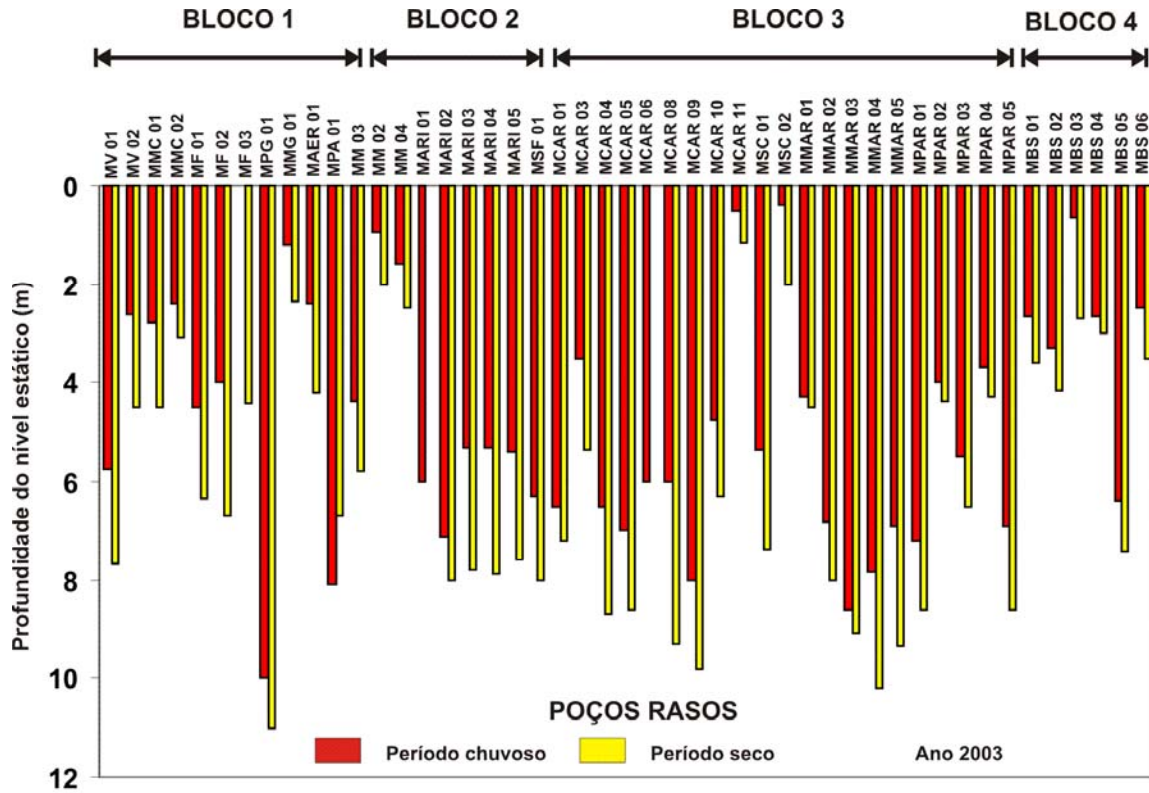


Figura 6.9 - Variação do nível estático medido nos períodos chuvoso e seco, nos poços rasos situados nos blocos morfoestruturais 1, 2, 3 e 4 da ilha de Mosqueiro.

Analisando os quatros blocos estruturais em conjunto percebe-se que a superfície potenciométrica da época chuvosa apresenta, de forma aproximada, o mesmo aspecto da época de estiagem. As isolinhas (Fig. 6.5 e 6.6) sugerem a existência, na região ocidental da ilha de Mosqueiro de, no mínimo, quatro blocos principais que controlariam o sentido do fluxo subterrâneo raso.

Essas superfícies são controladas pela topografia, que é predominantemente resultante da estruturação em blocos, como pode ser visto na relação entre os blocos 2, 3 e 4. As superfícies potenciométricas destes blocos são limitadas, na parte interna da ilha, pelas drenagens dos igarapés Cajueiro, Sucurijuquara e pelo rio Pratiquera (Figs. 6.5 e 6.6).

Quanto à relação entre os blocos 1 e 2, a superfície potenciométrica não detecta claramente o limite da separação proposta. O que se evidencia é a influência da

topografia sobre potenciometria, tanto no período chuvoso como no seco. O limite entre as superfícies potenciométricas dos blocos 1 e 2 posiciona-se no rio Murubira, para onde ambos fluxos subterrâneos se convergem (Figs. 6.7 e 6.8).

Em linhas gerais, observa-se que as linhas de fluxo são direcionadas para a baía de Marajó e convergentes para os cursos d' água principais da ilha.

A recarga ocorre basicamente pela penetração da água da chuva nas áreas de alto topográfico dos blocos.

Já as áreas de descarga estão representadas, principalmente pela baía de Marajó e rios maiores. Em alguns pontos, como na praia do Paraíso, encontram-se surgências nas falésias. Esta situação normalmente ocorre no período chuvoso quando o nível d'água subterrâneo raso eleva-se acima da cota topográfica da praia. Mas, a situação de surgência é facilitada pelas camadas predominantemente argilosas, encontradas na base das falésias (Fig. 4.18), que servem, de certo modo, como substrato hidrogeológico (barreira impermeável) do aquífero livre, provocando o movimento lateral da água no sentido da praia.

No Capítulo IV foi mostrado que esses argilitos, em afloramentos, apresentam-se fraturados em razão de manifestarem comportamento hidroplásticos, com visíveis preechimentos de óxido-hidróxido de ferro. A possibilidade de conexão do aquífero livre com os aquíferos subjacentes a esta camada argilosa, por meio dessas fraturas, é uma possibilidade viável.



#### 6.4 – HIDROQUÍMICA DOS BLOCOS MORFOESTRUTURAIS

Neste subitem apresenta-se a caracterização quantitativa das águas subterrâneas, armazenadas nos aquíferos rasos, captadas em poços com profundidade média de 20 m. A intenção é verificar se há alguma influência da divisão em blocos morfoestruturais e do arranjo, altos e baixos estruturais, proposto no início desse capítulo em relação à assinatura química das águas subterrâneas rasas.

A partir do cadastro de 70 pontos d'água (Tab. 6.1) selecionou-se 18 poços rasos domésticos para amostragem no período mais chuvoso, conforme a distribuição nos blocos morfoestruturais 1, 2, 3 e 4 constante na Figura 6.10.

Os poços amostrados captam águas armazenadas nos Sedimentos Pós-Barreiras, atingindo também o topo da Formação Barreiras. Alguns parâmetros considerados básicos, utilizados para caracterizar o quimismo e qualidade das águas desses poços, são apresentados nas tabelas 6.2 e 6.3.

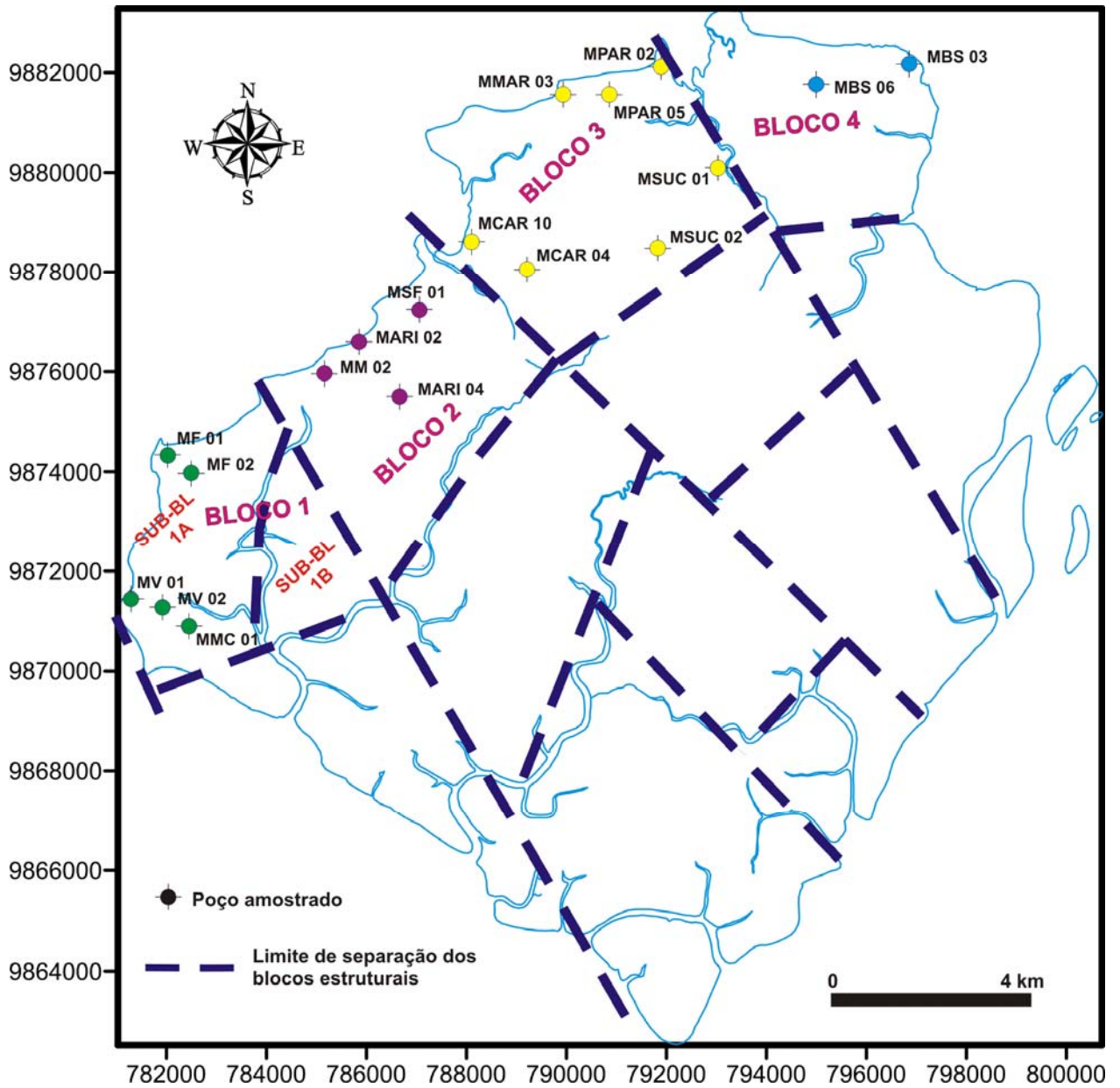


Figura 6.10 – Localização dos pontos de amostragem de água subterrânea, no período chuvoso, dos poços rasos situados nos blocos morfoestruturais 1, 2, 3 e 4 da ilha de Mosqueiro.

**Tabela 6.2 - Análise físico-química no período chuvoso: águas subterrâneas (aqüíferos rasos).**

Bloco	Amostra	Tipo	Prof. m	T °C	Cor uH	pH	Sal. ‰	STD mg/L	C. E. µS/cm	Dureza mg/L CaCO <sub>3</sub>	Alcal. mg/L CaCO <sub>3</sub>
1	MF 01	PT	18	27,5	58	5,83	0	48	96,1	6,66	33,33
	MF 02	PT	12	26,5	4	2,92	0,1	73	156,5	24,17	0,0
	MV 01	PT	-	28,0	51	4,89	0,2	154	325,00	49,17	36,536
	MV 02	PT	-	30,0	22	4,15	0,1	103	217	11,66	18,518
	MMC 02	PT	18	28,5	59	4,02	0,1	55	115,8	14,16	12,512
2	MSF 01	PT	18	29,0	4	4,05	0	33	70,9	1,58	0,25
	MARI 02	PT	18	28,0	9	4,15	0	28	59,8	2,17	82,58
	MARI 04	PT	-	27,0	8	3,46	0	14	52,7	4,92	1,501
	MM 02	PT	18	28,5	9	3,45	0	40	85,3	3,17	3,503
3	MCAR 04	PA	12	27,5	5	2,79	0	35	75,3	2,83	0,0
	MCAR 10	PT	16	27,0	2	3,3	0,1	78	166,2	5	5,505
	MSC 01	PT	18	28,0	2	3,18	0	15	32	4,58	7,507
	MSC 02	PT	-	26,5	6	3,43	0	22	46,6	2,75	2,502
	MPAR 02	PT	25	28,5	9	4,2	0	36	75,5	2,75	0,5
	MPAR 05	PT	-	27,0	9	4,4	0	20	42,1	1,75	1,5
	MMAR 03	PA	-	26,5	10	3,8	0	13	28	2,33	0,5
4	MBS 03	PA	-	28,0	20	4,08	0	38	83,2	10,33	13,513
	MBS 06	PA	-	27,5	4	3,78	0	49	102,6	15	12,512

PA: Poço amazonas; PT: Poço tubular; T: Temperatura; Sal.: Salinidade; STD: Sólidos totais dissolvidos; C. E.: Condutividade elétrica; Alcal.: Alcalinidade.

**Tabela 6.3 - Análise química no período chuvoso: águas subterrâneas (aqüíferos rasos).**

Bloco	Amostra	Tipo	Prof. m	Na <sup>+</sup> mg/L	K <sup>+</sup> mg/L	Ca <sup>2+</sup> mg/L	Mg <sup>2+</sup> mg/L	Fe total mg/L	Cl <sup>-</sup> mg/L	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> mg/L	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> mg/L	NH <sub>3</sub> mg/L	NO <sub>2</sub> <sup>-</sup> mg/L	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> mg/L
1	MF 01	PT	18	1,0	1,0	12,0	1,0	0,0	1,80	40,66	0,1	0,28	0,005	1,0
	MF 02	PT	12	12,0	3,0	8,0	1,0	0,0	15,71	0,0	< 0,01	0,13	0,005	9,5
	MV 01	PT	-	15,0	8,0	18,0	3,0	2,0	16,74	44,57	0,2	0,14	0,002	14,0
	MV 02	PT	-	7,8	4,0	3,0	1,0	4,0	24,98	22,59	0,3	2,75	0,004	3,5
	MMC 02	PT	18	15,0	3,0	4,0	1,0	0,0	12,36	15,26	< 0,01	0,13	0,005	3,4
2	MSF 01	PT	18	3,5	0,8	0,3	0,2	0,0	6,95	0,30	0,4	0	0,007	3,5
	MARI 02	PT	18	4,6	0,5	0,2	0,4	6,0	6,95	100,75	0,2	0,34	0,005	2,2
	MARI 04	PT	-	3,6	0,7	1,3	0,4	0,0	5,15	1,83	27,14	0	0,007	2,3
	MM 02	PT	18	2,0	1,1	0,6	0,4	0,0	8,24	4,27	0,2	1,3	0,008	4,3
3	MCAR 04*	PA	12	4,5	0,4	0,3	0,5	0,0	10,56	0,0	< 0,01	0	0,006	2,3
	MCAR 10	PT	16	3,7	3,0	1,0	0,6	0,0	17,77	6,72	1,47	1,53	0,005	4,4
	MSC 01	PT	18	1,4	0,5	1,0	0,5	3,0	2,99	9,16	0,65	0,28	0,005	2,1
	MSC 02	PT	-	3,8	0,6	0,6	0,3	0,0	6,44	3,05	0,16	0,03	0,006	1,7
	MPAR 02	PT	25	4,0	0,4	0,1	0,6	1,0	10,56	0,61	< 0,01	0	0,007	1,8
	MPAR 05	PT	-	3,8	0,4	0,2	0,3	1,0	4,38	1,83	< 0,01	0	0,006	2,2
	MMAR 03*	PA	-	0,5	2,3	0,1	0,5	0,0	5,92	0,61	< 0,01	0	0,007	1,6
4	MBS 03*	PA	-	3,0	3,5	2,8	0,8	0,0	18,29	16,48	17,11	0,47	0,005	3,6
	MBS 06*	PA	-	2,0	7,0	5,0	1,0	0,0	9,53	15,26	0,49	0	0,005	2,0

PA: Poço amazonas; PT: Poço tubular.

### 6.4.1 - Classificação Química das Águas Subterrâneas

Os resultados obtidos da análise química das águas subterrâneas, nos blocos morfoestruturais analisados, mostraram o seguinte ordenamento predominante dos teores iônicos principais (Tab. 6.4):

Tabela 6.4 – Composição iônica das águas (poços rasos) analisadas no período chuvoso, nos blocos morfoestruturais 1, 2, 3 e 4 da ilha de Mosqueiro.

AMOSTRAS	CÁTIONS			ÂNIONS				
	A	B	C	D	E	F	G	H
<b>BLOCO 1</b>								
MF 01								
MF 02								
MV 01								
MV 02								
MMC 02								
<b>BLOCO 2</b>								
MSF 01								
MARI 02								
MARI 04								
MM 02								
<b>BLOCO 3</b>								
MCAR 04*								
MCAR 10								
MSC 01								
MSC 02								
MPAR 02								
MPAR 05								
MMAR 03*								
<b>BLOCO 4</b>								
MBS 03*								
MBS 06*								

A=  $Na+K > Ca > Mg$ ; B=  $Na+K > Ca \cong Mg$ ; C=  $Ca > Na+K > Mg$

D=  $Cl > HCO_3 > SO_4$ ; E=  $Cl > HCO_3 \cong SO_4$ ; F=  $HCO_3 > Cl > SO_4$ ; G=  $Cl > SO_4 > HCO_3$ ; H=  $SO_4 > Cl > HCO_3$

- a) Bloco 1: cátions  $\Rightarrow Na^+ + K^+ > Ca^{2+} > Mg^{2+}$ ; e ânions  $\Rightarrow HCO_3^- > Cl^- > SO_4^{2-}$ .
- b) Bloco 2: cátions  $\Rightarrow Na^+ + K^+ > Ca^{2+} \cong Mg^{2+}$ ; e ânions  $\Rightarrow (Cl^- > HCO_3^- > SO_4^{2-} / Cl^- > HCO_3^- \cong SO_4^{2-} /, HCO_3^- > Cl^- > SO_4^{2-} / SO_4^{2-} > Cl^- > HCO_3^-)$ , predominando o íon cloreto.
- c) Bloco 3: cátions  $\Rightarrow Na^+ + K^+ > Ca^{2+} \cong Mg^{2+}$ ; e ânions  $\Rightarrow Cl^- > HCO_3^- > SO_4^{2-}$ .

d) Bloco 4: cátions  $\Rightarrow \text{Na}^+ + \text{K}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+}$ ; e ânions  $\Rightarrow (\text{HCO}_3^- > \text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-} / \text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{HCO}_3^-)$ .

A composição química, segundo os diagramas das figuras 6.11-6.12 e a predominância iônica (Tab. 6.1), permite classificar as águas dos aquíferos rasos, no período chuvoso, em:

- a) Bloco 1: tendência de bicarbonatada sódica a cloretada sódica;
- b) Bloco 2: tendência a cloretada sódica;
- c) Bloco 3: fortemente cloretada sódica;
- d) Bloco 4: tendência à água mista.

Todavia, precisa-se de mais amostragem para comprovar estas situações.

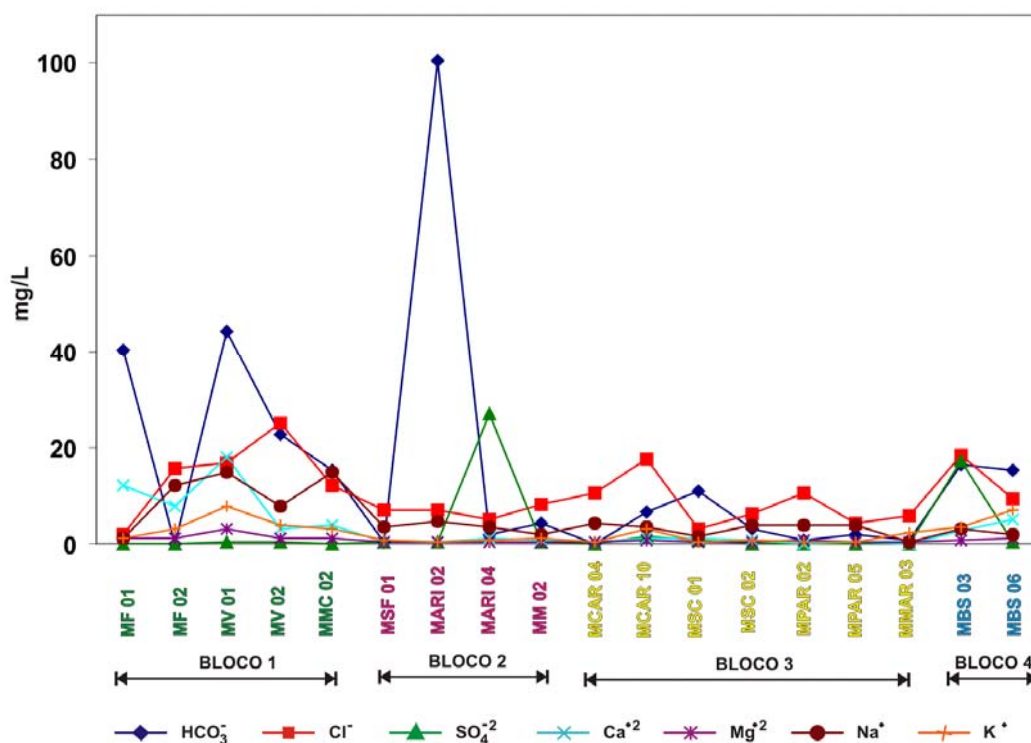


Figura 6.11 – Variação iônica das águas subterrâneas coletadas em poços rasos (período chuvoso) situados nos blocos morfoestruturais 1, 2, 3 e 4 da ilha de Mosqueiro.

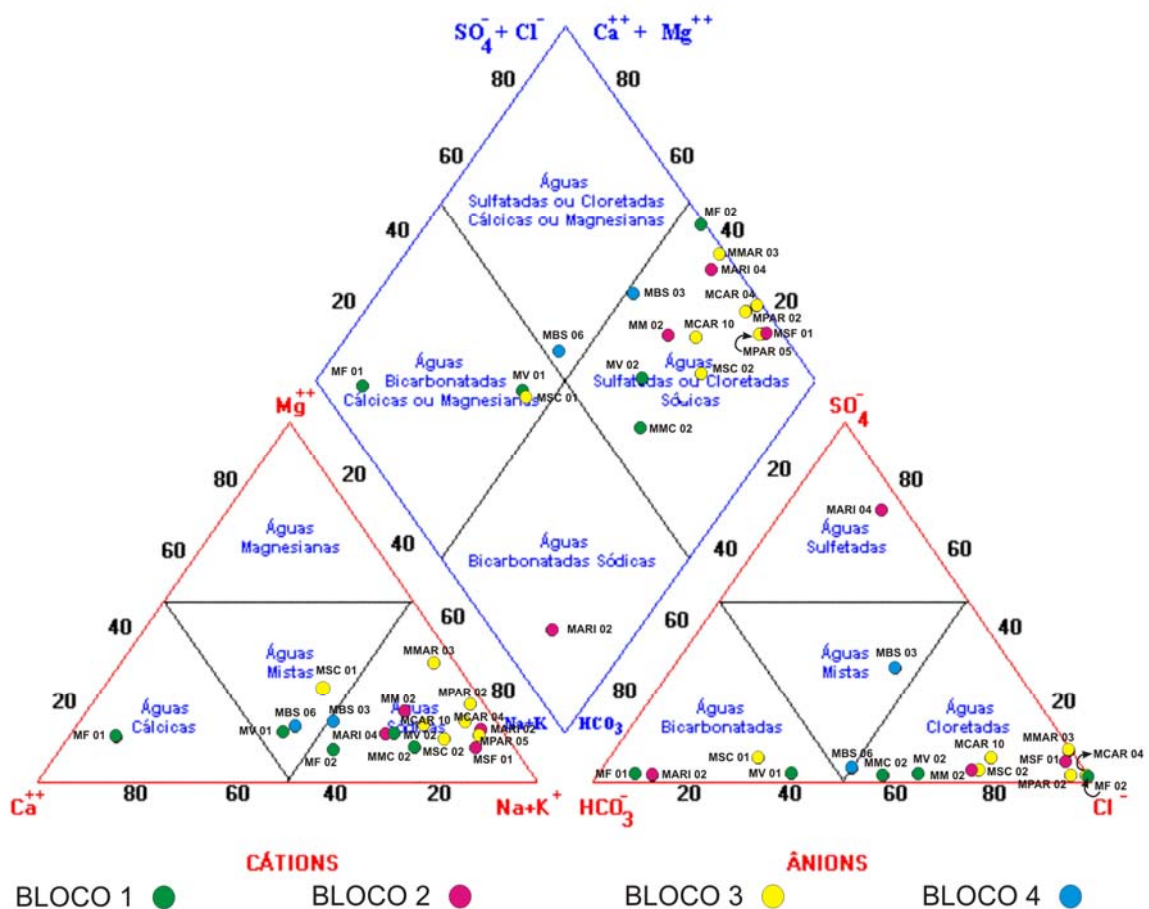


Figura 6.12 – Diagrama de *Piper*. Classificação das águas subterrâneas dos aquíferos rasos, nos blocos morfoestruturais 1, 2, 3 e 4 da ilha de Mosqueiro.

Importante salientar que as amostras MARI 02 (Bloco 2) e MF 01 - MV 01 (Bloco 1) (Fig. 6.9) apresentaram os teores mais elevados de  $\text{HCO}_3^-$ , todas acima de 40 mg/L.

