UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**HIDROGEOLOGIA DO MÉDIO JEQUITINHONHA, MG
E A UTILIZAÇÃO DE NEOTECTÔNICA COMO
FERRAMENTA NO ESTUDO DE AQÜÍFEROS
FISSURAIS DA REGIÃO**

Fernando Roberto de Oliveira

Orientador: Prof. Dr. Uriel Duarte

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Recursos Minerais e Hidrogeologia

SÃO PAULO
2004

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**HIDROGEOLOGIA DO MÉDIO JEQUITINHONHA, MG E A
UTILIZAÇÃO DE NEOTECTÔNICA COMO FERRAMENTA NO
ESTUDO DE AQUÍFEROS FISSURAIS DA REGIÃO**

FERNANDO ROBERTO DE OLIVEIRA

Orientador: Prof. Dr. Uriel Duarte

TESE DE DOUTORAMENTO

COMISSÃO JULGADORA

	Nome	Assinatura
Presidente	Prof. Dr. Uriel Duarte
Examinadores:	Dr ^a . Amélia João Fernandes
	Prof. Dr. Eurípedes do Amaral Vargas Júnior
	Prof. Dr. Ginaldo Ademar da Cruz Campanha
	Prof. Dr. José Eloi Guimarães Campos

SÃO PAULO
2004

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**HIDROGEOLOGIA DO MÉDIO JEQUITINHONHA, MG E A
UTILIZAÇÃO DE NEOTECTÔNICA COMO FERRAMENTA
NO ESTUDO DE AQÜÍFEROS FISSURAIS DA REGIÃO**

Fernando Roberto de Oliveira

Orientador: Prof. Dr. Uriel Duarte

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar e
Hidrogeologia

SÃO PAULO
2004

DEDALUS - Acervo - IGC

30900014585

T
048
FR.h:
10 2

Ficha catalográfica preparada pelo Serviço de Biblioteca e Documentação do Instituto
de Geociências da Universidade de São Paulo

Oliveira, Fernando Roberto de
Hidrogeologia do médio Jequitinhonha, MG e a
utilização de neotectônica como ferramenta no
estudo de aquíferos fissurais da região / Fernando
Roberto de Oliveira - São Paulo, 2004.
200fls.: il + 2 mapas.

=

Tese (Doutorado) : IGC/USP -
Orient. : Duarte, Uriel

1. Jequitinhonha: Geologia 2. Fissural 3.
Neotectônica I. Título

*As mulheres maravilhosas de minha vida:
Maria Francisca e Alcení Augusta*

AGRADECIMENTOS

Ao prof. Dr. Uriel Duarte pela amizade e orientação durante a elaboração deste trabalho;

Ao Prof. Dr. José Milton Benetti Mendes, *in memoriam*, pelos incentivos iniciais;

Ao Relator Anônimo da Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo – FAPESP, pelos estímulos e sugestões durante o andamento do trabalho;

Ao Prof. Dr. Claudio Riccomini pelas importantes sugestões realizadas no exame de qualificação;

Ao prof. Dr. Teodoro Isnard Ribeiro de Almeida pela amizade, diálogo e incentivo;

À Prof. Dra. Leila Nunes Menegasse pelos debates durante o trabalho;

Aos Colegas Silvia Maria Ferreira, Ana Paula, Magali, Fernando Saraiva, Alexandre e Maria Anísia pela amizade ;

Ao Curso de Pós-Graduação do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo por toda a infraestrutura colocada a disposição;

Àqueles que direta ou indiretamente contribuíram para a realização deste trabalho;

À Fundação de Amparo à pesquisa do Estado de São Paulo – FAPESP, pelo auxílio financeiro (Processo 99/05469-8).

ÍNDICE

CAPÍTULO 1 — INTRODUÇÃO	1
1.1- Aspectos gerais.....	1
1.2- Justificativas	2
1.3- Localização da área de estudo.....	3
1.4- Objetivos gerais.....	4
1.4- Objetivos específicos.....	4
CAPÍTULO 2 — MÉTODOS EMPREGADOS	6
2.1- Introdução	6
2.2- Pesquisa bibliográfica.....	6
2.3- Análise de lineamentos	7
2.4- Análise geomorfológica regional	8
2.5- Análise morfotectônica	9
2.6- Coleta e análise de dados de campo	12
2.7- Análise dos principais parâmetros quantitativos e qualitativos dos poços tubulares profundos da região.....	13
2.8- Balanço hídrico.....	13
2.9- O estudo do campo de tensões atuais através de dados sísmicos.....	14
CAPÍTULO 3 — NEOTECTÔNICA.....	15
3.1- Definições.....	15
3.2- A neotectônica no Brasil.....	15
3.3- A Formação São Domingos e neotectônica no médio vale do Jequitinhonha....	17
CAPÍTULO 4 — DESCONTINUIDADES E A DEFORMAÇÃO NO DOMÍNIO RÚPTIL NO CONTEXTO HIDROGEOLÓGICO	26
4.1- Introdução	26

4.2- Principais descontinuidades	27
CAPÍTULO 5 — CENÁRIO GEOLÓGICO	43
5.1- Introdução	43
5.2- Aluviões	45
5.3- Coberturas detríticas recentes	45
5.4- Formação São Domingos	46
5.5- Rochas granitóides	52
5.6- Grupo Macaúbas	57
CAPÍTULO 6 — ANÁLISE GEOMORFOLÓGICA	60
6.1- Introdução	60
6.2- Mapa hipsométrico	61
6.3- Mapa de compartimentação do relevo e modelo digital de terreno	63
6.4- Mapas morfométricos	71
6.5- Análise da rede de drenagem	78
6.6- Mapas de segmentos retilíneos de drenagem	85
6.7- Cruzamento de mapas temáticos	89
CAPÍTULO 7 — ANÁLISE ESTRUTURAL	91
7.1- Introdução	91
7.2- Estruturas pré-cambrianas	92
7.3- Estruturas cenozóicas	103
7.4- Análise de lineamentos em imagens de satélite e radar	111
7.5- Indícios da atividade neotectônica na área	114
7.6- Cenário neotectônica na área	116
CAPÍTULO 8 — HIDROGEOLOGIA REGIONAL	120
8.1- Balanço hídrico	120

8.2- Sistemas aquíferos.....	129
8.3- Estudo das características físicas e produtivas dos aquíferos a partir dos poços inventariados	142
8.4- Estudo das características hidroquímicas das águas subterrâneas.....	153
CAPÍTULO 9 — ANÁLISE COMPARATIVA DE POÇOS ASSOCIADOS A LINEAMENTOS.....	174
9.1- introdução.....	174
9.2- Poços associados a lineamentos	177
9.3- O significado das descontinuidades materializadas pelos lineamentos	180
CAPÍTULO 10 — A IMPORTÂNCIA DO CENÁRIO SÍSMICO REGIONAL E DA NEOTECTÔNICA NA LOCAÇÃO DE POÇOS TUBULARES EM AQUÍFEROS FISSURAIS.....	182
10.1- Introdução	182
10.2- Cenário sísmico	182
10.3- Sismicidade na região estudada	183
10.4- Tramas com potencialidade para a reativação em regime trativo	185
10.5- Comparação do campo de <i>stress</i> obtido pela sísmica com os dados de neotectônica e os poços associados a lineamento(s).....	187
CAPÍTULO 11 — CONCLUSÕES.....	188
CAPÍTULO 12 — BIBLIOGRAFIA.....	191

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1- Mapa de localização da área e principais vias de acesso	4
Figura 3.1- Mapa de descontinuidades crustais da Plataforma Brasileira (Saadi, 1993).....	17
Figura 3.2- Compartimentação morfotectônica do médio Jequitinhonha. (Saadi & Pedrosa-Soares (1990), e Saadi (1991))......	22
Figura 3.3- Modelo evolutivo morfotectônico para o médio Jequitinhonha (Saadi & Pedrosa-Soares, 1990).	23
Figura 4.1- Bloco diagrama com os modos de ruptura de fraturas. A- Fraturas de extensão ou modo I, o movimento relativo é perpendicular a fratura. B- Fratura de cisalhamento ou modo II, o deslocamento relativo é por deslizamento paralelo à superfície da fratura e perpendicular a frente da fratura. C- Fratura de cisalhamento ou modo III, o movimento relativo é por deslizamento paralelo a superfície e a frente da fratura. (Kulander et al. 1979 <i>apud</i> Twiss & Moores, 1992).....	31
Figura 4.2- Diagrama de esforços de Mohr com a posição de nucleação fraturas segundo o campo de tensões. Tipos genéticos de fraturas: A- fratura de extensão; B- fratura híbrida e C- fratura de cisalhamento (Price & Cosgrove, 1991).....	31
Figura 4.3- Ensaio mecânicos de ruptura em estados notáveis de tensão, nos quais ocorrem a formação de fraturas de extensão. A- Tensão uniaxial , B- Compressão axial, C- Extensão axial (Twiss & Moores, 1992).....	32
Figura 4.4- Diagrama de Mohr mostrando o efeito do pressão de fluido (Pf) na redução, diminuindo a tensão necessária para o fraturamento (Sibson, 1990).....	33
Figura 4.5- Diagrama esquemático mostrando uma estrutura plumosa (Hodgson, 1961).	34
Figura 4.6- Diagrama de Mohr mostrando um modelo para a reativação de planos de fraqueza pré-existent (Twiss & Moores, 1992).	35
Figura 4.7- Fraturas e falhas desenvolvidas em dobras cilíndricas (McClay, 1987).....	36
Figura 4.8- Posicionamento de fraturas de cisalhamento (S) e trativas (e) em dobras não-cilíndricas (McClay, 1987).....	37

Figura 4.9- Bloco diagrama com os três tipos de falhas de acordo com a classificação dinâmica de Anderson e o posicionamento de fraturas trativas e de cisalhamento associadas. A-Falha normal, B-Falha de empurrão e C-Falha transcorrente. (Bles & Feuga (1981)).	38
Figura 4.10- Descontinuidades geradas zonas de cisalhamento rúptil não-coaxial. R- fratura de cisalhamento de Riedel; R'- fratura de cisalhamento conjugada de Riedel; T- fratura de tração; P-fratura sintética secundária; Y ou D- fraturas paralelas às bordas da zona de deformação; X-fratura em alto ângulo com Y. $\alpha = 75^{\circ}$, $\beta = 45^{\circ}$ e $\gamma = 15^{\circ}$. Adaptado de Bles & Feuga (1981).	38
Figura 4.11- Conectividade de fraturas. Tipos de terminações de fraturas. Barton et al. (1987) apud Singhal & Gupta (1999). B=cegas; C=interceptante e D=difusamente conectadas.	42
Figura 5.1- Mapa geológico da área estudada. Modificado de Perillo et al. (1995) e Pedrosa-Soares (1997).	44
Figura 5.2- Seção-tipo da Formação São Domingos A noroeste do município de Virgem da Lapa (Pedrosa-Soares, 1981).	48
Figura 6.1- Mapa hipsométrico da região.	62
Figura 6.2- Compartimentação geomorfológica regional.	64
Figura 6.3- Bloco diagrama com modelo digital de terreno (MDT), mostrando compartimentos de relevo que ocorrem na área. Planalto do Jequitinhonha: 1-Vertentes ravinadas, 2- Colinas com vales encaixados, 3-cristas, 4-superfícies tabulares; Planaltos dissecados do leste de Minas: 5-colinas e cristas, 6-vales e vertentes; Depressão interplanáltica do médio Jequitinhonha: 7-Colinas, 8-superfícies aplainadas.	65
Figura 6.4- Mapa de superfícies de base. (1)-Virgem da Lapa, (2)- face norte da Serra do Tombo e, (3)- Setor leste da chapada dos Geraes.	73
Figura 6.5- Mapa de densidade de drenagem.	76
Figura 6.6- Mapa de gradiente hidráulico.	77
Figura 6.7- Mapa da rede de drenagem da área estudada ilustrando padrões de drenagem e anomalias. 1= padrão retangular, 2= padrão retangular com "meandros ortogonais", 3= padrão dendrítico, 4= padrão radial, 5= padrão misto anelar e radial 6= padrão treliça, 7= padrão paralelo. AN= alinhamento de nascentes, AC= alinhamento de confluências,. FP= padrões em feixes paralelos/retangulares. C= capturas. H= anfiteatro. CD=compressão de canais. ACT=assimetria de canais tributários.	80

Figura 6.8- Esquema mostrando o cálculo do fator de assimetria para drenagens na chapada dos Geraes. A bacia 1 corresponde a área demarcada por ACT1 e a bacia 2 á área ACT2 constantes da Figura 8.7.	83
Figura 6.9- Lineamentos de segmentos retilíneos de drenagem.	86
Figura 6.10- Lineamentos de segmentos retilíneos de drenagem de primeira ordem.	87
Figura 6.11- Lineamentos de segmentos retilíneos de drenagem de primeira ordem restritos às coberturas sedimentares.	88
Figura 6.12- Mapa de lineamentos de drenagem superposto ao mapa de compartimentos de relevo. As superfícies em amarelo claro correspondem às Superfícies Tabulares (legenda na Figura 6.2), sendo aquelas indicadas por A representam a Formação São Domingos e as demais compreendem as coberturas detríticas recentes.	90
Figura 7.1- Diagrama com isolinhas de pólos da xistosidade S_n para o Grupo Macaúbas.	94
Figura 7.2- Diagrama de isolinhas correspondente à lineação de estiramento mineral.	96
Figura 7.3- Diagrama com isolinhas correspondente a estrias e sulcos.	96
Figura 7.4- Diagrama em roseta correspondente às freqüências de direções de juntas, dados de campo, para toda a área.	101
Figura 7.5- Diagrama em roseta correspondente às freqüências de direções de juntas, dados de campo, para o Grupo Macaúbas.	102
Figura 7.6- Diagrama em roseta correspondente às freqüências de direções de juntas, dados de campo, para os granitóides.	102
Figura 7.7- Projeção ciclográfica de planos de Falhas na Formação São Domingos. A= falhas normais na chapada virgem da Lapa, e B= falhas normais na Chapada dos Geraes.	105
Figura 7.8- Projeção ciclográfica de planos de Falhas na Formação São Domingos falhas normais na Chapada Virgem da Lapa.	105
Figura 7.9- Diagrama em roseta com a orientação de juntas em Josenópolis. A orientação média N40W, corresponde às juntas sistemáticas, enquanto as direções ortogonais e oblíquas às primeiras, representam as não-sistemáticas, irregulares.	107

Figura 7.10- Bloco diagrama com posicionamento das juntas sistemáticas (J_1) N40W e juntas não sistemáticas (J_2) em relação aos eixos principais de deformação.	108
Figura 7.11- Diagrama de roseta com a orientação de juntas na Serra do Tombo. As juntas sistemáticas têm orientação média N75W. As juntas não-sistemáticas, irregulares, assumem direções ortogonais a obliquas às primeiras.....	109
Figura 7.12- Diagrama em roseta com a orientação de juntas na Chapada Virgem da Lapa.....	109
Figura 7.13- Diagrama em roseta com a orientação de juntas nucleadas em siltitos, localizadas a sudeste da Chapada dos Geraes.....	110
Figura 7.14- Diagrama em roseta com a orientação de juntas localizadas próximas a Lelivéldia.....	110
Figura 7.15- Mapa de lineamentos da área estudada e diagramas de roseta para a frequência e comprimento total dos lineamentos. 1) Diagrama geral da área; 2) Diagrama para os granitóides; 3)Diagrama para os metassedimentos do Grupo Macaúbas.	114
Figura 8.1- Mapa de isoietas anuais.....	122
Figura 8.2- Mapa de isolinhas de evapotranspiração potencial anual.	126
Figura 8.3- Mapa de isolinhas de déficit hídrico anual.....	127
Figura 8.4- Mapa hidrogeológico regional.	130
Figura 8.5- Mapa de isolinhas de vazão para a área.....	148
Figura 8.6- Mapa de isolinhas de capacidade específica para a área.....	150
Figura 8.7- Correlação entre espessura do manto de alteração x vazão para a área.....	152
Figura 8.8- Correlação entre espessura do manto de alteração x vazão no Grupo Macaúbas.....	153
Figura 8.9- Correlação entre espessura do manto de alteração x vazão nos granitóides.....	153
Figura 8.10- Diagrama de Piper para o total de amostras.....	156
Figura 8.11- Diagrama de Piper para o Grupo Macaúbas.....	157
Figura 8.12- Diagrama de Piper para os granitóides.....	157

Figura 8.13- Diagrama de Piper para as coberturas.....	157
Figura 8.14- Correlação entre STD e CE.	159
Figura 8.15- Mapa de isolinhas de condutividade elétrica.....	161
Figura 8.16- Mapa de isolinhas de cloreto.....	162
Figura 8.17- Mapa de isolinhas de sulfato.....	163
Figura 8.18- Mapa de isolinhas de dureza.	168
Figura 8.19- Mapa de isolinhas de RAS.....	172
Figura 8.20- Diagrama para a classificação da água para a irrigação (USSLS, 1954), com a plotagem das amostras da área estudada..	173

LISTA DE FOTOS

- Foto 5.1- Nível conglomerático (nível escuro imediatamente abaixo do martelo) com 1,5 m de espessura próximo ao topo da Formação Domingos, em Virgem da Lapa. 49
- Foto 5.2- Chapada dos Geraes, a oeste da cidade de Rubelita. 51
- Foto 6.1- Vista do Planalto do Jequitinhonha a norte da cidade de Virgem da Lapa, exibindo os seguintes compartimentos de relevo: 1=vertentes ravinadas esculpidas na Formação São Domingos, 2=colinas com vales encaixados nos xistos da Formação Salinas, 4=superfícies tabulares suportadas pela Formação São Domingos. 67
- Foto 6.2- Planalto Dissecado do Leste de Minas, próximo à cidade de Santa Cruz das Salinas, destacando o compartimento de colinas e cristas moldado sobre granitóides e o encaixamento da drenagem em zonas de fraturas. 68
- Foto 6.3- Vista da Depressão Interplanáltica do médio Jequitinhonha com o compartimento de colinas (7) onde flui o rio Salinas na sua porção central, bordejado pelos compartimentos de superfícies tabulares (4) e de cristas (3). 70
- Foto 6.4- Vista do compartimento de superfícies aplainadas (8) bordejado por colinas e cristas graníticas (5). Vê-se ainda a cidade de Itinga margeada pelo rio Jequitinhonha. 70
- Foto 6.5- Faixa de vegetação verdejante durante o pico de estiagem, delineando o contato entre Formação São Domingos e Formação Salinas. 81
- Foto 7.1- Lineação de estiramento de seixos. A direção de estiramento é dada pelo cabo do martelo (plano XZ)= $105^{\circ}/33^{\circ}$ e o sentido é de ESE para WNW. A vista frontal da foto corresponde ao plano XY. (Orientação da foto $30^{\circ} \leftrightarrow 210^{\circ}$). 93
- Foto 7.2- Estilólitos, manifestado pela presença de resíduos insolúveis de cor negra, (seta vermelha) em porções carbonáticas da Formação Salinas. (Orientação da foto= $120^{\circ} \leftrightarrow 300^{\circ}$). 95
- Foto 7.3- Pegmatito "boudinado", mostrando limites suaves, o que denota diferença de competência intermediária entre o pegmatito e a encaixante, aqui representada por um xisto carbonático. (orientação da foto $35^{\circ} \leftrightarrow 215^{\circ}$). 97

Foto 7.4-	Dobra assimétrica em pé. A alternância de faixas escuras e claras configura o acamamento S_0 , neste caso manifestado pela variação composicional. Eixo da dobra= $170^0/30^0$. (orientação da foto $120^0 \leftrightarrow 300^0$).	98
Foto 7.5-	Dobra isoclinal desenvolvida em zona de cisalhamento dúctil-rúptil. Eixo da dobra= $320^0/17^0$. (Orientação da foto $200^0 \leftrightarrow 20^0$).	98
Foto 7.6-	Falha de empurrão em pacotes carbonáticos da Formação Salinas com rejeito centimétrico. PF= $07^0/40^0$. (Orientação da foto $190^0 \leftrightarrow 10^0$).	99
Foto 7.7-	Falha direcional com inversão de rejeitos. Plano de falha= $330^0/65^0$. (Orientação da foto= $340^0 \leftrightarrow 160^0$).	100
Foto 7.8-	Falha normal com superfície estriada na Formação São Domingos. Estria= $98^0/45^0$, Plano falha= $89^0/43^0$	105
Foto 7.9-	Falhas normais na Formação São Domingos. Com direções oscilando em torno de NS.	106
Foto 7.10-	Desnivelamento de blocos no topo da Formação São Domingos na Serra do Tombo. T=topo. (orientação da foto $120^0 \leftrightarrow 300^0$).	106
Foto 7.11-	Juntas sistemáticas trativas na Formação São Domingos, em Josenópolis (orientação da foto= $230^0 \leftrightarrow 50^0$).	108
Foto 8.1-	Paleoaluvião do rio Jequitinhonha, com nível basal constituído por de cascalho, situado na entrada leste da cidade de Itinga. No local é realizado lavra manual de ouro.....	131
Foto 8.2-	Drenagem de caráter temporário, afluente do rio Araçuaí, quase seca no mês de março. Local a 4 km da cidade de Berilo, na rodovia Araçuaí-Berilo.....	132
Foto 8.3-	Espesso pacote de sedimentos da Formação São Domingos na Chapada Virgem da Lapa. É possível notar uma suave estratificação. A parte inferior do pacote é constituída por materiais de composição caulínítica. No topo as camadas têm cores avermelhadas dadas pela laterização.	133
Foto 8.4-	Sedimentos eluvio-coluvionares esbranquiçados sotopostos a granitóides na Chapada do Sumidouro, a leste da cidade de Salinas... ..	134
Foto 8.5-	Lagoa Lapinha, localizada na Chapada do Brejão, a sudeste da cidade de Araçuaí.....	134
Foto 8.6-	Vereda,(seta na extremidade direita da foto) formada em cobertura eluvio-coluvionar, próximo ao distrito de Laje Velha, município de Salinas.....	135

Foto 8.7- Morfologia tipo “pão de açúcar”, em granitóides praticamente inalterados, na estrada Medina-Comercinho.	136
Foto 8.8- Zona de cisalhamento rúptil desenvolvida em granito-gnaisses, com direção NS, localizada a 5 km, a norte da cidade de Itaobim, na BR-116.	137
Foto 8.9- Saprólito em granitóide, com espessura aflorante de 5 m. Localizado na estrada Medina-Comercinho.	138
Foto 8.10- Controle estrutural do rio Araçuaí, com a direção principal (NE) dada pela xistosidade S_n e a secundária por juntas NW, constituindo verdadeiros meandros “retangulares”. Rio Araçuaí próximo a entrada leste da cidade de Berilo.	140
Foto 8.11- Detalhe da foto anterior, exibindo as juntas com direção NW.	140

LISTA DE TABELAS

Tabela 8.1- Postos pluviométricos utilizados.....	120
Tabela 8.2- Dados de precipitação mensal.	121
Tabela 8.3- Temperaturas corrigidas com a Longitude e com a Altitude.....	123
Tabela 8.4- Temperaturas mínimas e máximas mensais ao nível do mar para a região Sudeste nas longitudes da área de estudo.	124
Tabela 8.5- Estações fluviométricas utilizadas entre os anos de 1946 a 1983.....	124
Tabela 8.6- Resultados do Balanço Hídrico climático.	125
Tabela 8.7- Descargas subterrâneas (médias mensais).	128
Tabela 8.8- Distribuição dos poços segundo municípios.....	143
Tabela 8.9- Distribuição dos poços segundo a unidade aquífera.....	144
Tabela 8.10- Distribuição das profundidades dos poços segundo os sistemas aquíferos.	144
Tabela 8.11- Espessuras do manto de alteração segundo os sistemas aquíferos..	145
Tabela 8.12- Profundidade do nível estático segundo os sistemas aquíferos.....	146
Tabela 8.13- Profundidade do nível dinâmico segundo as unidades aquíferas.	146
Tabela 8.14- Vazão segundo os sistemas aquíferos.....	147
Tabela 8.15- Distribuição da capacidade específica segundo os sistemas aquíferos.....	149
Tabela 8.16- Distribuição da capacidade específica segundo os sistemas aquíferos e seus principais intervalos	149
Tabela 8.17- Distribuição da profundidade da primeira entrada de água nos sistemas aquíferos.....	151
Tabela 8.18- Parâmetros hidroquímicos selecionados em função do uso da água.....	154
Tabela 8.19- Tipos hidroquímicos das águas por sistema aquífero.	155
Tabela 8.20- Dados estatísticos da CE e STD.	158
Tabela 8.21- Dados estatísticos da CE em função por sistema aquífero	160

Tabela 8.22- Tabela dos parâmetros físicos.	164
Tabela 8.23- Parâmetros químicos relativos a potabilidade.	165
Tabela 8.24- Potabilidade segundo a salinidade	166
Tabela 8.25- Enquadramento das águas e classificação da potabilidade em relação à dureza total.....	167
Tabela 8.26- Faixa de variação da dureza total (mg/L CaCO_3) por sistema aqüífero.	168
Tabela 8.27- Parâmetros bacteriológicos.	168
Tabela 8.28- Dados estatísticos do RAS por sistema aqüífero.....	171
Tabela 9.1- Distribuição dos parâmetros estatísticos para vazão (Q), capacidade específica (Q/s), condutividade elétrica (CE) e sólidos totais dissolvidos (STD), segundo a associação ou não de poços com lineamento(s).....	175
Tabela 9.2- Distribuições dos poços por intervalos de valores da vazão(Q), capacidade específica (Q/s), condutividade elétrica (CE) e sólidos totais dissolvidos (STD), segundo a associação ou não dos mesmos com lineamento(s).	176
Tabela 9.3- Distribuição dos valores de vazão de acordo com as variações nas direções dos lineamentos associados aos poços, natureza do lineamento e sistema aqüífero.	178
Tabela 9.4- Distribuição dos valores de STD de acordo com as variações nas direções dos lineamentos associados aos poços, natureza do lineamento e sistema aqüífero	179

RESUMO

O vale do Jequitinhonha está situado na porção nordeste do Estado de Minas Gerais, região sudeste do Brasil. A área é marcada por condições climáticas adversas, denotadas por clima semi-árido.

Na região é elevado o índice de insucesso na perfuração de poços tubulares profundos, devido ao clima desfavorável, solos ausentes e/ou delgados e a natureza fissural da maior parte dos aquíferos.

Esta pesquisa objetivou estudar o quadro hidrogeológico regional e delinear as descontinuidades mais favoráveis à circulação e armazenamento de água subterrânea, ou seja, as tramas, especialmente as juntas, geradas em campos trativos, associadas à deformação recente, com vistas a subsidiar futuras locações de poços tubulares.

A geologia regional é caracterizado por três unidades maiores: i) metassedimentos do Grupo Macaúbas (GM), de idade neoproterozóica; ii) rochas granitóides intrusivas (GI) brasileiras; iii) coberturas detríticas representadas pelos sedimentos pelito-psamíticos da Formação São Domingos (FSD), com idade sugerida entre o Mioceno e Plioceno.

A evolução estrutural da área é marcada por uma forte deformação compressiva de orientação geral de leste para oeste, impressa no GM, a qual propiciou o desenvolvimento de uma marcante xistosidade com orientação regional para NE, zonas de cisalhamento, falhas de empurrão com direção NE e NW, juntas com direção NW, NE e NS. Após, ocorrem intrusões de corpos granitóides (GI), sin a tardi- tectônicos, com morfologia de domos. A deformação neotectônica na região é marcada por, pelo menos dois eventos: i) D_1 , responsável pela nucleação da bacia São Domingos, a partir da reativação normal de paleodescontinuidade, com σ_1 associado à deformação compressiva, orientado entre EW e ENE; ii) D_2 corresponde a geração de juntas trativas na FSD, particularmente aquelas de orientação NW, assim como falhas normais e transcorrentes. Tem orientação semelhante à D_1 .

Para a caracterização do quadro hidrogeológico regional foram estudados os poços existentes, em seus parâmetros qualitativos e quantitativos, e os aquíferos foram divididos em três sistemas: i) um granular (Coberturas) e ii) dois fissurais (granitóides e Macaúbas), de acordo a litologia e o tipo de porosidade.

A profundidade média dos poços estudados é de 80,3 m, valor este suficiente, para na maioria dos casos, conter a totalidade das entradas de água. A vazão média dos poços é de 8,05 m³/h, apresentado grande variabilidade. Já o nível estático médio é de 8,1 m, sendo fortemente influenciado pela média do sistema aquífero fissural Macaúbas.

A classificação hidroquímica apresenta os tipos bicarbonatados como os mais comuns, perfazendo 81%, e os sulfatados e/ou cloretados 19% do total das amostras classificadas.

Em relação à salinidade das águas da região, o íon cloreto é o principal responsável pelo caráter salobro, predominando em 62% das amostras de águas salobras (entre 500 e 30.000 mg/L) e em 90% das amostras com STD acima dos limites de potabilidade (>1000 mg/L).

No estudo de poços associados a lineamentos é marcante o acréscimo na vazão média dos poços que apresentam lineamentos associados, quando comparados àqueles sem lineamentos associados.

Os lineamentos com direções N121°-140° e N141°-160°, muito provavelmente, foram reativadas localmente como estruturas trativas, sendo direções preferenciais para a locação de poços tubulares na região.

ABSTRACT

The Jequitinhonha valley is placed in the northeast portion of the State of Minas Gerais, southeast area of Brazil. The area is marked by adverse climatic conditions, denoted by semi-arid climate. In the area the unsuccessful index is elevated in the perforation of the borewells, especially, due to the unfavorable climatic conditions and the fissural nature of most of the aquifers. This research aimed at to study the picture regional hidrogeological and to delineate the most favorable discontinuities to the circulation and storage of groundwater, in other words, the structures, especially the joints, generated in extension fields, associated to the recent deformation, with views to subsidize future locations of borewells.

The regional geology is characterized by three units: i) metamorphic rocks of the Grupo Macaúbas (GM), of the age late proterozoic; ii) rocks intrusive granites (GI) brasilian; iii) coverings detritic acted by the sediments of the Formação São Domingos (FSD), with age suggested between Miocene and Pliocene.

The structural evolution of the area is marked by compressive deformation of general orientation of east for west, printed in GM, which propitiated the development of an penetrative schistosity, with regional orientation for NE; shear zones; thrust fault, with direction NE and NW; joints with direction NW, NE and NS. After, they happened intrusions of bodies granitics (GI), sin the late - tectonic, with morphology of domes.

The neotectonic deformation in the area is marked for, at least two events: i) D_1 , responsible for the nucleation of the basin São Domingos, starting from the normal reactivation of paleodiscontinuities, with σ_1 associated to the compressive deformation, oriented between EW and ENE; ii) D_2 corresponds the generation of extension joints in FSD, particularly those of orientation NW, as well as normal faults and strike slip, with orientation similar to D_1 .

For the characterization of the picture regional hidrogeological they were studied the existent wells, in their qualitative and quantitative parameters, and the aquifers they were divided in three systems: i) a granular (Coverings) and ii) two fissural (granitoides and Macaúbas), of agreement the lithology and the porosity type.

The medium depth of the studied wells is of 80,3 m, value this enough one, for in most of the cases, to contain the totality of the entrances of water. The medium productivity of the wells is of 8,05 m³/h, presented great variability. Already the medium static level is of 8,1 m, being influenced strongly by the average of Macaúbas aquifers.

The classification hydrochemical presents the types bicarbonated as the most common, whole 81%, and the sulphated and/or chlorined 19% of the total of the classified samples.

In relation to the salinity of the waters of the area, the ion chloride is the main responsible for the salty character, prevailing in 62% of the samples of salty waters (between 500 and 30.000 mg/L) and in 90% of the samples with STD above the potability limits (>1000 mg/L).

In the study of wells associated to the lineaments is clear the increment in of the wells yield that they present associated lineaments, when compared to those without associated lineaments.

The lineaments with directions N 121° -140° and N141°-160°, very probably, they were reactivated locally as structures extension, being preferential directions for the location of borewells in the area.

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1.1- Aspectos gerais

O vale do Jequitinhonha está situado na porção nordeste do estado de Minas Gerais, região sudeste do Brasil. Essa área é marcada por condições climáticas adversas, denotadas por clima semi-árido, com precipitação e evapotranspiração médias anuais, respectivamente, de 800 mm e 1250 mm, portanto, com um déficit hídrico médio de 450 mm/ano. Os solos da região são, em sua maioria, de baixa fertilidade natural, comumente rasos ou então ausentes, exceto em chapadas, onde desenvolveram-se profundos solos eluviais álicos e ácidos. Os recursos hídricos superficiais claramente materializam as condições climáticas e edáficas desfavoráveis, demonstradas pelo caráter temporário da maioria dos cursos de água. Essas condições naturais pouco favoráveis ao desenvolvimento humano, aliadas a fatores político-econômicos, fomentaram o desenvolvimento de uma sociedade local caracterizada por baixíssimos indicadores sociais, estando entre os mais baixos do Brasil (mortalidade infantil, desnutrição, analfabetismo e desemprego).

A disponibilidade de água superficial na região é insuficiente para atender a demanda na zona rural, notadamente no período de estiagem, sendo necessário o aporte via caminhões pipa para abastecê-las. O abastecimento de água na zona rural dessa região, através da água subterrânea, é dificultado devido ao elevado índice de insucesso na perfuração de poços tubulares profundos, pois a maioria dos litotipos que ocorrem na região é de natureza cristalina, apresentando somente porosidade secundária, dada por juntas e falhas, acarretando alto percentual de poços secos ou com vazões insuficientes e, localmente, altos valores de salinidade. Essa realidade local motivou a realização de um estudo hidrogeológico regional, com vistas a contribuir para a mitigação do quadro social desabonador que impera, particularmente nas zonas rurais dessa região.

Inicialmente foi realizado um levantamento hidrogeológico, abordando os aquíferos existentes, através de trabalhos de campo, análise de imagens de satélite, estudo dos parâmetros quantitativos e produtivos dos poços tubulares existentes na região, de forma a consolidar uma base de dados, que posteriormente, subsidiou

estudos mais específicos visando a compreender as condições de contorno que governam o sucesso na perfuração de um poço tubular profundo em aquíferos fraturados, como os dessa região. Tais estudos estão alicerçados em uma abordagem metodológica neotectônica para a compreensão do quadro deformacional rúptil, o qual se comporta como meio de transporte e armazenamento de água nas rochas do cristalino. O enfoque neotectônico para a evolução geológica regional, especialmente da deformação rúptil, foi grandemente impulsionado pelos avanços recentes no entendimento do cenário neotectônico brasileiro e por alguns resultados promissores obtidos em outras regiões do País, em abordagens hidrogeológicas.

A partir do início dos anos 90, especialmente na região sudeste, os trabalhos dos grupos dos professores Hasui (UNESP), Riccomini (USP), Saadi (UFMG), entre outros, seguidos pela apresentação de várias dissertações e teses versando sobre neotectônica, descortinaram a possibilidade da aplicação da mesma como uma ferramenta na pesquisa de água subterrânea em aquíferos fraturados do cristalino. O trabalho de Fernandes (1997) foi o primeiro e um dos poucos a adotar um enfoque neotectônico para a pesquisa hidrogeológica no Brasil. Mais recentemente, pesquisas envolvendo hidrogeologia e neotectônica lideradas pelo grupo do Prof. Jardim de Sá (UFRN) passaram a ser desenvolvidas no nordeste. O I Congresso Mundial Integrado de Águas Subterrâneas, realizado no ano de 2000, em Fortaleza- Ceará, teve como tema mais destacado a hidrogeologia de aquíferos fraturados, e a neotectônica, como uma ferramenta para a pesquisa hidrogeológica, foi um assunto importante nesse contexto.

1.2- Justificativas

A região foi escolhida para esse estudo em função dos seguintes pontos:

- Carência de recursos hídricos aliados a elevado índice de pobreza;
- Existência de poucos trabalhos no contexto hidrogeológico;
- Possibilidade de desenvolvimento de uma metodologia para o estudo de aquíferos fraturados, sob uma ótica neotectônica, em área de clima semi-árido.

O fato de a região ser constituída por rochas ígneas e metamórficas, com um manto de intemperismo pouco espesso, diminui a potencialidade para água subterrânea, já que aquele manto, em regiões como a África Tropical e mesmo o sudeste brasileiro, assume espessuras tão elevadas quanto 90 m, chegando a

constituir um verdadeiro aquífero granular. Dessa forma, é necessário o desenvolvimento de estudos detalhados para se obter sucesso na perfuração de poços nessas litologias. Usualmente, a água só é encontrada, em quantidades tecnicamente aproveitáveis, em fissuras ou quando o manto de intemperismo e/ou coberturas detríticas têm espessuras apreciáveis. Tal situação, entretanto, não é pervasiva na região devido às condições climáticas reinantes, como o clima semi-árido, onde predomina o intemperismo físico, o qual não favorece o desenvolvimento de espessos mantos de alteração. Se bem que o manto de intemperismo presente não deve ser expressão do clima atual, e sim de condições pretéritas.

A maioria dos estudos de natureza hidrogeológica existentes na região foram realizados nos anos 70 e início dos anos 80, cabendo destacar o Projeto Jequitinhonha, com escala 1:500.000 (CETEC, 1980 e 1983) e o Mapa Hidrogeológico de Minas Gerais, na escala 1:1.000.000 (CPRM, 1981), ambos feitos em escalas muito pequenas, sendo necessária a ampliação da escala para se efetuar estudos com maior detalhe, e, assim, atender regiões e problemas específicos. Os trabalhos da PLANVALE (1994) e COPASA/Hidrosistemas (1995) compreendem compilações e catalogações de estudos anteriores e geração de banco de dados dos poços existentes no estado, respectivamente.

1.3- Localização da área de estudo

A região abordada nesse estudo localiza-se a 580 km de Belo Horizonte, na porção nordeste do estado de Minas Gerais (Figura 1.1), na área limítrofe com o sul do estado da Bahia, com área aproximada de 11.700 km². Geograficamente, a área estudada representa um prolongamento para o sul do semi-árido nordestino. A região alvo do estudo é delimitada pelos divisores de água do Rio Jequitinhonha inseridos no polígono regular, cujos vértices apresentam as seguintes coordenadas:

- V1- 16°00'00" S e 41°30'00" W;
- V2- 17°00'00" S e 41°30'00" W;
- V3- 17°00'00" S e 42°30'00" W;
- V4 -16°00'00" S e 42°30'00" W.

Figura 1.1- Mapa de localização da área e principais vias de acesso.

1.4- Objetivos gerais

A proposta geral da presente pesquisa consiste no estudo hidrogeológico regional do médio Jequitinhonha e a utilização da neotectônica como uma ferramenta para a abordagem de aquíferos fissurais naquela região. O produto esperado desses objetivos amplos consistem, basicamente, no maior conhecimento técnico-científico do cenário hidrogeológico da região e, gerar, como consequência do aumento de percepção produzido, possibilidades para favoráveis para locação de poços tubulares

profundos, com reflexo direto na castiga sociedade, particularmente a rural dessa região.

1.5- Objetivos específicos

O estudo hidrogeológico regional, com segmentação das principais unidades aquíferas e análises dos principais características físicas dos poços, dos parâmetros quantitativos e qualitativos da água produzida, bem como dos aquíferos. Pretende-se, com esta pesquisa a gerar um acervo de estudos, em escala regional, para subsidiar futuros trabalhos de detalhe, para a locação de poços tubulares profundos.

Emprego de uma metodologia adequada para a caracterização do potencial dos aquíferos cristalino, particularmente sob as adversidades hídricas do clima semi-árido, como aquelas reinantes na região abordada, no qual se leva em consideração as deformações geradas durante o Cenozóico, que fazem parte do quadro neotectônico do Brasil. As principais estruturas rúpteis coletoras e armazenadoras de água subterrânea, em geral se formaram durante períodos de tectônica recente ou são estruturas mais antigas reativadas durante esses períodos. Na presente pesquisa objetivou-se empregar um ferramental científico, alicerçado em estudos multidisciplinares, como geologia estrutural, geomorfologia, sensoriamento remoto, hidrogeologia, sísmica, entre outras, para a caracterização dessas estruturas, com vistas a diminuir o índice de insucesso na locação de poços tubulares profundos, o qual é muito elevado em terrenos cristalinos do semi-árido.

CAPÍTULO 2

MÉTODOS EMPREGADOS

2.1- Introdução

A metodologia empregada nesse trabalho consistiu de várias etapas enfocando temas relativos a geomorfologia, geologia estrutural, sedimentologia, sísmica e hidrogeologia, objetivando uma abordagem multidisciplinar para o estudo hidrogeológico regional, com uma importante contribuição no campo da neotectônica.

A abordagem geomorfológica procurou caracterizar a estruturação regional e local calcada em análises de indicadores morfotêctônicos, com mapas de linhas de isobases, de gradiente hidráulico, de densidade de drenagem, no reconhecimento de anomalias de drenagem e de relevo. A análise estrutural buscou caracterizar as deformações, particularmente aquelas de natureza rúptil, fazendo uso de produtos de sensores remotos para o reconhecimento de feições estruturais e análise de lineamentos; além de levantamentos de campo. Os sedimentos recentes encontrados na região foram analisados principalmente quanto ao seu papel geomorfológico e hidrogeológico, além de suas implicações tectônicas. O estudo hidrogeológico compreendeu análises estatísticas de parâmetros de poços, levantamentos de campo e a integração com dos dados geomorfológicos, estruturais, sedimentares para a produção de um mapa hidrogeológico regional. Produtos de sensoriamento remoto também foram utilizados para mapeamento de coberturas aluvionares e ainda como ferramenta complementar na análise estrutural e geomorfológica. O estudo de sismos foi utilizado como uma ferramenta para a abordagem neotectônica com vistas ao reconhecimento dos cenários mais favoráveis à locação de poços tubulares.

A seguir são elencados, em ordem cronológica, as atividades desenvolvidas:

2.2- Pesquisa bibliográfica

Essa etapa compreendeu o levantamento bibliográfico acerca do tema principal da pesquisa na região, bem como dos temas subsidiários à pesquisa, os quais permitem dar um enfoque multidisciplinar para o trabalho.

Nessa etapa também teve lugar a aquisição do material cartográfico base, seja em papel ou digital, além de mapas temáticos já realizados, como no caso de mapas geológicos.

Os seguintes mapas produzidos pelo IBGE, em escala 1:100.000, foram adquiridos:

- Carta topográfica de Araçuaí;
- Carta topográfica de Comercinho;
- Carta topográfica de Itaobim;
- Carta topográfica de Salinas.

Também foi adquirida uma imagem digital do satélite Landsat 5-TM (bandas 1,2,3,4,5 e 7), de uma cena completa, com identificação WRS 217-071, obtida em 22-08-1997, correspondente ao período de pico da estiagem na região; além de duas imagens de radar do Projeto RADAMBRASIL (1973), em papel, na escala 1:250.000.

2.3- Análise de lineamentos

O termo lineamento utilizado nesse trabalho é no sentido de O'Leary *et al.* (1976), o qual corresponde a qualquer feição linear mapeável, simples ou composta, que presumivelmente reflete um fenômeno de subsuperfície, não deixando de considerar os cuidados necessários na análise, mencionados por Liu (1987), Rodrigues & Liu (1988), Riccomini & Crosta (1988) e Amaral (1994).

Os lineamentos foram gerados a partir de uma imagem digital do satélite LANDSAT 5-TM e de duas imagens de radar do Projeto RADAMBRASIL (1973), correspondente ao período de pico da estiagem na região. É necessária uma imagem com baixa cobertura de nuvens para o estudo de feições morfológicas e estruturais, como no presente trabalho.

A imagem de satélite passou inicialmente por corte e correções atmosférica e geométrica, e, posteriormente, foi realizado o processamento digital, visando à extração mais precisa e otimizada dos lineamentos. O processamento digital para extrair lineamentos constou de aumento linear de contraste (ALC), análise por principais componentes (PC) (Loughlin, 1991; Crosta, 1992 e Lillesand & Kiefer, 1994), filtragens e composições coloridas em RGB. O produto utilizado para traçar os

lineamentos na escala 1:100.000 foi composto por uma composição colorida RGB 543 mais a primeira componente (PC1) em um canal de intensidade, resultando num produto ao mesmo tempo rico em informações tonais e repleto em características morfológicas. Essa base foi, posteriormente, utilizada para plotar os poços tubulares da área. O processamento das imagens foi realizado com o software ER MAPPER 5.5 e os lineamentos foram gerados a partir do software MICROSTATION SE, em base vetorial. Posteriormente, foram importados para a uma plataforma interna do ER MAPPER denominada LINEAMENTS, onde foi realizada a análise estatística dos dados vetoriais.

Os mosaicos de imagens de radar em cópias P&B das folhas SE-23-X-B e SE-24-V-A, na escala 1:250.000, foram utilizados para complementar as informações da imagem de satélite.

2.4- Análise geomorfológica regional

Na análise geomorfológica regional, procurou-se fazer uma caracterização do relevo segundo distintos compartimentos, atrelados a faixas hipsométricas e ao controle lito-estrutural, corroborados por um modelo digital de terreno (MDT). Ainda dentro desse contexto, foram analisados os padrões de drenagens existentes na área, bem como o reconhecimento de anomalias de drenagem, além da confecção de mapa de alinhamentos de drenagens global e de drenagem de primeira ordem. Esses estudos tiveram por finalidade separar blocos com alguma homogeneidade geomorfológica e identificar feições anômalas de drenagem que balizem movimentação neotectônica. A seguir são descritos cada um desses procedimentos.

➤ Mapa hipsométrico

A área estudada foi “fatiada” em planos horizontais, segundo intervalos altimétricos regulares de 100 m, tendo como base cartas topográficas, na escala 1:100.000. A confecção desse mapa consistiu na digitalização das curvas níveis, sendo atribuído a cada intervalo um padrão de cor, de modo a permitir uma visualização sinóptica da disposição regional do relevo.

➤ Mapa de compartimentação do relevo

A compartimentação geomorfológica da área foi realizada a partir das formas de relevo extraídas de cartas topográficas na escala 1:100.000 digitalizadas, com a produção do modelo digital de terreno (MDT), de dados do mapa geomorfológico do Norte de Minas Gerais (RADAR-MG, 1978) na escala 1:500.000, além de subsídios provenientes do mapa hipsométrico, em suas divisões maiores, as unidades geomorfológicas.

A confecção do MDT consistiu na digitalização das cartas topográficas, em programa do tipo CAD, no caso o MICROSTATION SE, com a atribuição do valor de cota para cada curva de nível. Posteriormente, esses dados foram exportados para o programa SURFER, onde foi realizada a modelagem do terreno.

➤ Mapa de alinhamentos de drenagem

Os mapas de alinhamentos de drenagem global e de drenagem de primeira ordem foram concebidos a partir dos mapas topográficos na escala 1:100.000 e de produtos de sensores remotos, com a finalidade de caracterizar as direções dos alinhamentos de drenagem, e, posteriormente, compará-los com os dados de campo e por fim efetuar um cruzamento com os dados da compartimentação geomorfológica e ocorrências de coberturas recentes, com vistas à delimitação de sítios favoráveis à presença de estruturas neotectônicas.