Os diagramas de *Stiff* (Figs. 6.13 e 6.14) também ajudaram a visualizar o arranjo iônico e o padrão geométrico característicos dessas águas.

Ao analisar as águas de poços rasos das áreas do Paracuri e Tucunduba, em Belém, sem considerar distinção por domínios tectônicos, Matta (2002) obteve a seqüência de íons  $\text{Na}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+}/\text{Cl}^- > \text{HCO}_3^- > \text{SO}_4^{2-}$ , resultado este semelhante ao que predomina nas águas subterrâneas rasas analisadas nesta tese.

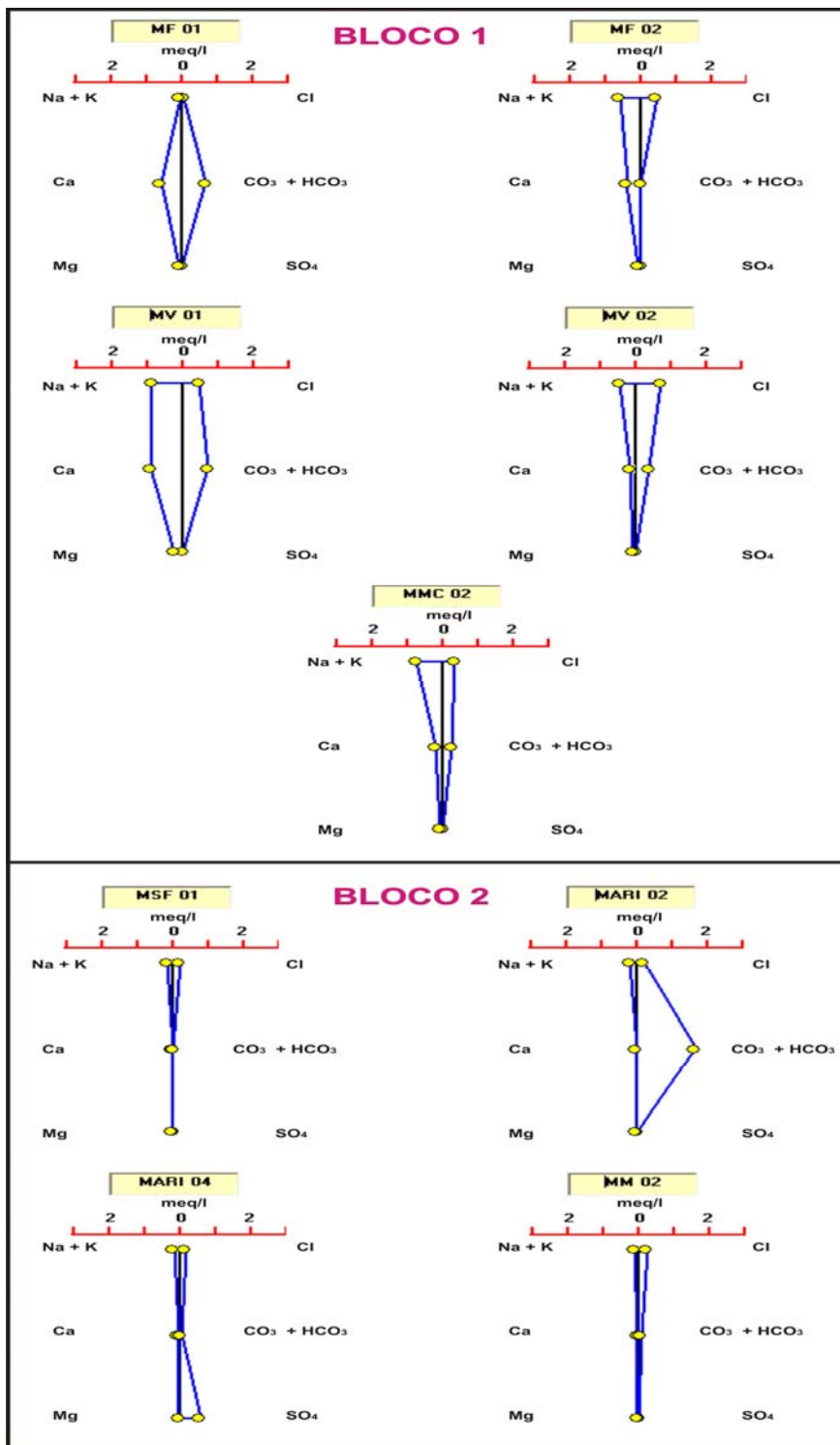


Figura 6.13 – Diagramas de *Stiff*. Relação gráfica das diversas concentrações de água subterrânea (poços rasos), nos blocos morfoestruturais 1 e 2.

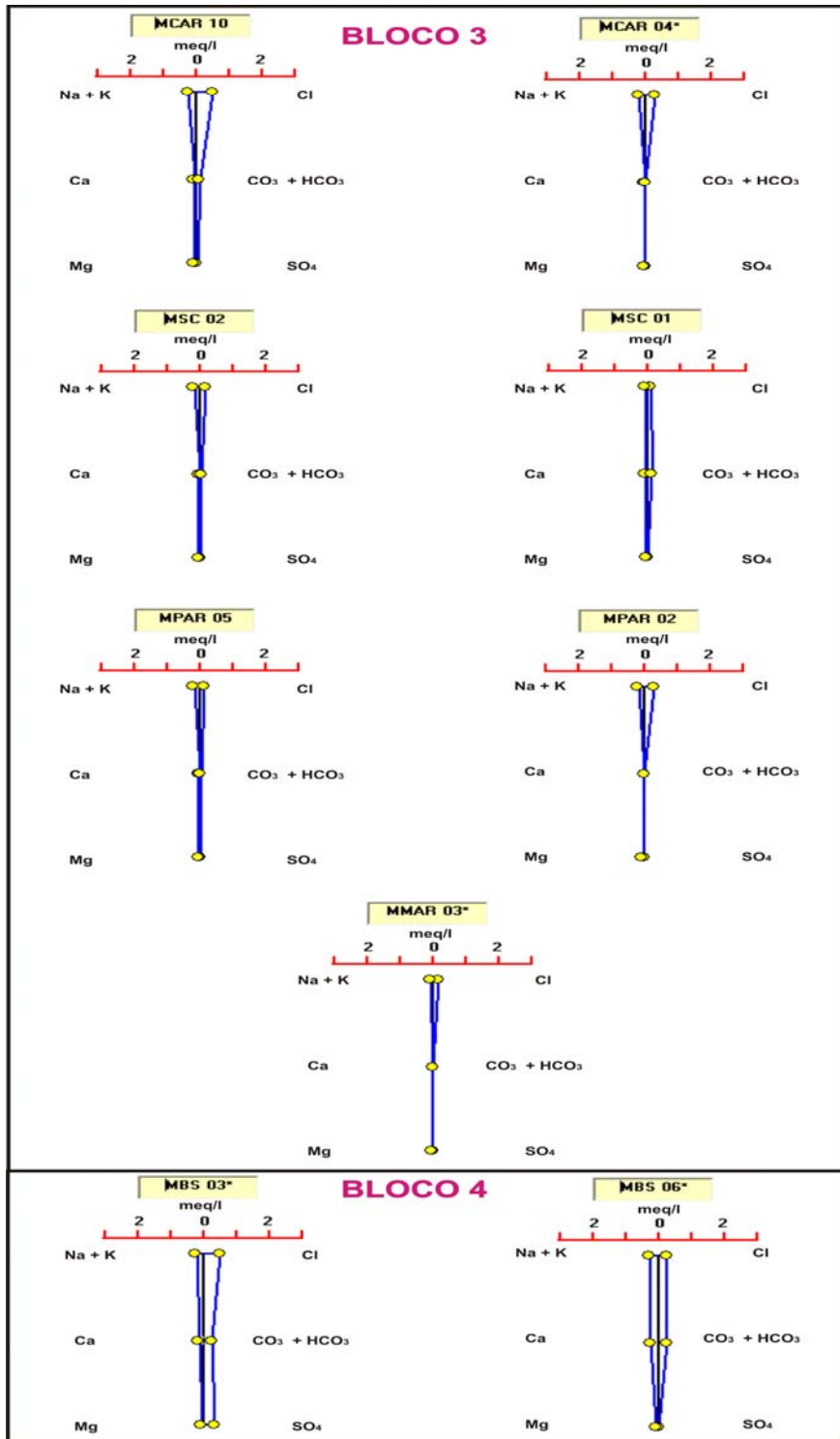


Figura 6.14 – Diagramas de *Stiff*. Relação gráfica das diversas concentrações de água subterrânea (poços rasos), nos blocos morfoestruturais 3 e 4.



## 6.4.2 – Caracterização Físico-Química das Águas Subterrâneas

Serão apresentados e comparados os resultados dos parâmetros analisados entre os quatro blocos morfoestruturais.

### 6.4.2.1 - pH

Todos os blocos estruturais apresentaram baixos valores de pH. O valor médio encontrado situou-se em torno de 3,9, tendo o caráter ácido.

As amostras MF 01 e MV 01 (Bloco 1), classificadas como águas bicarbonatadas cálcicas, foram as que apresentaram o pH maior em relação às demais (Fig. 6.15).

Os valores de pH das águas analisadas estão fora da faixa de potabilidade, segundo a Portaria n° 518 de 25 de março de 2004 do Ministério da Saúde que adota valores entre 6-9,5. O efeito ácido é tipicamente provocado pela disponibilidade de CO<sub>2</sub> e ácidos orgânicos contidos nos solos de clima tropical úmido como da região amazônica.

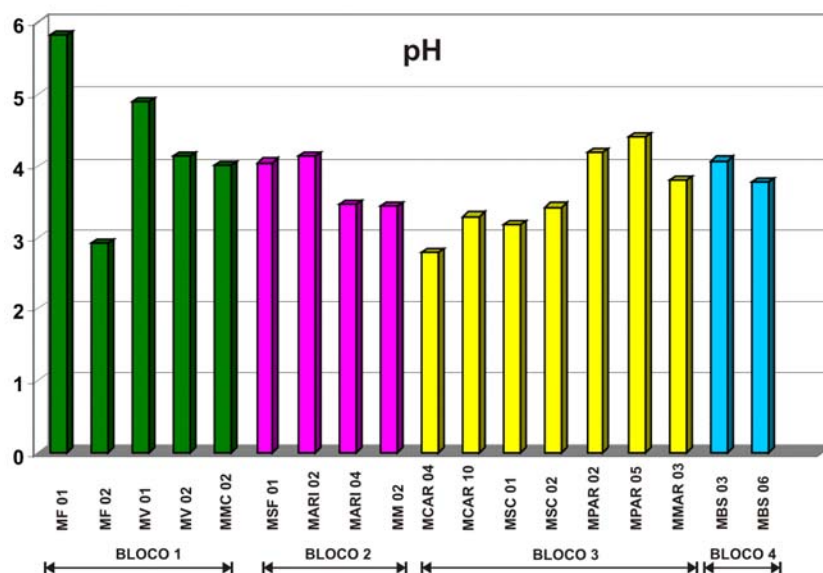


Figura 6.15 - Valores de pH das águas dos aquíferos rasos medidos no período chuvoso, nos blocos morfoestruturais 1, 2, 3 e 4 da ilha de Mosqueiro.

#### 6.4.2.2 - Condutividade Elétrica e Sólidos Totais Dissolvidos

Os valores encontrados para a condutividade elétrica nos blocos não são elevados. A maioria das amostras atingiu valor abaixo de 150  $\mu\text{S}/\text{cm}$  a 25°C.

Os maiores valores, acima de 95  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , foram registrados nos poços do Bloco 1 que se destaca dos demais (Fig. 6.16). Estes valores são condizentes com os resultados obtidos para os STD (Fig. 6.17), mostrando a relação linear entre os dois parâmetros. O Bloco 3 se destacou, registrando os menores valores para a maioria das amostras, tendo água que alcançou o valor de 13  $\mu\text{S}/\text{cm}$  (Fig. 6.16).

Os valores de STD concentram-se abaixo dos 80mg/L e são muito inferiores ao valor máximo permitido de 1000 mg/L pela Portaria n° 518.

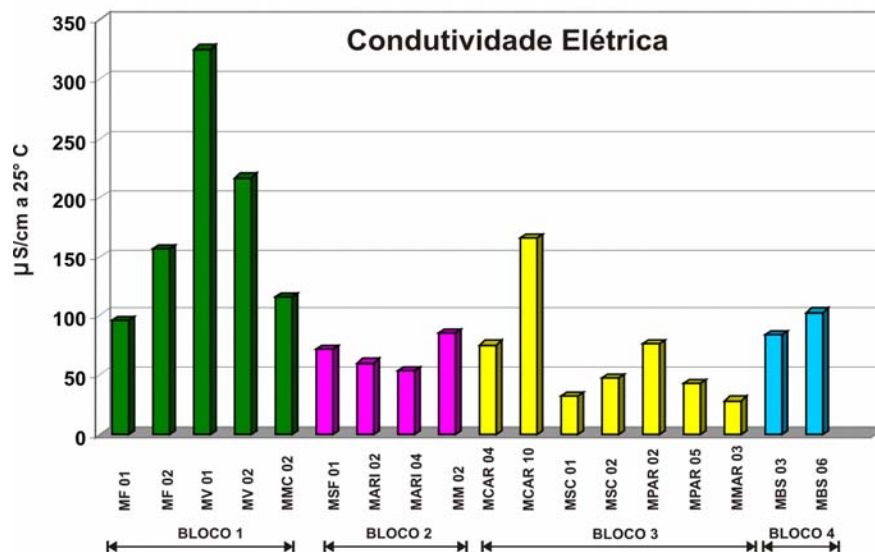


Figura 6.16 - Valores da condutividade elétrica das águas dos aquíferos rasos medidos no período chuvoso, nos blocos morfoestruturais 1, 2, 3 e 4 da ilha de Mosqueiro.

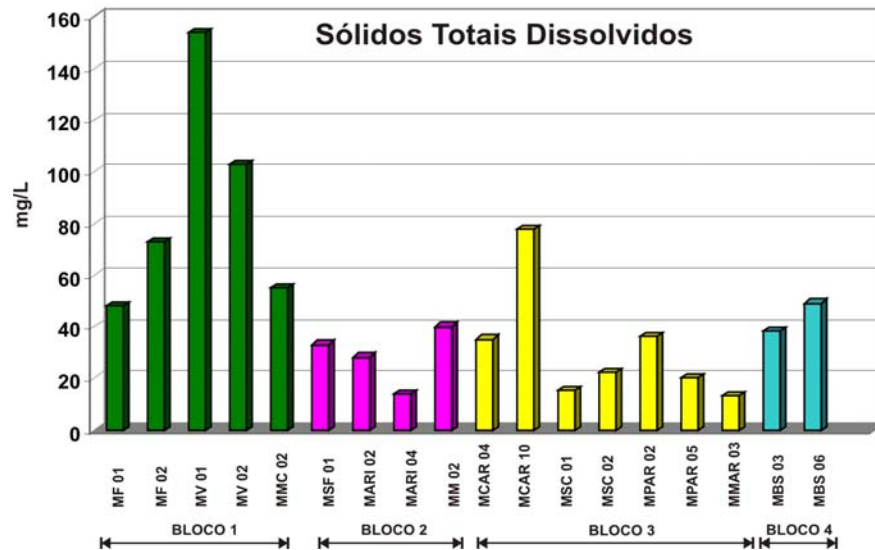


Figura 6.17 - Valores dos sólidos totais dissolvidos nas águas dos aquíferos rasos obtidos no período chuvoso, nos blocos morfoestruturais 1, 2, 3 e 4 da ilha de Mosqueiro.

#### 6.4.2.3 - Cor Aparente

Neste parâmetro, quase todas as amostras de água subterrânea do Bloco 1 (Fig. 6.18) tiveram os valores acima de 15 uH (unidade *Hazen*), considerado pela Portaria n° 518 como valor máximo permitido para água potável.

Os outros blocos apresentaram valores abaixo de 10 uH, exceto a amostra MBS 03, do Bloco 4, que mostrou valor acima do permitido para ser considerado água potável (Fig. 6.18).

A coloração resulta de substâncias dissolvidas na água, oriundas principalmente da lixiviação da matéria orgânica (Custodio, 1983; Santos, 2000).

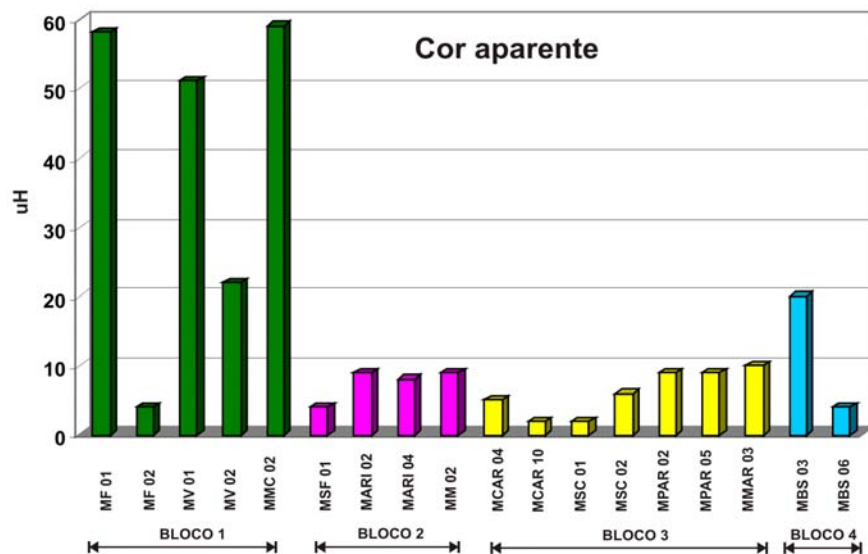


Figura 6.18 - Valores da cor aparente das águas dos poços rasos obtidos no período chuvoso, nos blocos morfoestruturais 1, 2, 3 e 4 da ilha de Mosqueiro. Unidade *Hazen* (uH).

#### 6.4.2.4 - Dureza

A dureza nos blocos não ultrapassou o valor de 50 mg/L CaCO<sub>3</sub> (Fig. 6.19). Destacou-se o Bloco 1 que registrou os maiores valores e onde encontrou-se águas subterrâneas com assinatura de água bicarbonatada cálcica (Fig. 6.12). As amostras do Bloco 4 também se destacaram, mas em relação às amostras dos blocos 2 e 3. Ressalta-se que a dureza aumenta nas águas do aquífero Pirabas.

Os valores obtidos estão muito abaixo do máximo permitido (500 mg/L) pela Portaria n° 518 que considera água potável. Os valores das águas indicam grau de dureza branda.

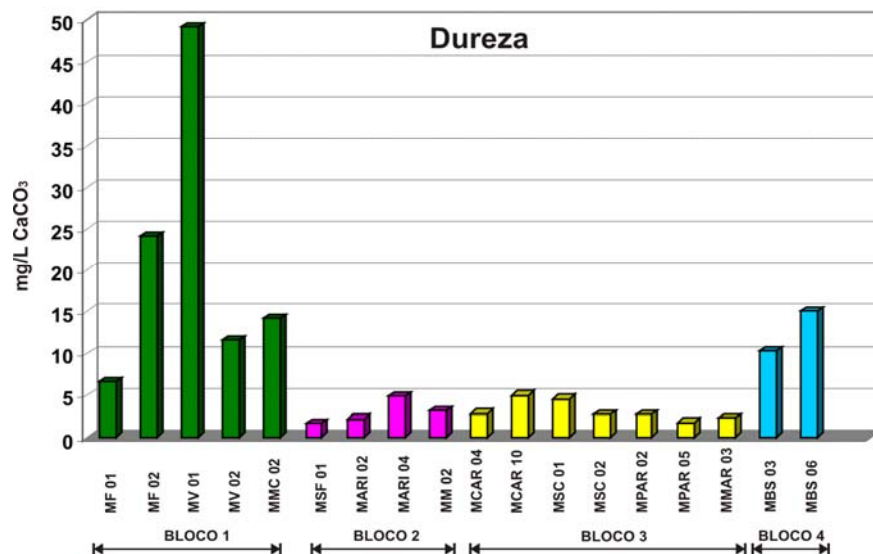
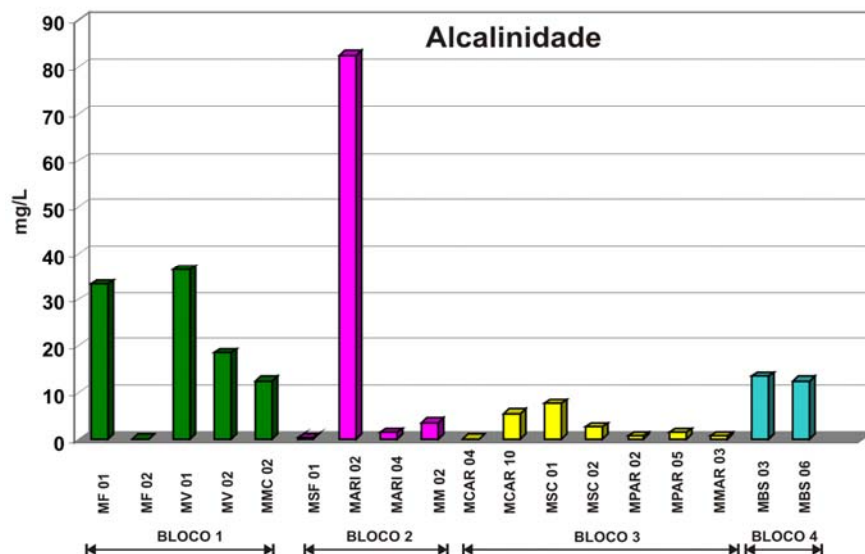


Figura 6.19 - Variação da dureza das águas dos aquíferos rasos obtida no período chuvoso, nos blocos morfoestruturais 1, 2, 3 e 4 da ilha de Mosqueiro.

#### 6.4.2.5 - Alcalinidade

Dentre as amostras analisadas, o poço MARI 02, situado no Bloco 2, apresentou a maior concentração, com valor acima de 80 mg/L CaCO<sub>3</sub>. Entretanto, a alcalinidade se destacou nos poços dos blocos 1 e 2 (Fig. 6.20). A alcalinidade manteve certa correlação positiva com o parâmetro dureza.



**Figura 6.20 - Variação da alcalinidade das águas dos aquíferos rasos obtida no período chuvoso, nos blocos morfoestruturais 1, 2, 3 e 4 da ilha de Mosqueiro.**

#### 6.4.2.6 - Cloreto

A concentração de cloreto ( $\text{Cl}^-$ ) alcançou, no máximo, 25 mg/L em todos os blocos (Fig. 6.21). O valor máximo permitido pela Portaria n° 518 é de 250 mg/L para a potabilidade, tornando-se águas apropriadas ao consumo humano.

Observa-se que 80% das amostras do Bloco 1 apresentaram teores acima de 12 mg/L. Mas, amostras dos outros blocos, como do 3 (MCAR 10) e do 4 (MBS 03), também apresentaram valores acima de 12 mg/L.

O cloreto pode ter como fonte águas da chuva carregadas por aerossóis marinhos, assim como por meio de intrusão salina proveniente de águas da baía de Marajó. Além disso, podem ter origem de poluição por material fecal, vindo de fossas sépticas nas proximidades dos poços.

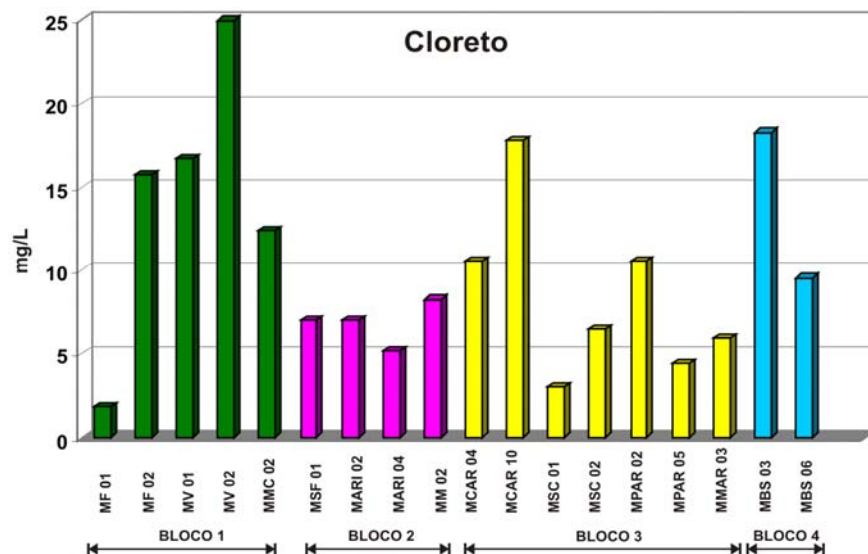
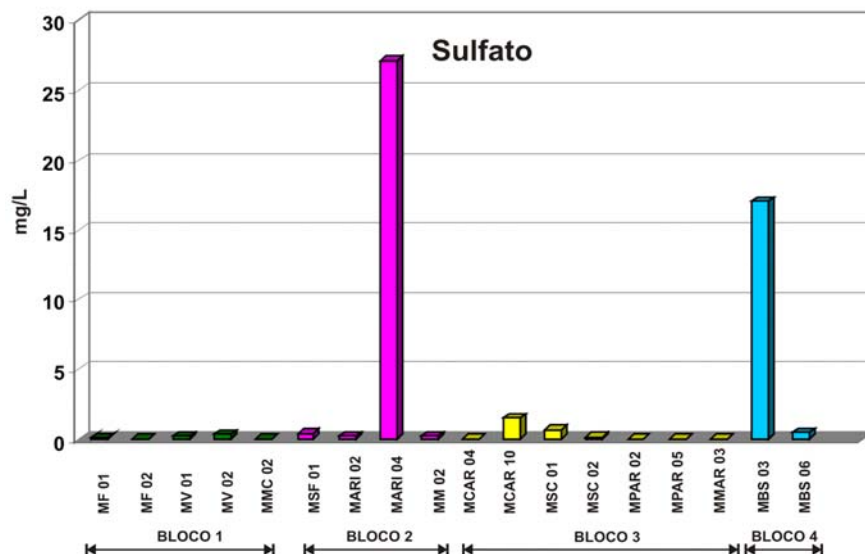


Figura 6.21 - Variação do cloreto das águas dos aquíferos rasos obtida no período chuvoso, nos blocos morfoestruturais 1, 2, 3 e 4 da ilha de Mosqueiro.

#### 6.4.2.7 - Sulfato

Os valores de sulfatos ( $\text{SO}_4^{2-}$ ) obtidos destacaram-se nos poços MARI 04, no Bloco 2 e MBS 03, no Bloco 4 (Fig. 6.22). O teor máximo, de 27 mg/L, foi detectado no primeiro poço onde o proprietário, no dia da coleta, reclamava que a sua água possuía cheiro desagradável de enxofre. As demais amostradas analisadas apresentaram concentrações inferiores a 1,5 mg/L. A Portaria n° 518 estabelece para a potabilidade do sulfato o valor máximo permitido de 250 mg/L. Logo, as águas analisadas estão dentro do padrão estabelecido.

Esses dois poços, localizados em blocos distintos, podem estar captando água de camadas com quantidades disponíveis de sulfatos providos de oxidação de sulfetos, contidos nos níveis redutores da Formação Barreiras, que são as camadas argiloarenosas piritosas, observáveis em locais como na praia Grande na Baía do Sol, com freqüentes materiais vegetais fossilizados. Este aporte de sulfato pode estar relacionado à variação do nível estático nestas camadas.



**Figura 6.22 - Variação do sulfato das águas dos aquíferos rasos obtida no período chuvoso, nos blocos morfoestruturais 1, 2, 3 e 4 da ilha de Mosqueiro.**

#### 6.4.2.8 – Ferro Total

O conteúdo de ferro total das amostras de água subterrânea, sendo 40% do Bloco 1, 50% do Bloco 2 e 42,8% do Bloco 3 (Fig. 6.23), excedeu o valor máximo permitido de 0,3 mg/L pela Portaria n° 518. As amostras MV 01 - 02, MSC 01 e MARI 02 atingiram teores altíssimos, entre 2 - 6 mg/L.

A disponibilidade de ferro é freqüente nos aquíferos da Formação Barreiras. Nota-se que, na região de Belém, a concentração de ferro é elevada em aquíferos abaixo das primeiras camadas argilosas (Matta, 2002). Neste caso é possível que a concentração de ferro, nestas águas, se deu devido à lixiviação da camada superior laterítica rica em ferro, que de certo modo, por meio de fraturas (por ex. Fig. 4.20) atravessou a camada argilosa, concentrando-se em pacote arenoso subjacente.



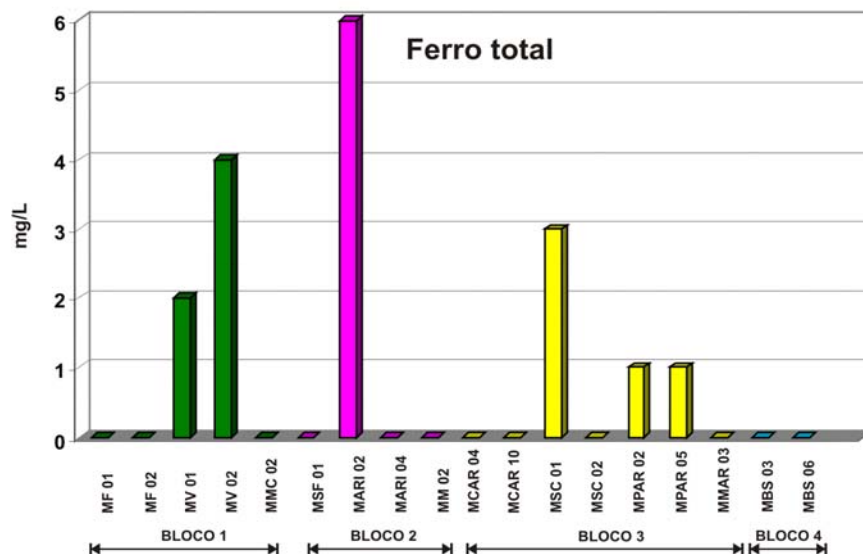


Figura 6.23 - Variação do ferro total das águas dos aquíferos rasos obtida no período chuvoso, nos blocos morfoestruturais 1, 2, 3 e 4 da ilha de Mosqueiro.

#### 6.4.2.9 - Nitrato - Nitrito - Amônia

A análise dessas substâncias teve o intuito de verificar a existência de teores que podem ser prejudiciais à saúde humana. As concentrações em excesso de nitrato ( $\text{NO}_3^-$ ) contidas nas águas podem causar em crianças a doença chamada de meta-hemoglobinemia, que provoca a redução na capacidade do sangue em transportar oxigênio.

Segundo a Portaria n° 518, o limite máximo permitido de nitrato para o consumo humano é 10 mg/L N- $\text{NO}_3^-$  (nitrato como N). Todas as amostras analisadas, exceto a MV 01 que se constatou contaminação, estão dentro do padrão de potabilidade (Fig. 6.24). Entretanto, os poços MFM 05, MF 02 e MV 01 apresentaram valores superiores a 5 mg/L, o que indica possíveis poluições, por exemplo, por fossas sépticas ou dejetos de animais (Hem, 1985).

Em relação ao nitrito (Fig. 6.25), os teores estão abaixo de 1 mg/L N- $\text{NO}_2^-$  (nitrito como N), valor máximo permitido pela Portaria n° 518.

Na análise da amônia ( $\text{NH}_3$ ) o conteúdo da amostra MV 02 (Fig. 6.26) ultrapassou o valor máximo de potabilidade de 1,5 mg/L (amônia com  $\text{NH}_3$ ) da Portaria nº 518.

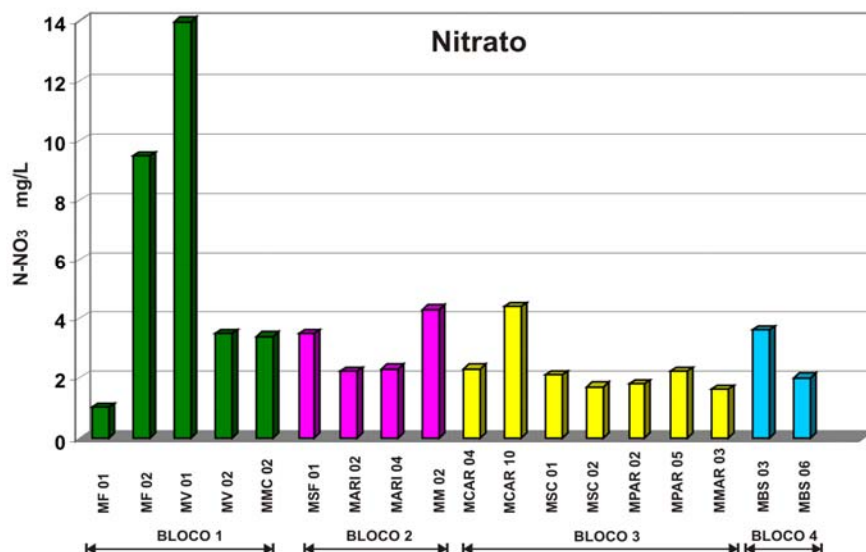


Figura 6.24 - Variação do nitrato das águas dos aquíferos rasos obtida no período chuvoso, nos blocos morfoestruturais 1, 2, 3 e 4 da ilha de Mosqueiro.

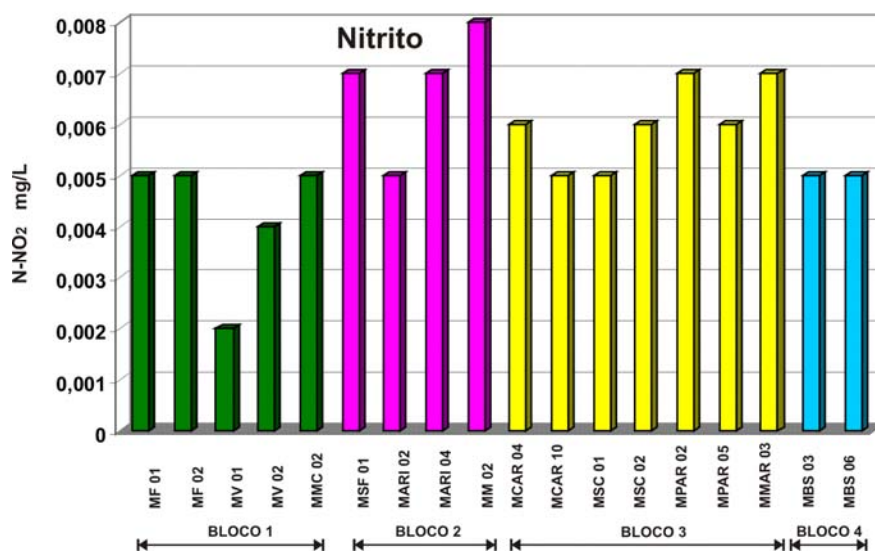
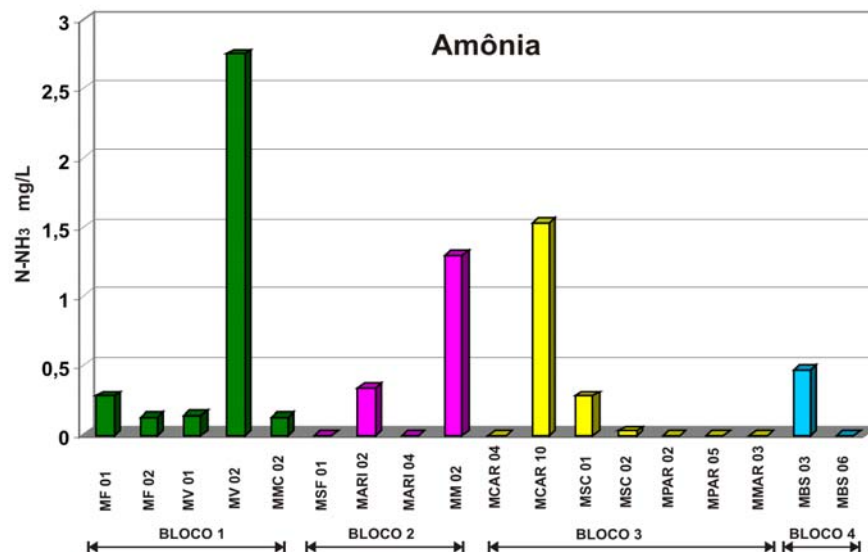


Figura 6.25 - Variação do nitrito das águas dos aquíferos rasos no período chuvoso, nos blocos morfoestruturais 1, 2, 3 e 4 da ilha de Mosqueiro.



**Figura 6.26 - Variação da amônia na das águas dos aquíferos rasos obtida no período chuvoso, nos blocos morfoestruturais 1, 2, 3 e 4 da ilha de Mosqueiro.**

#### 6.4.2.10 – Considerações sobre os Resultados dos Parâmetros Analisados

Como pode ser constatado com os dados hidroquímicos apresentados anteriormente, as águas subterrâneas analisadas no período mais chuvoso são caracterizadas como sendo pouco mineralizadas, de condutividade e dureza de valores baixos. O pH também apresenta valores baixos (maioria entre 3 - 4,5), tornando um indicativo para estimular a oferta de água à população por meio de poços profundos que captam águas mais neutras, pH entre 7 - 7,5, pertencentes aos aquíferos Pirabas. Em alguns poços, os teores de ferro total são altos (acima do permitido pelo Ministério da Saúde) e o nitrato sinaliza contaminação por fossas sépticas. Estas peculiaridades são comuns na Região Metropolitana de Belém.

De acordo com alguns parâmetros, percebe-se certa distinção físico-química entre os blocos morfoestruturais analisados, que são listadas abaixo:

- a) O Bloco 1 tem como característica valores mais elevados de pH, em média de 4,36, seguido do Bloco 4 de 3,93;

b) Os maiores valores de condutividade elétrica/sólidos totais dissolvidos foram detectados no Bloco 1. O Bloco 4 também registrou valores acentuados, mas ligeiramente menor do que o Bloco 1;

c) Verificou-se na dureza valores maiores para o Bloco 1, seguido do Bloco 4.

O perfil da Figura 6.5 mostra que há desníveis entre os blocos morfoestruturais, e que no caso do Bloco 1, os aquíferos do Pirabas estão relativamente mais rasos que nos outros blocos.

A fraca distinção físico-química observada no Bloco 1 em relação aos demais blocos, segundo as características listadas acima, pode ser atribuída à mistura de águas armazenadas nas camadas porosas dos Sedimentos Pós-Barreiras e Formação Barreiras, com certa influência de águas de composição bicarbonatada cálcica oriundas da lixiviação de camadas da Formação Pirabas, haja vista que as águas subterrâneas do Bloco 1 apresentaram nas amostras assinatura química tanto de água bicarbonatada, porém sódica, como cloretada sódica. Camadas de argilitos carbonáticos intercalados com arenitos da Formação Pirabas são encontradas, neste bloco, a partir de 45 m, como já foi mencionado. Pode sugerir a mesma situação para as águas subterrâneas do Bloco 4 que apresentaram característica similar as do Bloco 1 e que tem tendência à assinatura de água mista.

Nos blocos 2 e 3, as águas subterrâneas rasas têm maior influência de águas meteóricas e superficiais que não sofreram infiltração profunda, ou seja, não atingiram a Formação Pirabas.

Barros (2004) realizou um estudo, com base na sazonalidade, da matéria orgânica em alguns poços rasos e nos poços profundos de 274 m da praia do Bispo e da Baía do Sol. No período chuvoso, a matéria orgânica teria duas origens: uma autóctone que atribuiu ao material presente em camadas profundas encontradas nos perfis dos poços profundos; outra alóctone, relativo aos poços rasos, relacionado principalmente por intrusão de águas salobras e de percolação de água em terrenos alagadiços ricos em matéria orgânica. Entretanto, obteve valor apreciável na concentração de oxigênio consumido no poço profundo da Baía do Sol que, segundo a autora, pode ter origem alóctone.

A análise realizada nas águas dos aquíferos rasos nesta tese também foi feita no período chuvoso. Portanto, é plausível que neste período sazonal, a interação de águas dos aquíferos rasos, intermediários e profundos seja mais pronunciada. Por isso, Barros (2004) encontrou um valor considerado para o parâmetro oxigênio consumido no poço profundo da Baía do Sol.

Os resultados de Barros (2004) adicionam mais indícios de que pode haver conexão hidráulica entre os aquíferos da ilha de Mosqueiro, principalmente no período chuvoso. Isso se deve a conexão vertical das diversas camadas superiores e inferiores, permeáveis e menos permeáveis possivelmente por drenança e/ou por fraturas.

No caso das águas com influência da Formação Pirabas, a troca do cátion cálcio por sódio nas águas bicarbonatadas, nos aquíferos rasos, se deve pela ascensão das águas pelas fraturas até níveis em que se misturam com águas provenientes de recarga através da precipitação pluviométrica, devido à diferença de pressão hidrostática.

Torna-se possível propor, a partir da conexão hidráulica, um único conjunto na porção superior, o aquífero Barreira-Pós Barreiras ou um único sistema hidrogeológico em que ocorre influência dos estratos da Formação Pirabas no quimismo das águas dos aquíferos rasos. Águas analisadas em período chuvoso, de pH menos ácido, com valores de dureza e condutividade elétrica que se destacam e bicarbonatadas podem ser consideradas indícios de interação com camadas da Formação Pirabas. Descarta-se uma maior contribuição de intrusão salina nos aquíferos rasos nesse período.

## 6.5 – LEVANTAMENTO DE ELETORRESISTIVIDADE

Neste item discutem-se os resultados obtidos por Sondagens Elétricas Verticais efetuadas na área entre os bairros da Vila e do Chapéu Virado (Fig. 6.27), situada no Sub-bloco 1A da divisão proposta na tese (Fig. 6.6). Esta área foi escolhida por apresentar dados geológicos de dois poços profundos (Fig. 6.4) e de SEVs.

Foram realizadas 6 SEVs que proporcionaram o estabelecimento de modelos geológico-geofísicos para a área. Estes modelos foram auxiliados pelos resultados de outras 6 SEVs levantadas por Luiz & Verma (1990) que serviram de dados paramétricos, além de serem utilizadas na interpretação a respeito da geologia estrutural e da geometria dos aquíferos do Sub-bloco 1A.

Primeiramente serão apresentados os dados das SEVs obtidas nesta tese, interpretadas por inversão de dados com software *RESIST*.

Em uma segunda análise, como já foi dito, serão apresentadas as interpretações das SEVs obtidas por Luiz & Verma (1990). Neste trabalho, que teve como objetivo caracterizar camadas aquíferas, os autores correlacionaram entre si SEVs, a partir de algumas seções, sem levar em consideração a topografia e possíveis implicações estruturais. Esses dois elementos (topografia e estrutural) serão introduzidos na correlação das SEVs de Luiz e Verma (1990).

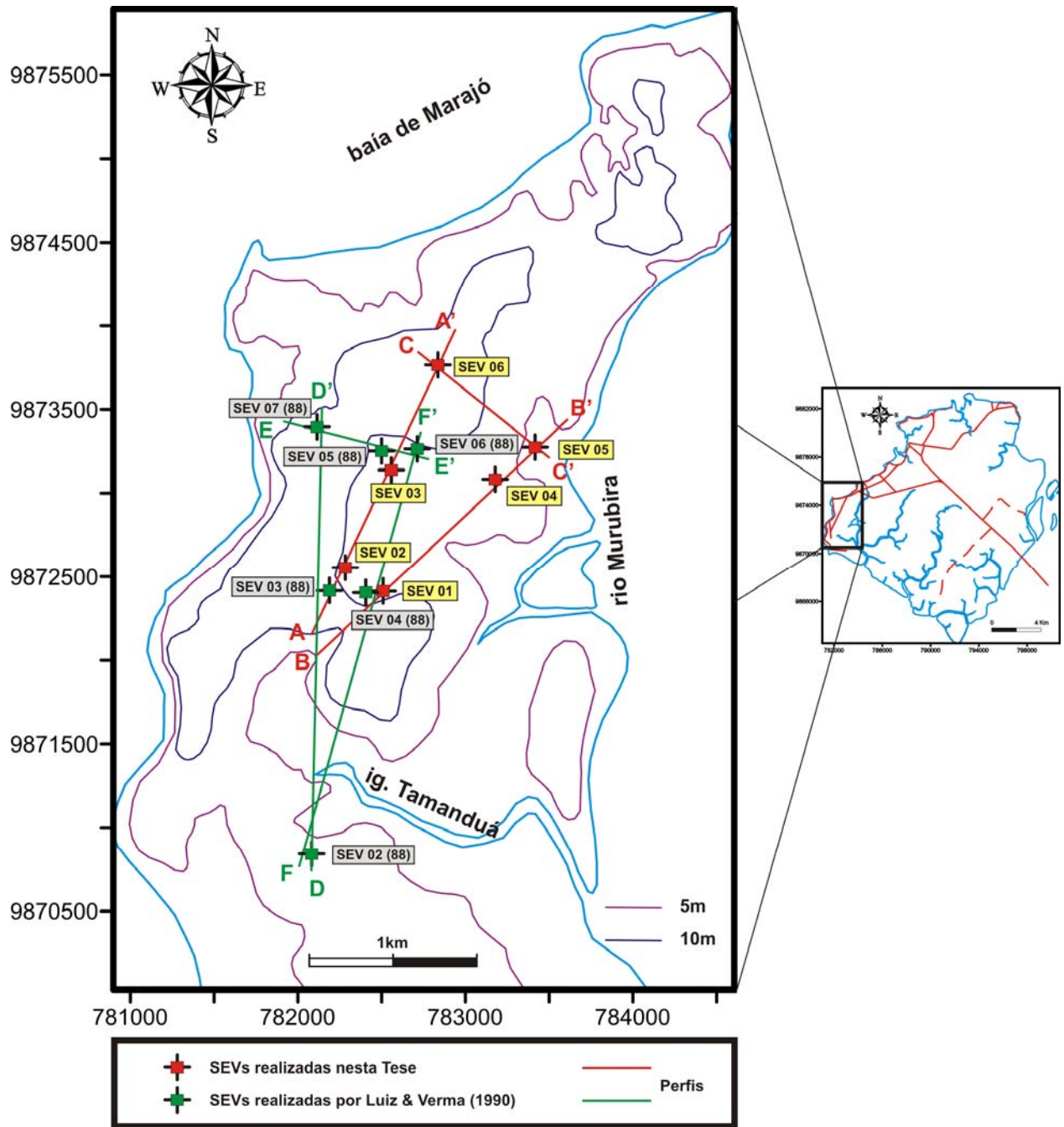


Figura 6.27 – Localização das SEVs e dos perfis no Bloco 1 (Sub-bloco 1A) – ilha de Mosqueiro.

### 6.5.1 – Resultados e Interpretação Geométrica

As SEVs foram realizadas nas ruas Camilo Salgado, Aeroporto, Hamilton Trindade, Ruth Trindade, Paquetá e Estrada Camilo Salgado (Tab. 6.5). Vale ressaltar que por razões operacionais, devido à urbanização das vias, não foi possível espaçamentos de AB/2 maiores que 240 m. Isso inviabilizou investigações de camadas mais profundas. A profundidade teórica investigada foi estabelecida como sendo 25% da abertura AB.

**Tabela 6.5 – Posição das SEVs efetuadas na tese no Sub-bloco 1A.**

SEV	LOCALIZAÇÃO	COORDENADAS (UTM)	DATA
SEV 01	Rua Paquetá	782509/9872414	03/01/2008
SEV 02	Rua Camilo Salgado	782283/9872555	03/01/2008
SEV 03	Rua Hamilton Trindade	782558/9873139	03/01/2008
SEV 04	Rua Ruth Trindade	783178/9873083	03/01/2008
SEV 05	Estrada Camilo Salgado	783416/9873276	04/01/2008
SEV 06	Rua do Aeroporto	782836/9873767	04/01/2008

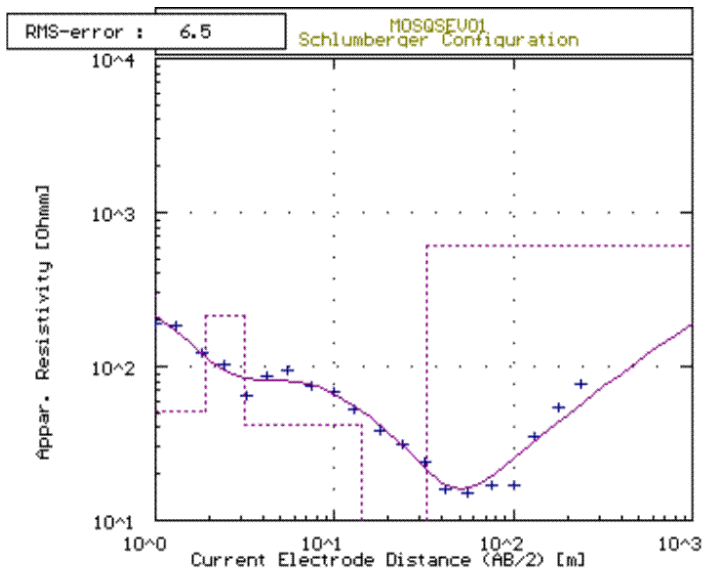
Os modelos geométricos finais obtidos a partir das SEVs (Figs. 6.28, 6.29, 6.30) sugerem as seguintes características descritas do topo para base na Tabela 6.6:

**Tabela 6.6 – Interpretação das características gerais dos modelos geométricos obtidos a partir das SEVs, no Sub-bloco 1A.**

CAMADA	MATERIAL	ESPESSURAS (m) entre	RESISTIVIDADE APARENTE (ohm. m) entre
Solo/Zona não saturada	Materiais arenoso, argiloso, laterítico e matéria orgânica.	1,2 - 3,5	210 - 5539
2ª camada (saturada)	Predominância de areia	9,1 - 31,3	23 - 452
3ª camada	Predominância de argila	18,2 - 40,2	5 - 15
4ª camada (saturada)	Predominância de areia	?????*	60 - 3943

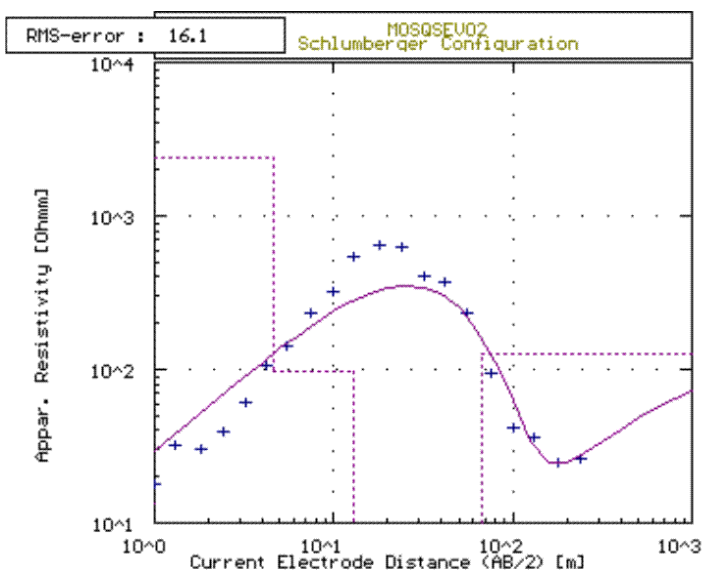
\* A abertura dos eletrodos AB não permitiu detectar a espessura dessa camada.