2.5- Análise morfotectônica

Está inserida nesse contexto a confecção de três mapas de índices morfotectônicos, visando à delimitação de locais com maior probabilidade para a ocorrência de estruturas neotectônicas, para posterior orientação dos trabalhos de campo, bem como à sua utilização como ferramenta auxiliar na elaboração do quadro neotectônico regional. Os seguintes mapas foram gerados:

➤ Mapa de superfície de bases

O Mapa de superfície de base foi apoiado nas premissas de Filosofov (1960) *apud* Jain (1984) e Golts & Rosenthal (1993), segundo as quais os mapas de superfície de base, especialmente aqueles gerados a partir de canais de segunda ordem, possibilitam a visualização de áreas com acentuado contraste de relevo, que podem ser indicativas de movimentos recentes. Rodriguez (1993), Salvador (1994), Hiruma (1999) e Hiruma & Riccomini (1999), entre outros, já empregaram essa técnica como uma ferramenta auxiliar em estudos neotectônicos, obtendo bons resultados.

Cabe salientar que foram utilizadas cartas topográficas base, na escala 1:100.000, diferentemente dos referidos autores, que as empregaram com escalas maiores, no mínimo de 1:50.000. Com vistas a melhorar a precisão da carta topográfica, foi utilizado, subsidiariamente, o produto digital constituído pela RGB 543 e PC1 para complementar o traçado de drenagens, que configura canais de primeira ordem, não demarcados naquelas cartas, entre esses, linhas de talwegues e vales secos.

A confecção do mapa de superfícies de base foi realizada a partir da hierarquização da rede de drenagem, considerando somente aquelas de segunda ordem, de acordo com os critérios de Strahler (1952), sobre cartas topográficas, na escala 1:100.000, digitalizadas. Em seguida, foram marcados os pontos de interseção das drenagens de segunda ordem com as curvas de nível, apoiados no sistema de coordenadas UTM. Os pontos gerados com coordenadas xyz foram carregados no programa SURFER e então gerado o mapa de isolinhas de superfície de base.

➤ Mapa de densidade de drenagem

O mapa de densidade de drenagem foi gerado a partir da digitalização das drenagens existentes de cartas topográficas na escala 1:100.000. Posteriormente, esse mapa, em base vetorial, foi subdividido em uma malha quadrada de 4km, onde os segmentos de drenagem foram somados e atribuídos à célula correspondente, com área de 16 km². Foi considerado como representativo da localização das células as suas coordenadas centrais, referenciadas segundo o sistema de coordenadas UTM.

Os valores de densidade (z) e as coordenadas das células (xy) foram importados para o programa SURFER, onde foi produzido o mapa de isolinhas de drenagem.

➤ Mapa de gradiente hidráulico

A confecção do mapa de gradiente hidráulico foi realizada a partir da hierarquização da rede e drenagem até os canais de segunda ordem, segundo os critérios de Strahler (1952). Em seguida, foi calculada a variação altimétrica entre a cabeceira e a foz de cada canal daquela ordem e medido o seu comprimento, em planta. O valor do gradiente hidráulico foi atribuído à porção média de cada canal de segunda ordem, sendo representado no sistema de coordenadas UTM. Essa metodologia é a mesma empregada por Rodriguez (1993).

Após a atribuição das coordenadas de localização de cada ponto de gradiente hidráulico, as coordenadas xyz foram exportadas para o programa SURFER, onde foi gerado o mapa de isolinhas de gradiente hidráulico.

De acordo com a proposição de Rodriguez (1993), o mapa de gradiente hidráulico permite distinguir blocos de comportamentos hidráulicos diversos, possibilitando correlacioná-los com lineamentos estruturais. De forma semelhante àquela empregada na confecção do mapa de superfície de base, as drenagens das cartas topográficas na escala 1:100.000 foram comparadas com a imagem de satélite para eventuais correções.

➤ Anomalias da rede de drenagem

A metodologia desenvolvida por Deroin & Deffontaines (1995) para a análise morfoestrutural a partir de perturbações impostas à rede de drenagem foi parcialmente empregada nesse trabalho, no que diz respeito à sua abordagem de detalhe, onde são identificadas perturbações locais na rede de drenagem, tais como: i) alinhamentos de nascentes, confluências e cotovelos; ii) assimetria de tributários em ambas as margens ao longo do canal; iii) zonas opostas de convergência e divergência de canais; iv) captura de drenagem; v) modificações locais no modelo de drenagem, entre outros. Keller & Pinter (2002), ao descreverem indicadores geomórficos como uma ferramenta para estudos tectônicos pioneiros, permitindo uma rápida avaliação para grandes áreas, postularam o uso do fator de assimetria (FA) de bacia de drenagem como importante indicador para basculamento. Tal fator é dado pelo quociente entre a área de um dos lados da bacia, relativamente ao canal principal, e a área total dessa bacia multiplicado por 100 ($FA = 100 \times (A_r / A_t)$).

A abordagem feita em Summerfield (1994), o qual distingue dois controles tectônicos básicos sobre as drenagens, um ativo, dado pela tectônica em curso, e outro passivo, expresso na drenagem a partir da trama de um substrato geológico pré-existente, a qual é manifestada por juntas, falhas e foliações, sinaliza a importância dessas estruturas na configuração das drenagens. Indo um pouco além, esse autor salienta a correspondência que pode existir entre orientações de drenagem e o campo de *stress*, especialmente em pequenas escalas, já que em escalas grandes os controles locais dominam.

Bishop (1995) descreve diversos mecanismos de captura de drenagem, onde a variação no gradiente hidráulico, com reflexo direto na energia do canal, constitui-se no principal ente desencadeador do processo de captura, embora como salientado por esse autor e em Summerfield (1994), variações na resistência das rochas e mesmo diferenças significativas na precipitação podem levar a capturas. Esses autores descrevem algumas feições comuns da captura de drenagem, como a presença de cotovelo, o qual constitui o ponto de captura do canal, sempre em ângulo agudo, indicando a direção de mudança de canal. A presença de vales secos, que surgem após a captura, também é outra evidência desse fenômeno. Ainda de acordo com esses autores, a presença de reentrâncias de anfiteatros (*hollows*) e a alta densidade de drenagem podem indicar locais potenciais de captura.

2.6- Coleta e análise de dados de campo

Essa etapa compreendeu a realização dos trabalhos de campo que, num primeiro momento, foram centrados no levantamento hidrogeológico regional, sendo, posteriormente, expandidos para o campo da geologia estrutural, particularmente da deformação rúptil, balizados pelas análises mortectônicas previamente realizadas, com vistas à identificação de potenciais sítios de deformação neotectônica.

O levantamento hidrogeológico compreendeu a análise litológica, classificação de áreas quanto ao seu potencial para a recarga, natureza da porosidade presente nos diversos litotipos, padrões de alteração, entre outros.

No estudo da trama rúptil foram destacados e analisados, especialmente nas áreas previamente selecionadas, seja pela indicação de possibilidade de ocorrência de deformação neotectônica inferida pela análise morfotectônica prévia, ou pela proximidade de poços tubulares profundos, entre outras características, natureza,

espaçamento, interconectividade, abertura, atitude e relações cronológicas de juntas. Falhas, lineações, dobras, bem como outras tramas indicativas de vorticidade, também foram analisadas.

As superfícies falhadas que apresentavam estrias e *steps* foram analisadas sob uma perspectiva cinemática segundo o método de Angelier (1994), para a determinação do campo de tensões, no programa TECTONICS-FP, e os demais dados planares e lineares foram tratados com o programa STEREONETT.

2.7- Análise dos principais parâmetros quantitativos e qualitativos dos poços tubulares profundos da região

Nessa etapa foi realizado um estudo estatístico dos principais parâmetros quantitativos e qualitativos dos poços tubulares perfurados até o ano de 1996 na região. Os dados brutos desses poços foram obtidos junto à CPRM (Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - O Serviço Geológico do Brasil) e totalizam 447. Desse total, 62 poços estão fora dos limites geográficos da área. Na maior parte dos casos, distam cerca de 1 a 3 km de suas fronteiras, com controle litológico, e, por esse motivo, foram considerados neste estudo.

Os resultados dos tratamentos estatísticos são apresentados individualmente por unidade aquífera e totalizados. Os parâmetros tratados não estão disponíveis para todos os poços em decorrência de deficiências dos relatórios das empresas perfuradoras, que, muitas vezes, não apresentam nem mesmo informações elementares como a vazão ou profundidade dos poços. Dessa forma, o número de dados analisados para um determinado parâmetro, em uma unidade aquífera, não coincide com o número total de poços na mesma. Os parâmetros quantitativos tratados incluem: vazão, capacidade específica, profundidade, nível estático, nível dinâmico, espessura do manto de alteração, entradas de água, entre outros. Já os qualitativos incluem: condutividade elétrica, sólidos totais dissolvidos, principais cátions e ânions, classificações química e microbiológica das águas, entre outros. A partir dos resultados dos parâmetros analisados são apresentados tabelas e mapas de isolinhas.

2.8- Balanço hídrico

Como parte do estudo hidrogeológico regional foi realizado o balanço hídrico para a região, abrangendo segmentos de sub-bacias do rio Jequitinhonha. O método utilizado baseou-se em Thorntwaite-Mather (1955), *in* Tubelis e Nascimento (1980), internacionalmente consagrado, o qual admite condições de superfície do solo bastante propícias à infiltração.

Estimou-se, assim, a evapotranspiração, o excedente hídrico anual (ou escoamento total) e o déficit hídrico a partir dos dados de entrada: temperatura média mensal e precipitação média mensal, utilizando-se o aplicativo BALASC do Centro de Ensino e Pesquisa em Agricultura da Universidade Estadual de Campinas-UNICAMP. Tais parâmetros de saída são fundamentais para os estudos de aproveitamento hidroagrícola e avaliação das disponibilidades hídricas locais.

A área possui três estações fluviométricas, localizadas em pontos estratégicos para o estudo das disponibilidades hídricas. Seus dados permitiram a realização do balanço hidrológico por meio da separação de hidrogramas, utilizando-se o programa HYSEP do U.S. Geological Survey para a separação do escoamento subterrâneo (reserva renovável) e superficial. Os dados de entrada são as descargas diárias e as saídas incluem tabelas e gráficos com os dados de escoamento básico e superficial, frequência e duração da vazão do rio.

2.9- O estudo do campo de tensões atual através de dados sísmicos

O estudo do campo de tensões atuais foi realizado a partir do levantamento bibliográficos de pequenos sismos ocorridos na região, como aqueles descritos na localidade de Tuparêce, com recorrência de vários anos, o primeiro registro data de 1972 (Berrocal *et al.* 1984). O objetivo desse levantamento é analisar, conjuntamente com os dados geológicos, quais as direções de anisotropias, prévias à deformação neotectônica, têm potencial para terem sido reativadas em condições trativas ou então, no caso de tramas formadas no período recente, foram nucleadas em condições distensivas. A partir dessas informações, conjuntamente com os dados estruturais, especialmente da trama rúptil, traçar um cenário com as estruturas com maior potencial de serem reativadas e/ou nucleadas em situação tratativa, portanto, favorável à circulação e armazenamento de água subterrânea.

CAPÍTULO 3

NEOTECTÔNICA

3.1- Definições

O termo neotectônica foi introduzido por Obruchev (1948, *apud* Plavides, 1989), inicialmente, compreendendo o estudo dos movimentos da crosta terrestre que se instalaram durante o Terciário Superior (Mioceno e Plioceno) e o Quaternário. Entretanto, não há consenso entre os autores quanto ao período de seu início.

Distintos significados passaram a ser dados à neotectônica, por diferentes autores e escolas, o que levou a Comissão de Neotectônica da Associação Internacional de Estudos do Quaternário (NC/INQUA) a uniformizar o termo num escopo bem amplo, desatrelando-o de uma época específica, de modo que não há uma idade específica pré-determinada para o início desses movimentos recentes, sendo definido formalmente como: "Qualquer movimento de Terra ou deformação do nível de referência geodésico, seus mecanismos, sua origem geológica (independente de quão antiga seja), suas implicações para várias aplicações práticas e suas extrapolações futuras". Inclui desde movimentos instantâneos (sismos) até 10^7 anos.

3.2- A neotectônica no Brasil

O estudo neotectônico é relativamente recente no Brasil. Data do início dos anos 90 com os trabalhos de Riccomini (1989), Hasui (1990), Saadi (1993), entre outros, concentrado-se na região Sudeste. Porém, atualmente, existem centros universitários distribuídos em todas as regiões do País tratando da neotectônica, sejam em estudos regionais ou em abordagens aplicativas, onde esse ramo da tectônica é utilizado como uma ferramenta subsidiária em outros setores das geociências, particularmente na pesquisa hidrogeológica de aquíferos fraturados, como por exemplo, em Fernandes (1997), Jardim de Sá (2000) e Oliveira *et al.* (2000, 2002).

As manifestações tectônicas relativas à abertura do oceano Atlântico, entre o Mesozóico e início do Terciário, não são consideradas como pertencentes à fase

neotectônica do Brasil (Hasui, 1990.), somente as deformações decorrentes da rotação da Placa Sul-Americana pertencem a essa época.

O cenário neotectônico brasileiro, segundo Hasui & Sena Costa (1996), teve o seu início condicionado pelo processo de deriva da placa Sul-Americana para oeste, inseridas no período Neogeno, com o predomínio de um regime transcorrente, o qual se estende até o presente. Tal regime é materializado pela rotação, no sentido horário, da placa Sul-Americana, sob a ação de um binário E-W dextral com eixos horizontais de tensão máxima (σ_1) segundo NW e mínima (σ_3) segundo NE. O início da sedimentação da Formação Barreiras seria um bom marcador estratigráfico para o começo do regime neotectônico no Brasil (Hasui & Sena Costa, *op. cit.*).

De acordo com Hasui (*op.cit.*) e Hasui & Sena Costa (*op. cit.*) a movimentação neotectônica no Brasil possibilitou a criação de grandes compartimentos, tanto rebaixados (negativo), com deposição de sedimentos, quanto elevados, como áreas erosivas, além de reativar antigas descontinuidades e anisotropias, especialmente em zonas de suturas pré-cambrianas, configurando uma tectônica ressurgente.

Saadi (1993) sugeriu que o território brasileiro encontra-se compartimentado em "microplacas" (Figura 3.1) circunscritas por descontinuidades crustais resultantes da reativação de lineamentos pré-cambrianos em regime transcorrente. Dentre as considerações feitas pelo referido autor cabe destacar as seguintes:

- As deformações cenozóicas atingiram toda a extensão da Plataforma Brasileira, fazendo uso, preferencialmente, de linhas de fraqueza crustal herdadas de Éras geológicas anteriores, não sendo descartada a geração de novas estruturas.
- A participação dos prolongamentos continentais dos lineamentos oceânicos é mais evidentes nas regiões Norte e Nordeste.
- Na maior parte dos casos, predominam esforços compressivos com direção NW-SE, confirmados, em sua maioria, por dados geológicos e sismológicos.
- Propõem uma correspondência de pelo menos três pulsos neotectônicos da Plataforma Brasileira, com os eventos orogênicos andinos descritos por Frutos (1981) *apud* Saadi (1993). O evento *Incaic II*, do Eoceno-Oligoceno, corresponderia ao início do período neotectônico, com a instalação do *rift* da Serra do Mar, início da sedimentação da Formação Barreiras, entre outras atividades. No Plioceno, um segundo pulso tectônico - evento *Quetchuam II* - ocasionaria a deposição da porção intermediária do Grupo Barreiras (Formação Guararapes), da Formação Solimões, soerguimentos de bacias lacustres

isoladas, entre outras conseqüências. A um terceiro pulso, no Pleistoceno Médio a Inferior - o evento *Yarmouthian* – seriam atribuídos: a emersão da maior parte do litoral, basculamentos no Grupo Barreiras, deformação/inversão de bacias anteriormente formadas, soerguimento generalizado da Plataforma Brasileira.

Figura 3.1- Mapa de descontinuidades crustais da Plataforma Brasileira (Saadi, 1993).

3.3- A Formação São Domingos e neotectônica no médio vale do Jequitinhonha

O trabalho de Hart (1870) foi o primeiro a mencionar a presença de sedimentos terciários na região entre Araçuaí e Minas Novas, onde sustenta chapadas. Assinalou uma composição dada por areias e seixos variegados e a correlacionou com os sedimentos costeiros, hoje denominados de Formação Barreiras. Além do primeiro relato desses sedimentos, o autor também deu início a um enfoque tectônico para explicar o posicionamento daqueles sedimentos nos topos das chapadas, postulando

um alçamento de 900 m. O autor ainda mencionou a presença de veios de quartzo nos sedimentos que recobrem a serra do Tombo, a sudeste de Araçuaí. Embora os sedimentos da Formação São Domingos depositados nessa serra sejam distintos daqueles descritos na região de Virgem de Lapa, dominando termos mais arenosos.

Moraes & Guimarães (1930) descrevem sedimentos formados por arenito e argilas, de cores branca e variegada, dispostos horizontalmente. Sugerem uma idade terciária e os correlacionam com os sedimentos da Formação Barreiras.

Guimarães & Barbosa (1934) descrevem pequenas manchas de sedimentos terciários entre os rios Araçuaí e Jequitinhonha.

Na descrição de Guimarães (1951), os sedimentos da Formação São Domingos, à época denominada por ele de "Formação Terciária", ter-se-iam depositados em lagos de dimensões regionais, situados em ambas as margens da Serra do Espinhaço, ou seja a leste e a oeste.

King (1956) produziu talvez um dos trabalhos mais encorpados sobre a geomorfologia do Brasil. Nele descreve a existência, na região, de quatro níveis altitudinais de modelação do relevo, materializados como ciclos individualizados de aplainamento ou desnudação, sendo o ciclo Pós-Gondwana, com altitudes entre 1000 e 1300 m, o mais antigo, considerado como do Cretáceo Superior; seguido pelo ciclo Sul-Americano, com altitudes entre 800-900 m, pertencente ao Terciário Médio; os patamares de origem fluvial em faixas altimétricas de 500 a 700 m, corresponderiam ao ciclo Velhas, do Terciário Superior; e, finalmente, o ciclo Paraguaçu, representando os vales mais baixos, entre altitudes de 100-300 m, considerado como pós-Terciário. Nesse trabalho o autor relaciona os sedimentos arenosos das chapadas ao ciclo Sul-Americano, os quais ter-se-iam depositados em lagos de baixa profundidade e menor extensão, em relação à proposta inicial de Guimarães *op. cit.*

Heineck (1972) descreve, na região entre Araçuaí e Diamantina, sedimentos constituídos por arenitos e arenitos conglomeráticos, bem estratificados em sua porção basal, os quais tornam-se friáveis e avermelhados em direção ao topo, sem estratificação visível, alcançando cerca de 30 m de espessura.

Fontes (1978) denominou informalmente de "Formação das Chapadas" a seqüência constituída de bancos horizontais a sub-horizontais de sedimentos areno-argilosos, mal selecionados, brancos a branco-amarelados, com leitos de conglomerado e material caulínico. Saadi & Pedrosa-Soares (1990) comentam que a partir da denominação dada por aqueles autores diversos trabalhos de mapeamento

geológico no estado de Minas Gerais assimilaram a morfologia de chapada com a ocorrência de sedimentos neoceno-zóicos. O que de fato não ocorre, pois existem inúmeras chapadas desenvolvidas a partir de rochas graníticas, como no quadrante sudeste da área, bem como aquelas escoradas em litotipos mais resistentes do Grupo Macaúbas.

Correia-Neves *et al.* (1978) mencionam a ocorrência de sedimentos horizontais a sub-horizontais, silticos a arenosos, os quais alcançam até 70 m de espessura, nas chapadas localizadas entre Araçuaí e Salinas.

Araújo *et al.* (1980) comenta que há variação litológica de um local para outro dos sedimentos estratificados por eles considerados como do Grupo Barreiras. Descrevem seções em Virgem da Lapa, Serra do Tombo e Chapada do Norte, marcadas por conglomerados basais com matriz arenosa, localmente com estratificação cruzada, sobrepostos por arenitos, siltitos e argilitos. As espessuras mencionadas nos perfis são tímidas, não passando de 15 m, muito abaixo dos 100 m mencionados, inicialmente, por Pedrosa-Soares (1981). A imaturidade textural dos sedimentos levou-os a postular transporte por curtas distâncias em meio continental. Distintamente de trabalhos mais recentes, esses autores incluíram os sedimentos existentes nas Serras Amarela e do Tombo entre os sedimentos terciários e excluíram a Chapada dos Geraes dos mesmos. Embora esta tenha sido considerada efetivamente como Formação São Domingos somente mais recentemente, como está implícito no mapa geológico apresentado em Pedrosa-Soares & Saadi (1989).

Barbosa *et al.* (1980) descrevem depósitos estratificados rítmicos, contendo argilitos, arenitos e linhas de seixos, na denominada por eles de "Bacia de Virgem da Lapa". Tais sedimentos seriam pobremente selecionados e com baixo grau de arredondamento, perfazendo uma espessura de cerca de 40 m. Esses autores descreveram ainda latossolos, coberturas de elúvios, cobertura das vertentes das superfícies de erosão, dentre os depósitos cenozóicos. Esses autores realizam uma análise geomorfológica a qual os conduzem a admitir uma origem tectônica para fragmentação e basculamento daquelas chapadas, semelhante a King (1956), sugerida pelos caimentos convergentes dos planaltos da bacia do rio Araçuaí e do Espinhaço, juntamente com a falta de assimetria das redes hidrográficas.

Valle (1980) realiza análises granulométricas dos sedimentos da região de Virgem da Lapa, onde observa o predomínio das frações siltico-argilo-arenosas, areno-argilosas e argilo-silticas.

Karfunkel *et al.* (1981) realizam um estudo quantitativo de lineamentos, onde foram consideradas “todas as espécies de lineações” a partir da análise de imagem de radar, com o apoio de outros produtos de sensores remotos e de trabalhos de campo, na região compreendida entre Salinas e Araçuaí. Tais autores identificam direções de lineamentos que cortam e delimitam as coberturas terciárias daquela região. Ainda de acordo com eles, aquelas direções seriam as mesmas observadas nos litotipos subjacentes, ou seja, Grupo Macaúbas e granitóides intrusivos. Distinguiram quatro direções principais (NNE/SSW, NE/SW, ESE/WNW e SSE/NNW) e duas secundárias (aproximadamente N/S e W/E). As semelhanças nos lineamentos que cortam o pré-cambriano e as coberturas terciárias levaram os autores a concluir que todas as lineações foram reativadas durante uma época pós-terciária. É necessário salientar que os autores incluíram muitas outras chapadas que não são suportadas pelos sedimentos da Formação São Domingos como coberturas terciárias.

Pedrosa-Soares (1981) fez um levantamento estratigráfico detalhado dos sedimentos na região de Virgem da Lapa, nominando-os pela primeira vez como Formação São Domingos. Essa formação foi descrita como constituída de sedimentos semiconsolidados, estratificados, de atitude horizontal, pelítico-psamíticos e com leitos pouco espessos de conglomerados.

Pedrosa-Soares & Saadi (1989) descrevem a porção sul da falha de Taiobeiras (Jardim *et al.* 1980) como uma falha normal ativa na deformação rúptil pré-cambriana e reativada no Cenozóico. Tal falha seria a responsável pelo controle do curso do rio Araçuaí na região de Turmalina. Esses autores concordam com a proposição inicial de Karfunkel *et al.* (1981) quanto à reativação de estruturas pré-cambrianas em tempos cenozóicos. Assumem que as formas das chapadas a leste da falha de Taiobeiras são controladas por fraturas e/ou falhas de direções N e NE. Afirmam haver indícios seguros da continuidade da atividade tectônica no Quaternário, pois os lineamentos estruturais da então “unidade Salinas” afetam a rede de drenagem das chapadas.

Saadi & Pedrosa-Soares (1990) e Saadi (1991), no que diz respeito à área englobada pelo presente trabalho, fazem as mesmas acepções quanto ao quadro neotectônico, variando apenas o tamanho da área abordada. No primeiro trabalho é tratado o médio Jequitinhonha, enquanto o segundo enfoca o estado de Minas Gerais. Por se tratarem dos dois primeiros trabalhos de envergadura sobre a neotectônica na região, os mesmos serão comentados de forma mais detalhada.