No	Res	Thick	Depth
1	289.5	0.7	0.7
2	50.7	1.9	1.9
3	210.5	1.2	3.1
4	42.0	11.1	14.2
5	5.2	18.2	32.4
6	601.8	-	-

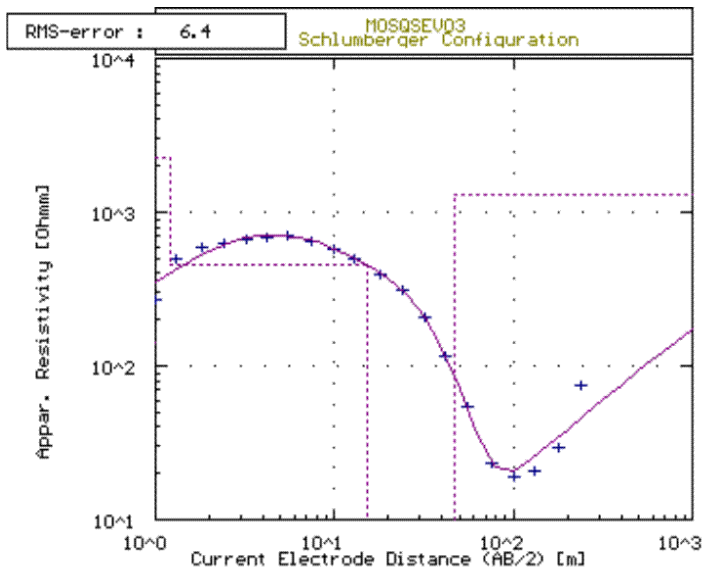
SEV 01



No	Res	Thick	Depth
1	11.8	0.4	0.4
2	3293.0	0.4	0.4
3	91.0	17.4	17.4
4	22.0	47.4	47.4
5	5.0	28.0	47.4
6	60.0	-	-

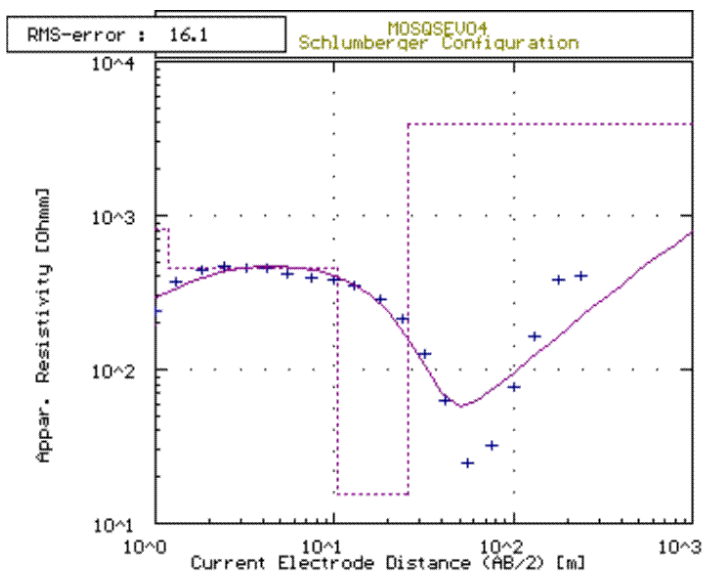
SEV 02

Figura 6.28 – Gráficos das SEVs 01 e 02 interpretadas pelo método de inversão. Ilha de Mosqueiro. Linha contínua representa à curva teórica ajustada a curva de campo (cruz azul) a partir das diversas iterações no *software* RESIST. A linha tracejada é o modelo interpretativo nos retângulos à direita das curvas.



No	Res	Thick	Depth
1	142.5	0.3	0.3
2	2242.3	0.9	1.2
3	452.1	14.2	15.4
4	6.2	30.9	46.3
5	1294.2	-	-

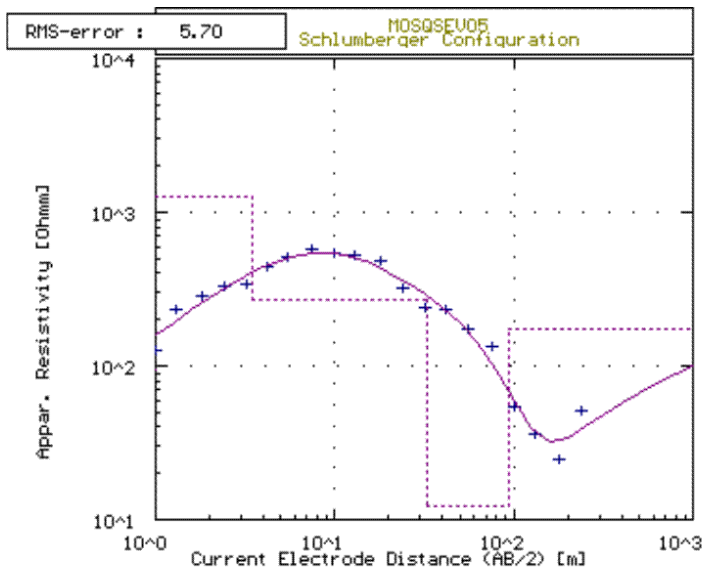
### SEV 03



No	Res	Thick	Depth
1	194.7	0.5	0.5
2	451.1	10.1	10.1
3	394.3	25.5	25.5
4	1.0	-	-

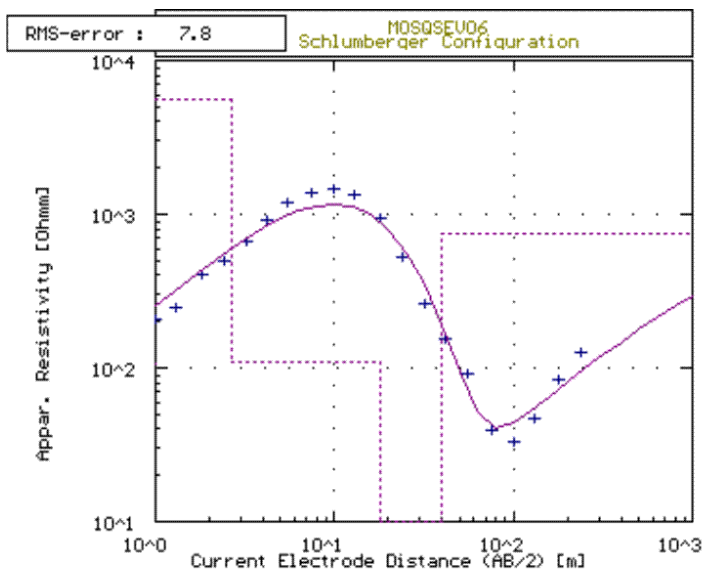
### SEV 04

Figura 6.29 – Gráficos das SEVs 03 e 04 interpretadas pelo método de inversão. Ilha de Mosqueiro. Linha contínua representa à curva teórica ajustada a curva de campo (cruz azul) a partir das diversas iterações no *software* RESIST. A linha tracejada é o modelo interpretativo nos retângulos à direita das curvas.



No	Res	Thick	Depth
1	54.0	0.3	0.3
2	1181.3	3.2	3.6
3	260.6	20.9	24.4
4	241.2	10.4	34.8
5	7.1	40.2	75.0
6	775.6	-,-	-,-

### SEV 05



No	Res	Thick	Depth
1	106.1	0.4	0.4
2	5539.1	2.3	2.7
3	110.5	15.5	18.2
4	10.1	21.1	38.3
5	755.1	-,-	-,-

### SEV 06

Figura 6.30 – Gráficos das SEVs 05 e 06 interpretadas pelo método de inversão. Ilha de Mosqueiro. Linha contínua representa à curva teórica ajustada a curva de campo (cruz azul) a partir das diversas iterações no *software RESIST*. A linha tracejada é o modelo interpretativo nos retângulos à direita das curvas.

As SEVs efetuadas por Luiz & Verma (1990) foram levantadas no ano de 1988 e são redenominadas de SEV 02 (88), SEV 03 (88), SEV 04 (88), SEV 05 (88), SEV 06 (88) e SEV 07 (88), tendo a maioria da distância máxima AB/2 de 322,5 m, que alcançaram camadas mais profundas. As transcrições dos modelos geoeletricos foram as seguintes:

a) SEV 02 (88): Rua Veiga Cabral

<b>CAMADA</b>	<b>RESISTIVIDADE (ohm. m)</b>	<b>ESPESSURA (m)</b>
1	107	0,5
2	396	0,7
3	35	1,1
4	241	9,1
5	73	21,8
6	22	28,3
7	10	

b) SEV 03 (88): Rua Camilo Salgado

<b>CAMADA</b>	<b>RESISTIVIDADE (ohm. m)</b>	<b>ESPESSURA (m)</b>
1	544	1,6
2	686	4,4
3	567	9,6
4	64	7,8
5	17	19,8
6	6	25
7	30	19,9
8	6	17,1
9	19	

c) SEV 04 (88): Rua Paquetá

<b>CAMADA</b>	<b>RESISTIVIDADE (ohm. m)</b>	<b>ESPESSURA (m)</b>
1	485	1,8
2	562	3,8
3	501	5,5
4	59	8,2
5	20	19,2
6	12	25,1
7	45	

d) SEV 05 (88): Rua Camilo Salgado

<b>CAMADA</b>	<b>RESISTIVIDADE (ohm. m)</b>	<b>ESPESSURA (m)</b>
1	156	2,8
2	751	2,4
3	43	6,4
4	147	16,5
5	16	18,6
6	4	17,7
7	22	19,4
8	3	31,2
9	50	

e) SEV 06 (88): Rua da CELPA

<b>CAMADA</b>	<b>RESISTIVIDADE (ohm. m)</b>	<b>ESPESSURA (m)</b>
1	399	0,6
2	629	1,6
3	238	7,9
4	84	26,8
5	28	21,1
6	15	15,4
7	27	20,4
8	11	38,9
9	32	

f) SEV 07 (88): Rua Petrópolis

<b>CAMADA</b>	<b>RESISTIVIDADE (ohm. m)</b>	<b>ESPESSURA (m)</b>
1	947	1,4
2	117	1,5
3	1429	5,4
4	57	8
5	17	17,6
6	10	15,6
7	24	21,2
8	7	

## 6.5.2 – Seções Geológicas/Geofísicas – Geometria dos Aquíferos

Os resultados são abordados por seções, correspondendo aos perfis A - A', B - B' e C - C' (Fig. 6.27) para as SEVs realizadas nesta tese e as interpretações de Luiz & Verma (1990) correspondendo aos perfis D - D', E - E' e F - F' (Fig. 6.27).

a) Perfil A – A'  $\Rightarrow$  composto pelas SEVs 02, 03 e 06 (Fig. 6.31). Este perfil, na direção SW-NE, insinua uma geometria em forma lenticular de camadas arenosas saturadas (aquíferos) e argilosas. Segundo o condicionamento tectônico caracterizado no Capítulo 4, estas camadas estão seccionadas por falhas transcorrentes sinistrais com deslocamento vertical, sendo possível inferi-las na seção geológica/geofísica.

b) Perfil B – B'  $\Rightarrow$  composto pelas SEVs 01, 04 e 05 (Fig. 6.32). Este perfil tem direção SW-NE e apresenta semelhança com o perfil A – A' no aspecto geométrico lenticular de camadas arenosas saturadas e argilosas. Porém, a correlação da resistividade das camadas entre as SEVs 04 e 05 sugere uma forte descontinuidade interpretada como sendo falha normal.

c) Perfil C – C'  $\Rightarrow$  composto pelas SEVs 06 e 05 (Fig. 6.33). Este perfil tem direção NW-SE e caracteriza bem a falha normal interpretada no perfil B – B' que afeta a continuidade lateral das camadas arenosas saturadas e argilosas.

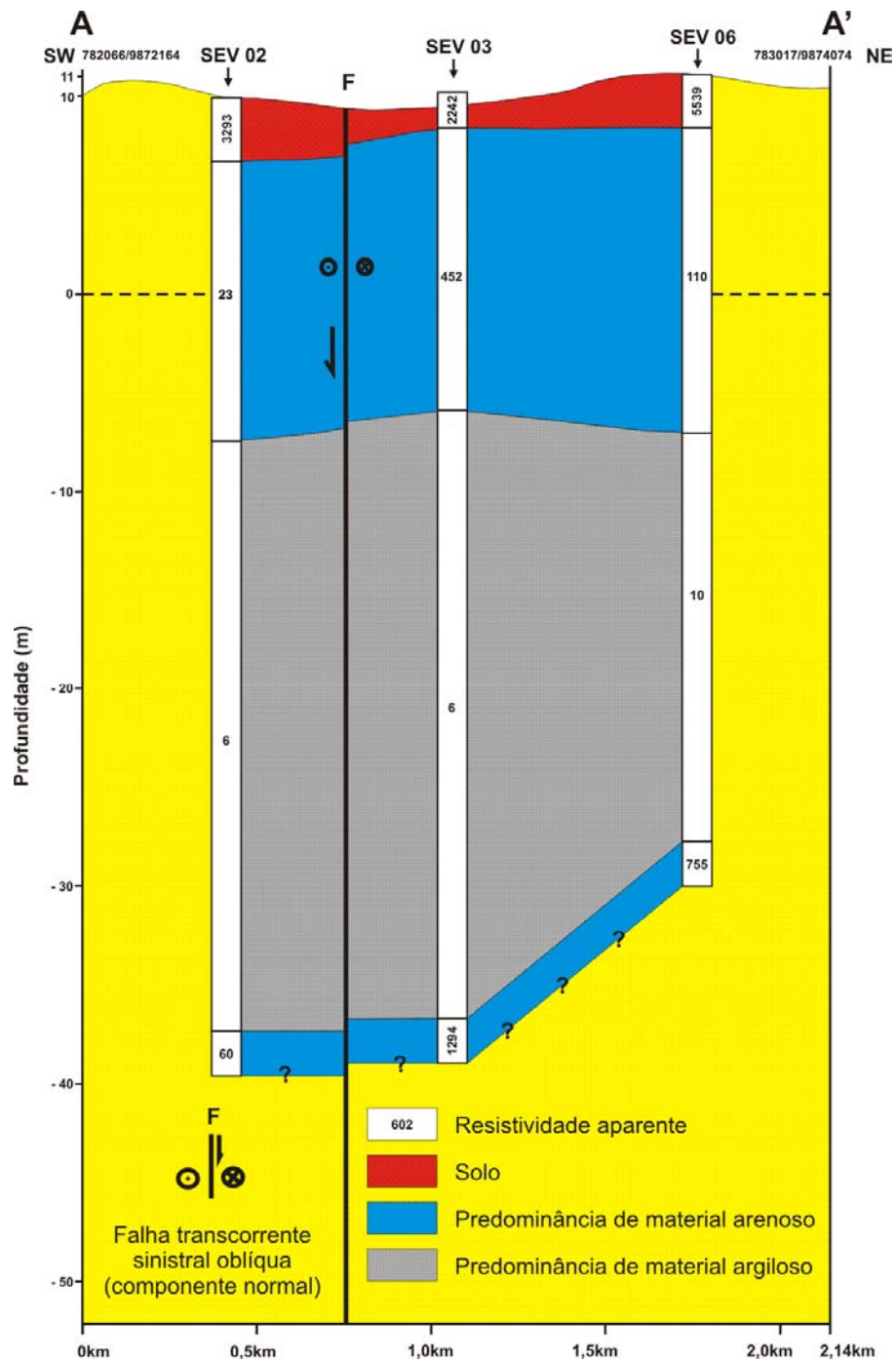


Figura 6.31 – Seção geológica/geofísica A – A' interpretada no Sub-bloco 1A. Ilha de Mosqueiro.

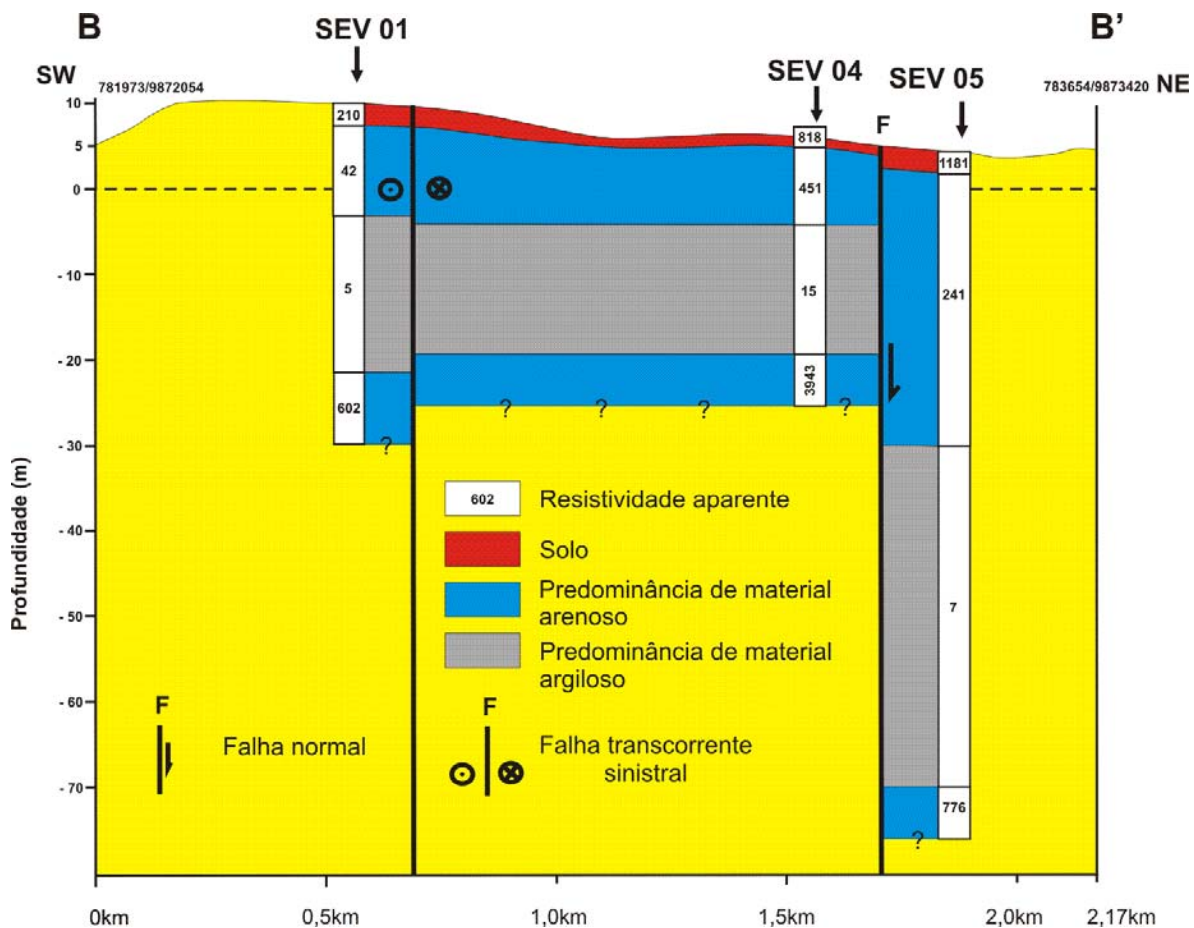
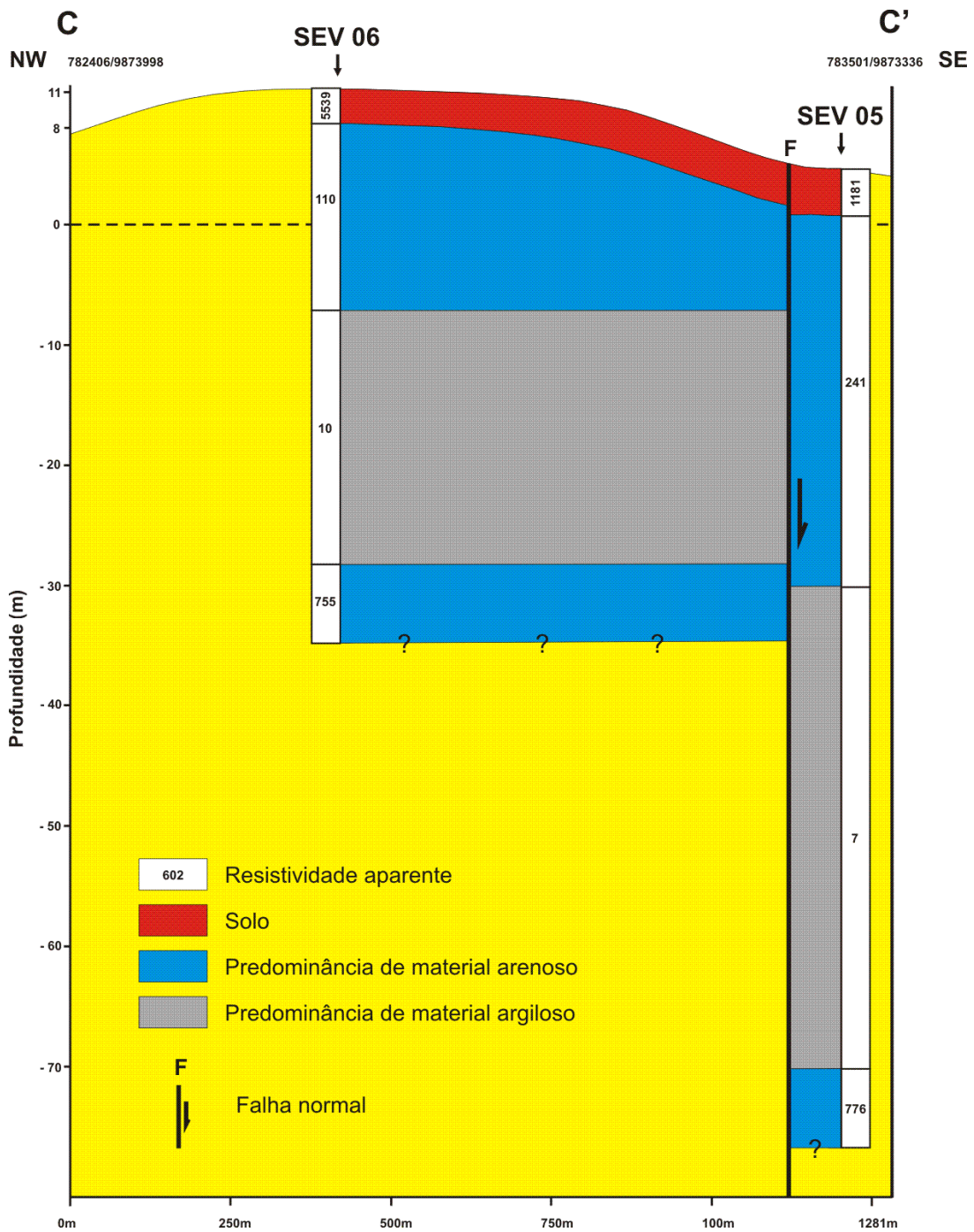


Figura 6.32 - Seção geológica/geofísica B – B' interpretada no Sub-bloco 1A. Ilha de Mosqueiro.





**Figura 6.33 - Seção geológica/geofísica C – C' interpretada no Sub-bloco 1A. Ilha de Mosqueiro.**

c) Perfil D – D'  $\Rightarrow$  composto pelas SEVs 02 (88), 03 (88), 07 (88) (Fig. 6.34). Este perfil tem direção aproximadamente N-S. A correlação das SEVs nos leva a posicionar no mínimo três falhamentos, afetando as camadas arenosas e argilosas. Falhas transcorrentes sinistrais, com e sem movimentação vertical, e falha normal interpretadas insinuam que ocorre na realidade um complexo arranjo geométrico que comprometem as continuidades laterais das camadas arenosas saturadas e argilosas.

d) Perfil E – E'  $\Rightarrow$  composto pelas SEVs 07 (88), 05 (88), 06 (88) (Fig. 6.35). Este perfil apresenta direção NW-SE. Assim como o perfil C – C', mas abarcando uma sondagem a mais, a correlação das SEVs permite sugerir, entre as mesmas, falhas de movimentação normal, formando arranjo de camadas arenosas saturadas e argilosas em *en échelon*.

d) Perfil F – F'  $\Rightarrow$  composto pelas SEVs 02 (88), 04 (88), 06 (88) (Fig. 6.36). Este perfil apresenta direção SSW-NNE. A situação desta seção é semelhante a do perfil D – D', demonstrando um aspecto geométrico complexo para as camadas arenosas e argilosas causado por falhamentos.