As idéias desenvolvidas por King (1956) e reaproveitadas, em parte, por Barbosa *et al.* (1980), já mencionadas anteriormente, assumiram grande importância no modelo evolutivo cenozóico proposto em Saadi & Pedrosa-Soares *op cit.*, e Saadi *op. cit.*, bem como na concepção de uma reativação tectônica recente segundo descontinuidades pré-cambrianas, como se depreende em Karfunkel *et al.* (1981). A superfície Sul-Americana de King *op cit* representa o principal referencial geocronológico do modelo, como constatado nos comentários realizados pelos referidos autores nos estudos relativos a superfícies de aplainamento de King *op. cit.* e Barbosa (1960).

Na Figura 3.2 é mostrada a compartimentação morfotectônica para a região, realizada por Saadi & Pedrosa-Soares *op cit.*, e Saadi *op. cit.*. Nela foram individualizados quatro compartimentos assim descritos: 1- Planalto da Serra do Espinhaço, resultante do aplainamento Sul-Americano sobre rochas do Grupo Macaúbas (inclinado para ESE, seu limite sul segue a falha de Taiobeiras (Jardim *et al.* 1980) a qual teria sido reativada, nessa região, segundo um regime normal, como demonstrado em Pedrosa-Soares & Saadi (1989)); 2- Plano inclinado de SE para NW, fragmentado em diversas chapadas nessa direção, é limitado a norte e a sul por falhas paralelas ao *trend* principal da Formação Salinas; 3- Porção sul da depressão do rio Salinas, de orientação N-S, aberta em meio a um conjunto de chapadas residuais do aplainamento Sul-Americano; 4- "Depressão do Baixo rio Araçuaí", de direção SW-NE controlado por falhas paralelas ao *trend* da Formação Salinas.

Figura 3.2- Compartimentação morfotectônica do médio Jequitinhonha. (Saadi & Pedrosa-Soares, 1990 e Saadi, 1991).

Uma síntese do modelo evolutivo (Figura 3.3) para os sedimentos da Formação São Domingos, na região de Araçuaí -o *graben* do baixo Araçuaí- sugerida em Saadi & Pedrosa-Soares *op cit* e Saadi *op. cit.* é mostrado abaixo:

A- Hipoteticamente, durante o Mioceno, a região apresentaria uma morfologia de superfície de aplainamento, compatível com a superfície Sul-Americana de King (1956), sob condições climáticas úmidas, a qual teria permitido o desenvolvimento

de intemperismo químico responsável pela formação de latossolos e saprólitos caoliníticos. O material que viria a entulhar o futuro *graben*.

- B- Em algum momento no Plioceno, ocorreria a reativação de planos de falha NNE e NE, como falhas normais, ocasionando a nucleação do *graben*, o qual seria sincronicamente entulhado.
- C- Um longo período de estabilidade morfogenética teria levado à consolidação e a laterização dos sedimentos da Formação São Domingos.
- D- No Quaternário se daria a inversão do relevo como consequência do contínuo arqueamento crustal, o qual possibilita uma intensa dissecação fluvial. Falhas cortam os sedimentos da Formação Domingos, que configuram provas diretas da atividade tectônica supostamente pós-pliocênica.

Figura 3.3- Modelo evolutivo morfotectônico para o médio Jequitinhonha (Saadi & Pedrosa-Soares, 1990).

Comentários a respeito do modelo proposto pelos referidos autores:

- i) A Chapada dos Geraes, a qual margeia o lado oeste da extremidade sul da depressão do rio Salinas, é constituída por sedimentos pertencentes à Formação São Domingos. Portanto, não representa uma superfície residual do aplainamento Sul-Americano, como mencionado pelos autores ao descreverem o compartimento 3 (Figura 3.2). Os sedimentos da Serra do Tombo, a sudeste de Araçuaí, também não foram contemplados no modelo proposto, ainda que considerados como pertencentes àquela Formação. Tais considerações sugerem que, naquela região, a Formação São Domingos tenha uma ocorrência mais abrangente.

ii) É sugerido que os limites do *graben* não avançariam muito além dos limites atuais daquela Formação, mas, em decorrência das observações do item anterior, tal assertiva pode ter outra interpretação.

iii) Consideram a Formação São Domingos como continuidade geográfica continente adentro da Formação Barreiras devido às suas semelhanças sedimentológicas e morfológicas estabelecendo, assim, um marco cronológico para a mesma, atribuindo-lhe uma idade pliocênica. Evidentemente, as implicações cronológicas do modelo não podem ser atestadas, haja vista a não existência de datações conclusivas, tanto a idade da Formação São Domingos quanto da Superfície Sul-Americana de King *op. cit.* Considerações estas já encontradas em Mello (1997).

Saadi *et al.* (1991) mostram a compartimentação morfotectônica do estado de Minas Gerais, desenvolvida inicialmente em Saadi (1991,) e reafirmam que as “manifestações estruturais, morfológicas e sedimentares cenozóicas reconhecidas fazem parte do quadro neotectônico do Brasil”, sendo este relacionado, como proposto em Hasui (1990), com as tensões intraplaca relativas à deriva do continente Sul-americano para oeste, beneficiado por descontinuidades crustais antigas e faixas reativadas durante o pré-cambriano e fanerozóico. O quadro de tensão mostrado no trabalho, que não dispõe de nenhum dado da área estudada na pesquisa, mostra a tensão máxima σ_1 horizontal com direção média NW-SE, tensão mínima σ_3 horizontal próximo a direção NE-SW e tensão intermediária σ_2 em torno da vertical.

Saadi (1993) descreve que toda a Plataforma Brasileira foi afetada por deformação tectônica recente aproveitando preferencialmente linhas de fraqueza crustal herdadas de Eras geológica anteriores, podendo também ter sido geradas estruturas novas. A expressão daquelas deformações é materializada por unidades neotectônicas delimitadas por Descontinuidades Crustais. A área em estudo, seria atravessa pela denominada “Descontinuidade Crustal Minas Alagoas”, mais detalhada em Saadi (1994), dada por uma falha NE-SW que se inicia com o controle do rio Araçuaí, na região de Turmalina e segue em direção ao estado da Bahia, para terminar na Bacia Sergipe-Alagoas, onde controla a borda oeste daquela bacia.

Saadi (1995) estende os limites dos sedimentos São Domingos para além do *graben* de Virgem da Lapa (denominado inicialmente de *graben* do baixo Araçuaí), incorporando aqueles que suportam a Chapada dos Geraes, a oeste de Rubelita, anteriormente considerada como uma superfície residual do aplainamento Sul-

Americano (Saadi & Pedrosa-Soares, 1990 e Saadi, 1991), portanto pré- Formação São Domingos. Nesse trabalho, o autor comenta que a base daquela Formação é afetada por falhas normais N30-50E/SE. Em Turmalina, falhas normais e transcorrentes, de direção NW-SE e NS, afetaria aquela Formação. Na região de Chapada do Norte, aqueles sedimentos são afetados por uma falha transcorrente destróira EW. Especificamente, na área compreendida pelo presente estudo, o autor comenta sobre a presença de falhas NE-SW, NW-SE e NS em Virgem da Lapa, mas não descreve a natureza das mesmas.

CAPÍTULO 4

DESCONTINUIDADES E A DEFORMAÇÃO NO DOMÍNIO RÚPTIL NO CONTEXTO HIDROGEOLÓGICO

4.1- Introdução

O termo descontinuidade é aqui utilizado para definir qualquer superfície ou plano que separa ou trunca massas rochosas. As principais descontinuidades tratadas neste trabalho, no contexto hidrogeológico de rochas cristalinas, compreendem: planos de acamamento, foliação, juntas e falhas.

No escopo hidrogeológico são consideradas como rochas cristalinas as ígneas plutônicas e metamórficas (Singhal & Gupta, 1999). Por outro lado, as rochas vulcânicas são tratadas fora desse agrupamento devido às suas peculiaridades, como a presença de vazios relativos a bolhas de gás, de estruturas de resfriamento, de camadas detríticas intercaladas, entre outras diferenças marcantes.

As descontinuidades são fundamentais no campo da hidrogeologia de rochas cristalinas, pois conferem uma porosidade secundária a rochas cuja porosidade primária é muito baixa ou nula, como é freqüente nas ígneas e metamórficas e, mais raramente, em formações clásticas, neste caso, para termos de natureza predominantemente pelítica.

O fluxo e o armazenamento de água subterrânea em rochas cristalinas é possível em decorrência da presença de porosidade secundária, fator este de grande importância nas regiões, onde, no passado, vigoraram condições climáticas áridas a semi-áridas, de tal modo que não permitiram o desenvolvimento de espessos mantos intempéricos, os quais funcionam como um aquífero granular superficial nessas rochas, ou então, mesmo quando formados, foram posteriormente removidos pela ação erosiva. As fraturas são as descontinuidades mais importantes nessas rochas no que concerne à água subterrânea.

Evidentemente, algumas descontinuidades têm um efeito adverso no fluxo e armazenamento de água subterrânea, atuando como barreiras, originando nascentes, impedindo ou dificultando a recarga. Falhas e interfaces de corpos ígneos com materiais porosos são exemplos comuns dessas situações.

4.2- Principais descontinuidades

➤ Plano de acamamento

O acamamento primário e as camadas composicionais em rochas sedimentares constituem o plano de acamamento. Em geral essa é a superfície de descontinuidade mais significativa nas rochas sedimentares e imprime uma forte anisotropia no corpo rochoso de modo a exercer profunda influência no fluxo subterrâneo na zona insaturada (Singhal & Gupta, 1999).

➤ Foliação

O termo foliação aqui é empregado em seu sentido mais amplo como em Twiss & Moores (1992). Pode ser definida como qualquer orientação preferencial dos constituintes de uma rocha ao longo de superfície(s) ou plano(s). Pode ter origens ígneas, metamórficas e sedimentares.

Em rochas metamórficas, a foliação tem grande influência no movimento da água subterrânea. De acordo com Singhal & Gupta *op. cit.* representam a mais significativa descontinuidade nessas rochas.

Embora, os planos de foliação, especialmente no caso das clivagens (clivagem ardósiana, estrutura filítica e xistosidade), apresentem somente aberturas reduzidas, coerente com a sua dinâmica deformacional, pois tendem a ocupar uma posição paralela ao plano XY do elipsóide de deformação, sendo assim o local de maior compressão num dado deformado, ainda assim podem contribuir para o fluxo de água subterrânea, especialmente quando do relaxamento da deformação e exposição em níveis mais superficiais.

A clivagem espaçada, atual denominação da antiga clivagem de fratura, é uma descontinuidade importante sob a óptica da hidrogeologia de rochas “duras”, por materializar uma porosidade secundária razoavelmente densa, dependendo de seu mecanismo nucleador. Entretanto, ainda não há um pensamento consensual sobre os mecanismos que a originam, variando de dissolução por pressão a fraturamento hidráulico.

Price & Hancock (1972) *apud* Price & Cosgrove (1990) advogam uma origem por fraturamento hidráulico para a clivagem espaçada, a qual pode ocorrer sobre uma

trama mineral ou planos de fraqueza pré-existent. Nessas condições, teriam o mesmo significado que as juntas, mas a sua orientação seria controlada por uma clivagem pré-existente. Esses autores ainda salientam que tanto a orientação quanto a morfologia dessa trama parecem ter relação com o tipo de rocha que ela corta.

Davis (1984) propõe que a clivagem espaçada representa descontinuidades ao longo das quais volumes de rochas são removidos por dissolução por pressão durante compressão relacionada a dobramento, sendo bem evidenciadas pela presença de fraturas estilolíticas.

A despeito de sua origem, a clivagem espaçada, quando manifestada na forma de fraturas secas, constitui meios favoráveis ao fluxo e armazenamento de água subterrânea no contexto das foliações metamórficas, naturalmente adquirindo relevância quando aberta.

➤ Discordâncias

Discordâncias consistem numa superfície de erosão e não-deposição separando camadas superiores mais jovens daquelas sotopostas mais antigas. Podem alojar sedimentos grosseiros, característicos de mudanças bruscas na deposição ou paleossolos, indicativos de longa estabilidade, sendo que ambos constituem bons aquíferos.

➤ Contatos

Interfaces entre corpos ígneos plutônicos e encaixantes constituem sítios favoráveis ao fluxo de água subterrânea, em decorrência da virtual ausência de porosidade primária nos corpos intrusivos, dada pelas altas condições de pressão e temperatura nas quais se cristalizam. Nascentes não são incomuns nessas interfaces.

Embora o exemplo mais didático de diferença de porosidade seja representado pela interface de corpos intrusivos com encaixantes de natureza sedimentar, há outros panoramas importantes nesse contexto. O contato entre coberturas sedimentares recentes e metassedimentos constitui uma importante interface, com marcante contraste de porosidade. Na área abordada na presente pesquisa tal situação é comum na interface entre os sedimentos da Formação São Domingos e os xistos da Formação Salinas.

➤ Fraturas

Designam-se fraturas toda e qualquer superfície de ruptura de uma rocha. Expressam a sua perda de coesão interna. Quando não há movimento relativo observável, paralelamente às suas superfícies, são designadas juntas. No caso em que ocorram tais movimentos são denominadas falhas (Marshak & Mitra, 1989). Na realidade, o termo fratura é uma denominação mais geral, não incorporando maiores implicações genéticas.

As juntas estão entre as estruturas geológicas mais comuns e amplamente distribuídas e têm grande importância em diversos campos, como geotécnica e hidrogeologia, especialmente de rochas cristalinas, representando a descontinuidade mais importante no transporte e armazenamento de água subterrânea nessas rochas.

Em despeito da importância das juntas, Price & Cosgrove (1990) salientam que, em termos geológicos, ainda não foram suficientemente estudadas, tal fato é exemplificado pela ausência de uma definição consensual para juntas. Hancock (1985) as define como uma fratura fechada, na escala de observação de campo, sobre a qual não é possível detectar evidência de cisalhamento, dilatação ou encurtamento. Contrariamente, Pollard & Aydin (1988) entendem que as juntas correspondem às fraturas geradas por tração, portanto, com deslocamento predominantemente por abertura.

Num enfoque mais amplo as juntas são divididas em dois tipos principais: i- Juntas sistemáticas. São juntas planares ou aproximadamente planares pertencentes a um conjunto regularmente orientado (Hodgson, 1961), sendo interpretadas como produto de campo de *stress* de origem profunda (Dunne & Hancock, 1994); ii- Juntas não-sistemáticas. São superfícies irregulares, aleatórias, não pertencendo a um conjunto bem definido, em geral são mais jovens que as sistemáticas e têm origem superficial (Dunne & Hancock, *op cit.*).

Naturalmente, as juntas sistemáticas são aquelas de maior interesse para a hidrogeologia de rochas cristalinas, de modo que, daqui por diante estar-se-á tratando sempre dessas.

A origem das fraturas está relacionada a processos complexos, dependentes da história geológica da área em que ocorrem. Os campos de tensões responsáveis pela criação de fraturas têm diversas origens, como: i- *stress* tectônico; ii- contração devido ao resfriamento de magma em rochas ígneas ou ao ressecamento de sedimentos,

particularmente os argilosos (formam gretas de contração); iii- movimentos superficiais (como deslizamentos de lama); entre outros.

Engelder (1988) descreve a ocorrência de pelo menos quatro tipos de juntas de amplitude regional relacionadas ao *stress* tectônico.

-Juntas tectônicas. São juntas formadas em profundidade na crosta terrestre, antes das rochas serem alçadas e desnudadas. A iniciação e a propagação das mesmas é uma resposta de ações combinadas de pressão de fluido (P_f) anormalmente alta, geradas durante a compactação tectônica de sedimentos e *stress* de origem tectônica.

-Juntas hidráulicas. Também se formam em profundidade antes de *uplift*, em consequência da elevada pressão de fluido. Mas esta é gerada pela compactação sedimentar e não por uma combinação com o *stress* tectônico.

-Juntas de descarga. São formadas próximas à superfície e após *uplift*. A atitude dessas juntas é controlada pela orientação do *stress* tectônico ou residual no momento de sua formação. Juntas neotectônicas (Hancock & Engelder, 1989) constituem uma categoria especial de juntas de descarga (alívio) que se propagaram num campo de *stress* que persistiu com pequena ou nenhuma mudança na orientação até o presente.

-Juntas de alívio. Também são geradas após *uplift*. Entretanto, as suas orientações e localização são controladas por estruturas pré-existentes.

Quando vistas sob uma óptica genética as fraturas são agrupadas em três tipos principais, segundo a sua associação com distintos estados de *stress* e o seu posicionamento no diagrama de ruptura de Mohr-Coulomb (Marshak & Mitra, 1988). i- Fraturas de extensão ou modo I, em que o movimento relativo é perpendicular às paredes da fratura; ii- Fraturas de cisalhamento se formam segundo o modo II, onde o movimento é por deslizamento perpendicular à frente da fratura, e o modo III, no qual o deslizamento é paralelo à frente da fatura. iii- Fraturas híbridas se formam pela combinação dos modos I e II ou III. Os modos de ruptura foram propostos por Kulander *et al.* (1979) *apud* Twiss & Moores (1992), ao estudarem a propagação de fraturas em materiais cerâmicos (Figura 4.1).

A classificação genética das fraturas segundo a posição que ocupam em relação à tensão principal (σ_1) e as diferentes direções de movimentos relativamente à superfície da fratura (Figura 4.2) é particularmente importante sob o ponto de vista hidrogeológico, sendo uma das condições prioritárias a ser analisada na delimitação de sítios favoráveis ao fluxo e armazenamento de água subterrânea

Figura 4.1- Bloco diagrama com os modos de ruptura de fraturas. A- Fraturas de extensão ou modo I, o movimento relativo é perpendicular à fratura. B- Fratura de cisalhamento ou modo II, o deslocamento relativo é por deslizamento paralelo à superfície da fratura e perpendicular à frente da fratura. C- Fratura de cisalhamento ou modo III, o movimento relativo é por deslizamento paralelo à superfície e à frente da fratura. (Kulander *et al.* 1979 *apud* Twiss & Moores, 1992).

Figura 4.2- Diagrama de esforços de Mohr com a posição de nucleação das fraturas segundo o campo de tensões. Tipos genéticos de fraturas: A- fratura de extensão; B- fratura híbrida e C- fratura de cisalhamento (Price & Cosgrove, 1991).

○ Juntas de tração

As juntas de tração são originadas por esforços extensivos, sendo comum o seu desenvolvimento perpendicular ao plano das camadas. São abertas, sem evidência de movimento cisalhante. A movimentação é perpendicular à superfície da junta.

Na Figura 4.3 estão esboçados alguns ensaios mecânicos, em estados notáveis de tensão, em que ocorre a formação de juntas de tração. No caso de tração uniaxial, as juntas se formarão perpendicularmente a σ_3 . Já para a compressão uniaxial serão geradas fraturas longitudinais paralelas a σ_1 , as quais tendem a ser mais irregulares em orientação e forma do que os outros tipos de fraturas de tração. Têm sinuosidade elevada, dificultando o fluxo aquoso quando comparadas com fraturas lisas. Para um

modelo de extensão axial, possivelmente umas das situações mais triviais na natureza, as juntas são formadas perpendicularmente a σ_3 .

Figura 4.3- Ensaio mecânico de ruptura em estados notáveis de tensão, nos quais ocorrem a formação de fraturas de extensão. A- Tensão uniaxial, B- Compressão axial, C- Extensão axial (Twiss & Moores, 1992).

As juntas de tração são particularmente favoráveis para o transporte e acúmulo de água subterrânea, pois a sua formação, em relação ao elipsóide de tensão, é perpendicular ao eixo de tensão principal mínimo (σ_3), configurando numa dada deformação nos locais submetidos a uma maior intensidade de esforços trativos, portanto, nucleadores de vazios, conferem, dessa forma, uma maior condutividade hidráulica para a rocha.

○ Fraturas de cisalhamento

As fraturas de cisalhamento se formam em compressão confinada, fazendo ângulos θ , em geral de 30° , com σ_1 . A movimentação é paralela à sua superfície. Comumente ocorrem como pares conjugados, co-geneticamente desenvolvidos, e podem ou não exibir deslocamento cisalhante.

No modelo de tensão triaxial, σ_1 representa a bissetriz do ângulo agudo formado pelo par conjugado de fraturas geradas.

O posicionamento geométrico das fraturas de cisalhamento, a 30° do eixo de tensão principal máxima (σ_1), as torna mais fechadas do que aquelas de tração, de modo que não constituem o principal alvo, entre as fraturas, para a pesquisa

hidrogeológica em rochas cristalinas. Entretanto, na ausência de fraturas de tração, podem representar a única alternativa de porosidade secundária num dado sítio.

As fraturas de cisalhamento devem desempenhar um papel relevante no fluxo e transporte de água subterrânea em rochas metamórficas foliadas, de modo a propiciar a conexão dessas descontinuidades, pois se observa, mesmo naquelas de filiação pelítica, onde não foram observadas fraturas trativas, vazões bastante aceitáveis para padrões climáticos semi-áridos, como as encontrados em áreas estudadas no presente trabalho.

○ Fraturas híbridas

As fraturas híbridas representam um tipo misto entre as fraturas de extensão e de cisalhamento. Podem ser abertas ou parcialmente preenchidas com veios e exibir algum deslocamento cisalhante. Na sua formação a tensão principal máxima (σ_1) é positiva, enquanto a tensão principal mínima (σ_3) é negativa, ou seja, a tensão efetiva (σ_n) é negativa, ocasionando, dessa forma, condições trativas.

No fraturamento hidráulico a tensão efetiva negativa pode ser gerada em profundidade em decorrência de elevada pressão de fluidos (Sibson, 1990). Se a tensão diferencial σ_D é pequena, como no caso da terra, e a pressão de fluido $P_f > \sigma_3$, fraturamento extensional ou cisalhante pode ocorrer, mesmo em grandes profundidades. A pressão de fluido tem o efeito prático na redução da resistência do material rochoso ao fraturamento (Figura 4.4).

Figura 4.4- Diagrama de Mohr mostrando o efeito da pressão de fluido (P_f), reduzindo a tensão necessária para o fraturamento (Sibson, 1990).

➤ Características diagnósticas entre fraturas cisalhantes e trativas

Como já mencionado, a distinção entre fraturas cisalhantes e trativas é de grande importância no estudo hidrogeológico de rochas cristalinas. As últimas são abertas, tendo, portanto, maior condutividade hidráulica. A seguir são apresentados alguns critérios úteis para a diferenciação das mesmas:

- A presença de estrutura plumosa (fratura tipo “quebra de chocolate”) (Figura 4.5) na superfície da fratura é uma clara evidência de formação por fraturamento trativo.
- Fraturas que mostram lineações do tipo *ridge-and-groove* são formadas por cisalhamento.
- Juntas de cisalhamento podem exibir deslocamento paralelo ao seu plano. Em juntas trativas, tal movimento é ausente.
- A análise de diagrama acumulativo de *trends* de fratura pode prover informação relacionada ao campo de tensão, de modo que o posicionamento dos eixos principais de tensão pode ajudar a determinar a natureza das fraturas.
- Embora não seja um fator determinante, a presença de *sets* conjugados de juntas é um indicativo de sua provável natureza cisalhante.

Figura 4.5-. Diagrama esquemático mostrando uma estrutura plumosa (Hodgson, 1961).

➤ A importância de paleodescontinuidades no fraturamento

A presença de anisotropias no material rochoso, configurada por planos de fraqueza pré-existent, tais como juntas de acamamento, clivagens, falhas, entre outras, assume grande importância na geração de fraturas, a partir da constatação de que é necessária uma tensão de magnitude inferior para ativar ou reativar essas paleodescontinuidades, em relação àquela requerida para gerar neofraturas. Evidentemente, a tensão crítica necessária para gerar rupturas varia com a natureza e a orientação das anisotropias. Na Figura 4.6 é mostrado esse mecanismo e ilustrado através do diagrama de Mohr.