Agrupando as seções acima, da área do Sub-bloco 1A, interpreta-se a ocorrência de falhas normais posicionadas na direção NE-SW, seccionadas por falhas transcorrentes sinistrais na direção NW-SE (Fig. 6.37). O arranjo dos aquíferos se dá em camadas contínuas bem como em forma lenticular em profundidade rasa. Nos mais profundos a forma deve ser contínua. Contudo, são interrompidas lateralmente e verticalmente pelos falhamentos.

As falhas transcorrentes provavelmente, contendo componentes oblíquas nos seus movimentos, provocaram espessamentos diferenciados das camadas arenosas e argilosas, observáveis nas seções N-S e NE-SW.

Em locais afetados por falhas normais, as seções geoeletricas indicam deslocamentos verticais variados das camadas, situando geralmente entre 5-20 m. As espessuras médias das três camadas aquíferas detectadas pelas SEVs, do topo para base, são de 12, 20 e 20 m.

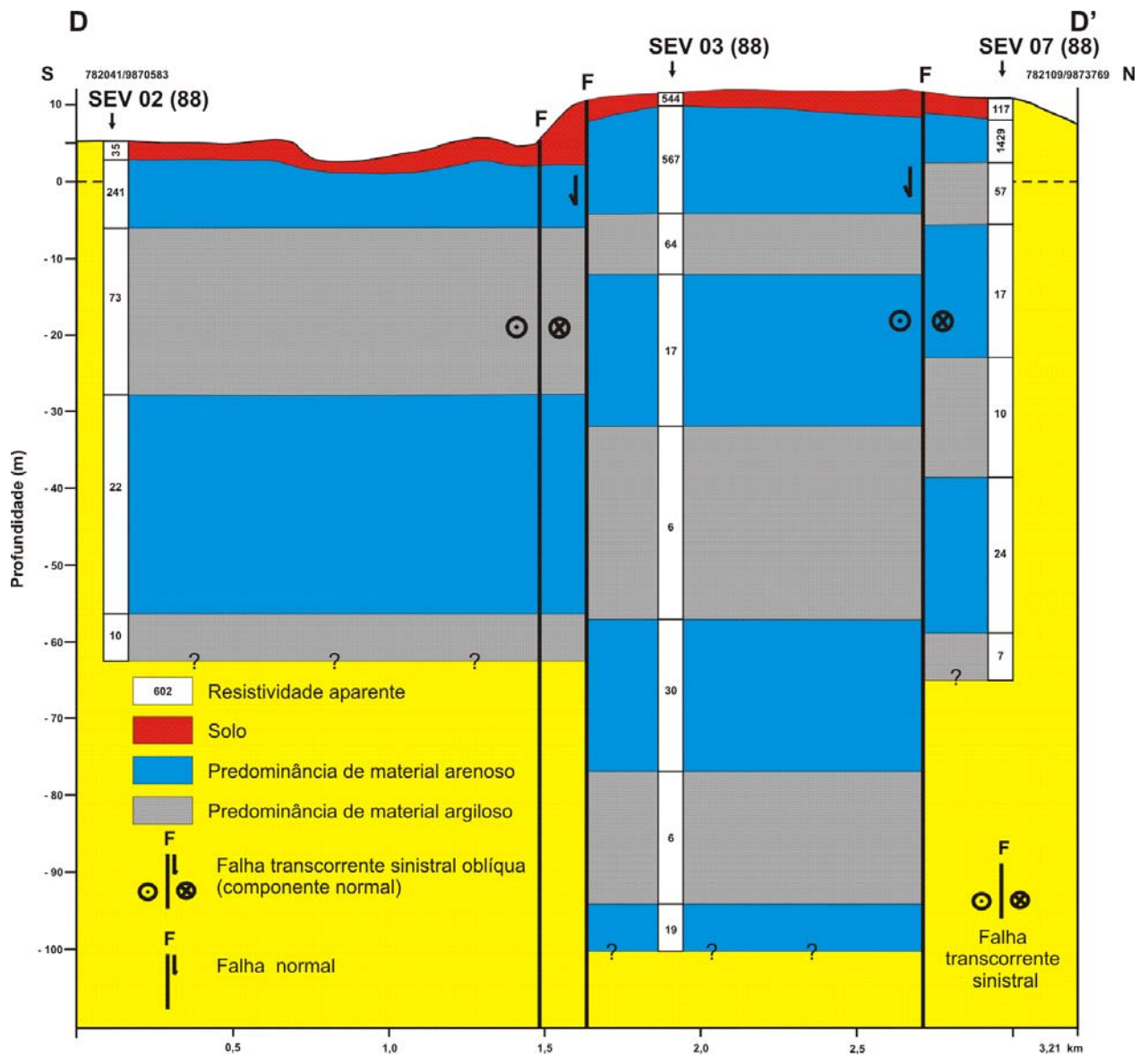


Figura 6.34 - Seção geológica/geofísica D – D' interpretada no Sub-bloco 1A. Ilha de Mosqueiro.

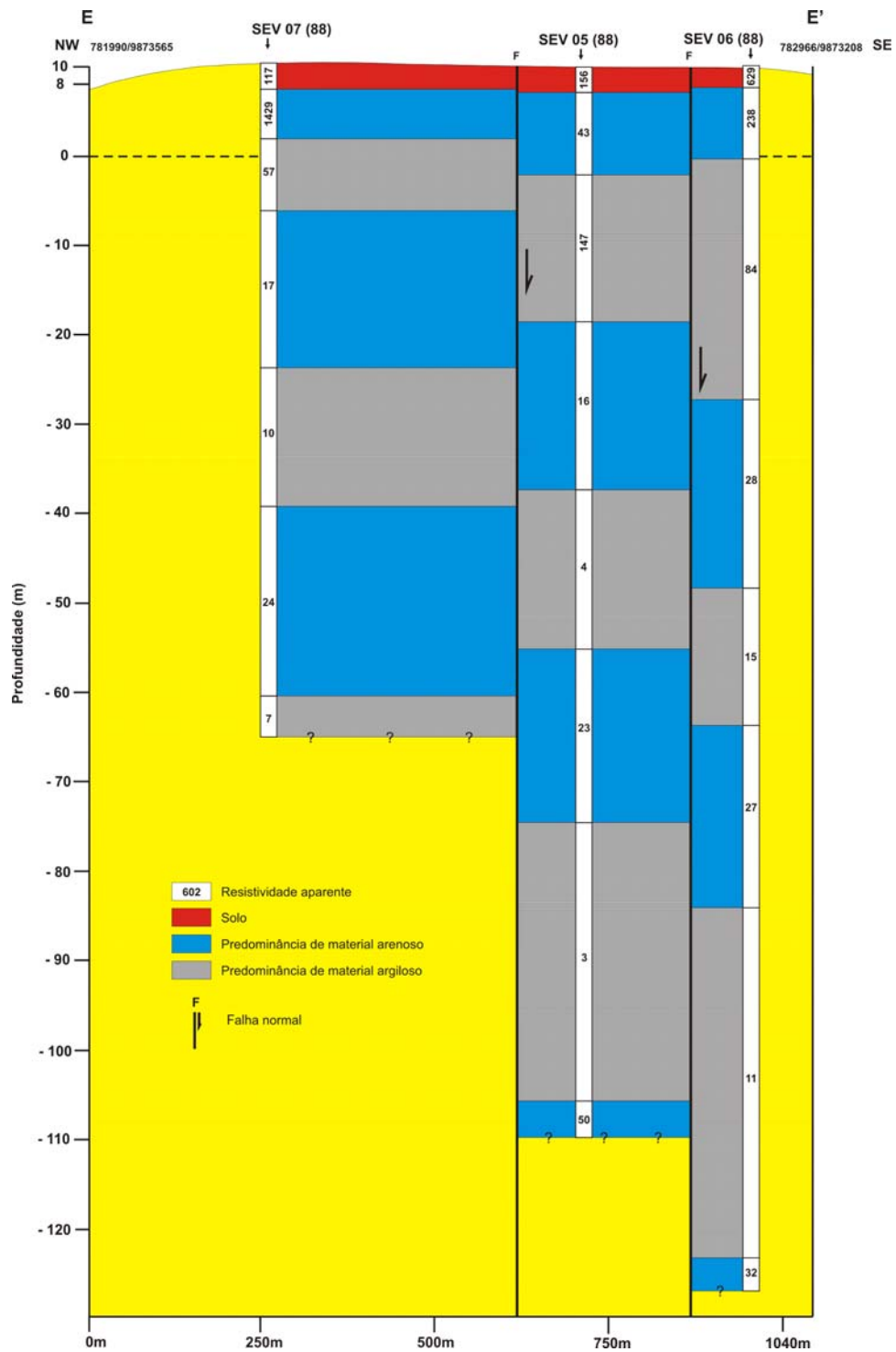


Figura 6.35 - Seção geológica/geofísica E – E' interpretada no Sub-bloco 1A. Ilha de Mosqueiro.

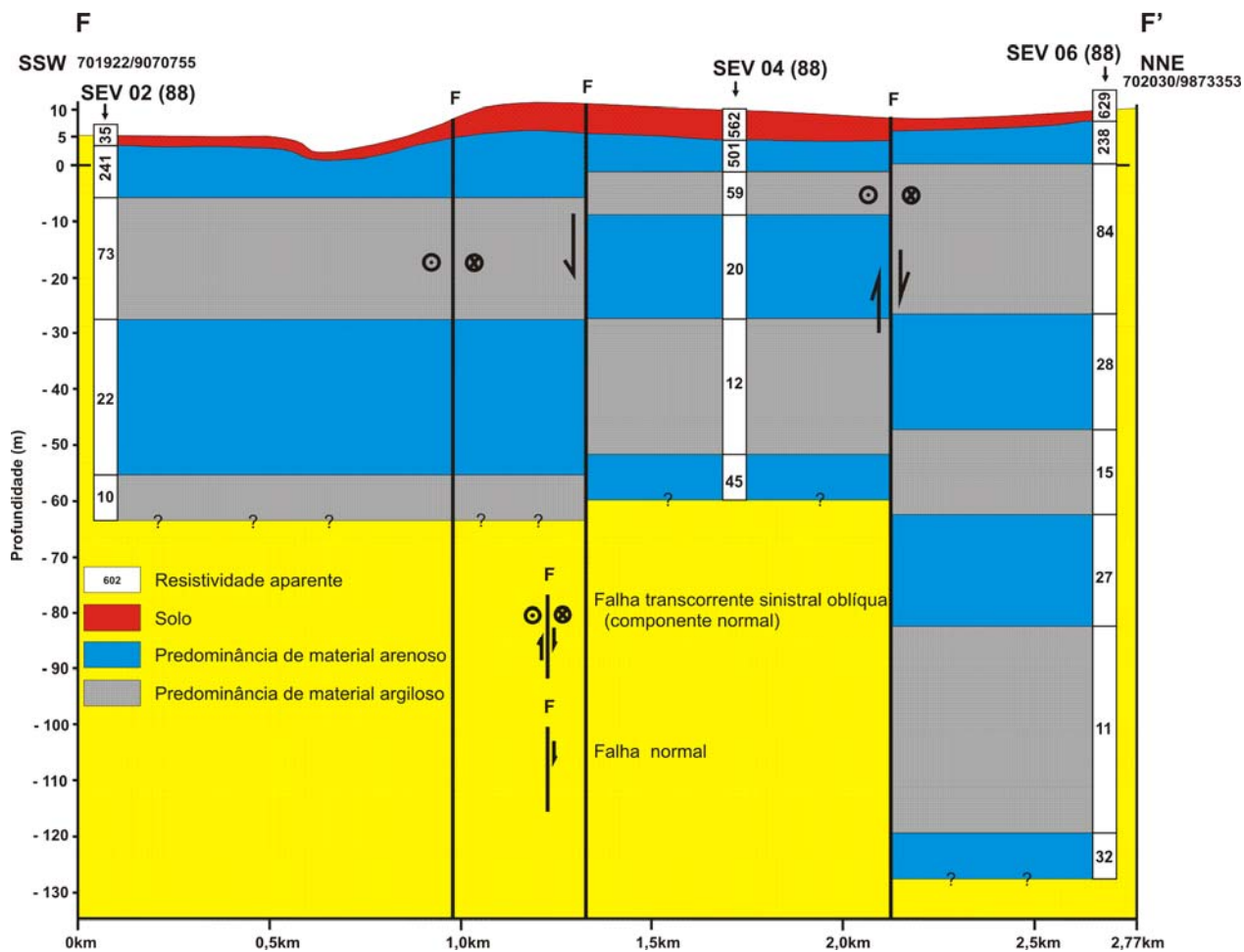


Figura 6.36 - Seção geológica/geofísica F – F' interpretada no Sub-bloco 1A. Ilha de Mosqueiro.

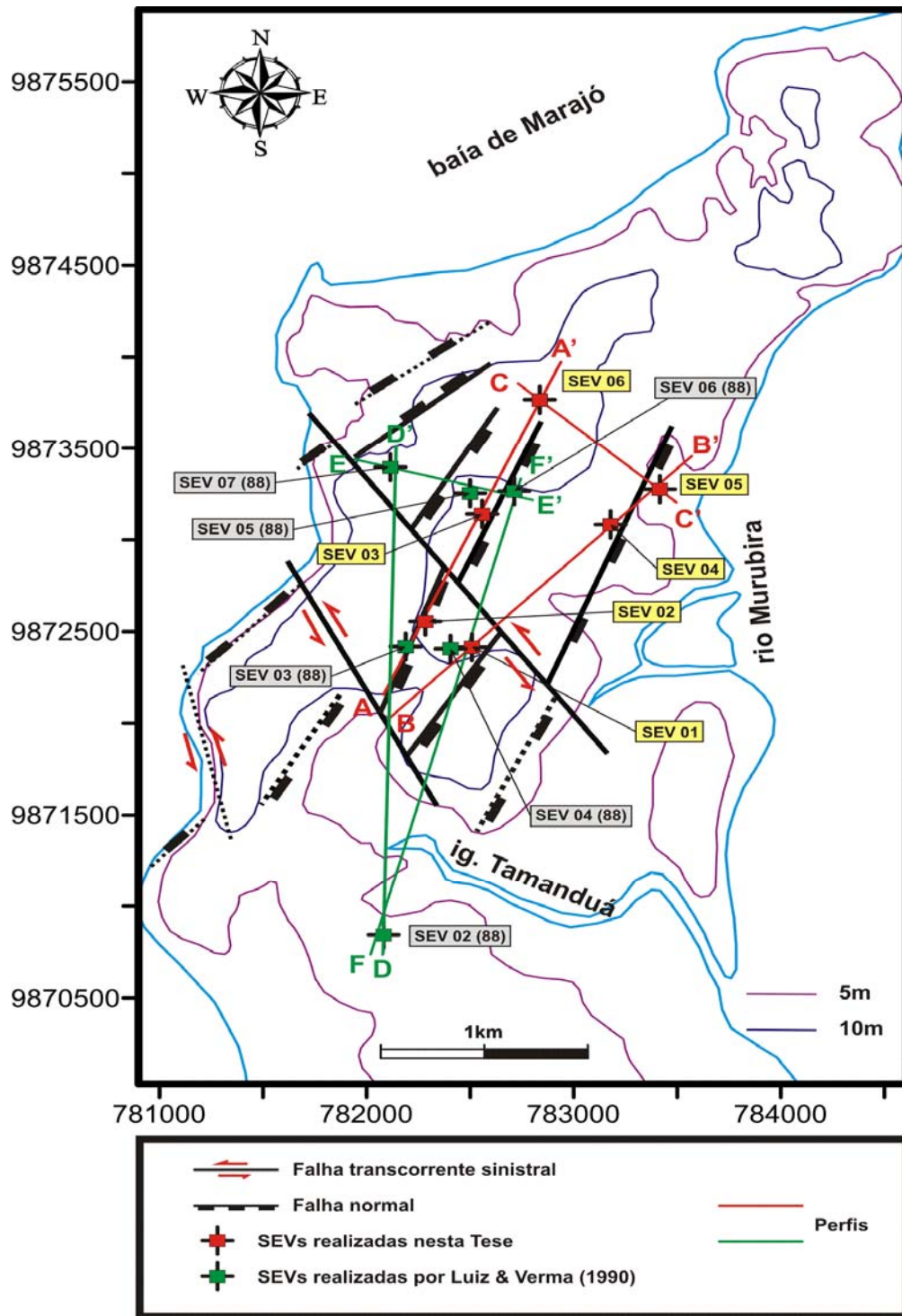


Figura 6.37 – Falhamentos NW-SE e NE-SW, afetando o Sub-bloco 1A, interpretados a partir de SEVs. Ilha de Mosqueiro.

## CAPÍTULO VII ARCABOUÇO NEOTECTÔNICO DA ILHA DE MOSQUEIRO E SUA IMPLICAÇÃO NA HIDROGEOLOGIA LOCAL

---

### 7.1 – ARCABOUÇO NEOTECTÔNICO DA ILHA DE MOSQUEIRO

A determinação do campo de tensão por meio de marcadores apropriados, como planos de falha associados às estrias e outros, sofreu restrição pela escassez dessas estruturas nos afloramentos. Com isso, a definição dos tensores foi estabelecida a partir do estudo de juntas e falhas (levantamento de campo) e pela análise morfoestrutural integrada.

A integração dos resultados das análises de lineamento, da rede de drenagem, do relevo e levantamento de campo induz a considerar que o arranjo dos elementos neotectônicos é complexo. Entretanto, essas feições podem ser enquadradas e explicadas pela aplicação do modelo de *Riedel* de deformação não-coaxial rúptil (cisalhamento simples).

As principais direções manifestadas pelos diversos produtos referidos anteriormente mostram que as direções N60°-80°E, N30°-50°W e N-S são penetrativas e estão em todas as análises realizadas. Elas seriam estruturas morfotectônicas.

As falhas sinistrais observadas em campo, as formas de sinuosidade em “S” dos cursos d’água e os deslocamentos interpretados em mapas e MDT sugerem movimentação sinistral predominantemente NW-SE. Segmentos de direção N-S, como encontrado no rio Mari-Mari, apresentando sinuosidade em “Z”, sugerem para estes, movimentação dextral bem como as falhas de direção N60°E. Este arranjo constituiria um par conjugado principal, em que as direções N60°-80°E seriam relativas à fratura sintética (R - falha dextral), N30°-50°W à fratura antitética (R' - falha sinistral) e a N-S fraturas do tipo P (Fig. 7.1A).

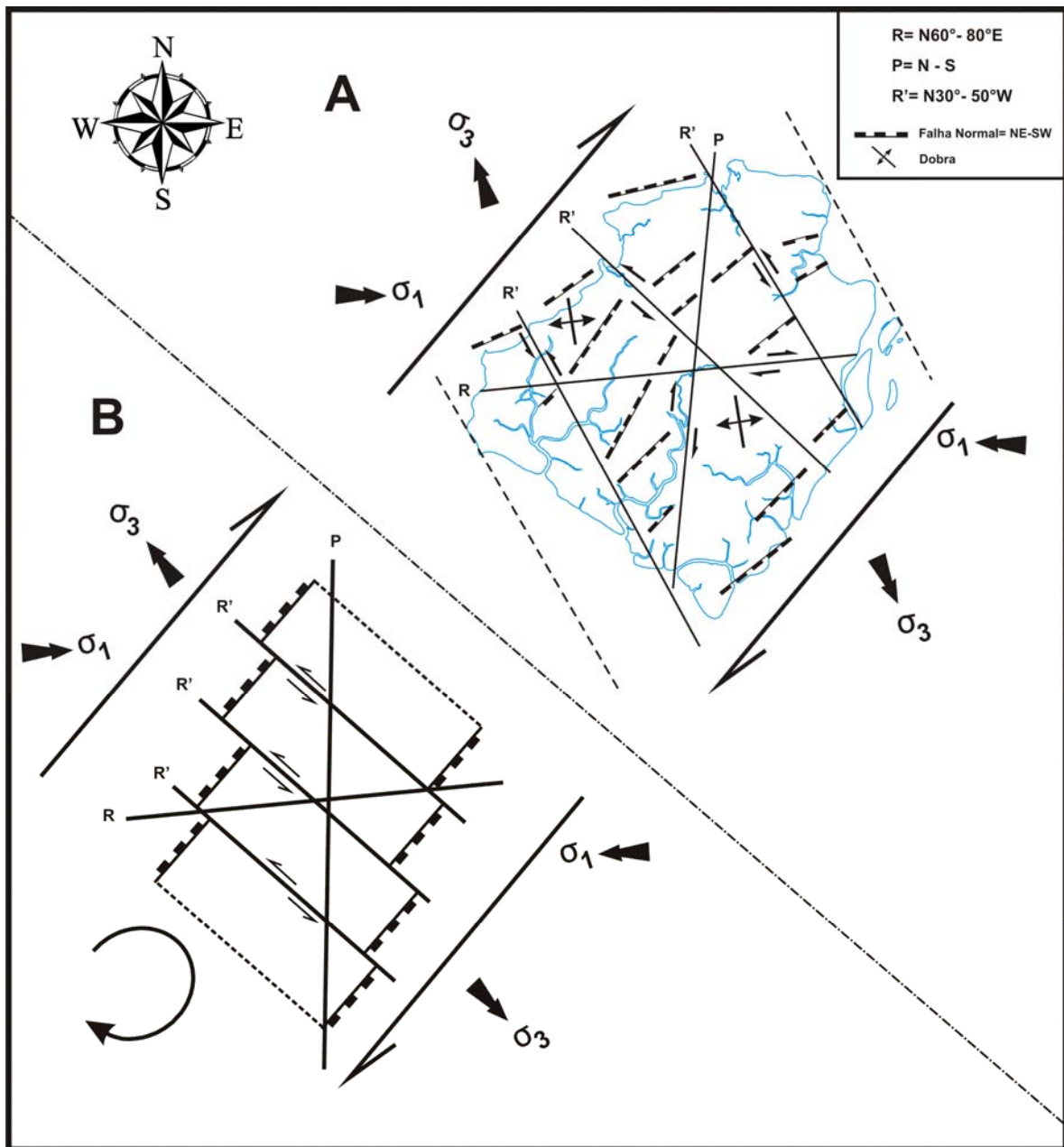


Figura 7.1 - A: Arranjo geométrico-cinematológico da ilha de Mosqueiro baseado no modelo de Riedel, em binário dextral. Em linha contínua as principais estruturas identificadas. As setas indicam as direções NE-SW de compressão ( $\sigma_1$ ), e NW-SE de estiramento ( $\sigma_3$ ). Par conjugado principal: N30°-50°W (fratura antitética sinistral - R') e N60°-80°E (fratura sintética dextral - R). Outra que se destaca é a direção N-S, interpretada como fratura dextral do tipo P. As direções NE-SW referem-se às falhas normais; B: Modelo em blocos *en échelon* em sistema transcorrente adotado para a ilha de Mosqueiro.



Os dados revelados permitem inferir a orientação dos esforços que acomodam as estruturas descritas na ilha de Mosqueiro, compondo um arranjo geométrico-cinemático consistente. Estas tensões teriam gerado um sistema de juntas subverticais, em um elipsóide com eixo intermediário de tensão ( $\sigma_2$ ) posicionado na vertical ou próximo desta. Os eixos de tensão máximo ( $\sigma_1$ ) e mínimo ( $\sigma_3$ ) estariam posicionados na horizontal, segundo as direções respectivas NE-SW e NW-SE. Isso caracteriza as estruturas geológicas da área compatíveis à atuação de um regime tectônico transcorrente (Fig. 2.2). A posição de  $\sigma_1$  estaria condizente com as disposições das dobras encontradas, com eixos orientados próximo de  $161^\circ$  Az, ou seja, paralelo ou subparalelo ao eixo compressivo.