Figura 4.6- Diagrama de Mohr mostrando um modelo para a reativação de planos de fraqueza pré-existent (Twiss & Moores, 1992).

A possibilidade da reativação de planos de fraqueza pré-existent faz aumentar a importância da análise estrutural na pesquisa hidrogeológica do cristalino, pois descontinuidades que à primeira vista, foram geradas por tensões compressivas, com tendência de fechamentos de vazios, podem ser posteriormente reaproveitadas num evento deformacional mais tardio, e atuar como planos trativos, ou seja, podem ser abertas, de modo a funcionar como meios favoravelmente permeáveis.

➤ Relações geométricas de fraturas com outras estruturas

○ Dobras

Fraturas associadas a dobramento são fartamente descritas na literatura. Tais fraturas são classificadas em longitudinais, ortogonais e diagonais em relação ao eixo de dobramento, sendo que as duas primeiras compreendem fraturas trativas e as últimas, fraturas de cisalhamento, as quais ocorrem comumente como pares conjugados, como já mencionado anteriormente. Juntas estilolíticas, dependendo do material rochoso envolvido, também podem se desenvolver.

Falhas normais e de empurrão também podem se formar associadas ao dobramento, sendo que as primeiras localizam-se no arco externo da dobra e as outras no arco interno. Na Figura 4.7 são mostradas as fraturas e falhas comumente associadas ao dobramento.

Figura 4.7- Fraturas e falhas desenvolvidas em dobras cilíndricas (McClay, 1987).

Cabe salientar, como mencionado por McClay (1987), que, em dobras não-cilíndricas, as direções das fraturas trativas e de cisalhamento variam de acordo com a direção de deslizamento na dobra (Figura 4.8), portanto, numa dada situação, tais fraturas podem ocupar posições distintas daquelas comumente descritas num modelo de dobras cilíndricas.

Figura 4.8- Posicionamento de fraturas de cisalhamento (S) e trativas (e) em dobras não-cilíndricas (McClay, 1987).

○ Falhas

Fraturas ocorrem associadas aos mais distintos tipos de falhamentos. Seu posicionamento, naturalmente, é dependente dos tipos de falha, que por sua vez podem ser agrupados em três tipos básicos, de acordo com a classificação dinâmica de Anderson, a qual as considera segundo o posicionamento em relação aos eixos principais de tensão, num estado plano de tensão ($\sigma_1 > 0$, $\sigma_2 = 0$ e $\sigma_3 < 0$). No modelo de Anderson, três tipos de falhas podem se formar: normal, de empurrão e transcorrente. Na Figura 4.9 são mostradas as relações geométricas dessas falhas com as fraturas que podem se formar associadas às mesmas.

Zonas de cisalhamento rúptil que se desenvolvem em falhamentos transcorrentes também são locais favoráveis ao desenvolvimento de descontinuidades, que aumentam a permeabilidade do meio rochoso. Entre essas ocorrem a formação de fraturas trativas, além de outros tipos (riedel, anti-riedel). Na Figura 4.10 são mostradas as descontinuidades formadas numa zona de cisalhamento rúptil transcorrente.

Figura 4.9. Bloco diagrama com os três tipos de falhas de acordo com a classificação dinâmica de Anderson e o posicionamento de fraturas trativas e de cisalhamento associadas. A-Falha normal, B-Falha de empurrão e C-Falha transcorrente. (Bles & Feuga, 1981).

Figura 4.10- Descontinuidades geradas em zonas de cisalhamento rúptil não-coaxial. R- fratura de cisalhamento de Riedel; R'- fratura de cisalhamento conjugada de Riedel; T- fratura de tração; P-fratura sintética secundária; Y ou D- fraturas paralelas às bordas da zona de deformação; X-fratura em alto ângulo com Y. $\alpha = 75^\circ$, $\beta = 45^\circ$ e $\gamma = 15^\circ$. Adaptado de Bles & Feuga (1981).

A importância de zonas de falhas no regime da água subterrânea é ampla e variável, atuando muitas vezes como condutos preferenciais para a infiltração ou então como barreiras impermeáveis, impedindo o fluxo. Em geral, há um adensamento importante das fraturas próximas à zona falhada, propiciando um aumento na condutividade hidráulica do meio rochoso, via porosidade secundária, funcionando como canais preferenciais para o fluxo de água subterrânea, podendo condicionar áreas de recarga/descarga.

As falhas normais e transcorrentes são mais favoráveis à criação de aberturas do que as falhas de empurrão, quando analisadas sob uma óptica deformacional, pois nessas ocorre um espessamento da massa rochosa, tendendo a fechar mais os

espaços em relação às outras duas. Naturalmente, numa deformação compressiva, também existem locais em que se desenvolvem estruturas trativas, mas em proporções menores. Um fato importante a ser observado em falhamentos compressivos é a possibilidade da nucleação de fraturas de relaxamento e falhas normais após cessar a compressão. Nessa situação, são criadas porosidades secundárias que podem assumir relevância dependendo da magnitude do relaxamento e da litologia envolvida.

➤ Fatores que controlam o espaçamento de juntas.

Há muito foi estabelecido que a litologia e a espessura de camadas competentes influenciam o espaçamento das juntas que as corta. Os trabalhos de Price (1966) e Ladeira & Price (1981), entre outros, abordaram esse tema, geralmente utilizando como modelo ensaios em rochas sedimentares. Tais trabalhos consideram, basicamente, dois mecanismos para explicar o espaçamento das juntas: um consiste na ação de forças de contato agindo entre interfaces de elevado contraste reológico e o outro compreende fraturamento hidráulico.

Na proposição do modelo de forças de contato (Price, *op. cit.*), duas camadas incompetentes envolvem uma camada competente, resultando em tração na interface entre as camadas. A componente normal da tensão paralela às camadas é compressiva nas camadas externas e trativa na camada interna, de modo que o espaçamento das juntas, que se forma na camada interna, é determinado pelo comprimento da camada necessária para igualar a tensão de ruptura (tração) ao coeficiente de coesão interna da rocha. Assim, quanto mais espessa a camada, maior deverá ser o espaçamento da junta e maior a força requerida para fraturar a camada. Quando é formada uma junta, a tensão normal à mesma é aliviada na vizinhança, de modo que a formação de uma nova ruptura só irá ocorrer a uma distância tal que a tensão liberada seja mínima, em geral de 5 a 10 vezes a profundidade da junta. Assim, se a profundidade da junta é limitada pela espessura da camada, a relação sugere que o espaçamento varia com a espessura da camada. Entretanto, geralmente, o espaçamento das juntas é muito menor do que a regra, indicando que esse não é o mecanismo dominante.

O mecanismo que faz uso da pressão de fluido (P_f) (Ladeira & Price *op. cit.*) para explicar o espaçamento das juntas diz que, quando uma junta se forma, a P_f nos poros da vizinhança da junta cai, ocorrendo o fluxo de fluido para o espaço aberto. Como a P_f

diminuiu a tensão efetiva afasta-se para longe do critério de ruptura. Assim, uma nova junta não pode se formar nas proximidades da junta inicial. Uma segunda junta poderá ser criada somente fora da zona de redução da Pf, definindo assim um espaçamento mínimo para a formação de hidrofraturas. Naturalmente, essa distância depende da permeabilidade da rocha, de forma que aquelas altamente permeáveis mostrarão um espaçamento de fratura maior do que aquelas menos permeáveis, e da taxa de propagação da junta, a qual relaciona-se com a taxa de deformação. Foi observado ainda que, no fraturamento hidráulico, a separação das fraturas independe da espessura da camada.

➤ Parâmetros considerados na caracterização de fraturas

Antes de uma consideração referente aos principais parâmetros físico-mecânicos empregados na qualificação de fraturas, cabe salientar a necessidade da definição de um volume (de rocha) elementar representativo (REV), onde, em tese, as propriedades hidráulicas e/ou mecânicas seriam similares às daquelas da massa rochosa. Entretanto, para as propriedades hidráulicas, como por exemplo, condutividade hidráulica (K), permeabilidade (k), transmissividade (T), não é incomum a inexistência de um VER em decorrência da forte anisotropia e variabilidade das características das rochas (cristalinas).

A importância do REV reside na extrapolação de ensaios pontuais para grandes volumes rochosos. Naturalmente que, em aquíferos granulares não deformados, as anisotropias são menores, de tal forma que o REV é mais próximo do real quando comparado com aquele obtido para rochas cristalinas.

Singhal & Gupta (1999) consideram os seguintes parâmetros como importantes na caracterização de fraturas, evidentemente dependendo da escala em que o trabalho é realizado:

-Número de sets. Consiste no número de *sets* de descontinuidades presentes num material rochoso.

-Orientação. Abrange o comprimento e o número de juntas e seus quantitativos segundo suas atitudes.

-Espaçamento. Compreende a distância perpendicular entre fraturas adjacentes. Esse parâmetro tem grande influência sobre a permeabilidade da massa rochosa. A

separação das fraturas, como já abordado, é relacionada à litologia e à espessura da camada, mostrando uma relação linear para uma dada litologia.

$f_s = y.b$, onde (f_s) é a separação das fraturas; (b) a espessura da camada e (y) uma constante relacionada à litologia.

-Persistência. Refere-se ao comprimento do traço da fratura exposta.

-Densidade de fratura. Pode ser linear, areal e volumétrica.

-Área e forma da fratura.

-Volume da fratura. Refere-se ao número de fraturas por m^3 de rocha.

-Conectividade. É um parâmetro crucial na permeabilidade de rochas “duras”. Consiste na intersecção e terminações características das fraturas. Barton *et al.* (1987) *apud* Singhal & Gupta classificaram as fraturas em três categorias, de acordo com suas terminações: cega, interceptante e difusamente conectada (Figura 4.11). As duas últimas categorias conferem maior permeabilidade ao material rochoso. Fraturas bem desenvolvidas, mas não interconectadas, podem resultar em baixas vazões e recargas insuficientes. A conectividade aumenta com o acréscimo do comprimento e da densidade das fraturas.

-Abertura. É a distância perpendicular que separa as paredes adjacentes de uma fratura. Varia de muito fechada ($<0,1$ mm) até ampla ($>10,0$ mm). Como já comentado anteriormente, as juntas trativas apresentam aberturas maiores que fraturas de cisalhamento. Comumente as aberturas diminuem com a profundidade devido à pressão litostática que tende a fechá-las. O fluxo através das aberturas é dado pela lei cúbica.

-Rugosidade. São irregularidades contidas nas paredes das fraturas, que atuam de modo a dificultar o fluxo de fluido, trazendo efeitos no direcionamento e na velocidade do fluxo, com reflexos no seu regime, além de reduzirem a porosidade efetiva.

-Preenchimento. Compreende o preenchimento das fraturas por material sólido. Dependendo da natureza do mesmo pode obstruir inteiramente o fluxo através das fraturas.

Figura 4.11- Conectividade de fraturas. Tipos de terminações de fraturas. Barton *et al.* (1987) *apud* Singhal & Gupta (1999). B=cegas; C=interceptante e D=difusamente conectadas.

CAPÍTULO 5

CENÁRIO GEOLÓGICO

5.1- Introdução

A área em estudo situa-se na extremidade Nordeste da Província da Mantiqueira, fazendo limites a oeste e a norte com o Cráton do São Francisco e a leste com a Província Costeira (Almeida, 1977).

A geologia da região (Figura 5.1) é marcada por um extenso pacote de metassedimentos de natureza glácio-marinha, representado pelo Grupo Macaúbas, localizado majoritariamente na metade ocidental da área. Na metade oriental, predominam granitóides tardi- a sin-tectônicos e sin- a pós-tectônicos, configurando amplos corpos intrusivos, com formas diapíricas, eventualmente de dimensões batolíticas. Ambos os conjuntos litoestratigráficos encontram-se parcialmente capeados por sedimentos detríticos, representados por Coberturas recentes e pela Formação São Domingos. Completando o cenário regional, ocorrem aluviões, muito localizadamente, às margens dos principais rios da região.

Figura 5.1- Mapa geológico da área estudada. Adaptado de Perillo *et al.* (1995) e Pedrosa-Soares (1997).

5.2- Aluviões

Os aluviões são pouco desenvolvidos na região, exceto em partes dos rios Jequitinhonha, Araçuaí e Salinas. Entretanto, mesmo nesses locais, as dimensões são reduzidas para a representação na escala deste trabalho. Algumas ocorrências ao longo do rio Jequitinhonha são mostradas no mapa geológico, de acordo com o apresentado pela CPRM (1995).

Pretende-se desenvolver, ainda na presente pesquisa, através de processamento digital de imagens de satélite, um produto digital para mapear aluviões com base em suas respostas espectrais e na vegetação do entorno, que, em geral, mostra-se verdejante mesmo nos picos de seca. Composições coloridas e imagens termais serão utilizadas para melhorar a qualidade do mapeamento de aluviões existente atualmente.

5.3- Coberturas detríticas recentes

As coberturas detríticas recentes estão distribuídas amplamente na área, independente da litologia sotoposta, sejam os metassedimentos do Grupo Macaúbas, as rochas granitóides, ou a Formação São Domingos. De forma similar a essa Formação possuem morfologia de chapada, ocupando as partes mais elevadas do relevo. Têm ondulações muito suaves, encostas em geral com quebras abruptas, resultando em taludes muito íngremes. A densidade de drenagem é baixa. Os contatos com as litologias subjacentes são marcados por discordância erosiva e angular, com a presença de fragmentos quartzosos e/ou lateríticos. A idade dessas coberturas é incerta, situando-se entre o final Terciário e o Quaternário (Saadi & Pedrosa-Soares, 1990).

As coberturas detríticas têm uma origem elúvio-coluvionar e sua composição reflete a rocha fonte (Pedrosa-Soares, 1997), de modo que, quando desenvolvidas em rochas mais quartzosas, como granitóides e quartzitos têm composição mais arenosa. Por outro lado, quando são produtos de rochas de natureza metapelítica, como os xistos da Formação Salinas, têm uma contribuição silto-argilosa maior.

Na região da chapada do Sumidouro, cerca de 22 km a nordeste da cidade de Salinas, na BR-251, afloram sedimentos correspondentes a essas coberturas, sobrepostos aos xistos da Formação Salinas e a rochas granitóides. Nessa rodovia, na

base ocorre o xisto Salinas, profundamente alterado, mas com os traços da xistosidade ainda preservados, com coloração variando de vermelho a rosa claro. Repousa, discordantemente sobre esses xistos, um nível de seixos constituído de quartzo, às vezes recristalizado (quartzo de veio), fragmentos silto/argilosos endurecidos (laterizados) e fragmentos de xisto, com tamanhos variando de milimétrico a decimétricos. São angulosos a subarredondados e parcialmente envolvidos por uma película avermelhada de óxido de ferro. Sobreposto ao nível de seixos, ocorre uma camada de cor esbranquiçada argilo-siltica, com grãos de quartzo e, possivelmente feldspato, com granulometria na fração areia, dispersos na massa argilosa. Localmente ocorrem manchas de cor ocre devido à oxidação. Em direção à superfície, essa camada assume cores em tons ocre a avermelhados até chegar a um solo superficial de cor cinza com matéria orgânica.

No sopé das encostas das chapadas, ou de colinas graníticas, é comum a presença de materiais de natureza coluvial com composição semelhante àquelas que os originou.

As coberturas detríticas, em sua maioria, são suportadas por solos profundos eluviais (latossolos), com cores amarelo-avermelhadas areno-argilosos, os quais, em superfície, podem assumir cores mais escuras como o marrom, devido à incorporação de matéria orgânica proveniente de sua cobertura vegetal, representada pelo cerrado.

5.4- Formação São Domingos

Devido à grande importância hidrogeológica da Formação São Domingos para a região, pois se constitui numa das principais áreas de recarga, far-se-á uma abordagem mais detalhada da mesma em relação àquelas que serão feitas para as demais unidades geológicas.

A designação de Formação São Domingos foi introduzida por Pedrosa-Soares (1981), para os espessos pacotes de sedimentos grosseiramente estratificados, predominantemente pelítico-psamíticos, que ocorrem em algumas chapadas no Vale do rio Jequitinhonha. Para nominá-los o referido autor adotou o nome de uma das chapadas onde tais sedimentos são mais bem expostos, localizada imediatamente a noroeste da cidade de Virgem da Lapa, no médio Jequitinhonha.

A Formação São Domingos ocorre como extensas chapadas distribuídas na metade ocidental da área. Constitui superfícies planas a levemente onduladas,

apresenta bordas com quebras abruptas, resultando em um talude quase vertical, e assenta-se em discordância erosiva ou angular sobre os metassedimentos do Grupo Macaúbas e rochas granitóides. Fontes *et al.* (1978) destaca uma íntima relação entre as litologias da Formação São Domingos (Grupo Barreiras à época) com as rochas subjacentes, de modo a apresentar os minerais resistentes mais comuns àquelas rochas na região de contato.

As maiores ocorrências da Formação São Domingos situam-se na região a norte de Virgem da Lapa, incluindo as chapadas Virgem da Lapa, São Domingos e São José. A sudeste de Araçuaí, capeando a Serra do Tombo, tem-se a chapada do Brejão. Um outro conjunto de Chapadas de grande expressão areal ocorre a oeste de Rubelita, constituindo a Chapada dos Geraes. A seguir serão descritas separadamente as áreas de ocorrência daquela Formação nas chapadas.

➤ Chapadas de Virgem da Lapa, São Domingos e São José

As chapadas Virgem da Lapa, São Domingos e São José têm continuidade física, sendo que, anteriormente a 1983, recebiam uma única denominação, como Chapada São Domingos. Antigo nome da cidade de Virgem da Lapa. Tais chapadas constituem um conjunto contínuo, alongado na direção leste-oeste, com cerca de 30 km de extensão, com altitudes pouco variáveis entre 750-800 m, e se apresentando suavemente onduladas. Podem atingir espessuras de até 100 m (Saadi & Pedrosa-Soares, 1990). Entretanto, a espessura média deve ser inferior. São raras as informações acerca de sua espessura. Têm baixíssima densidade de drenagem. Todo o conjunto comporta apenas uma única drenagem (ribeirão São José).

A Formação São Domingos é constituída por arenitos, siltitos e argilitos grosseiramente estratificados em camadas métricas a decamétricas, com grande continuidade lateral. Das análises granulométricas de Valle (1980) na região de Virgem da Lapa, foram detalhadas as constituições dos litotipos da área.

Os arenitos têm fração areia constituída essencialmente por clastos angulosos a subangulosos de quartzo, às vezes revestido com uma película avermelhada de óxido de ferro/manganês. Sua matriz é caolínica, em cores variando entre o branco e o vermelho devido à presença de manchas de óxido de ferro. De acordo com Valle *op. cit.*, os minerais pesados são constituídos por granada, cianita, turmalina, berilo, estaurolita e opacos.

Os siltitos e argilitos têm composições variadas, em função da presença de clastos de granulação areia em diferentes proporções. Os clastos geralmente são de quartzo e de minerais pesados silicatados. Os níveis argilosos, ricos em caulinita, apresentam coloração esbranquiçada. Em geral a coloração desses sedimentos varia do branco ao vermelho, devido à intensidade da laterização.

Na Figura 5.2, é mostrado um perfil típico da Formação São Domingos na região de Virgem, onde observa intercalações de níveis em que ora predominam sedimentos pelíticos, ora mais arenosos, mais não assumem uma franca diferenciação granulométrica.

A reduzida permeabilidade dos argilitos resulta em menor laterização, de modo a apresentarem cores mais esbranquiçadas (Pedrosa-Soares, 1997). Disjunção esferoidal é muito comum nesses níveis mais argilosos.

Figura 5.2- Seção-tipo da Formação São Domingos a noroeste do município de Virgem da Lapa (Pedrosa-Soares, 1981).

Na região de Virgem da Lapa, a Formação São Domingos apresenta níveis conglomeráticos de espessura decimétrica, próximo ao seu topo (Foto 5.1) e possivelmente na base, sendo constituídos por seixos subangulosos a arredondados de quartzo leitoso, suportados por uma matriz areno-pelítica caolínica. O nível pelito-arenoso sotoposto ao nível conglomerático passa abruptamente para esse, denotando mudanças bruscas, seja na área fonte, seja no gradiente hidráulico. Essa última

possibilidade tem implicações tectônicas, podendo ser geradas tanto por um rebaixamento da "Bacia São Domingos" como por um soerguimento da área fonte.

Foto 5.1- Nível conglomerático (nível escuro imediatamente abaixo do martelo) com 1,5 m de espessura próximo ao topo da Formação Domingos, em Virgem da Lapa.

É onipresente a ocorrência de um nível de crosta ferruginosa sobreposta aos sedimentos da Formação Domingos na região de Virgem da Lapa, ocupando altitudes entre 720-740 m. Observa-se uma transformação gradual dos sedimentos nesse material ferruginoso. Segundo Pedrosa-Soares (1981), essa crosta pode atingir até 10 metros de espessura. Entretanto, é bastante variável. Ainda segundo esse autor, o processo de laterização resulta da percolação da água intempérica através do fraturamento e de espaços intergranulares da própria formação.

➤ Chapada do Brejão

A Chapada do Brejão está localizada a 12 km, a sudeste da cidade de Araçuaí, recobrando a Serra do Tombo. Esta é sustentada em sua maior parte por metassedimentos do Grupo Macaúbas, exceto por uma intrusão de biotita granitos.

A Serra do Tombo tem forma alongada, dispendo-se segundo a direção SE-NW, ao longo de 18 km. Distintamente das chapadas da região de Virgem da Lapa, aqui a superfície é significativamente ondulada, com lagoas internas (Lapinha e Lagoão),

superfície é significativamente ondulada, com lagoas internas (Lapinha e Lagoão), apresentando uma variação de altitude entre 750 e 858 m, superior, portanto, àquelas. Em suas bordas o relevo é abrupto, propiciando taludes quase verticais. Também difere daquelas chapadas quanto à rede de drenagem. Nesse caso, há cinco drenagens, sendo que algumas estão interligadas com as lagoas internas. As drenagens são de implantação recente, com a maioria de suas direções orientadas no quadrante NW. Aparentemente, desenvolveram-se sobre descontinuidades estruturais pré-existentes, herdadas da fase rúptil da deformação que imprimiu a xistosidade na Formação Salinas.

Na serra do Tombo, afloram arenitos duros, maciços, de coloração cinza-clara a esbranquiçada. Seus clastos são representados por grãos de quartzos angulosos, de granulometria fina a média, distribuída em uma matriz argilosa de cor esbranquiçada, parcialmente caolínica. As porções mais ricas em pelitos apresentam disjunção esferoidal superficial. As micas não são raras e estão dispersas na matriz argilosa, especialmente a moscovita. Dispõem-se discordantemente sobre os metassedimentos Macaúbas e granitóides.

Há poucas informações acerca da espessura desses sedimentos na Serra do Tombo. Perillo *et al.* (1995) descreve um banco com cerca de 20 m de espessura. Na localidade de Lapinha, um poço tubular atravessou 9 m nesses sedimentos.

➤ Chapada dos Geraes

A Chapada dos Geraes está localizada a 5 km, a oeste da cidade de Rubelita. Está assentada, em sua maior parte, sobre os metassedimentos do Grupo Macaúbas e os granitos intrusivos, em discordância erosiva e angular.

A Chapada dos Geraes (Foto 7.4) tem formas irregulares, com direção maior no sentido NW-SE, estende-se por cerca de 25 km nessa direção, com uma série de recortes entalhados, em média segundo a direção meridiana. Tem relevo aplainado, muito suavemente ondulado, com altitudes variando de 750-770 m. Na parte leste dessa chapada ocorre a Lagoa Grande com geometria circular e 1 km de diâmetro, a qual despertou a postulação de uma teoria sideral para a sua formação, onde seu formato circular e faixas internas concêntricas, observadas em imagem de satélite, resultariam do impacto de meteoro. Na verdade, tais faixas concêntricas correspondem ao recuo das águas durante a estiagem, dando lugar à vegetação que se desenvolve

serra do Tombo, desenvolve cinco drenagens com orientações oscilando entre NE e NW.