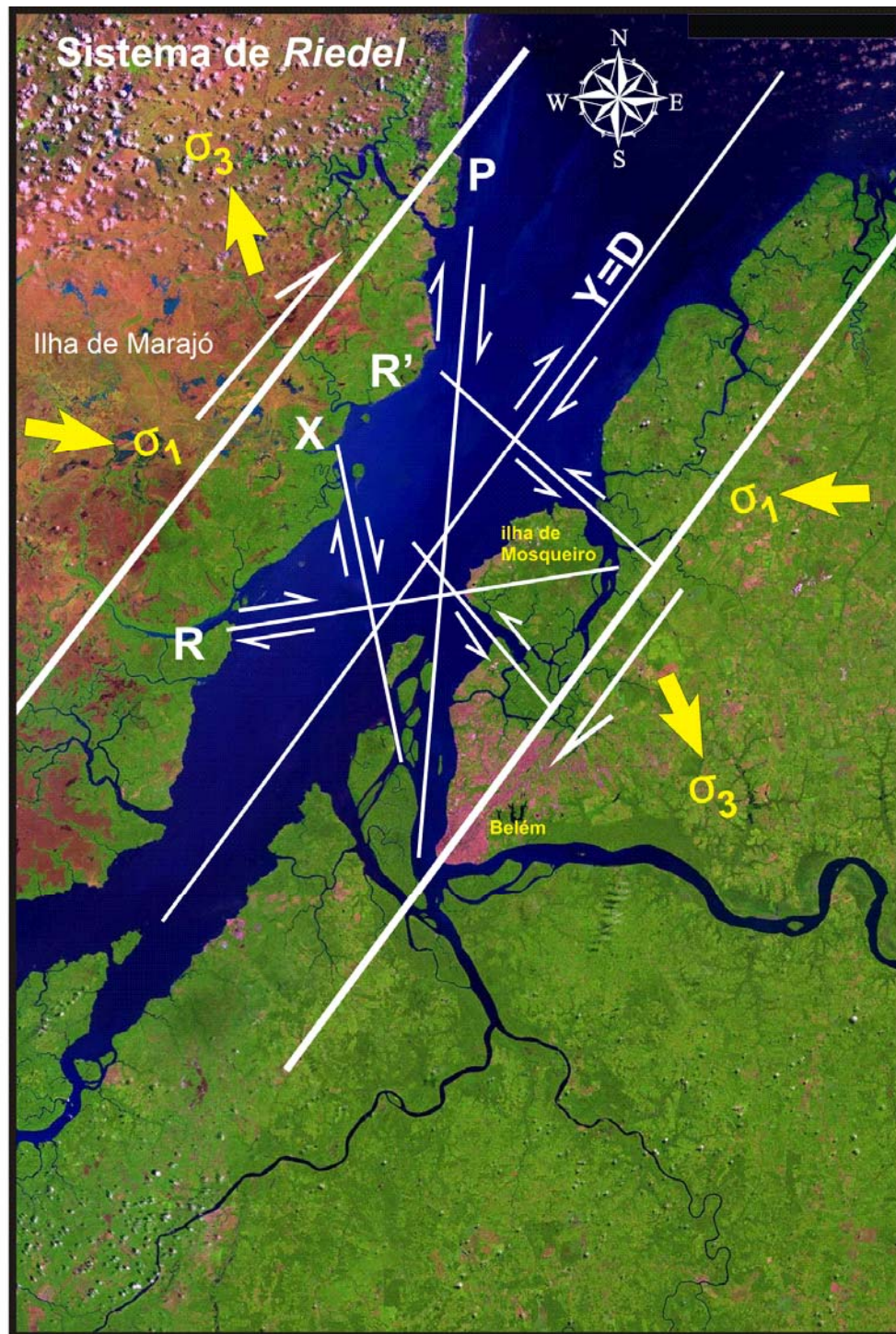
Na região, voltada para a baía de Marajó, onde estão dispostas as falésias, os planos de acamamento, de direção NE-SW, com inclinação média para SE, encontrados nos argilitos, seriam resultados da rotação do pacote sedimentar e estariam relacionados às falhas normais, com mergulhos fortes para NW (falhas lítricas). Reforçam esta configuração os desnivelamentos definidos nas seções geológicas/geofísicas (Figs. 6.32 e 6.34). Essas falhas representam à resposta da componente extensional do cisalhamento. As outras medidas de acamamento, de inclinação baixa para SSW, seriam resultados de deslocamentos diferenciados de falhas transcorrentes, de mergulhos ora para NE ora para SW, contendo componente oblíqua normal (Fig. 4.40).

As evidências expostas conformam-se a um regime transcorrente intraplaca atuante na região da ilha de Mosqueiro. A movimentação, no âmbito regional Amazônico, é predominantemente dextral, diferente da que predomina na ilha de Mosqueiro de movimentação sinistral.

Os tensores condicionantes da zona de falha transcorrente dextral, de direção NE-SW, que individualiza a baía de Marajó (Fig. 7.2), poderiam ser os controladores das tensões que atuam na região da ilha de Mosqueiro e adjacências de Belém, no qual tal arranjo posicionaria espacialmente  $\sigma_1$  na direção NE-SW, condizente com as tensões encontradas no cenário estrutural de Mosqueiro. Com isso é possível compor um quadro de compressão máxima NE-SW e distensão máxima NW-SE (Figs. 7.1A e 7.3) verificado para a área em consideração. Este mecanismo gerou uma configuração

de blocos seccionados, principalmente por falhas transcorrentes sinistrais NW-SE e normais NE-SW, formando um conjunto *en échelon* em sistema transcorrente (Fig. 7.1B). A interpretação das estruturas NE-SW e NW-SE, em subsuperfície, está representado nas figuras 7.4, 7.5, 7.6 e 7.7.

Com base no modelo interpretado, os rios Pratiquera e Mari-Mari, assim como outros cursos d'água de direção NE-SW, se situariam em áreas extensionais. Logo, estariam encaixados nos traços das falhas normais ou em pequenos blocos abatidos (pequenos grabens).



Fonte: Imagem Landsat (RGB) composição falsa-cor. Miranda & Coutinho (2004).

Figura 7.2 - Zona de falha transcorrente dextral (NE-SW) atuante na baía de Marajó (binário dextral principal), com a posição relativa dos seus tensores deformacionais, compressivo ( $\sigma_1$ ) e distensivo ( $\sigma_3$ ). Estão em destaque as descontinuidades interpretadas de *Riedel*, R, R', P, X e Y=D. Observar a linearidade do segmento NE-SW (Y=D).

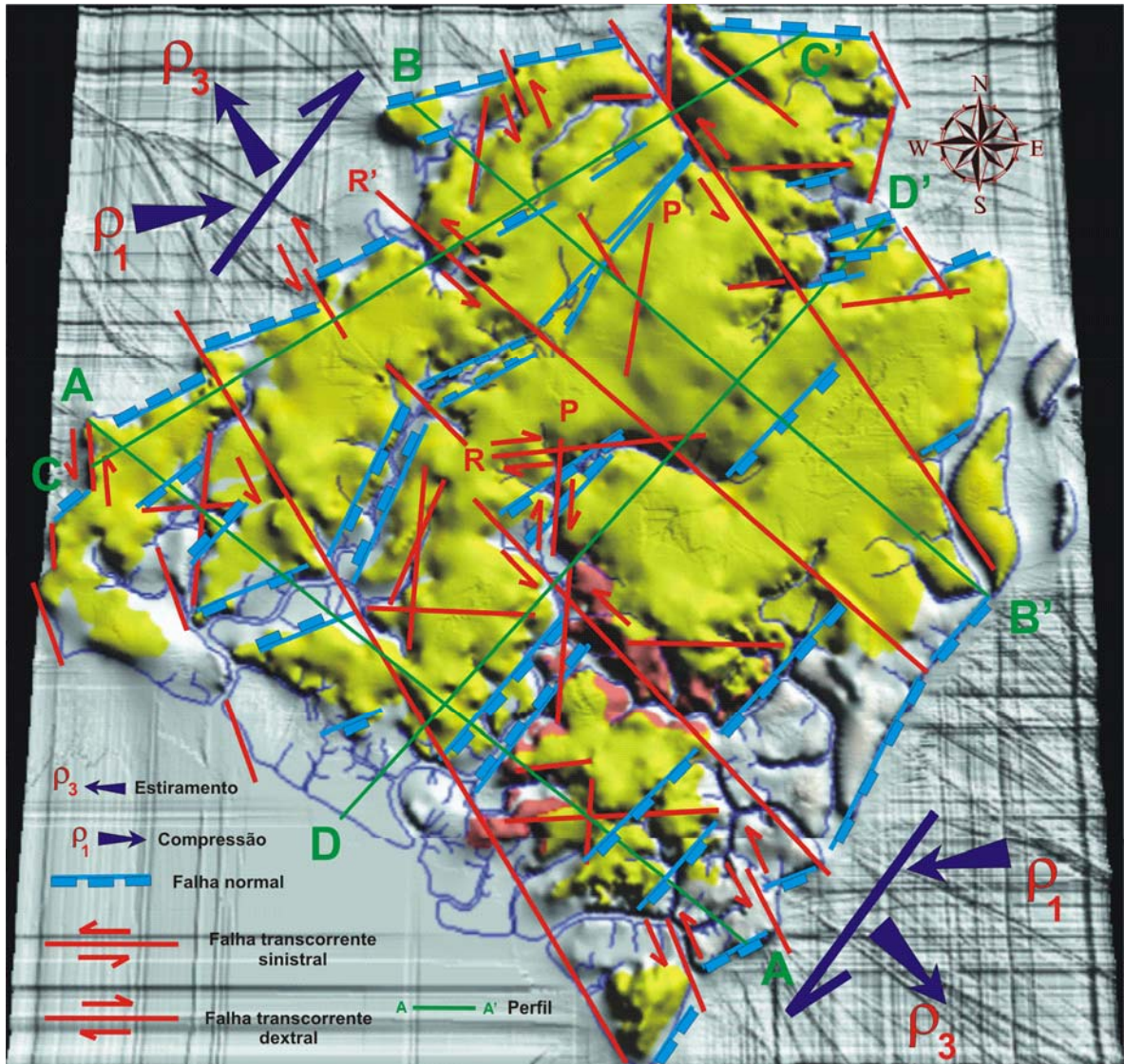


Figura 7.3 - Estruturas de *Riedel* interpretadas a partir da Figura 4.20. MDT da ilha de Mosqueiro. Sedimentos Pós-Barreiras (amarelo), Formação Barreiras (vermelho) e Sedimentos recentes (cinza claro).

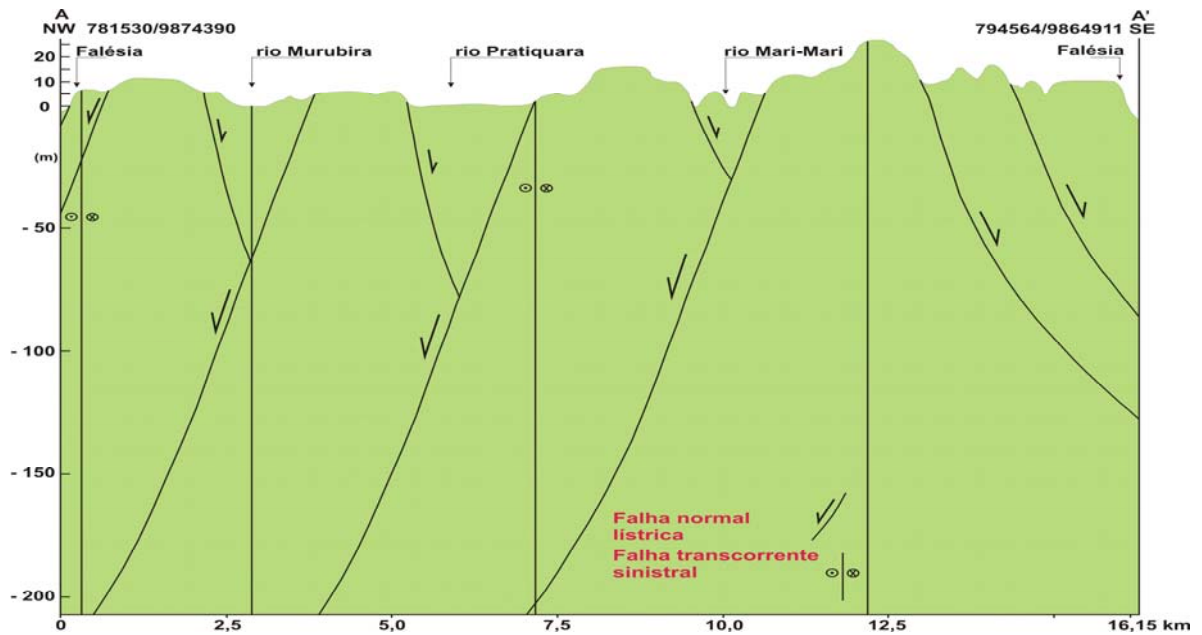


Figura 7.4 – Interpretação em subsuperfície das estruturas NW-SE, ilha de Mosqueiro. Perfil extraído da Figura 7.3.

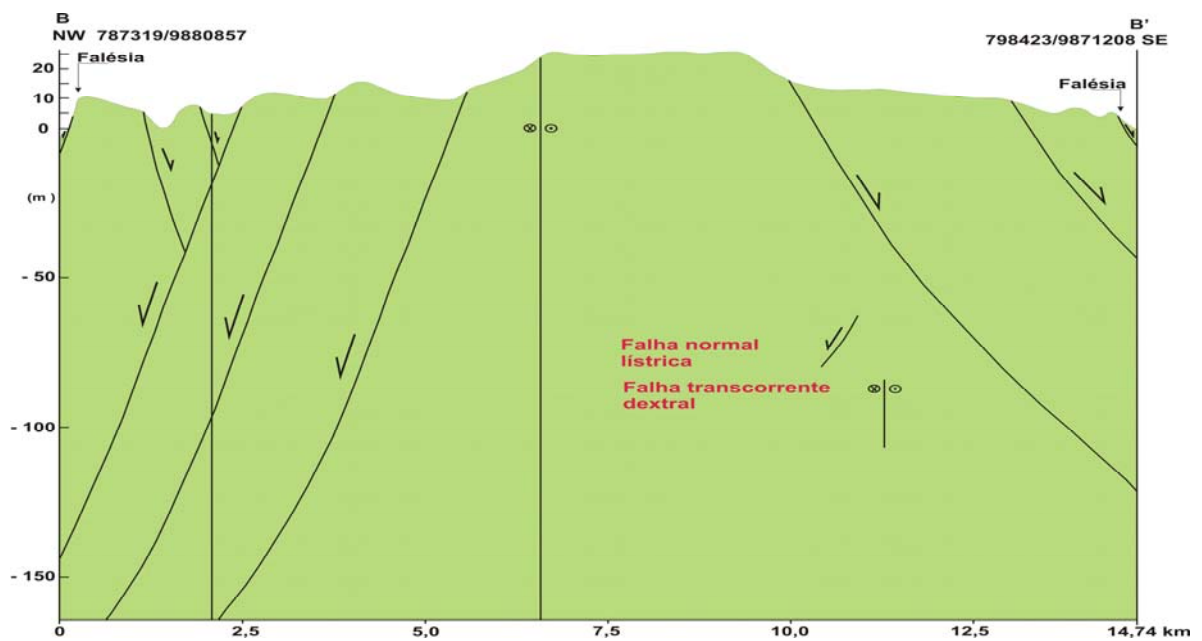


Figura 7.5 – Interpretação em subsuperfície das estruturas NW-SE, ilha de Mosqueiro. Perfil extraído da Figura 7.3.

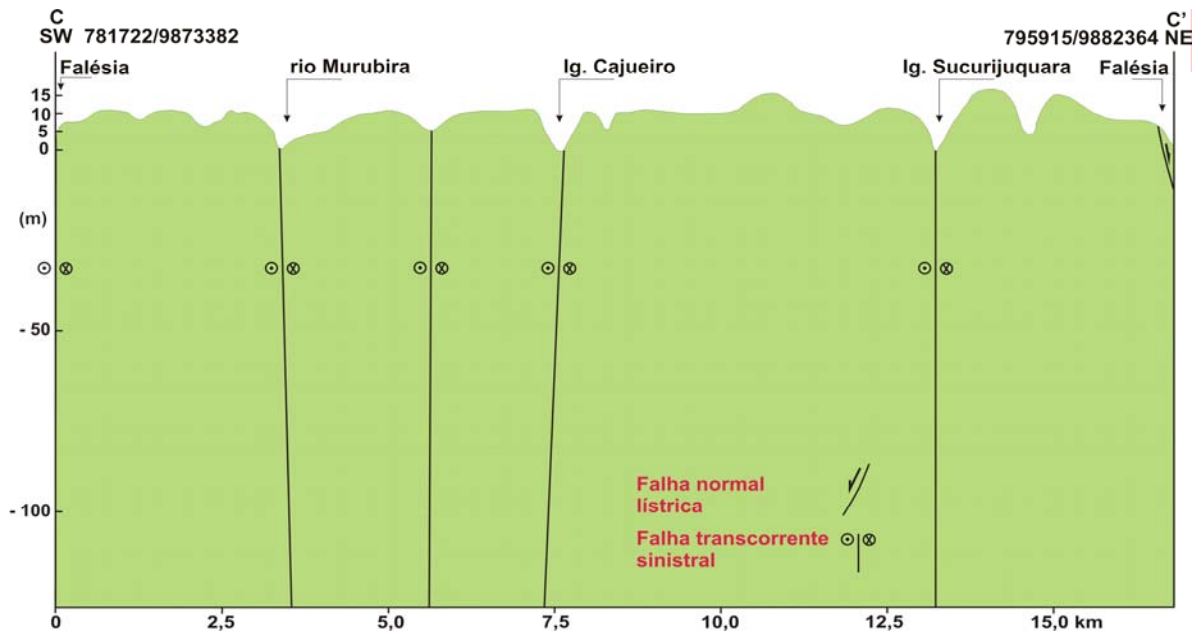


Figura 7.6 – Interpretação em subsuperfície das estruturas SW-NE, ilha de Mosqueiro. Perfil extraído da Figura 7.3.

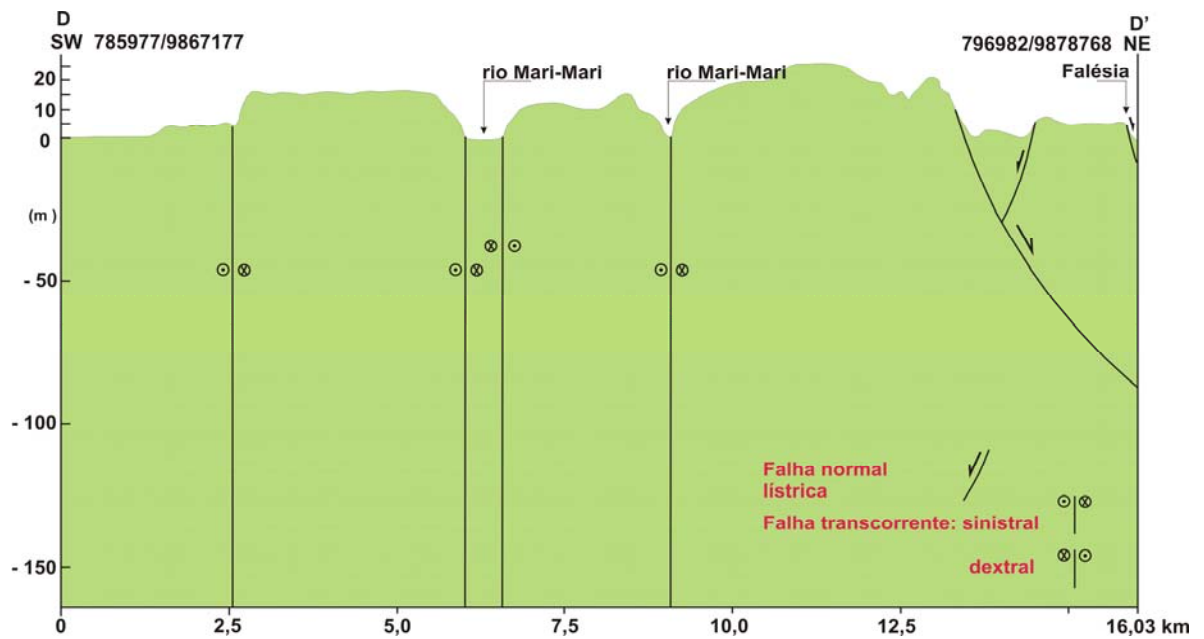
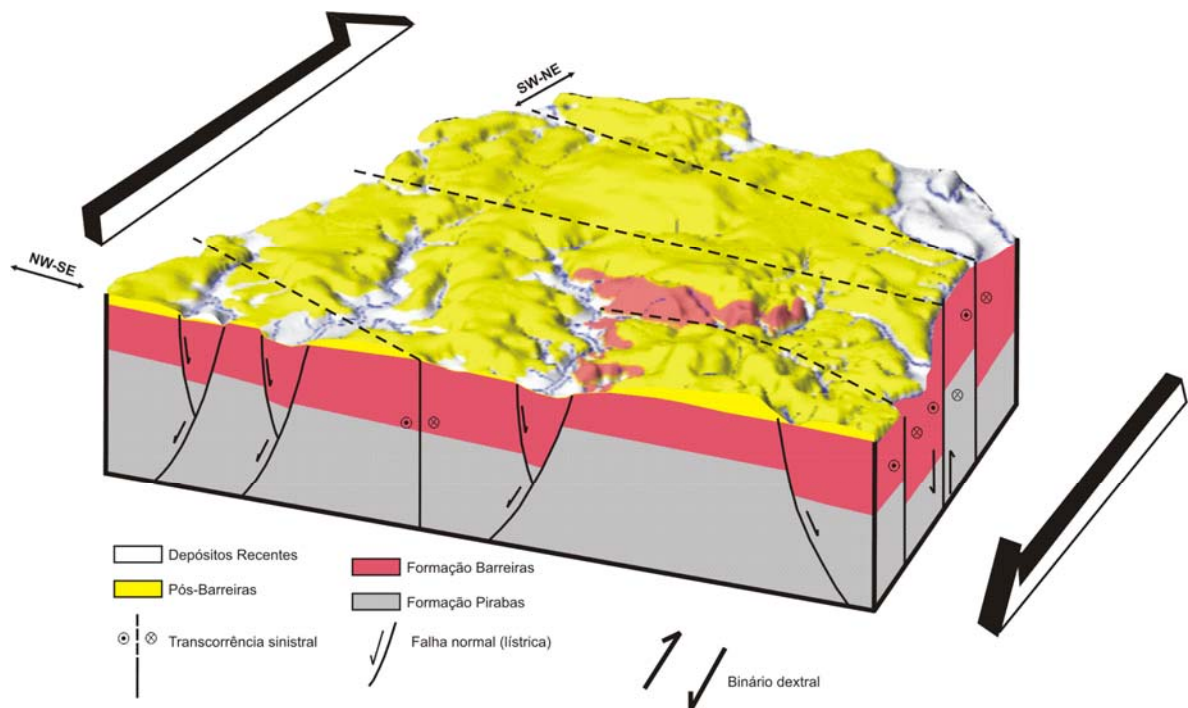


Figura 7.7 – Interpretação em subsuperfície das estruturas SW-NE, ilha de Mosqueiro. Perfil extraído da Figura 7.3.



**Figura 7.8 – Visão 3D do modelo *en échelon* em sistema transcorrente a partir das estruturas de *Riedel* interpretadas. MDT da ilha de Mosqueiro. Sedimentos Pós-Barreiras (amarelo), Formação Barreiras (vermelho) e Sedimentos Recentes (cinza claro).**

Os blocos morfoestruturais (Fig. 6.1), definidos regionalmente para a ilha, e a anomalia *Bouguer* (Fig. 5.5) mostram que o embasamento pré-Pirabas/Barreiras é, de certa forma, estruturado nas direções NE-SW e NW-SE. Provavelmente, essas estruturas controlaram, a partir do Oligoceno Superior, a deposição da Seqüência Pirabas-Barreiras, sendo NW-SE as falhas normais e NE-SW as de transferência, como referido por Costa et al. (1996).

Atualmente, essas direções apresentam uma situação invertida da época da sedimentação Pirabas-Barreiras em relação ao arranjo cinemático. As falhas de transferências dextrais NE-SW tornaram-se um segmento importante, deixando de ser meramente escape de tensões distensivas NE-SW (Fig. 3.6) a partir do Holoceno, para atuar como as principais estruturas na região enfocada. Isto permitiu a formação da baía de Marajó, por conseqüência da transgressão do mar no Holoceno (Soares Junior,

2002), facilitado pelo abatimento de blocos por falhas normais NE-SW, em virtude da ampliação dos esforços entre o extremo oriental da ilha de Marajó e a região ocidental do nordeste do Pará.

Sendo assim, as antigas falhas normais NW-SE deram lugar as destacadas falhas transcorrentes sinistrais NW-SE, e as antigas falhas transcorrentes NE-SW para as atuais falhas normais nesta mesma direção.



## 7.2 – MECANISMOS DE RECARGA / MODELO HIDROGEOLÓGICO CONCEITUAL

A integração dos resultados do estudo neotectônico, dos dados geofísicos e hidroquímicos, complementado com a análise da superfície potenciométrica permite elaborar para a área de Mosqueiro uma proposta conceitual inicial para o modelo hidrogeológico local.

As diferentes estruturas identificadas e suas respectivas direções implicam na compreensão do arranjo geométrico-espacial das diversas camadas em subsuperfície. Portanto, estas estruturas interferem na posição dos diversos aquíferos, através de blocos soerguidos, rebaixados e deslocados, os quais são fatores que influenciam fortemente no mecanismo de fluxo subterrâneo e nas condições de recarga.

A recarga dos aquíferos mais próximos da superfície se dá por infiltração direta da água da chuva, principalmente nas áreas de alto topográfico dos blocos. As linhas de fluxo direcionam-se para a baía de Marajó e convergem-se para os rios e igarapés principais da ilha, que são as áreas de descarga. Pode ocorrer no período de estiagem contribuição da rede hidrográfica na recarga dos aquíferos rasos.