A constituição dos sedimentos da Formação São Domingos na Chapada dos Geraes é similar àquela da região de Virgem da Lapa, com camadas de arenitos, siltitos e argilitos, além de um nível decimétrico de conglomerados na base e próximo ao topo da seqüência.

Os arenitos têm coloração variando de branca a avermelhadas, devido a diferentes graus de oxidação. Os clastos são representados por grãos de quartzo com granulometria fina a média, angulosos a subangulosos, às vezes envolvidos por uma película de óxido de ferro, dispersos em uma matriz argilo-síltica, com proporção variável entre essas duas faixas granulométricas.

Os siltitos e argilitos apresentam clastos dispersos especialmente de quartzo, originando composições pelito-psamíticos variáveis em relação às proporções na mistura. A coloração é similar à dos arenitos. Quando a proporção de argila (caulinítica) é muito elevada, a camada é de coloração branca.

Foto 5.2 – Chapada dos Geraes, a oeste da cidade de Rubelita.

➤ Comentários sobre a Formação São Domingos

O contato da Formação São Domingos ocorre principalmente com os quartzo-biotita xistos da Formação Salinas, em discordância angular e erosiva. Mais restritamente, faz contato com granitóides. Em escala de afloramento, quando é possível observar os contatos, os mesmos são marcados por grande quantidade de quartzo.

O ambiente de sedimentação da Formação São Domingos é interpretado em Saadi & Pedrosa-Soares (1990) e Pedrosa-Soares *et al.* (1994) como fluvial, em depósitos de canais, de fluxos densos e planícies de inundação, com marcado controle neotectônico. Tal formação teria se depositado sobre os tratos abatidos da Superfície Sul-Americana, está segundo a concepção de King (1956), com idade possivelmente tardi-miocênica/pliocênica. Aqueles autores a correlacionam, como a maioria absoluta dos trabalhos publicados até hoje, à Formação Barreiras.

A idade considerada pelos autores retro-referidos para a Formação São Domingos é questionável segundo Mello (1997). Baseado na premissa de que essa Formação representa a continuidade geográfica continente adentro da Formação Barreiras, devido às suas semelhanças sedimentológicas e morfológicas, os autores atribuem-lhe a mesma idade Pliocênica. Entretanto, as idades dos depósitos sedimentares continentais recentes no Sul e Leste do Estado de Minas Gerais variam do Eoceno ao Plioceno. De forma que a idade atribuída à Formação São Domingos pelos citados autores, e, por extensão, os modelos evolutivos, fica dependente de confirmação.

5.5- Rochas granitóides

As rochas granitóides foram subdivididas em dois grandes conjuntos: granitóides tardi- a sin-tectônicos e sin-a pós-tectônicos, relativamente à deformação de idade brasileira que atingiu o Grupo Macaúbas, especialmente a Formação Salinas. Essa separação segue aquela proposta por Perillo *et al.* (1995).

➤ Rochas granitóides tardi- a sin-tectônicas

Os granitóides tardi- a sin-tectônicos foram desmembrados em cinco subconjuntos rochosos em função de suas características petrográficas: granito-gnaisses, granitóides porfiroblásticos, biotita-granitóides, agmatitos e metatexitos.

○ Granito-gnaisses

Os granito-gnaisses ocorrem distribuídos na porção centro-leste da área. São rochas leucocráticas, predominantemente de cor cinza-clara, com granulação média a

grossa, equigranulares a porfiroblásticas. Os minerais essenciais são: quartzo, k-feldspato, plagioclásio e biotita. Apresentam um bandamento incipiente, dado pela biotita, além da orientação de porfiroblastos de k-feldspato. Comumente estão migmatizados, apresentando estruturas do tipo *schillieren* e dobras pitgmáticas. Tais rochas são cortadas por veios de composição granítica de granulação fina, com espessura decimétrica e atitude subvertical.

Em análises microscópicas (Perillo et al., 1995), o quartzo apresenta evidências de deformação plástica (extinção ondulante, andas de deformação, etc) e rúpteis (fraturas). O k-feldspato (microclina) e o plagioclásio exibem fraturas com sericitização nas bordas. A presença de deformação de natureza rúptil nessas rochas se reveste de grande importância por ser meios potenciais para a infiltração/armazenamento de água.

O contato com as rochas da Formação Salinas é transicional, ocorrendo um aumento gradativo nos leitos gnáissicos até predominarem sobre os xistos daquela formação. Os contatos com as outras rochas granitóides da área serão descritos a seguir.

- Granitóides porfiroblásticos

Os granitóides porfiroblásticos se distribuem principalmente na metade inferior do quadrante nordeste da área. São rochas leucocráticas de coloração em tons de bege, exibindo textura porfiroblástica, esta dada por k-feldspato com dimensões centimétricas, podendo estar dispersos numa matriz quartzo-feldspato-biotítica, de granulometria média a grossa, ou alinhados segundo uma incipiente foliação conferida pela disposição planar/curvilinear da biotita. Não é raro a presença de *boudins* de rocha granítica de cor cinza, fina, alongados segundo a foliação.

Em escala de lâmina delgada, quartzo, plagioclásio e k-feldspato apresentam feições de deformação dúctil e rúptil, essas últimas manifestadas por fraturas, algumas com sericitização nas bordas.

Os contatos com os granito-gnáissicos são do tipo transicional, marcados pelo aparecimento de estruturas migmatíticas.

- Biotita granitóides

Os biotita-granitóides ocorrem no extremo nordeste da área. São rochas leucocráticas, em tons rosados, com granulometria média, equigranular a porfiroblástica, tendo o quartzo, microclina, plagioclásio e biotita como minerais essenciais. Os k-feldspatos centimétricos constituem os porfiroblastos. Ao contrário dos granitóides descritos anteriormente, estes se apresentam comumente isotrópicos.

- Agmatito

Segundo Perillo *et al.* (1995) ocorre um corpo de agmatito na região, localizado a sudoeste da cidade de Santa Cruz das Salinas, a nordeste da área. De acordo com esse autor o agmatito é composto de paleossomas mesocráticos, de natureza tonalítica, cinza-escuro, de granulação fina constituído por quartzo, plagioclásio, biotita, hornblenda e diopsídio. É cortado por neossoma leucocrático de cor creme, composto de quartzo, feldspato, biotita e granada, resultando em uma estrutura do tipo agmatítica. O alinhamento de porfiroblastos de feldspato contidos no neossoma delineia um fluxo magmático.

- Metatexito

O metatexito ocorre como um corpo aparentemente isolado, a sudoeste da cidade de Comercinho (Perillo *op. cit.*), próximo ao setor central da área. É uma rocha migmatítica com estrutura do tipo estromática, com neossoma quartzo-feldspático em cores claras e paleossoma de igual constituição, porém de coloração escura devido à presença de biotita. As estruturas mais comuns são *schlieren*, dobras pitigmáticas e dobras intrafoliais, afetando todo o conjunto.

➤ **Granitóides sin- a tardi-tectônicos**

Os Granitóides sin- a tardi-tectônicos foram subdivididos em três subconjuntos rochosos em função de suas características petrográficas e composicionais: granitos pegmatóides, leucogranitos a duas micas e biotita granitos.

A natureza claramente intrusiva dessas rochas é manifestada, entre outras, pelas seguintes características, como salientado em Pedrosa-Soares (1997):

- Forte inclinação da xistosidade das encaixantes, comumente verticalização das mesmas;
- Injeção de veios graníticos e apófises com textura pegmatóide nas encaixantes;
- Contatos bruscos com as encaixantes;
- Obliteração da trama tectônica das encaixantes junto aos contatos.

Os granitóides sin- a tardi-tectônicos não registram estruturas penetrativas dúcteis em escala local ou regional, ocorrendo apenas, de modo muito localizado, especialmente em suas bordas, uma tênue foliação de fluxo. Estruturas rúpteis são manifestadas por juntas de resfriamento e juntas sistemáticas, estas relativas à fase final de deformação compressiva que atingiu o Grupo Macaúbas.

○ Granitos pegmatóides

Os granitos pegmatóides ocorrem, principalmente, na parte centro-oeste da área, em contato com a Formação Salinas e leucogranitos a duas micas. Em geral, são corpos de formatos irregulares, com a maior dimensão chegando a atingir alguns quilômetros. São rochas inteiramente homófonas, com granulação bastante variável, predominando a grossa. Xenólitos da Formação Salinas são comuns nesses corpos.

A mineralogia essencial é constituída por feldspato potássico, quartzo, plagioclásio, moscovita e turmalina negra. De acordo com Pedrosa-Soares (1997), esses granitos são fácies de cúpula dos plutonitos que ocorrem na área.

○ Leucogranitos a Duas Micas

Esse litotipo compreende as rochas descritas no projeto Espinhaço (Pedrosa-Soares, *op. cit.*), como leucogranitos a duas micas e os biotita-moscovita granitos descritos em Perillo *et al.* (1995). São muitas as semelhanças entre as duas descrições, dentre elas: i) estrutural (corpos intrusivos sin-tardi tectônicos), ii) mineralogia (quartzo, microclina, plagioclásio, biotita e moscovita); iii) textural (xenomórficos equigranulares, fino a médio, com foliação de fluxo nas bordas); iv) petrográficas (ambos plotam no diagrama QAP no campo 1 como granitos).

Devido a essas semelhanças, tais litotipos foram agrupados em uma única unidade que recebeu a denominação de leucogranito a duas micas.

Os leucogranitos a duas micas ocorrem, principalmente, no centro norte da área. São rochas leucocráticas cinza-claras, com textura xenomórfica, equigranulares, com granulometria variando de fina a média, podendo ser, localmente, porfíricas. Em geral, são isótropas. Entretanto, uma foliação fluxo dada pelo arranjo planar de biotita é comum nas proximidades do contato com as encaixantes do Grupo Macaúbas. O contato com esse Grupo é marcado por feições intrusivas como veios graníticos, pegmatíticos e de quartzo.

Os minerais essenciais são quartzo, k-feldspato e plagioclásio. A biotita e a moscovita assumem proporções muito variáveis, podendo localmente estar ausente uma ou outra. A moscovita é produto da substituição da biotita. Em escala microscópica, o quartzo apresenta-se pouco fraturado, mas com sinais de deformação plástica dada por extinção ondulante.

○ Biotita Granitos

Os biotita granitos ocorrem como corpos irregulares, alcançando cerca de 25 km em sua maior dimensão. Situam-se principalmente no extremo sudeste da área.

São rochas leucocráticas, com cor variando de cinza a creme, tendo como minerais essenciais o quartzo, plagioclásio, k-feldspato e biotita. Tem granulometria de média a grossa, granular a porfírica, estes últimos representados por pórfiros de feldspatos. Em geral, são homófonas, mas podem apresentar uma incipiente foliação no contato com a Formação Salinas, o qual é marcado por feições intrusivas.

Ao microscópio, a textura é granular xenomórfica a hipidiomórfica. Alguns cristais de plagioclásio e k-feldspato podem se apresentar muito fraturados (Perillo *et al.*, 1995), denotando deformação dútil.

➤ Geocronologia das rochas granitóides

As informações geocronológicas da área são escassas. Restringem-se a análises Rb/Sr em rocha total e K/Ar em biotita.

Os granitóides porfiroblásticos foram datados por Siga Júnior (1986), na região de Pedra Azul, fora dos limites da área, obtendo 615 +/- 35 Ma, pelo método Rb/Sr e

474 $\pm$ 14 Ma em K/Ar. O mesmo autor datou granito-gnaisses também fora da área, obtendo idades de 535 $\pm$ 15 Ma. Litwinski (1985) datou essas rochas nos arredores de Itaobim, obtendo idade de 655 $\pm$ 22 Ma, considerando-a como idade de metamorfismo.

Os granitos intrusivos da região de Itinga foram datados por Sá (1977), através do método Rb/Sr, que obteve idade de 519 $\pm$ 6 Ma, considerando-a como idade de formação dessas rochas. Duas amostras de moscovita de pegmatitos associadas a essas rochas apresentaram idades K/Ar de 467 $\pm$ 18 Ma e 490 $\pm$ 12 Ma, para resfriamento abaixo de 300° C. A formação dos pegmatitos foi considerada praticamente como contemporânea à dos granitos devido à possibilidade de perdas de argônio durante o preparo das amostras.

5.6- Grupo Macaúbas

A definição dos conjuntos litológicos que compõem o Grupo Macaúbas, bem como suas denominações, foram alvos de diversas mudanças desde a introdução do termo Macaúbas, inicialmente como formação por Moraes (1929, 1937). Tais aspectos não são pertinentes a esse trabalho, cabendo citar, para eventuais consultas, os trabalhos de Karfunkel *et al.* (1985), onde é feita uma síntese do conhecimento do Grupo, e o Projeto Espinhaço (Pedrosa-Soares, 1997), que além de uma ampla revisão da geologia, consagra a utilização de nomenclaturas e litotipos propostos por Pedrosa-Soares (1981), as quais serão adotadas no presente trabalho.

O Grupo Macaúbas, de idade neoproterozóica, ocupa grande parte da metade oeste da área estudada. Na região, é constituído da base para o topo pelas Formações Salinas, Chapada Acauã e Nova Aurora (Pedrosa-Soares, *op. cit.*).

➤ Formação Salinas

A Formação Salinas na área é formada por uma sucessão de quartzo-mica xistos bandados, com intercalações de biotita quartzito, xistos carbonáticos, rochas cálcio-silicáticas, metaconglomerados, formação ferrífera bandada e grafita xistos.

Os quartzo-mica xistos geralmente são bandados, constituídos de quartzo e biotita. São mais ricos em biotita do que em moscovita, às vezes apresentando

plagioclásio, granada e, localmente, calcita. Ocupam a maior parte da área, especialmente o quadrante NW, a porção central e o Sul.

Os biotita quartzitos compreendem rochas de tons escuros, indo do cinza ao negro, de aspecto maciço. Sua xistosidade é de difícil observação, exceto quando intemperizadas. São constituídos por quartzo, feldspato e biotita, sempre com o primeiro componente em maior proporção.

Os biotita quartzitos e xistos carbonáticos ocorrem preferencialmente na porção noroeste da área.

Os metaconglomerados, foram observados apenas no vale do ribeirão Caraíbas, embora ocorram em outros locais, segundo Pedrosa-Soares *op. cit.*. São psefitos clasto-suportados, principalmente, com seixos de quartzo, quartzito e gnaiss. Localmente, podem se apresentar estirados, paralelos à lineação mineral, ou mesmo achatados.

As rochas cálcio-silicáticas têm cores escuras, em tons esverdeados, dispõem-se na forma de delgadas lentes, às vezes boudinadas, têm aspecto maciço, sendo difícil observar a xistosidade nas mesmas. A sua composição é dada por quartzo, plagioclásio e anfibólio (Pedrosa-Soares, 1997).

Segundo aquele autor, a Formação Salinas representa depósitos distais de margem passiva, sedimentados por correntes turbidíticas de baixa densidade. Seus metaconglomerados sugerem depósitos de canais de leques submarinos.

➤ Formação Chapada Acauã

A Formação Chapada Acauã ocupa uma estreita faixa no extremo oeste da área, sendo constituída por quartzitos, metadiamictitos e metapelitos. Segundo Pedrosa-Soares *op. cit.*, essa Formação, no contexto da área do projeto, não é bem conhecida, exceto por seu membro Lagoa Nova, de composição quartzítica, o qual constitui uma estrutura tipo braquianticlinal na porção centro-oeste da área.

Os quartzitos são metapsamitos, em geral intemperizados, com feldspato e micas e hematita. Ocorrem em forma de lentes. De acordo com Pedrosa-Soares *op. cit.* o membro Lagoa Nova é constituído por quartzito com acessórios representados por micas, feldspatos, óxidos de ferro e carbonato, sendo que, junto a intrusões graníticas, os carbonatos se transformam em diopsídio e tremolita.

Os metadiamictitos variam de pelíticos a areno-pelíticos, com clastos de rochas de natureza granítica, quartzito, quartzo, rochas carbonáticas, entre outros. A composição da matriz, em ambos os casos, é de quartzo, micas e plagioclásio. Os termos mais pelíticos ricos em filossilicatos tendem a acomodar a deformação nesses níveis mais plásticos de forma que resultam em clastos estirados paralelamente à lineação mineral, ou então, são envolvidos pela xistosidade, a qual é bem desenvolvida nesses termos. Intercalações importantes de quartzito ocorrem nos termos mais arenosos.

Os metapelitos são representados predominantemente por quartzo-mica-xistos e metassiltitos.

Segundo Pedrosa-Soares (1997), a Formação Chapada Acauã representa depósitos marinhos de natureza turbidítica, sedimentados por correntes de alta densidade canalizadas.

➤ **Formação Nova Aurora**

A Formação Nova Aurora também se localiza no extremo oeste da área, compreendendo metadiamictitos com intercalações de quartzitos, localmente ferruginosos. De acordo com Pedrosa-Soares *op. cit.*, a existência dessa formação na área não é completamente esclarecida, haja vista a semelhança de seus litotipos com aqueles da Formação Chapada Acauã.

CAPÍTULO 6

ANÁLISE GEOMORFOLÓGICA

6.1- Introdução

Os estudos de natureza geomorfológica realizados neste trabalho tiveram como objetivo a delimitação prévia de sítios, nos quais a probabilidade de ocorrência de estruturas deformacionais recentes fossem maiores, de modo a subsidiar e otimizar os trabalhos de campo, realizados em etapas posteriores, e como ferramenta no estudo neotectônico da área. Esse enfoque decorre do fato de que a maioria da literatura neotectônica regional, especialmente nos limites geográficos da área estudada, faz uso de indicadores indiretos para a deformação recente, com poucas descrições de estruturas deformacionais recentes *in loco*.

A análise geomorfológica realizada neste trabalho vai ao encontro das acepções inseridas no contexto de uma abordagem morfotectônica da paisagem, no sentido de Summerfield (1994) e Doornkamp (1986), em que é entendida como a geomorfologia das formas de relevo, estando essas formas relacionadas com a tectônica recente. Dito de outra forma: a compreensão da atividade neotectônica a partir do modelado por ela impresso no relevo. Desse modo, dentro de uma abordagem morfotectônica regional, foram desenvolvidos mapas temáticos de natureza morfométrica, hipsométrico, de compartimentação do relevo e um modelo digital de terreno (MDT).

Também foi realizada a análise da rede de drenagem como uma ferramenta complementar com vistas ao reconhecimento de anomalias de drenagem como indicadoras de atividade tectônica. Nesse estudo foram confeccionados mapas de segmentos de drenagem e feito o reconhecimento de anomalias de drenagem, bem como a descrição dos padrões de drenagem e o seu significado lito-estrutural.

Para finalizar a abordagem morfotectônica, foi realizado a sobreposição dos mapas de compartimentação do relevo, de segmentos retilíneos de drenagem e da distribuição das coberturas sedimentares (Coberturas recentes e Formação São Domingos). A sobreposição desses dados permite, em princípio, a demarcação de domínios deformacionais, auxiliando na seleção de áreas preferenciais, representadas pelos limites de compartimento, para reconhecimento de indicadores diretos da ação

neotectônica, pois esses limites de compartimentos têm se mostrado os sítios preferenciais de concentração de deformação. A proposição feita em Golts & Rosenthal (1993) sinaliza nesse sentido.

O estudo da geomorfologia através da morfotectônica e análise morfométricas, no sentido de Doornkamp (1986), permite o entendimento das formas de relevo jovens como o resultado da ação neotectônica em uma dada área. Existem diversas anomalias geomorfológicas indicadoras de atividade neotectônica, sendo que Goy *et. al* (1991) as dividiu em 5 grupos temáticos:

- Anomalias de relevo: Escarpas abruptas e não dissecadas, facetas bem preservadas possivelmente representam feições jovens, ao contrário daquelas bastante desgastadas;
- Depósitos superficiais deformados: Esses se constituem na solução, talvez, da principal limitação da análise morfotectônica (Verstappen, 1983), que é a distinção entre movimentos antigos e eventos ou formas mais jovens;
- Interflúvios e vertentes;
- Redes de drenagem: São muito sensíveis ao tectonismo, podendo apresentar significativos desvios em seu curso e variações abruptas do gradiente hidráulico;
- Disposição geométrica-espacial de depósitos recentes.

6.2- Mapa hipsométrico

O mapa hipsométrico da região (Figura 6.1) mostra uma faixa de variação de altitudes entre 200 e 1150 m, decrescendo de oeste para leste. Os valores mais baixos, oscilando entre 200 e 400 m, correspondem aos entalhamentos esculpidos pelos rios Jequitinhonha e Araçuaí e pelo baixo curso de seus principais tributários (rios Vacaria, Salinas, Itinga, Setúbal). Tal faixa altimétrica corresponde à denominada Depressão Interplanáltica do médio Jequitinhonha (IGA, 1977). São moldados em metassedimentos do Grupo Macaúbas e em granitóides intrusivos. Exibem alinhamentos altimétricos, na escala regional, de direção EW e NS, mas, quando observados localmente, sobressaem as direções NE e NW, coincidente com os *trends* principais de fraturamento, falhas e xistosidade.

No quadrante nordeste da área, observa-se uma conformação de faixas altimétricas entre 400 e 600 m em vales lineares encaixados em granitóides, segundo a

direção NE. Tais vales representam zonas de cisalhamento rúptil com feixes de fraturas.

As faixas altimétricas intermediárias, entre 650 e 900 m, correspondem, em sua maioria, a superfícies tabulares representativas de coberturas sedimentares (sedimentos detríticos recentes e Formação São Domingos).

Os máximos topográficos, acima de 900 m, compreendem, na quase totalidade, a topos de corpos intrusivos e, mais subordinadamente, a sedimentos detríticos. Nesses ocorrem nítidos alinhamentos de direção NS, no extremo noroeste da área.

Figura 6.1- Mapa hipsométrico da região.

6.3- Mapa de compartimentação do relevo e modelo digital de terreno (MDT)

A compartimentação geomorfológica da área (Figura 6.2) foi realizada a partir das formas de relevo extraídas de cartas topográficas 1:100.000 e do mapa geomorfológico do Norte de Minas Gerais (IGA, 1978), na escala 1:500.000.

A área em estudo foi dividida em três unidades geomorfológicas maiores, semelhantes a outros estudos regionais como IGA (1978) e CETEC (1980). Posteriormente, cada unidade foi desmembrada em compartimentos de relevo, gerando no total oito compartimentos. No modelo digital de terreno (Figura 6.3), são mostrados alguns dos compartimentos de relevo mais conspícuos da área.

Figura 6.2- Compartimentação geomorfológica regional. (Modificado a partir de IGA, 1977).

Figura 6.3- Bloco diagrama com modelo digital de terreno (MDT), mostrando compartimentos de relevo que ocorrem na área. Planalto do Jequitinhonha: 1-Vertentes ravinadas, 2- Colinas com vales encaixados, 3-Cristas, 4-Superfícies tabulares; Planaltos dissecados do leste de Minas: 5-Colinas e cristas, 6-Vales e vertentes; Depressão interplanáltica do médio Jequitinhonha: 7-Colinas, 8-superfícies aplainadas.

➤ Planalto do Jequitinhonha

Essa unidade geomorfológica é a de maior abrangência na área, ocupando grande parte do seu setor ocidental. Compreende litologias do Grupo Macaúbas, granitóides intrusivos e coberturas sedimentares, tanto aquelas representadas pela Formação São Domingos como aquelas mais recentes, compostas por material predominantemente de natureza eluvial. No geral, são formas tabulares intercaladas com áreas dissecadas ao longo dos vales, originadas pela erosão parcial de extensas superfícies de aplainamento.