Os deslocamentos verticais, tanto de falhas transcorrentes oblíquas (NW-SE) como de falhas normais NE-SW, provocaram a justaposição de camadas aquíferas a outras impermeáveis, interrompendo parcial ou totalmente o fluxo na horizontal (Fig. 7.9). Em outros casos, ocorre a comunicação de camadas aquíferas de profundidades diferentes. Estas circunstâncias foram verificadas na geometria das camadas em subsuperfície do Bloco 1A, extrapolação que pode ser feita para os outros blocos morfoestruturais da ilha. A partir desta situação, a recarga dos aquíferos intermediários é facilitada pelas estruturas, principalmente as trativas, que induzem a interconexão entre os aquíferos rasos e intermediários (Fig. 7.9).

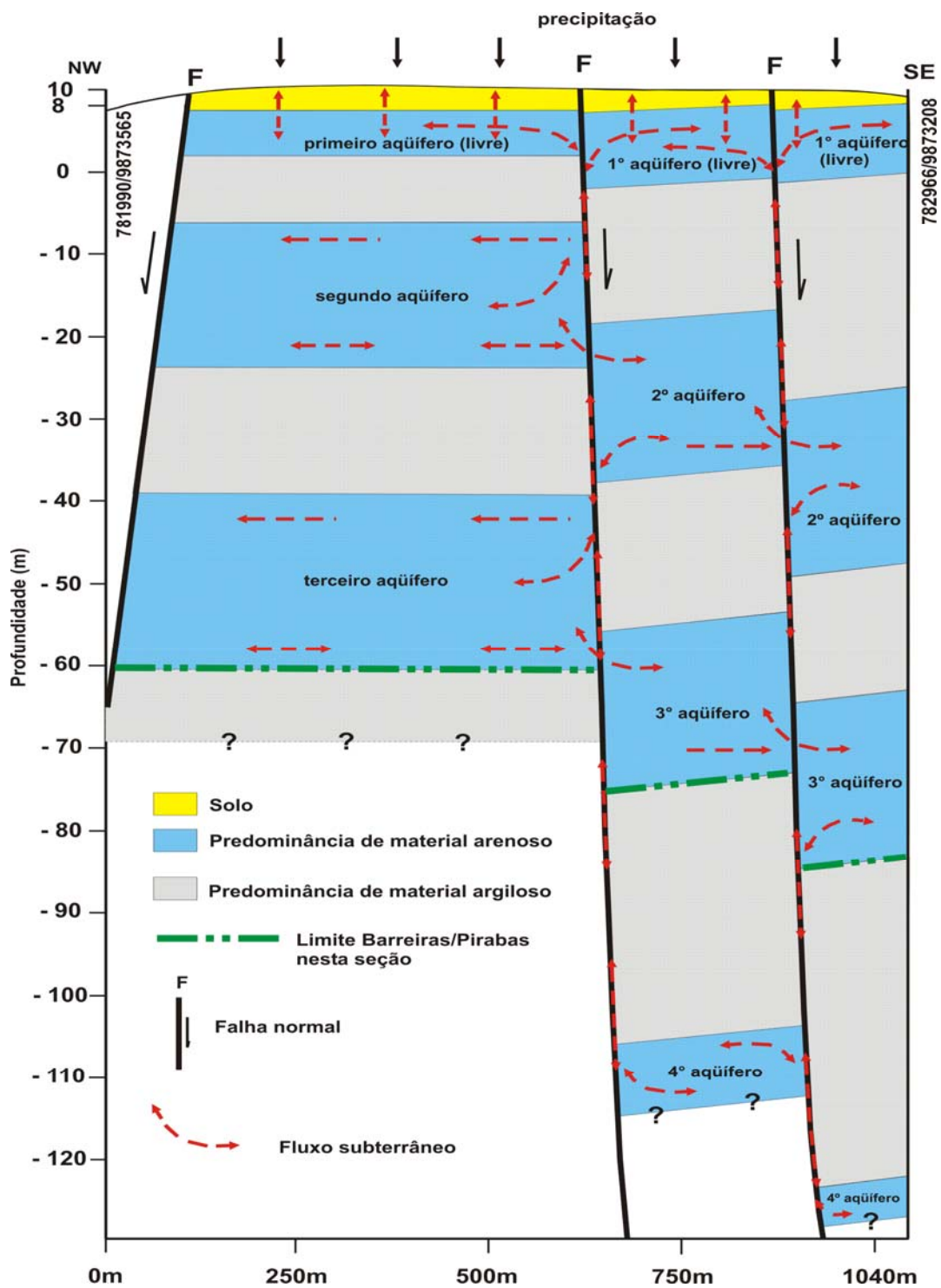


Figura 7.9 – Modelo proposto para o mecanismo de recarga e fluxo subterrâneo dos aquíferos rasos (infiltração direta) e intermediários (infiltração através de falhas trativas), da ilha de Mosqueiro. Perfil elaborado a partir da seção geolétrica da Figura 6.35.

A assinatura hidroquímica encontrada nos aquíferos rasos indica que há certa diferença entre alguns blocos. Uns com maior tendência a água bicarbonatada, cloretada e mista. É plausível que isso ocorra devido à comunicação entre os diversos aquíferos permitido pelas estruturas citadas. As águas bicarbonatadas seriam assinaturas de interação com as rochas da Formação Pirabas.

O sistema de fluxo subterrâneo seria do tipo local a intermediário e a sazonalidade, no período chuvoso, influencia fortemente na conexão hidráulica entre os aquíferos.

Na ilha de Mosqueiro os aquíferos Pirabas estão razoavelmente rasos em relação às outras áreas da RMB. No Bloco 1 a primeira camada predominantemente porosa destes aquíferos encontra-se a partir de 70 m de profundidade.

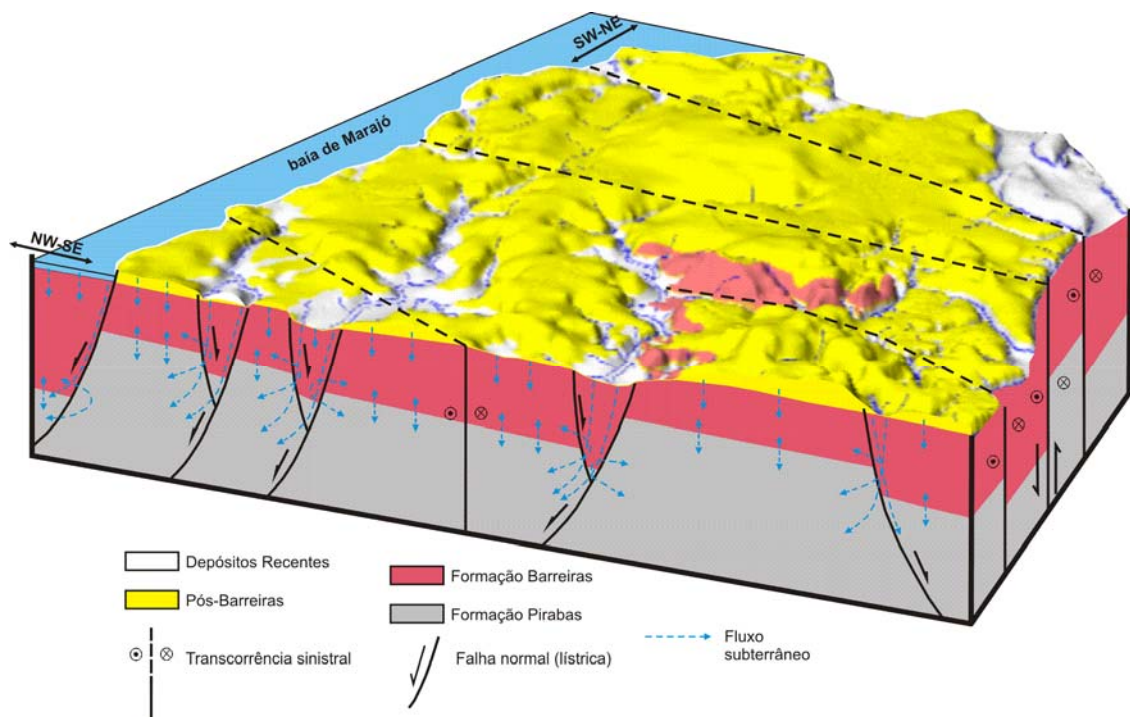
A situação da recarga dos aquíferos profundos do Pirabas pode estar vinculada a um esquema estrutural semelhante ao da Figura. 7.9 ou ainda mais complexo. A principal recarga está ligada às zonas mais abatidas, de direção NE-SW, que correspondem os vales dos rios Pratiquera, Mari-Mari e outros cursos d'água, e da mesma forma ocorre contribuição exterior relativo à baía de Marajó. Elas possuem as principais estruturas condutoras de água da superfície para os aquíferos Pirabas.

Os aquíferos confinados do Pirabas, situados a partir de 200 m de profundidade na ilha, podem estar sendo recarregados por essas zonas distensivas (NE-SW). Se esse não for o caso, as águas infiltradas teriam que atravessar várias camadas argilosas (impermeáveis) até alcançar camadas arenosas acumuladoras de água naquelas profundidades, o que parece improvável. Outra possibilidade de recarga seria onde ocorrem afloramentos das rochas permoporosas da Formação Pirabas, localizada na região do Salgado paraense a mais de 150 km da RMB. Mas, torna-se pouco provável que essa área seja a principal fonte de recarga dos aquíferos Pirabas, devido à complexidade que seria o fluxo subterrâneo influenciado pela tectônica que afeta aquela área, assim como todo o nordeste paraense.

De acordo com o modelo de mecanismo de fluxo e recarga proposto para os aquíferos confinados do Pirabas da ilha, a água meteórica, adicionada à contribuição de água fluvial da baía de Marajó, infiltra-se no subsolo, penetra e interage com as diversas camadas de distintas profundidades, ativamente por meio de fraturas/falhas

não preenchidas e, secundariamente, pelos poros, principalmente nas áreas distensivas, que servem como condutores na conexão vertical.

A existência de vários blocos de diversas dimensões limitados por falhas, algumas trativas, permite a mistura de água e a drenança influenciadas pelo comportamento hidráulico sazonal entre aquíferos raso, intermediário e profundo por diferença de pressão hidrostática. Isso implica dizer que as águas dos aquíferos, considerados em alguns trabalhos anteriores como sistemas Pós-Barreiras, Barreiras e Pirabas, equivalem a um único sistema hidrogeológico regional com complexos mecanismos de circulação e de hidrodinâmica, onde esses aquíferos, de certo modo, estão inter-relacionados (Fig. 7.10).



**Figura 7.10 – Modelo para o mecanismo de recarga e fluxo subterrâneo dos aquíferos profundos. A conexão deles com os aquíferos rasos e intermediários, imposto por diferença de pressão hidrostática, permitem propor um único sistema hidrogeológico regional. Sedimentos Pós-Barreiras (amarelo), Formação Barreiras (vermelho) e Sedimentos Recentes (cinza claro). Ilha de Mosqueiro.**

Sendo isto a realidade, é de se esperar um possível comprometimento dessas águas a contaminação. Logo, o entendimento dessa inter-relação é um fator crucial na preservação desse recurso hídrico. Esse arranjo, assim estabelecido, tem grande implicação hidrogeológica local, por serem os aquíferos Pirabas os que possuem as maiores vazões (produção) e também por serem considerados isentos de contaminação.

## CAPÍTULO VIII CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

---

Os resultados integrados a partir das diferentes ferramentas adotadas permitiram formular as conclusões a seguir:

- A técnica de análise do microrrelevo a partir do mapa residual topográfico serviu para associar com altos e baixos estruturais, permitindo investigar estruturas rasas (morfotectônicas);
- A ilha de Mosqueiro foi individualizada em 12 compartimentos estruturais, controlados por estruturas principais NE-SW e NW-SE;
- As análises morfoestrutural e gravimétrica indicam que esses compartimentos estão arranjados em blocos desnivelados e rotacionados;
- A gravimetria revelou duas áreas fortemente abatidas: uma entre o rio Murubira e o igarapé Cajueiro, e a outra situada a SSW da ilha sob o curso do rio Mari-Mari. A primeira corresponde ao bloco estrutural 2, e a segunda ao limite entre os blocos 6 e 8. São as áreas que apresentam a maior espessura sedimentar, embutidas em grabens;
- As direções principais penetrativas identificadas na ilha de Mosqueiro são as de N60°-80°E, N30°-50°W e N-S, que são estruturas morfotectônicas, representando respectivamente fraturas sintéticas (R - falha dextral), fraturas antitéticas (R' - falha sinistral) e fraturas do tipo P do modelo de *Riedel*;
- A ilha de Mosqueiro é afetada por regime transcorrente, onde os eixos de tensões compressivo e distensivo estão posicionados respectivamente nas direções NE-SW e NW-SE. Os tensores que controlam o feixe de falhas transcorrentes dextrais NE-SW, que passa em frente de Belém são os mesmos que dominam na região de Mosqueiro;

- Com base na predominância de falhas transcorrentes sinistrais NW-SE e normais NE-SW, a tectônica da ilha de Mosqueiro se encaixa em um modelo *en échelon* de sistema transcorrente, induzido por um binário dextral NE-SW. Esse modelo pode ser extrapolado para outras regiões adjacentes;
- Os principais rios e igarapés de direção NE-SW estão situados em áreas extensionais;
- No início da deposição da Seqüência Barreiras-Pirabas no Oligoceno Superior, as estruturas NE-SW e NW-SE tinham respectivos caráter: transcorrente e normal. No Holoceno, as NE-SW assumiram condições de falhas normais, com comportamento lístrico, e as NW-SE de falhas transcorrentes;
- A superfície potenciométrica dos aquíferos rasos, na região ocidental da ilha, acompanha aproximadamente a superfície do terreno e, de certo modo, é controlada pelo arranjo dos blocos estruturais;
- Na região ocidental da ilha, as linhas de fluxos convergem para as drenagens dos rios e igarapés principais, além da baía de Marajó, que são as áreas de descargas dos aquíferos rasos;
- As rochas porosas do Pós-Barreiras e Barreiras constituem na porção superior os aquíferos rasos da Iha de Mosqueiro;
- O aspecto geométrico dos aquíferos do Sub-bloco 1A é o de camadas contínuas, às vezes lenticulares, interrompidas principalmente por falhas lístricas NE-SW e transcorrentes sinistrais NW-SE. Nos outros blocos a situação deve ser assemelhada;
- As falhas transcorrentes oblíquas e as normais provocaram deslocamentos verticais de 20 m ou mais. As mesmas colocaram, lado a lado, camadas aquíferas e impermeáveis, obliterando o fluxo na horizontal. Por outro lado, aquíferos que eram de profundidades distintas estão hoje ladeados;

- Na ilha de Mosqueiro as águas subterrâneas rasas, analisadas no período mais chuvoso, tiveram em seus parâmetros físico-químicos como pH, condutividade elétrica e dureza os maiores valores encontrados no Bloco 1. Estas características podem indicar águas que interagem com camadas da Formação Pirabas, já que no Bloco 1 elas são encontradas a partir de 45 m de profundidade. Isso indica que a sazonalidade influencia na mistura de água entre os aquíferos, sendo mais pronunciada no período chuvoso;
- Os aquíferos rasos têm suas recargas feitas a partir de infiltração direta de água meteórica. Os aquíferos intermediários têm suas recargas feitas a partir de infiltração indireta de água meteórica, tendo como condutores as estruturas trativas, que servem de interconexão com os aquíferos rasos e possivelmente com os profundos;
- A recarga dos aquíferos profundos do Pirabas é complexa. As principais zonas de recarga são as áreas de falhas normais, de direção NE-SW, que no interior da ilha correspondem aos vales dos rios Pratiqara, Mari-Mari e alguns cursos d'água secundários. Outra contribuição possível, mas externa, é a área da baía de Marajó que deve conter falhas distensivas capazes de introduzir águas superficiais;
- A desordem provocada por interseções de falhas transcorrentes e normais nos aquíferos facilitou a conexão hidráulica entre eles. Os deslocamentos verticais encontrados nas zonas trativas/transtensivas, limitantes dos diversos blocos, permitem a mistura de águas dos aquíferos presentes nas unidades sedimentares Pós-Barreiras, Barreiras e Pirabas por diferença de pressão hidrostática. Esta situação admite propor que a ilha de Mosqueiro está inserida em um único sistema hidrogeológico regional, onde os aquíferos se inter-relacionam por meio de desnivelamento de vários blocos de diferentes dimensões;
- Na política de gestão hídrica integrada e no Plano Diretor da Prefeitura de Belém, além da preocupação em relação à preservação dos mananciais superficiais da ilha de Mosqueiro, por meio da poluição antropogênica, nas denominadas áreas de proteção ambiental, devem ser consideradas também todas as áreas de drenagens de direção NE-SW, que são importantes condutoras de água para os aquíferos. Com isso se



resguardará os mananciais subterrâneos de problemas de contaminação que possam vir a acontecer, principalmente os profundos, os quais na RMB oferecem as maiores vazões e a melhor qualidade de água, portanto um bem estratégico. Uma vez contaminado torna-se muito difícil inverter esta situação, além de ser oneroso.

Como recomendações para trabalhos posteriores, sugerem-se:

- Estudo de isótopos estáveis como de Oxigênio, tanto de água superficial como das águas da chuva e subterrânea, para caracterizar a relação das mesmas e verificar o tempo de trânsito das águas em subsuperfície. Utilização de isótopo instável de Hidrogênio (Trítio) para estimar a idade da água;
- A partir de teste de bombeamento, verificar se é possível detectar a existência de conexão vertical entre os aquíferos Barreiras e Pirabas.
- Avaliação hidroquímica subterrânea com um número maior de amostras para um estudo mais minucioso entre os blocos estruturais;
- Estudo geofísico com o *Ground Penetrating Radar* (GPR) para melhor modelar as estruturas trativas e compressionais em subsuperfície, até a profundidade onde o método detectar.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

---

- ABREU, F. A. M. & LESQUER, A. 1985. Considerações sobre o Pré-Cambriano da região sul-sudoeste do Craton São Luís. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2., Belém. *Anais...* Belém: SBG. p. 7-21.
- ACKERMANN, F. L. 1964. Geologia e fisiografia da região bragantina – Estado do Pará. *Cadernos da Amazônia*, 21 (2): 1-90.
- ACKERMANN, F. L. 1969. *Esboço para a geologia entre a cidade de Belém e Atlântico - rio Guamá*. Belém, Imprensa Universitária – Universidade do Pará. 79 p.
- ACKERMANN, F. L. 1976. *A Formação Pirabas, sua evolução e interpretação*. Belém, Imprensa Universitária – Universidade federal do Pará. 83p.
- ALMARAZ, J. S. U. & FORMOSO, M. L. L. 1971. Contribuição ao ambiente da Formação Pirabas – mineralogia de argilas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25., São Paulo. *Anais...* São Paulo: SBG. p. 247-264.
- ALLMENDINGER, R. W. 1999. **Introduction to structural geology**. Cornell: Department of Geological Sciences, Cornell University. 279 p. Disponível em: [http://www.geo.cornell.edu/geology/classes/RWA/GS\\_326/Media/lecture\\_01-20.pdf](http://www.geo.cornell.edu/geology/classes/RWA/GS_326/Media/lecture_01-20.pdf). Acesso em: 12 abr. 2008.
- ANDERSON, E. M. 1942. *The dynamics of faulting*. Edinburgh, Oliver and Boyd. 183p.
- ARAI, M.; UESUGUI, N.; ROSSETTI, D. F.; GOÉS, A. M. 1988. Considerações sobre a idade do Grupo Barreiras no nordeste do Estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., Belém. *Anais...* Belém: SBG. v. 2, p. 738-752.
- ARAI, M.; TRUCHENBRODT, W.; NOGUEIRA, A. C. R.; GÓES, A. M.; ROSSETTI, D. 1994. Novos Dados sobre a estratigrafia e ambiente deposicional dos Sedimentos Barreiras, NE do Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4., Belém. *Anais...* Belém: SBG. p. 185-187.
- ASTIER, J. L. 1975. *Geofísica aplicada a la hidrogeologia*. Madrid, Paraninfo. 344p.
- ASSUNPÇÃO, M. 1992. A regional stress field in South America. *Journal of Geophysical Research*, 97: 11889-11903.

- BARROS, A. E. F. 2004. *Contribuição ao conhecimento geoquímico de perfil litológico com ênfase para a matéria orgânica associada ao substrato geológico (ilha de Mosqueiro, PA)*. Belém: Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 111p. (Dissertação de Mestrado).
- BEMERGUY, R. L. & COSTA, J. B. S. 1991. Considerações sobre os sistemas de drenagem na Amazônia e sua relação com o arcabouço tectono-estrutural. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi* (Série Ciências da Terra), 3: 75-97.
- BEMERGUY, R. L.; COSTA, J. B. S.; HASUI, Y.; BORGES, M. S. 1995. Tectônica e paleogeografia da calha do rio Amazonas. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 5., Gramado. *Anais...* Porto Alegre: SBG. p. 419-420.
- BENSON, A. K, PAYNE, K. L; STUBBEN, M. A. Mapping groundwater contamination using dc resistivity and VLF geophysical methods - a case study. *Geophysics*, 62: (1): 80-86.
- BLOOM, A. L. 1978. *Tectonic analysis of Late Cenozoic landforms*. New Jersey, Prentice Hall. p. 28-53.
- BORGES, M. S. & ANGÉLICA, R. S. 1986. *Levantamento geológico da ilha de Mosqueiro – Estado do Pará*. Belém: Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 34p. (Relatório de Iniciação Científica).
- BORGES, M. S.; CAVALCANTE, L. M.; EBERT, H. D.; BEMERGUY, R. L.; COSTA, J. B. 1997. Aspectos geomorfológicos e modelagem digital de terreno de área entre as praias do Farol e Paraíso – ilha de Mosqueiro, nordeste do Pará. *Geociências*, 16 (2): 626-643.
- BORGES, M. S.; COSTA, J. B. S.; BERMEGUY, R. L.; FERNANDES, J. M. G.; COSTA, M. L.; HASUI, Y. 1995a. Evolução neotectônica da região nordeste do Estado do Pará. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 5., Gramado. *Anais...* Porto Alegre: SBG. p. 421-422.
- BORGES, M. S.; COSTA, J. B. S.; BERMEGUY, R. L.; PARANHOS JÚNIOR, C. A.; HASUI, Y. 1995b. A esculturação da paisagem do litoral do norte do Brasil e sua relação com movimentos neotectônicos do Quaternário. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 5., Gramado. *Anais...* Porto Alegre: SBG. p. 423-424.
- BRAGA, A. C. O. **Métodos geoeletricos aplicados**. 2007. Disponível em: <http://ns.rc.unesp.br/igce/aplicada/geoeletricos-V3> . Acesso em: 20 abr. 2007.
- BULL, W. B. & WALLACE, R. E. 1985. Tectonic geomorphology. *Geology*, 13: 216.

- CABRAL, N. M. T & MAIA, L. M. 2006. Comportamento hidrogeoquímico das águas do aquífero Barreiras nos bairros centrais de Belém, Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, (Ciências Naturais)*, 1 (1): 149-166. Disponível em 06 jul. 2008. Acesso em: <http://marte.museu-goeldi.br/seer/index.php/boletimnaturais/article/view/36/61>
- CAVALCANTE, L. M. 1997. *Contribuição à geologia da margem NW da ilha de Mosqueiro, nordeste do Estado do Pará*. Belém: Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 49p. (Trabalho de Conclusão de Curso).
- COMPANHIA DE DESENVOLVIMENTO E ADMINISTRAÇÃO DA ÁREA METROPOLITANA DE BELÉM (CODEM). 1998. *Levantamento aerofotogramétrico da área urbana e de expansão de Belém – Ortofotocarta Escala 1: 2.000*. CD-ROM.
- CORDANI, U. G.; BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A.; PORTO, R.; THOMAZ, F. A.; CUNHA, F. M. 1984. Estudo preliminar da integração do Pré-Cambriano com eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. *Série Ciência-Técnica-Petróleo (Seção Exploração de Petróleo)*, 15: 70.
- COSTA, F. R. 2004. *Influência da neotectônica sobre os arranjos geométricos dos aquíferos na Região Metropolitana de Belém – Estado do Pará*. Belém: Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 171p. (Dissertação de Mestrado).
- COSTA, J. B. S. 1996. A neotectônica na Amazônia. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5., Belém. *Anais...* Belém: SBG. p.35-38.
- COSTA, J. B. S.; BERMEGUY, R. L.; HASUI, Y.; BORGES, M. S.; FERREIRA JÚNIOR, C. R. P.; BEZERRA, P. E. L.; COSTA, M. L.; FERNANDES, J. M. G. 1996. Neotectônica da região amazônica: aspectos tectônicos, geomorfológicos e deposicionais. *Geonomos*, 4 (2): 23-44.
- COSTA, J. B. S.; BORGES, M. S.; BERMEGUY, R. L.; FERNANDES, J. M. G.; COSTA JÚNIOR, P. S.; COSTA, M. L. 1993. Evolução cenozóica da região de Salinópolis, nordeste do Estado do Pará. *Geociências*, 12 (2): 373-396.
- COSTA, J. B. S.; BORGES, M. S.; BERMEGUY, R. L.; IGREJA, H. L. S.; PINHEIRO, R. V. L. 1991. Aspectos da tectônica cenozóica da região do Salgado, litoral NE do Estado do Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 3., Belém. *Anais...* Belém: SBG. p. 156-165.
- COSTA, J. B. S & HASUI, Y. 1997. O Pré-Cambriano da região amazônica do Brasil. In: SIMPOSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTONICOS, 6., Pirenópolis. *Anais...* Brasília: SBG. p. 39-41.
- COSTA, J. B. S. & HASUI, Y. 1997. Evolução geológica da Amazônia. In: COSTA, M. L. & ANGÉLICA, R. S. (Coord.). *Contribuições à geologia da Amazônia*. Belém: FINEP/SBG. p 15-90.

- COSTA, J. B. S.; HASUI, Y.; BEMERGUY, R. L.; SOARES JR, A. V.; VILLEGAS, J. M. M. 2002. Tectonics and paleogeography of the Marajó Basin, northern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 74 (3): 519-531.
- COSTA, J. B. S.; HASUI, Y.; BORGES, M. S.; BEMERGUY, R. L.; SAADI, A.; COSTA Jr., P. S. 1994. Arcabouço tectônico Meso-Cenozóico da região da calha do Amazonas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4., Belém. *Anais...* Belém: SBG. p. 47-50.
- COSTA, J. B. S.; HASUI, Y.; BEMERGUY, R. L.; BORGES, M. S.; COSTA, A. R.; TRAVASSOS, W.; MIOTO, J. A.; IGREJA, H. L. S. 1993. Aspectos fundamentais da neotectônica na Amazônia Brasileira. In: SIMPÓSIO INTERNACIONAL DO QUATERNÁRIO DA AMAZÔNIA, 1., Manaus. *Anais...* Manaus: SBG. p. 103-106.
- COSTA, J. L & RICCI, P. S. F. 2000. Estratigrafia da Folha SA. 23-V-C. In: COSTA, J. L. (Org.). *Programa levantamentos geológicos básicos do Brasil, Castanhal, Folha SA. 23-V-C, Estado do Pará*, Escala: 1: 250.000. Brasília, CPRM - Serviço Geológico do Brasil do Brasil. p. 13-54.
- COSTA, M. L. 1991. Aspectos geológicos dos lateritos da Amazônia. *Revista Brasileira de Geociências*, 21 (12): 146-160.
- COSTA, M. L. 1994. Goethitização como processo de fossilização em ambiente supergênico. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4., Belém. *Anais...* Belém: SBG. p. 250-253.
- COSTA, M. L.; ANGÉLICA, R. S.; AVELAR, J. O. G. 1991. Outeiro e Mosqueiro: exemplos de evolução laterítica imatura. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 3., Belém. *Anais...* Belém: SBG. p. 479-493.
- COSTA, M. L. & HORBE, A. M. C. 1995. Pedras de ferro de interface areia-argila no perfil laterítico da ilha de Mosqueiro (região Norte do Brasil). *Caderno de Geociências - IBGE*, 14:61-68.
- COSTA, T. C. D. 2001. *Análise crítica das metodologias gerais de mapeamento geotécnico visando formulação de diretrizes para a cartografia geotécnica no trópico úmido e aplicação na Região Metropolitana de Belém, escala 1: 50.000*. V1. Belém: Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 256p. (Tese de Doutorado).
- COSTA, W. J. P. & EL-ROBRINI, M. 1992. Evolução morfoestrutural de uma ilha estuarina: ilha de Mosqueiro - baía de Marajó – norte/Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., São Paulo. *Anais...* São Paulo: SBG. v.1, p.197.
- CUSTODIO, E. 1983. Hidrogeoquímica. In: CUSTODIO, E. & LLAMAS, M. R. (Eds.). *Hidrologia Subterrânea*. 2 ed. Barcelona, Omega. p. 1007-1095.

- DEFFONTAINES, B. & CHOROWICZ, J. 1991. Principles of drainage basin analysis from multisource data: application to the structural analysis of the Zaire Basin. *Tectonophysics*, 194: 237-263.
- DELGADO, I. M.; SOUZA, J. D.; SILVA, L. C.; SILVEIRA FILHO, N. C.; SANTOS, R. A.; PEDREIRA, A. J.; GUIMARÃES, J. T.; ANGELIM, L. A.; VASCONCELOS, A. M.; GOMES, I. P.; LACERDA FILHO, J. V.; VALENTE, C. R.; PERROTTA, M. M.; HEINECK, C. A. 2003. Geotectônica do Escudo Atlântico. In: BIZZI, L. A. et al. (Eds.). *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*. Brasília, CPRM. p. 227-334.
- DUREN, R.; WONG, BRECKENRIDGE, B.; SHAFFER, S.; DUNCAN, C.; TUBBS, E.; SALOMON, P. 1998. Metrology, altitude and orbit determination for spaceborne interferometric synthetic aperture radar. In: SPIE AEROSENSE CONFERENCE ON ACQUISITION, TRACKING AND POINTING, 12. Disponível em: [http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/spie\\_1998.pdf](http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/spie_1998.pdf). Acesso em: 17 jul. 2006.
- EBERT, H. D. & BUENO, J. M. R. 1998. Modelo digital de terreno e geológico tridimensional da Folha de Rio Claro (1: 50.000). *Geociências*, 17 (2): 469-486.
- FEITOSA, E. C. 2000. Pesquisa de água subterrânea. In: FEITOSA, F. A. C. & MANOEL FILHO, J. (Coord.). *Hidrogeologia: conceitos e aplicações*. 2. ed. Fortaleza, CPRM- REFO. p. 53-80.
- FERNANDES, J. M. G. & TÁVORA, V. A. 1990. Estudo dos foraminíferos da Formação Pirabas (Mioceno Inferior) precedentes do furo CB-UFPA-P1 (85), município de Capanema, Estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., Natal. *Anais...* Natal: SBG. v. 1, p. 470-475.
- FERREIRA, C. S. 1966. Características litopaleontológicas na Formação Pirabas, Estado do Pará. In: CONFERÊNCIA GEOLÓGICA DAS GUIANAS, 6., Belém. *Anais...* Rio de Janeiro: Avulso da Divisão de Geologia e Mineralogia. v. 41, p. 101-111.
- FERREIRA, C. S. 1977. Fácies da Formação Pirabas: novos conceitos de ampliações. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 49 (2): 353p.
- FERREIRA, C. S. 1980. Correlação da Formação Pirabas (Mioceno Inferior), N e NE do Brasil, com as formações Chipola e Tampa da península da Flórida, USA. In: CONGRESSO LATINOAMERICANO DE PALEONTOLOGIA, 1., Buenos Aires. *Atas*. Buenos Aires: Asociacion Paleontologica Argentina. p. 49-55.
- FERREIRA, C. S. 1982. Notas estratigráficas sobre o Cenozóico marinho do Estado do Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1., Belém. *Anais...* Belém: SBG. p. 84-88.

- FERREIRA, C. S. & CUNHA, O. R. 1957. Notas sobre a Formação Pirabas com descrição de novos intervalos fósseis I (Mollusca-Gastropoda). *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Nova Série Geologia*, 2: 1-61.
- FERREIRA, C. S. & FRANCISCO, B. H. R. 1988. As relações da Formação Pirabas (Oligoceno-Mioceno) com as formações continentais terciárias do NE do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., Belém. *Anais...* Belém: SBG. v. 2, p. 761-764.
- FERREIRA, C. S.; VILCALVI, M. A.; MACEDO, A. C. M. 1984. Os limites meridionais da bacia de Pirabas, Estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., Rio de Janeiro. *Anais...* Rio de Janeiro: SBG. v. 1, p. 326-329.
- FETTER, C. W. 2001. *Applied hydrogeology*. 4 ed. New Jersey, Prentice Hall. 598p.
- FOSTER, S. S. D & HIRATA, R. C. A. 1988. *Groundwater pollution risk assessment: a methodology using available data*. Lima: WHO – PAHO – CEPIS Technical Report. 73p.
- FREEZE, R. A. & CHERRY, J. A. 1979. *Groundwater*. New Jersey, Prentice Hall. 604p.
- GÓES, A. M.; ROSSETTI, D. F.; NOGUEIRA, A. C. R.; TOLEDO, P. M. 1990. Modelo deposicional preliminar da Formação Pirabas no nordeste do Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, 2: 3-15.
- GÓES, A. M. & TRUCKENBRODT, W. 1980. Caracterização faciológica e interpretação ambiental dos sedimentos Barreiras na região bragantina, nordeste do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., Camboriú. *Anais...* Camboriú: SBG. v. 2, p. 766-771.
- HASUI, Y. 1990. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. In: WORKSHOP SOBRE NEOTECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO CONTINENTAL CENOZÓICA NO SUDESTE DO BRASIL, 1., Belo Horizonte. *Boletim*. Belo Horizonte: SBG. p. 1-31.
- HASUI, Y. 1996. Evolução geológica da Amazônia. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5., Belém. *Anais ...* Belém: SBG. p. 31-34.
- HEATH, R. C. 1983. *Hidrologia básica de água subterrânea (Geological Survey water supply paper 2220)*. North Carolina, United States Geological Survey. 84p.
- HEM, J. D. 1985. *Study and interpretation of the chemical characteristics of natural water (Water-Supply Paper 2254)*. 3 ed. Alexandria, U. S. Geological Survey. 263p.
- INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). 2000. *Censo Demográfico*. Belém.

- IGREJA, H. L. S.; ALVES, R. J.; COSTA JÚNIOR, P. S.; COSTA, J. B. S. 1990. Estudos neotectônicos nas ilhas de Outeiro e Mosqueiro – NE do Estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., Natal. *Anais ...* Natal: SBG. v. 5, p. 2110-2123.
- INSTITUTO GEOLÓGICO E MINEIRO (IGM). 2003. *Água subterrânea: conhecer para preservar o futuro*. Disponível em: [http://www.igm.pt/edicoes\\_online/diversos/agua\\_subterranea/indice.htm](http://www.igm.pt/edicoes_online/diversos/agua_subterranea/indice.htm). Acesso em: 21 fev. 2003.
- KATZER, F. 1933. Geologia do Estado do Pará (Brasil). *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi de História Natural e Etnografia*, 9: 1 – 260.
- KELLER, E. & PINTER, N. 1996. *Active tectonics: earthquake, uplift and landscape*. New Jersey, Prentice Hall. 338p.
- KELLER, G. V. 1988. Rock and mineral properties. In: NABIGHIAN, M. N. (Ed.). *Electromagnetic methods in applied geophysics - theory*. Tulsa, Society of Exploration Geophysicists. p. 13-51.
- KLEIN, E. L.; PALHETA, E. S. M.; PINHEIRO, B. L. S.; MOURA, C. A.; ABREU, F. A. M. 2005. Sistematização da litoestratigrafia do Cráton São Luís e do Cinturão Gurupi. *Revista Brasileira de Geociências*, 35 (3): p. 415-418.
- KLEIN, E. L.; MOURA, C. A.; KRYMSKY, R. S.; GRIFFIN, W. L. 2005. The Gurupi Belt, northern Brazil: lithostratigraphy, geochronology, and geodynamic evolution. *Precambrian Research*, 141: 83-105.
- LLAMAS, M. R. & GALOFRÉ, A. 1983. Conceptos básicos y definiciones. In: CUSTODIO, E. & LLAMAS, M. R. (Eds.). *Hidrología subterrânea*. 2. ed. Barcelona, Omega. p. 249-280.
- LANDIM, P. M. B. 1998. *Análise estatística de dados geológicos*. São Paulo, Fundação UNESP. 226p.
- LANDIM, P. M. B.; MONTEIRO, R. C.; CORSI, A. C. 2002. *Introdução à confecção de mapas pelo software Surfer*. Rio Claro, DGA – IGCE – UNESP. (Texto Didático 8). 21p. Disponível em: <http://www.rc.unesp.br/igce/aplicada/textodi.html>. Acesso em: 22 out. 2007.
- LANDIM, P. M. B.; CORSI, A. C. 2001. *Cálculo de superfícies de tendência, por regressão polinomial, pelo Surfer 6*. Rio Claro, DGA – IGCE - UNESP. 11p. (Texto Didático 5). Disponível em: <http://www.rc.unesp.br/igce/aplicada/textodi.html>. Acesso em: 19 out. 2006.



- LIMA, O. A. L. 1993. Geophysical evaluation of sandstone aquifers in the Recôncavo-Tucano basin, Bahia, Brasil. *Geophysics*, 58: 1689–1702.
- LUIZ, J. G. & SILVA, L. M. C. 1995. *Geofísica de prospecção*. Belém, CEJUP LTDA. 311p.
- LUIZ, J. G. & VERMA, O. P. 1990. *Levantamento geofísico – ilha de Mosqueiro – Pará*. Relatório técnico – Laboratório de Prospecção Geofísica - Departamento de Geofísica – Centro de Geociências - UFPA. 19p.
- MANOEL FILHO, J. 2000. Ocorrências das águas subterrâneas. In: FEITOSA, F. A. C. & MANOEL FILHO, J. (Coord.). *Hidrogeologia: conceitos e aplicações*. 2. ed. Fortaleza, CPRM-REFO. p. 13-33.
- MATTA, M. A. S. 2002. *Fundamentos hidrogeológicos para gestão integrada de recurso hídricos da região de Belém/Ananindeua – Pará, Brasil*. Belém: Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 292p. (Tese de Doutorado).
- MATTOS, J. T.; BALIEIRO, M. G.; SOARES, P. S.; BARCELLOS, P. E.; MENESES, P. R.; CSORDAS, S. M. 1982. *Análise morfoestrutural com o uso de imagens MSS-LANDSAT e radar para pesquisa de hidrocarbonetos no Estado de São Paulo*. São José dos Campos, INPE, RTR/015. 167p.
- MESCHERIKOV, Y. A. 1968. Neotectonics. In: FAIRBRIDGE, R. W. (Ed). *Encyclopaedia of Geomorphology*. New York, Reinhold. p. 768-733.
- MIOTO, J. A. 1993. *Sismicidade e zonas sismogênicas do Brasil*. Rio Claro: Universidade Estadual Paulista. Instituto de Geociências e Ciências Exatas. 276p. (Tese de Doutorado).
- MINNS, S. A. 1993. **Conceptual model of local e regional ground-water flows in the eastern Kentucky Coal Field**. Thesis (Master) - University of Kentucky, Lexington. 194p. Disponível em: [http://kgsweb.uky.edu/olops/pub/kgs/t06\\_11.pdf](http://kgsweb.uky.edu/olops/pub/kgs/t06_11.pdf). Acesso em: 02 mai. 2007.
- MIRANDA, E. E. & COUTINHO, A. C. 2004. **Brasil visto do espaço, Campinas, EMBRAPA, monitoramento por satélite**. Disponível em: <http://www.cdbrasil.cnpm.embrapa.br>. Acesso em: 23 fev. 2007.
- MÖBUS, G. **Programa para análise da qualidade de água**. Fortaleza, Fundação Cearense Meteorologia e Recursos Hídricos (FUNCEME). Disponível em: <http://www.funceme.br/DEHID/index.htm>. Acesso em: 11 abr. de 2007.
- MONTEIRO, E. C.; LUCZINSKI, E.; SOUZA, P. G. N. 1992. *Mapeamento geológico da ilha de Mosqueiro/PA (Projeto Nordeste do Pará)*. Belém: Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 116p. (Relatório de Estágio de Campo III).

- MORAES, M. C. S. 1999. *Avaliação do regime de precipitação na região de Belém (RMB) e sua relação com a hidrologia subterrânea*. Belém: Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 45p. (Trabalho de Conclusão de Curso).
- NATIONAL AERONAUTICS AND SPACE ADMINISTRATION (NASA). 2006. **Shuttle radar topography mission (SRTM) – the mission to map the world**. Disponível em: <http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/>. Acesso em: 17 jul. 2006.
- O'LEARY, D. W.; FRIEDMAN, J. D.; POHN, H. A. 1976. Lineament, linear, lineation: some proposed new standarts for old terms. *Geological Society of America Bulletin*, 87: 1463-1469.
- OLIVEIRA, J. R. 2001. *Projeto estudos hidrogeológicos da região metropolitana de Belém e adjacências*. Belém, CPRM (SUREG-BE). 110p. 1 CD-ROM.
- ORELLANA, E. 1972. *Prospeccion geoeletrica en corriente continua*. Madrid, Paraninfo. 532p.
- OUCHI, S. 1982. Response of alluvial rivers to slow active tectonic movement. *Geological Society of America Bulletin*, 96: 504-515.
- OVERMEEREN, R. A. V. 1989. Aquifer boundaries explored by geoelectrical measurements in the coastal plain of Yeman: a case of equivalence. *Geophysics*, 54: 38–48.
- PALHA, W. S. M. & CARVALHO, A. S. 2005. Extração automática de lineamentos e análise neotectônica preliminar da região hidrográfica centro amazonense utilizando dados de interferometria de radar. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 12., 2005, Goiânia. **Anais eletrônicos ...** São José dos Campos. Disponível em: <http://marte.dpi.inpe.br/col/ltid.inpe.br/sbsr/2004/11.20.19.31/doc/1839.pdf>. Acesso em: 16 abr. 2008.
- PALHETA, E. S. M. 2001. *Evolução geológica da região nordeste do Pará com base em estudos estruturais e isotópicos de granitóides*. Belém: Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 143 p. (Dissertação de Mestrado).
- PARÁ. 1995. *Plano diretor de mineração em áreas urbanas da região metropolitana de Belém e adjacências: projeto estudo do meio ambiente em sítios de extração de materiais de construção na região Belém-Benevides, Estado do Pará*. Belém, SEICOM. 157p.
- PARASNIS, D. S. 1972. *Principles of applied geophysics*. London, Chapman & Hall, 214p.
- PETRI, S. 1957. Foraminíferos miocênicos da Formação Pirabas. *Boletim Faculdade de Filosofia Ciências e Letras (Geologia)*, 216: 1-79.

- PONTE, F. C. 1969. Estudo Morfoestrutural da Bacia Alagoas-Sergipe. *Boletim Técnico da Petrobrás*, 12 (4): 439-474.
- RAMSAY, J. G. & HUBER, M. I. 1987. *The techniques of modern structural geology: folds and fractures*. London, Academic Press. 700 p.
- READING, H. G. 1980. Characteristics and recognition of strike-slip fault system. In: Balance, P. F. & Reading, H. G (Eds.). *Sedimentation in oblique-slip mobile zone*, v. 4. p. 7-26. International Association of Sedimentologists, Special Publication.
- REBOUÇAS, A. C. 1988. Groundwater in Brazil. *Episodes*, 11 (3): 209-214.
- REBOUÇAS, A. C. 2004. *Uso inteligente da água*. São Paulo, Escrituras. 207p.
- REBOUÇAS, A. C.; FEITOSA, F. A. C.; DEMÉTRIO, J. G. A. Elementos de hidrologia subterrânea. In: GONÇALES, V. G. & GIAMPÁ, C. E. Q. (Eds). *Águas subterrâneas e poços tubulares profundos*. 1. ed. São Paulo, Signus/DH Perfuração de Poços LTDA. p. 71-97.
- MESCHERIKOV, Y. A. 1968. Neotectonics. In: FAIRBRIDGE, R. W. (Ed). *Encyclopaedia of geomorphology*. New York, Reinhold. p. 768-733.
- RIVERAU, J. C. 1972. Curso de fotointerpretação. In: SEMANA DE ESTUDOS – FOTOGRAFIA AÉREA E APLICAÇÕES TÉCNICAS, 11., Ouro Preto. *Notas de aula*. Ouro Preto: Sociedade de Intercâmbio Cultural e Estudos Geológicos (SICEG). p. 75-121.
- ROSSETTI, D. F. 2001. Late Cenozoic sedimentary evolution in northeastern Pará, Brazil, within the context of sea level changes. *Journal of South American Earth Sciences*, 14: 77-89.
- ROSSETTI, D. F.; GÓES, A. M.; TRUCKENBRODT, W. 1990. A influência marinha nos Sedimentos Barreiras. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi (Série Ciências da Terra)*, 2: 17-29.
- ROSSETTI, D. F.; TRUCKENBRODT, W.; GÓES, A. M. 1989. Estudo paleoambiental e estratigráfico dos Sedimentos Pós-Barreiras na região bragantina, nordeste do Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi (Série Ciência da Terra)*, 1(1): 25-74.
- PALHETA, E. S. M. 2001. *Evolução geológica da região nordeste do Pará com base em estudos estruturais e isotópicos de granitóides*. Belém: Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 143 p. (Dissertação de Mestrado).
- SAADI, A. 1991. *Ensaio sobre a morfotectônica de Minas Gerais: tensões intraplaca, descontinuidades crustais e morfogênese*. Belo Horizonte: Universidade Federal de Minas Gerais. Instituto de Geociências. 285p. (Tese ao cargo de Professor Titular).

- SÁ, J. H. S. 1969. Contribuição à Geologia dos sedimentos terciários e quaternários da região bragantina, Estado do Pará. *Boletim Geológico (UFRJ)*, 3: 21-36.
- SALES, G. M. 2005. *Ecologia da paisagem da ilha do Mosqueiro, NE do Estado do Pará*. Belém: Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 116p. (Dissertação de Mestrado). Disponível em <http://dominiopublico.mec.gov.br>. Acesso em: 03 jul. 2008.
- SANTOS, A. C. 2000. Noções de hidroquímica. In: FEITOSA, F. A. C. & MANOEL FILHO, J. (Coord.). *Hidrogeologia: conceitos e aplicações*. 2. ed. Fortaleza, CPRM-REFO. p. 81-108.
- SANTOS, J. O. S. 2003. Geotectônica dos escudos das Guianas e Brasil-Central. In: BIZZI, L. A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R. M.; GONÇALVES, E. J. H. (Eds.). *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*. Brasília, CPRM. p. 169-226.
- SCHUMM, S. A. 1986. Alluvial river response to active tectonics. In: WALLACE, R. E (Ed.). *Active tectonics*. Washington, National Academy Press. p. 80-94.
- SILVA, B. N. R. 1975. *Levantamento de reconhecimento detalhado dos solos da ilha de Mosqueiro (PA) com auxílio de fotointerpretação*. Piracicaba: Universidade de São Paulo. Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz". 159p. (Dissertação de Mestrado).
- SILVA, O. F. & LOWENSTEIN, P. 1968. Contribuição à Geologia da Folha São Luiz (SA.23), no Estado do Pará - novas localidades e razão magnésio-cálcio do calcário Pirabas. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, 13: 1-17.
- SIMÃO, M. F. 1981. Coletores-pescadores ceramistas do litoral do Salgado (Pará). *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi (Série Antropologia)*, 78: 1-33.
- SOARES JUNIOR, A. V. 2002. *Paleogeografia e evolução da paisagem do NE do Estado do Pará e NW do Estado do Maranhão – Cretáceo ao Holoceno*. Belém: Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 118p. (Dissertação de Mestrado).
- SOARES, P. C.; LUZ, M. E. R.; REDAELLI, R.; GUERRA, S. M. S. 1982. Análise morfoestrutural em fotos aéreas: aplicação na prospecção de hidrocarbonetos na Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 2., Brasília. *Anais ...* São José dos Campos: INPE. v. 1, p.157 - 168.
- STEWART, L. S. & HANCOCK, P. L. 1990. What is a Fault Scarp? *Episodes*, 13 (4): 256-263.
- STEWART, L. S. & HANCOCK, P. L. 1994. Neotectonics. In: Hancock, P. L. (Ed). *Continental deformation*. Oxford, Pergamon Press. p. 370-409.

- STRAHLER, A. N. 1952. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Geol. Soc. America Bulletin*, 63: 117-142.
- SUMMERFIELD, M. A. 1993. *Global geomorphology: an introduction to the study of landforms*. New York, Logman Scientific & Technical. 537p.
- SYLVESTER, A. G. 1988. Strike slip faults. *Geological Society America Bulletin*, 100: 1666-1703.
- SUGUIO, K. 2006. *Água*. Ribeirão Preto/SP, Holos. 248p.
- TELFORD, W. M.; GELDART, L. P.; SHERIFF, R. E. 1990. *Applied geophysics*. 2 ed. Cambridge, Cambridge University Press. 770p.
- THORNTHWAITE, C. W. & MATHER, J. R. 1955. The water balance. *Publications in climatology*, 8 (1): 1-104.
- VAN DER PLUIJM, B. A. & MARSHAK, S. 2004. *Earth structure - an introduction to structural geology and tectonics*. 2 ed. New York – London, W W Norton & Company. 656p.
- VAN DER VELPEN, B. P. A. 1998. **RESIST versão 1.0**. Delft, Netherlands: ITC. 1 disquete.
- VENTURIERI, A.; WATRIN, O. S.; ROCHA, A. M. A.; SILVA, B. N. R. 1998. Avaliação da dinâmica da paisagem da ilha de Mosqueiro, município de Belém, Pará. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 9., Santos. *Anais ...* São José dos Campos: INPE. p. 247-256. 1 CD-ROM.
- WARD, S. H. 1990. Resistivity and induced polarization methods. 2 ed. In: Ward, S. H. (Ed.). *Geotechnical and environmental geophysics*. Tulsa, Society of Exploration Geophysicists. p. 147-190.
- WOODCOCK, N. H. & SCHUBERT, C. 1994. Continental strike-slip tectonics. In: HANCOCK, P. L. (Ed.). *Continental deformation*. New York, Pergamon Press. p. 251-263.