- Compartimento de vertentes ravinadas

Essa forma de relevo comumente localiza-se nas bordas íngremes das coberturas detríticas, tem forte declive, constitui o patamar altimétrico intermediário do Planalto do Jequitinhonha, ocorrendo principalmente entre as altitudes de 450 e 600 m. Localmente também ocorrem vales encaixados nesse domínio.

- Compartimento de colinas com vales encaixados

O compartimento caracterizado por colinas engloba diversas feições de relevo associadas, entre elas, vales encaixados, cristas e vertentes ravinadas (Foto 6.1). Apresenta altitude média mais elevada que o compartimento anterior, oscilando entre 450 e 700 m. Aloja drenagens com forte controle estrutural, especialmente o baixo curso do rio Vacaria, no extremo oeste da área, com orientação meridiana e inflexões para leste e oeste. Coincide com uma zona de falha de empurrão. Essa feição fica bem demarcada quando se observam os limites desse compartimento com relevo dominado por cristas no extremo noroeste da área.

- Compartimento de cristas

O compartimento dominado por cristas apresenta também morfologias de vertentes ravinadas e, localmente, colinas com vales encaixados. Tal compartimento mostra os maiores picos altimétricos dentro do planalto do Jequitinhonha, variando de 450 m até 1000 m. São sustentados por quartzitos e granitóides. Têm limites lineares com outros compartimentos, com direção geral NE. É provável que esses limites configurem sistemas de falhas/juntas.

Foto 6.1- Vista do Planalto do Jequitinhonha a norte da cidade de Virgem da Lapa, exibindo os seguintes compartimentos de relevo: 1=Vertentes ravinadas esculpidas na Formação São Domingos, 2=Colinas com vales encaixados nos xistos da Formação Salinas, 4=Superfícies tabulares suportadas pela Formação São Domingos.

- Compartimento de superfícies tabulares

A Formação São Domingos e as coberturas detríticas recentes, com suas superfícies aplainadas e relevo suave, compreendem a totalidade deste compartimento. São limitadas por bordas erosivas, muitas vezes quase verticais, sendo comum a presença de material coluvial nos sopés dessa forma de relevo. Distribuem-se entre as altitudes de 700 e 950 m. Uma observação interessante é o aumento da altitude de oeste para leste nessas formas tabulares. É possível que existam controles tectônicos nessa variação da altitude, mas não se pode deixar de notar que há uma forte relação das faixas altimétricas das coberturas com o substrato das mesmas, pois, onde as coberturas são desenvolvidas sobre xistos, em geral se tem altitudes mais baixas; quando as litologias sotopostas são granitóides ou quartzito as altitudes são maiores. Esse compartimento é escasso em drenagens, corroborado pela natureza detrítica dessas coberturas, que em geral privilegiam a infiltração ao escoamento superficial. Há boa sobreposição desse compartimento com locais de menor densidade de drenagem na região (mapa de densidade de drenagem- Figura 6.4). São essencialmente áreas de recarga para água subterrânea.

Este compartimento é o mais seguro marcador para a deformação neotectônica regional, pois é desenvolvido em materiais considerados de idade cenozóica.

➤ Planaltos dissecados do leste de Minas

Essa unidade geomorfológica envolve a maior parte do setor oriental da área. Tem seu relevo evoluído a partir de dissecação fluvial e por erosão diferencial e descamação concêntrica. Estas formas são dominantes nos granitóides intrusivos, enquanto que aquelas são mais comuns sobre os xistos do Grupo Macaúbas. Foi subdividida em 2 compartimentos:

○ Compartimento de colinas e cristas

As colinas e cristas são as principais formas de relevo desse compartimento (Foto 6.2), mas também ocorrem vales encaixados e vertentes ravinadas e pontões, estes materializados por intrusões graníticas. Situam-se entre as altitudes de 450 e 900 m. Os padrões de drenagem mais difundidos são dentrítica, retangular e anelar. O primeiro tipo é de ocorrência bastante ampla, enquanto o segundo ocorre associado a zonas de juntas/falhas, especialmente na extremidade leste do compartimento, com direções entre NS e NE. O sistema anelar está associado às intrusões graníticas dômicas.

Foto 6.2- Planalto Dissecado do Leste de Minas, próximo à cidade de Santa Cruz das Salinas, destacando o compartimento de colinas e cristas moldado sobre granitóides e o encaixamento da drenagem em zonas de fraturas.

- Compartimento de vales e vertentes

É marcado por vales bem encaixados e vertentes ravinadas, concentrando-se no setor sudeste da área. Localmente também ocorrem superfícies onduladas, com altitudes entre 500 e 750m. Está inteiramente inserido no contexto das rochas granitóides. Predominam padrões de drenagens dentríticos e retangulares.

- Depressão interplanáltica do médio Jequitinhonha

Essa unidade geomorfológica compreende as áreas rebaixadas, estabelecidas ao longo dos rios Jequitinhonha e Araçuaí e no baixo curso de seus principais afluentes (Vacaria, Salinas, Itinga, Calhauzinho, Setúbal e Ribeirão S. João). Está encaixada tanto no Planalto do Jequitinhonha como nas Serras do Leste de Minas. Compreende as mais baixas altitudes da região, seus compartimentos de relevo, em número de dois, foram elaborados principalmente por processos de dissecação fluvial. Tal unidade ocorre tanto sobre rochas do Grupo Macaúbas como nos granitóides intrusivos. Normalmente desenvolve vales largos sobre os xistos do Grupo Macaúbas, enquanto que, sobre rochas granitóides, localmente apresenta vales estreitos. A altitude desse compartimento decresce de oeste para leste.

- Compartimento de colinas

Esse compartimento abrange as formas de relevo dominadas por colinas, com variações para colinas com vales encaixados e colinas de topo aplainado. As altitudes variam entre 450 e 250 m. Domina principalmente em uma faixa NS ao longo do vale do rio Salinas (Foto 6.3), onde pode apresentar vales encaixados associados, especialmente próximo à confluência com o rio Jequitinhonha. Nesse local é marcante o controle estrutural do vale, com direção NE.

Foto 6.3- Vista da Depressão Interplanáltica do médio Jequitinhonha com o compartimento de colinas (7) onde flui o rio Salinas na sua porção central, bordado pelos compartimentos de superfícies tabulares (4) e de cristas (3).

- Compartimento de superfícies aplainadas

O compartimento de superfícies aplainadas distribui-se principalmente no quadrante sudeste da área, constituindo uma extensa faixa de direção regional NE, alojando o baixo curso dos rios Araçuaí e Jequitinhonha (Foto 6.4). Ao longo do baixo curso do ribeirão S. João, entalhado em rochas granitóides, assume a direção NS, até a confluência com o rio Jequitinhonha.

Os rios localizados nesse compartimento têm a direção de seus cursos controlados majoritariamente por juntas, falhas e xistosidade. Em geral variam entre NE e NW. As altitudes desse compartimento são as mais baixas da área, situando-se entre 400 e 200 m.

Foto 6.4- Vista do compartimento de superfícies aplainadas (8) bordado por colinas e cristas graníticas (5). Vê-se ainda a cidade de Itinga margeada pelo rio Jequitinhonha.

6.4- Mapas morfométricos

A importância da utilização de métodos morfométricos na análise neotectônica é demonstrada em diversos trabalhos, como em Jain (1984), Deffontaines (1989, 1991), Zuchiewicz (1991), Golts & Rosenthal (1993), Rodriguez (1993), Salvador & Riccomini (1995), Deroin & Deffontaines (1995), Jianjun *et al.* (1997), Hiruma & Riccomini (1999), entre outros.

Cabe salientar que a maioria dos trabalhos retromencionados utilizaram cartas topográficas, as quais constituem o suporte elementar para a confecção dos mapas morfométricos aqui apresentados (superfícies de base, gradiente hidráulico e densidade de drenagem), em escalas com maior resolução, entre 1:10.000 e 50.000. A sensibilidade para a detecção de indicadores e/ou anomalias que possam constituir manifestações neotectônicas nos mapas desta pesquisa é, portanto, inferior.

➤ Mapa de superfície de bases

É apoiado nas premissas de Filosofov (1960) *apud* Jain (1984) e Golts & Rosenthal (1993), as quais propõem que os mapas de superfície de base, especialmente aqueles gerados a partir de canais de segunda ordem, possibilitam a visualização de áreas com acentuado contraste de relevo, as quais podem ser indicativas de movimentos recentes. No Brasil, Rodriguez (1993), Salvador (1997) e Hiruma & Riccomini (1999), entre outros, já empregaram essa técnica como uma ferramenta auxiliar em estudos neotectônicos, obtendo bons resultados.

Golts & Rosenthal (1993) assinalam que, na interpretação do mapa de isobase, devem ser consideradas alterações nos padrões das linhas de isobase, como desvios agudos, compressão e espalhamento, que podem significar deslocamento tectônico, flexuras, mudanças litológicas bruscas, entre outras possibilidades. É interessante notar que esses autores preconizam um modelo de hierarquização de drenagem baseado em Horton (1945) e modernizada por Filosofov (1960) *apud* Golts & Rosenthal (*op. cit.*), utilizando, entretanto, a metodologia proposta por Strahler (1952). Nessa acepção, cada diferente ordem de canal corresponde a uma idade geológica relativa. O termo isobase é definido como uma linha que delineia uma superfície erosional.

De acordo com a análise do mapa de superfícies de base (Figura 6.4) da área, considerando as interpretações feitas por Golts & Rosenthal (*op. cit.*) e focalizando-as,

especialmente nas áreas de ocorrência da Formação Domingos, podem ser destacados os seguintes comentários:

- Compressão de linhas de isobase é freqüente nas bordas das chapadas, entre elas aquelas suportadas pela Formação São Domingos (Virgem da Lapa (1), face norte da Serra do Tombo (2), Setor leste da chapada dos Geraes (3)). Observa-se que há um nítido controle altimétrico no adensamento das linhas, que se situam entre 400 e 650 m. Essa faixa altimétrica compreende os níveis locais de entalhamento das drenagens, sendo os valores mais baixos relativos a substratos mais antigos (Grupo Macaúbas e Granitóides), enquanto que nos mais elevados, também estão inseridas as coberturas sedimentares recentes. Os lineamentos expressos pelo adensamento das linhas de isobase representam tanto falhamentos, como observado nos trabalhos de campo, na Chapada dos Geraes, quanto mudanças litológicas bruscas, quando há a passagem de sedimento granular, de baixa coesão, para substratos metamórficos e/ou ígneos mais resistentes. Ambos os cenários mostram gradientes elevados. As direções EW, NE, NW são freqüentes para tais lineamentos.
- Alguns corpos de rochas granitóides também mostram linhas de isobase comprimidas (450 a 750 m), sendo localizados principalmente nas porções central e sudeste da área.
- O espalhamento de linhas de isobase, em princípio, representa gradientes hidráulicos médios, localizados em geral na área compreendida pelo sopé das chapadas, não ensejando interpretações mais específicas.
- Lineamentos representados por desvios na direção das linhas de isobase ocorrem a sul da Chapada dos Geraes e a norte da Chapada de Virgem da Lapa, e presumivelmente, constituem falhamentos orientados segundo NNE e NW.
- Os litotipos do Grupo Macaúbas mostram, na maior parte da área, linhas de isobase, bem distribuídas, configurando gradientes moderados (resultado do relevo arrasado) representados pelos xistos da Formação Salinas.
- Há uma nítida sobreposição entre a unidade geomorfológica denominada Depressão do Médio Jequitinhonha (compartimentação do relevo), os xistos salinas e linhas de isobase suavemente distribuídas.

Figura 6.4- Mapa de superfícies de base. (1)-Virgem da Lapa, (2)- face norte da Serra do Tombo e, (3)- Setor leste da chapada dos Geraes.

➤ Mapa de densidade de drenagem

As primeiras investidas no uso da densidade de drenagem foram no sentido de utilizá-la como uma variável importante na análise morfométrica de bacias hidrográficas, sendo inicialmente desenvolvida por Horton (1945). Entretanto, nas duas últimas décadas, a utilização desse parâmetro passou também a ser empregada na análise morfotectônica, entre outras técnicas, como mencionado por Zuchiewicz (1991). No trabalho Jianjun *et al.* (1997), utiliza-se a densidade de drenagem clássica, juntamente com um novo parâmetro de densidade denominado densidade areal de drenagem, ou seja, o valor da densidade de drenagem multiplicado pela largura do

canal. O autor associou áreas rebaixadas a valores elevados para ambas as densidades de drenagem, e áreas soerguidas a valores baixos.

Embora seja oportuna a utilização da densidade de drenagem na análise morfotectônica, especialmente como uma ferramenta expedita, na seleção prévia de sítios mais favoráveis para a ocorrência de estruturas tectônicas, como é o caso do presente trabalho, devem ser considerados diversos fatores que influenciam tal parâmetro. Entre os mais importantes estão a litologia, o relevo, o tipo de solo, o clima e a cobertura vegetal, como mencionado por Cristofolletti (1979, 1981), ou dito de uma forma mais sucinta como em Ritter *et. al.* (1995), a densidade de drenagem reflete a interação entre a geologia e o clima.

Na Figura 6.5 é mostrado o mapa de densidade de drenagem confeccionado para a área. A análise desse mapa permitiu destacar os seguintes pontos:

- Para a totalidade da área a densidade de drenagem variou de 0,25 km/ km² a 2,07km/ km². Num cenário mais amplo, observa-se que os valores mais baixos correspondem às coberturas, enquanto valores mais elevados compreendem os metassedimentos do Grupo Macaúbas. Já os granitóides assumem valores intermediários. Embora ocorram variações locais nessa relação litotipo *versus* valor da densidade de drenagem, é nítido o controle litológico sobre a mesma. Dessa forma, faz sentido uma análise compartimentada da densidade de drenagem, segundo os litotipos.
- As coberturas são capeadas por latossolos bastante permeáveis, que favorecem a infiltração em detrimento do escoamento superficial, e têm relevo plano a suavemente ondulado. Essas duas características condicionam a baixa densidade de drenagem nesses terrenos, e os elegem como as principais áreas de recarga na região.
- As chapadas suportadas pela Formação São Domingos mostram um adensamento nas isolinhas de densidade de drenagem a partir de suas bordas em direção aos vales esculpidos nos metassedimentos Macaúbas. Tais feições têm atitudes EW, NW e NNW e podem refletir erosão a remontante nucleadas como resposta a uma diferença entre a taxa de soerguimento e entalhamento, como mencionado por Jianjun (*op. cit*) para sítios com *uplift* em estágio intermediário ou tardio. Essa possibilidade vem ao encontro do modelo evolutivo proposto por Saadi & Pedrosa-Soares (1989) para a Formação São Domingos na região de Araçuaí, a qual teria sido alçada em algum momento no Pleistoceno.

- Os Granitóides apresentam densidade de drenagem, geralmente na faixa entre 0,75 e 1,25 km/km². Entretanto, localmente ocorrem valores inferiores, entre 0,50 e 0,75 km/km², bem como regiões onde variam de 1,25 a 1,75 km². Nesses litotipos, o relevo, o qual é, em termos gerais, o mais acidentado da área, tem um peso importante na densidade de drenagem, pois, embora os solos desenvolvidos nos mesmos tenham texturas variando de médias a argilosas, como nos metassedimentos Macaúbas, dominando cambissolos, latossolos e podzóis, mostram valores de densidade de drenagem inferiores aos daqueles metassedimentos. Áreas que mostram forte aumento na densidade de drenagem parecem constituir sítios mais afetados por deformação, notadamente de natureza frágil, como evidenciado por padrões de drenagem do tipo treliça e paralelo.

- O Grupo Macaúbas tem a maior parte dos valores de densidade de drenagem acima de 1,25 km/km², concentrada a quase totalidade dos máximos acima de 1,75 km/km². Certamente, a maior frequência de descontinuidades (juntas, falhas, xistosidade) e o relevo deprimido em relação aos demais litotipos regionais favorecem esses valores superiores. Os solos desenvolvidos a partir dos litotipos de tal grupo, onde se destacam podzólicos, terra roxa estruturada, cambissolos e latossolos (CETEC, 1983), exibem texturas médias e argilosas, de modo que apresentam uma relação escoamento superficial/infiltração superior aos solos cujo substrato é composto por coberturas sedimentares, os quais originam solos com texturas médias a arenosas, predominantemente, e também contribuem para os valores de densidade de drenagem superiores. Deve-se salientar que boa parte dos canais de drenagem desse grupo são do tipo subsequente, configurando, dessa forma, elevado controle estrutural, no sentido de Summerfield (1994).

Figura 6.5— Mapa de densidade de drenagem.

➤ Mapa de gradiente hidráulico

De acordo com a proposição de Rodriguez (1993), o mapa de gradiente hidráulico permite distinguir blocos de comportamentos hidráulicos distintos, possibilitando correlacioná-los com lineamentos estruturais. As seguintes considerações podem ser depreendidas da análise do mapa de gradiente hidráulico (Figura 6.6):

- Os valores de gradiente hidráulico para a área estudada são baixos, com máximos em torno de 0,16.
- Há uma clara sobreposição entre o compartimento geomorfológico denominado Depressão do médio Jequitinhonha com isolinhas de gradientes hidráulicos inferiores a 0,04.
- Ocorrem alinhamentos de picos de isolinhas de gradiente hidráulico $>0,08$ segundo as direções EW, NE e NW.
- As bordas da chapada São Domingos e os setores sudeste da chapada dos Geraes apresentam isolinhas de gradiente hidráulico elevadas (0,10), sendo áreas potencialmente favoráveis à ocorrência de estruturas recentes.

Figura 6.6- Mapa de gradiente hidráulico.

6.5– Análise da rede de drenagem

➤ Padrões de drenagem

A região estudada, inserida na região fisiográfica do médio rio Jequitinhonha, mostra um regime de escoamento do tipo exorréico (Suguio & Bigarella, 1990), com os rios principais Jequitinhonha e Araçuaí, fluindo, regionalmente, de oeste para leste, com muitas inflexões locais, condicionadas pela trama litoestrutural subjacente. A configuração de canal mais trivial nesses rios é dada por meandros, mas segmentos retilíneos também são desenvolvidos. O nível de base local é dado pelo rio Jequitinhonha, o qual mostra, em sua maior parte, planícies suaves, mas, localmente, como na região de Barra de Salinas, encontra-se profundamente encaixado, configurando um *canyon*.

A análise da rede de drenagem da área, sob um enfoque geométrico, mostra a existência de diversos padrões, entre eles o dendrítico, o retangular, o radial, a treliça, a paralela e o anelar, conforme classificação de Howard (1967) e Summerfield (1994). Além desses padrões básicos, localmente ocorrem tipos compostos, como a associação do padrão anelar com o radial, entalhados em intrusões graníticas diapíricas. Na Figura 6.6, são mostrados alguns pontos que ilustram a ocorrência de tais padrões.

O padrão dendrítico tem uma distribuição regional, sendo representado em todos os litotipos.

Uma densa rede de descontinuidades, materializadas por juntas, xistosidade e falhas, imprime, de modo marcante, um padrão de drenagem retangular nas litologias Grupo Macaúbas, especialmente na região de Berilo, no extremo sudoeste da área, onde ocorrem verdadeiros “meandros ortogonais” (Figura 6.7- Mapa de drenagem). Nas rochas graníticas tal padrão ocorre em menor proporção, estando associado a zonas de falha/juntas.

O padrão paralelo de drenagem é impresso por zonas de cisalhamento rúptil nos granitóides, no setor oeste da área, feição esta também produzida pelo entalhamento da xistosidade na Formação Salinas.

As bordas das chapadas cobertas pela Formação São Domingos, onde os canais de drenagem estão suficientemente desenvolvidos ou o fundo de vales secos são bem delineados, mostram junções perpendiculares entre canais de primeira e

segunda ordens, sugerindo que a nucleação desses aproveitou planos de fraqueza prévios à deposição daquele pacote sedimentar (Figura 6.7).

Drenagens com padrões radiais, e menos frequentemente anelares, são desenvolvidas sobre intrusões granitóides diapíricas localizadas na metade oriental da área.

O padrão treliça é encontrado na área, embora não se pareça com o modelo clássico (Howard 1967). Aqui não aparecem os canais com as duas ordens acima, paralelos aos segmentos maiores. O canal principal está localizado em uma zona de cisalhamento, enquanto os tributários constituem fraturas (Figura 6.7).

➤ **Anomalias de drenagem**

A área estudada mostra uma importante diferenciação quanto à presença de anomalias de drenagem, no sentido de Deffontaines (1991). As anomalias representadas por alinhamentos de nascentes e zonas de confluências são encontradas em maior quantidade nos metassedimentos Macaúbas e na Formação São Domingos, especificamente nas bordas das chapadas sustentadas por esses sedimentos. Ao contrário, nos corpos granitóides, foram assinaladas em menor número. Isto deve ter relação com o menor acervo de anisotropias presentes nessas rochas, resultando em um comportamento mais homogêneo. Independentemente desse fato, foi dada ênfase às anomalias localizadas nas coberturas sedimentares, sejam as recentes, dadas por materiais de natureza eluvial ou pela Formação São Domingos, já que se constituem nos melhores marcadores para a deformação recente.

A seguir, são comentadas as anomalias encontradas na área (Figura 6.7), que envolvem, além dos alinhamentos de nascente, padrões de drenagem paralelos ou retangulares em feixe, captura de drenagem, anfiteatros, assimetria de canais tributários e de bacia de drenagem e feições de compressão de drenagem.

Figura 6.7- Mapa da rede de drenagem da área estudada ilustrando padrões de drenagem e anomalias. 1= Padrão retangular, 2= Padrão retangular com “meandros ortogonais”, 3= Padrão dendrítico, 4= Padrão radial, 5= Padrão misto anelar e radial 6= Padrão treliça, 7= Padrão paralelo. AN= Alinhamento de nascentes, AC= Alinhamento de confluências, FP= Padrões em feixes paralelos/retangulares. C= Capturas. H= Anfiteatro. CD=Compressão de canais. ACT=Assimetria de canais tributários.

○ Alinhamento de nascentes

As bordas das chapadas localizadas imediatamente a norte do município de Virgem da Lapa mostram o alinhamento de nascentes segundo as direções NE, ENE e NW (Figura 6.7). Tais alinhamentos podem representar a interface entre os

sedimentos, de boa porosidade e permeabilidade da Formação São Domingos, com os xistos da Formação Salinas, de características hidrogeológicas inferiores, funcionando como uma barreira impermeável, relativamente àqueles sedimentos. Alternativamente, é possível que esses alinhamentos denotem a presença de falhas recentes. Inicialmente, a primeira hipótese parece ser a mais provável. A presença de faixas de vegetação verde durante o pico de estiagem delineia, com bastante contraste, tal interface (Foto 6.5), corroborando, dessa forma, com a primeira interpretação.

Foto 6.5- Faixa de vegetação verdejante durante o pico de estiagem, (seta vermelha), delineando o contato entre Formação São Domingos e Formação Salinas.

Na chapada dos Geraes, os alinhamentos de nascentes se situam em torno de eixos EW e NW, sendo localmente associados com anomalias do tipo assimetria de canais tributários (figura ACT1). Em princípio, configuram direções ditadas por falhas ou basculamentos. O entalhamento dos canais tributários se deu sobre um mesmo litotipo, não representando, dessa forma, variações na resistência desses. Nos trabalhos de campo foram encontradas superfícies estriadas nesses sítios, comprovando a natureza tectônica desses alinhamentos.

- Alinhamento de confluências (AC)

No extremo noroeste da área (Figura 6.7), ocorrem alinhamentos de confluências fortemente condicionadas, segundo a direção NNW, balizando a denominada falha de Taiboeiras (Jardim *et. al.* 1980). Esta falha é de natureza

compressiva, com deslocamento tectônico para NW. Posteriormente, Pedrosa-Soares & Saadi (1989) sugeriram que a mesma teria sido nucleada e/ou reativada segundo uma tectônica distensiva, como falha de alto ângulo. Representaria, segundo Saadi & Pedrosa-Soares (1990), o limite norte da estrutura por eles denominada de *Graben* do Baixo Araçuaí. Independentemente da natureza dessa falha, a mesma é bem marcada pelos alinhamentos de confluências de drenagem.

Na região de Virgem da Lapa, os alinhamentos de confluências têm direção distinta e assumem uma atitude NE e EW, semelhante à das falhas de empurrão que ocorrem na área. É possível que correspondam, ao menos parcialmente, a reativações daquelas descontinuidades.

- Assimetria de canais tributários (ACT) e de bacia de drenagem

O córrego das Geraes (ACT1) na chapada homônima é marcado pela assimetria de seus tributários, sendo que os da margem direita têm cursos mais extensos e são mais densamente desenvolvidos em relação àqueles de sua margem esquerda. As nascentes dos tributários da margem direita estão alinhadas segundo a direção NW, a mesma do curso inicial do canal principal (Figura 6.7). A assimetria dos tributários parece não ter relação com variações nos litotipos, pois molda sedimentos da Formação São Domingos, sem grandes variações na resistência a erosão/alteração, como observado em outros locais, e sim ser condicionada por tectônica, podendo representar tanto um basculamento como um sítio de falha recente, aproveitando ou não anisotropias prévias. Em qualquer uma das situações, claramente configura manifestações tectônicas recentes.

Ainda na chapada dos Geraes, o córrego Quatro Passagens (ACT2) exhibe assimetria de canais tributários (Figura 6.7).

Na região a nordeste do município de Rubelita, no ribeirão Cana Brava (ACT3) e no córrego da Onça (ACT4), a assimetria de canais tributários é originada pelo entalhamento diferencial em decorrência da variação na resistência à erosão dos distintos litotipos atravessados. Nesse caso, tributários de uma margem cortam rochas graníticas e, na outra, sedimentos eluviais.

Nas áreas ACT1 e 2, respectivamente, o córrego das Geraes e o córrego Quatro Passagens, foi aplicado o índice geomórfico de assimetria de bacia, como proposto em Keller & Pinter (2002), evidentemente com as limitações inerentes ao mesmo,

desconsiderando, portanto, controles litológicos e variações climáticas como causas de assimetria e não esquecendo que esse índice é sensível somente ao basculamento perpendicular ao canal de drenagem principal. Desse modo, o movimento paralelo ao mesmo não é percebido com tal índice. Na Figura 6.8 são esquematizados a área e os cálculos realizados.

Foi isolado o trecho inicial do córrego das Geraes com cerca de 10 km de comprimento, com orientação dominante para NW, com inflexões para WNW, , então, aplicada a fórmula do fator de assimetria (FA), a qual resultou num fator de 0,66, sugerindo, portanto, um basculamento para NE, corroborando com o cenário aventado pela assimetria dos tributários desse córrego, como já mencionado. O mesmo procedimento foi adotado para o córrego Quatro Passagens, em toda extensão de seus cerca de 6,5 km, orientado segundo a direção NE. O valor do FA obtido é de 0,64, indicando um possível basculamento para NW.

Figura 6.8- Esquema mostrando o cálculo do fator de assimetria para drenagens na chapada dos Geraes. A bacia 1 corresponde à área demarcada por ACT1 e a bacia 2 à área ACT2 constantes da Figura 8.7.

- Padrões de drenagem paralelos ou retangulares em feixe (FP)

Padrões de drenagem retangulares ocorrem associados especialmente aos xistos da Formação Salinas, materializando juntas de direção NW e a direção NE do *trend* regional da xistosidade daquela Formação, além de falhas em ambas as direções, como pode ser observado na Figura 6.7. Feixes paralelos de drenagem localmente representam uma daquelas duas direções, ou, no caso de granitóides, são a expressão de zonas de cisalhamento rúptil, encontradas a nordeste da área.

- Capturas de drenagem (C)

Capturas de drenagem, evidenciadas por cotovelos de drenagem e vales secos, são observadas em tributários do rio Araçuaí (Figura 6.7), sugerindo alterações no gradiente hidráulico ditadas por manifestações de natureza tectônica, visto que não ocorrem significativas variações dos litotipos nos sítios afetados.

- Compressão de drenagem (CD)

Na região de barra do Salinas, o leito do rio Jequitinhonha é anormalmente desviado, lembrando uma feição de compressão de meandros. Na realidade, o curso do rio é conformado pela chapada da Lagoa Nova, suportada por termos quartzíticos do Grupo Macaúbas, configurando um alto topográfico e estrutural, segundo Pedrosa-Soares (1997) um anticlinal. Esse autor delimitou uma falha direcional no local.

- Anfiteatros (H)

A chapada São Domingos constitui o divisor local de águas dos rios Jequitinhonha e Araçuaí. Em determinados sítios, onde o avanço das cabeceiras dos afluentes desses rios é acentuado, tendendo a atravessar a chapada na direção NS, ocorrem anfiteatros (*hollows*), denotando a iminência da captura de uma das cabeceiras. Essa assertiva, comentada em Summerfield (1994), é corroborada pelo expressivo aumento da densidade de drenagem nesses locais, como pode ser observado no mapa de densidade de drenagem (Figura 6.5).

6.6- Mapas de segmentos retilíneos de drenagem

A confecção dos mapas de lineamentos de drenagem seguiu a proposição feita em Deffontaines (1989) na forma de uma ferramenta auxiliar no estudo morfotectônico, antecedendo a trabalhos de campo, mas também no sentido de subsidiar dados para uma composição do cenário neotectônico regional. Adicionalmente ao mapa de lineamentos dos segmentos maiores de drenagem, como proposto pelo referido autor, também foram produzidos dois mapas de lineamentos de segmentos retilíneos de drenagem, apenas para os canais de primeira ordem: um para toda a área e outro apenas para as coberturas sedimentares recentes, com vistas a comparar as atitudes desses canais entre si. Essa comparação está assentada na concepção intrínseca do modelo de hierarquização de drenagens de Strahler (1956), onde cada ordem de canal representaria uma idade geológica relativa. Assim, pretende-se obter informações acerca dos entalhamentos mais recentes, especialmente nas chapadas suportadas pela Formação São Domingos, auxiliando, portanto, no discernimento da deformação recente na região.

O mapa de lineamento com os segmentos retilíneos de drenagens, representativo dos segmentos maiores, independentemente da ordem do canal, como mostrado na Figura 6.9, exibe uma concentração maior de segmentos retilíneos de drenagens, em ordem decrescente, segundo as direções N60W, N30W, N30E e N60E. Tais direções estão em sintonia com aquelas das principais descontinuidades regionais, representadas por juntas, falhas, xistosidade. Esta última é dada pelos segmentos de direção NE, enquanto juntas e falhas mostram uma concentração maior na direção NW. Esses dados confirmam a magnitude do controle do arcabouço litoestrutural sobre a rede de drenagem.

O mapa com lineamentos de segmentos retilíneos de drenagem para canais de primeira ordem, mostra máximos, em ordem decrescente, nas direções N60E, EW, NS, N30W e N60W. Como diferença importante em relação ao mapa de lineamento dos segmentos retilíneos de drenagens de segmentos maiores, independentemente da ordem do canal, (Figura 6.10), observa-se um aumento importante no peso das direções EW e NS. Tais direções, atribuindo um fundo lógico na assertiva esboçada em Strahler (1956), quanto ao significado cronológico da ordem dos canais de drenagem, significaria a juventude do entalhamento desses canais, possivelmente refletindo, seja reativações de paleodescontinuidades, ou a nucleação de novas.

Figura 6.9- Lineamentos de segmentos retilíneos de drenagem.

Na Figura 6.11, é apresentado o mapa de lineamentos de segmentos de drenagem de primeira ordem, desenvolvidos a partir das coberturas sedimentares (Formação São Domingos e coberturas detríticas recentes). Em muitos casos, as cabeceiras desses canais de primeira ordem estão posicionadas nas encostas das chapadas suportadas por aquelas coberturas. Ao confrontar este mapa com aquele da Figura 6.8, pode-se notar, como diferença importante, um aumento na frequência em

torno da direção N30W. Tal direção, muito provavelmente, corresponde à juntas e planos de falhas (normais) que afetam a Formação São Domingos, portanto, correspondem a uma etapa deformacional, mais velha que o Plioceno, considerando as proposições relativas à cronologia dessa Formação proposta por Saadi & Pedrosa-Soares (1990).

Figura 6.10- Lineamentos de segmentos retilíneos de drenagem de primeira ordem.

Figura 6.11- Lineamentos de segmentos retilíneos de drenagem de primeira ordem restritos às coberturas sedimentares.

6.7 - Cruzamento de mapas temáticos

Foi realizado o cruzamento do mapa de compartimentos de relevo, este incorporando as coberturas sedimentares (já que ocorre boa superposição entre os

Foi realizado o cruzamento do mapa de compartimentos de relevo, este incorporando as coberturas sedimentares (já que ocorre boa superposição entre os limites dessas com o compartimento de relevo que engloba as superfícies tabulares), com o mapa de lineamentos dos principais segmentos retilíneos de drenagem. Na Figura 6.12 é mostrada essa sobreposição.

Os limites do compartimento de relevo representado pelas Superfícies Tabulares, especialmente das chapadas suportadas pela Formação São Domingos associados a lineamentos de drenagem, como aqueles exibidos na chapada dos Geraes, se configuram potencialmente como sítios de maior probabilidade de ocorrências de feições deformacionais. Esta assertiva foi verificada, posteriormente nos trabalhos como indicado pela presença de falhas normais, basculamento para NW, ao menos na porção sudeste daquela chapada. Na verdade, a superposição dos compartimentos geomorfológicos com o mapa de lineamentos de segmentos retilíneos de drenagem e coberturas, com ênfase para a Formação São Domingos, corroborou a presença de deformação recente, sinalizada em outros produtos, como os mapas morfométricos e anomalias da rede de drenagem.

Figura 6.12- Mapa de lineamentos de drenagem superposto ao mapa de compartimentos de relevo. As superfícies em amarelo claro correspondem às Superfícies Tabulares (legenda na Figura 6.2), sendo que aquelas indicadas por **A** representam a Formação São Domingos e as demais compreendem as coberturas detríticas recentes.

CAPÍTULO 7

ANÁLISE ESTRUTURAL

7.1- Introdução

Inicialmente, antes do começo da descrição do arcabouço estrutural, convém destacar que a vertente tectônica desse trabalho está voltada para o estudo da deformação recente, de natureza frágil, seja ela resultante da reativação de descontinuidades prévias, no sentido de Hasui (1990) ou aquelas nucleadas como novas estruturas, com vistas à pesquisa hidrogeológica do cristalino. Dessa forma, o estudo estrutural regional foi direcionado para a análise da trama rúptil, particularmente daquela impressa em marcadores que a qualifica como neotectônica. No presente caso o melhor marcador é materializado pelos sedimentos, presumivelmente Pliocênicos (Saadi & Pedrosa-Soares, 1990), da Formação São Domingos (Pedrosa-Soares, 1981).

A área estudada está inserida no contexto geotectônico da denominada faixa de dobramentos Araçuai, fazendo limite com a borda sudeste do Craton São Francisco (Almeida, 1977). Na região, essa faixa é representada pelos metassedimentos do Grupo Macaúbas (Moraes, 1929 e 1937), considerada como formada no Neoproterozóico (Pedrosa-Soares, 1997), o qual é o sítio para a colocação de inúmeros corpos intrusivos, de natureza granítica, alguns de dimensões batolíticas. Ambos os conjuntos litoestratigráficos encontram-se parcialmente capeados por coberturas detríticas cenozóicas (Almeida & Litwinski, 1984; Pedrosa-Soares, 1994), sejam elas as mais antigas, representadas pelos sedimentos horizontalizados da Formação São Domingos, de idade Pliocênica, sejam os sedimentos de natureza eluvial mais recentes.

O cenário litoestrutural pré-cambriano da área foi alvo de muitos trabalhos de enfoque regional, com destaque para aqueles de Pedrosa-Soares e colaboradores, realizados desde o início da década de 80. Nesses trabalhos tratam amplamente os metassedimentos do Grupo Macaúbas, enfatizando suas origens e cenário tectônico. Ulhein (1991) enfatiza a evolução estrutural desse grupo. Litwinski (1985) e Siga Júnior (1986), entre outros, tratam da intensa atividade magmática intrusiva associada a faixa de dobramentos Araçuai, bem como apresentam dados geocronológicos.

Os trabalhos retromencionados, de um modo geral, pelo menos quanto à evolução estrutural pré-cambriana relativamente ao Grupo Macaúbas, remetem a um quadro razoavelmente consensual, marcado por um forte evento deformacional de natureza dúctil-rúptil com polaridade tectônica geral de ESE para WNW, responsável pela xistosidade de direção NE, impressa nos metassedimentos daquele grupo. A polaridade desse evento é manifestada por indicadores cinemáticos como zonas de cisalhamento, foliação SC, vergência de dobras assimétricas, falhas de empurrão, lineação de estiramento mineral e de seixos, entre outros. Posteriormente, a trama resultante dessa deformação foi obliterada pela colocação de corpos graníticos intrusivos.

Pedrosa-Soares (*op. cit.*), no Projeto Espinhaço, subdividiu o quadrante sudoeste da área em dois domínios estruturais. Um, a noroeste de Coronel Murta, constitui o Domínio Santana-Baixo Vacaria (DBSV), interpretado como um sistema de rampas de cavalgamento frontais e oblíquas, de baixo a médio ângulo, com indicadores cinemáticos denotando transporte tectônico para oeste. O segundo, a sudeste daquela cidade, o Domínio Minas Nova-Araçuaí (DMNA), interpretado como uma estrutura em flor, com indicadores cinemáticos sinalizando movimento dextral para a componente direcional do transporte tectônico.

As estruturas pré-cambrianas mencionadas por aqueles autores foram encontradas e descritas durante os trabalhos de campo, não mostrando diferenças importantes, como se pode observar na descrição que se segue.

7.2- Estruturas pré-cambrianas

➤ Tramas Planares

○ Xistosidade S_n

A xistosidade S_n é a principal trama planar de caráter dúctil que ocorre na região, penetrativa em todas as escalas. Em geral, é paralela a subparalela ao acamamento S_0 , o qual pode ser observado em seqüências marcadas pela alternância de níveis psamíticos com níveis pelíticos pouco metamorfizados e deformados. Localmente, o acamamento é denotado por granodecrescência e disposição rítmica de metassedimentos.

A xistosidade S_n é dada pela disposição planar a curvilinear de minerais com hábito micáceo (especialmente a biotita) ou lamelar (como o quartzo). Localmente, S_n assume um dos pares da foliação SC, disposta na forma de sigmóides, ou então, em zonas mais intensamente deformadas, pode constituir uma foliação milonítica (S_m). Disposta sobre a superfície de S_m ocorre uma lineação de estiramento de seixos (Foto 7.1), muito marcante nos metadiamictitos, onde o contraste de viscosidade entre a matriz filossilicática e os clastos é elevado. A lineação mineral é quase sempre paralela a subparalela à mesma.

A atitude regional da xistosidade S_n é em torno de N50E/50SE, com inflexões locais e importantes oscilações no sentido e valor do mergulho, indo, respectivamente, de SE para NW, e de baixos a altos, como observado no diagrama da Figura 7.1. Na região, a norte e a noroeste da cidade de Salinas, ocorre significativa inflexão para N70E. As variações no mergulho (sentido e valor) de S_n , bem como suas relações com a lineação de estiramento mineral, levaram a separações locais de domínios estruturais (Pedrosa-Soares, 1997) ou à postulação de estruturas em leque (Uhlein, 1991) ou inversas (Perillo *et al.*, 1995).

Foto 7.1- Lineação de estiramento de seixos. A direção de estiramento é dada pelo cabo do martelo (plano XZ)= $105^{\circ}/33^{\circ}$ e o sentido é de ESE para WNW. A vista frontal da foto corresponde ao plano XY. (Orientação da foto $30^{\circ} \leftrightarrow 210^{\circ}$).

Figura 7.1– Diagrama com isolinhas de pólos da xistosidade S_n para o Grupo Macaúbas

○ Clivagem de crenulação S_{n+1}

A clivagem de crenulação S_{n+1} é superposta à xistosidade S_n . Está associada a uma lineação de crenulação, de presença muito esparsa na área, com atitudes variáveis, em função de sua localização, dominando direções próximas a NS. Em geral, é desenvolvida sobre litotipos filossilicáticos. Corresponde a uma clivagem espaçada com recristalização mineral ao longo de suas superfícies.

○ Estilolitos

Em locais onde a Formação Salinas apresenta uma composição carbonática não é incomum a presença de estilolitos (Foto 7.2) com arquitetura em cúspide e irregulares, segundo os modelos de Mc Clay (1987), ocupando posições paralela a sub-paralela em relação à xistosidade. A disposição subhorizontal dessas estruturas parece refletir um cenário onde o σ_1 é disposto perpendicularmente às mesmas, caracterizando *strain* contracional dado pela pressão litostática.

Foto 7.2- Estilolitos, manifestados pela presença de resíduos insolúveis de cor negra, (seta vermelha) em porções carbonáticas da Formação Salinas. (Orientação da foto= $120^{\circ} \leftrightarrow 300^{\circ}$).

➤ Tramas Lineares

As tramas lineares que ocorrem na região são representadas por lineação de estiramento mineral e de seixos (Foto 7.1), com caimento geral para NNW e E, como mostrado na Figura 9.2. Estas estão associadas a movimento com direção global EW, caracterizado por indicadores cinemáticos de empurrão de ESE para WNW.

As lineações com direção NNW e caimento para N ocorrem sobre as superfícies de falha com baixo ângulo de obliquidade, associadas, portanto, a estruturas de natureza transcorrente, corroborando, dessa forma, com as estruturas assinaladas em Pedrosa-Soares (1997).

Estrias, sulcos e *steps* são encontrados em superfícies de litotipos competentes, quase sempre associados a falhamentos, e apresentam direções dominantes em torno de NNW. Essa direção é a dominante nos falhamentos transcorrentes (Figura 7.3).

Figura 7.2– Diagrama de isolinhas correspondente à lineação de estiramento mineral.

Figura 7.3- Diagrama com isolinhas correspondente a estrias e sulcos.

Estruturas do tipo *boudins* ocorrem com relativa freqüência na área, e, na maioria dos casos, formam-se próximos a sítios ricos em injeções pegmatíticas, situação comum no entorno do município de Coronel Murta. Tais estruturas são mais desenvolvidas quando a diferença de competência entre os litotipos é elevada. A geometria de perfil dessas estruturas varia de acordo com o comportamento reológico e a natureza do fraturamento associado, isto é, fraturas nucleadas por extensão ou cisalhamento, segundo (Price & Cosgrove 1991). *Boudins* marcados por limites bruscos retos ou irregulares correspondem a elevadas diferenças de competência. Por outro lado, quando a diferença de competência é intermediária, formam-se *boudins* com limites mais suaves, situação freqüente na área, como pode ser observado na Foto 7.3.

Foto 7.3- Pegmatito “boudinado”, mostrando limites suaves, o que denota diferença de competência intermediária entre o pegmatito e a encaixante, aqui representada por um xisto carbonático. (orientação da foto $35^{\circ} \leftrightarrow 215^{\circ}$).

A direção do eixo y dos *boudins* mostra um espalhamento, embora seja possível observar um ligeiro predomínio segundo $138^{\circ}/21^{\circ}$. O mesmo não acontece com os mergulhos, sempre baixos, independentemente da direção. Vale salientar que os pegmatitos, posteriormente “boudinados”, truncam uma xistosidade perturbada, ao menos localmente, por dobras isoclinais intrafoliais.

➤ Dobras

As dobras encontradas na região, em geral, são assimétricas com eixos oscilando em torno de NS, com vergência para oeste, e com dimensões métricas (Foto 7.4) a quilométricas. A xistosidade S_n é plano axial a essas dobras, exceto na região da charneira, onde assume uma atitude secante. Localizadamente, ocorrem dobras isoclinais intrafoliais recumbentes, podendo estar associadas com zonas de cisalhamento dúctil-rúptil (Foto 7.5), com eixo e vergência compatíveis com as anteriores. Muito raramente foram observadas pequenas dobras intrafoliais assimétricas com eixo EW, paralelos a subparalelos à lineação de estiramento mineral, materializando dobras do tipo bainha em zonas com alta magnitude de deformação.

Foto 7.4- Dobra assimétrica em pé. A alternância de faixas escuras e claras configura o acamamento S_0 , neste caso manifestado pela variação composicional. Eixo da dobra= $170^{\circ}/30^{\circ}$. (orientação da foto $120^{\circ} \leftrightarrow 300^{\circ}$).

Foto 7.5- Dobra isoclinal desenvolvida em zona de cisalhamento dúctil-rúptil. Eixo da dobra= $320^{\circ}/17^{\circ}$. (Orientação da foto $200^{\circ} \leftrightarrow 20^{\circ}$).

➤ Falhas

As falhas de empurrão são as mais comuns na região, com orientações para NE e NW, com transporte tectônico geral para oeste. São bem caracterizadas por lineação

de estiramento de seixos, estrias e *steps*. Localmente, as estrias fazem ângulos médios de 50° com a direção dessas falhas, configurando falhamentos com componente direcional. Normalmente, desenvolvem-se em interfaces com elevado contraste reológico, por exemplo, entre níveis micáceos e quartzíticos ou carbonáticos (Foto 7.6). Muitas vezes assumem atitudes subparalelas à da xistosidade, notadamente naquelas com direção segundo NE. Seus mergulhos variam de baixos a médios (10° a 40°).

Foto 7.6- Falha de empurrão em pacotes carbonáticos da Formação Salinas com rejeito centimétrico. PF= $07^\circ/40^\circ$. (Orientação da foto $190^\circ \leftrightarrow 10^\circ$).

Uma extensa zona de falhas de empurrão, com direção geral segundo NE, ocorre na região oeste da cidade de Salinas, estando associada à chamada falha de Taiobeiras, (Jardim *et al.* 1980), a qual constitui uma estrutura de espectro regional. O segmento sul dessa falha, em Turmalina, controla o curso do rio Araçuaí naquela região e foi considerado por Pedrosa-Soares & Saadi (1989) como de natureza normal, reativada/nucleada durante o cenozóico. É digno de nota que, na análise de anomalias de drenagem (Item 6.5), são encontrados alinhamentos de confluências e de nascentes de drenagem segundo a direção dessa falha a sudoeste de Salinas. Essas evidências sinalizam, possivelmente, para uma reativação dessa falha, também mais a norte.

Falhas normais são encontradas localizadamente, com direções oscilando entre os quadrantes NE e NW, e mergulhos elevados, em torno de 60° . Não é raro encontrar pequenos veios de quartzo normais (*tension gashes*) próximos das mesmas. Trata-se de pequenas falhas de gravidade, que podem estar associadas a estruturas maiores, como falhas direcionais, ou mesmo a arcos externos de dobras.

Um terceiro tipo de falha é encontrado na região. Compreende falhas direcionais orientadas segundo NNW e NNE, com movimento sinistral, possivelmente associadas às estruturas em leque de Uhlein (1991) e em flor positiva de Pedrosa-Soares (1997). Na Foto 7.7 é mostrada uma falha direcional com inversão no rejeito, que quando abstraídos do contexto, configuram pequenas falhas normais.

Foto 7.7- Falha direcional com inversão de rejeitos. Plano de falha= $330^{\circ}/65^{\circ}$. (Orientação da foto= $340^{\circ} \leftrightarrow 160^{\circ}$).

➤ Juntas

O termo junta, adotado aqui, corresponde às fraturas nas quais não foi observado movimento significativo paralelamente às suas superfícies, de modo que podem ter sido geradas como pares conjugados, mas não mostram feições inequívocas de nucleação por cisalhamento.

As juntas foram estudadas sob dois enfoques: um em escala regional, através do estudo de lineamentos, traçados a partir de imagens de satélite e radar; e outro a partir da análise dos dados de campo, sendo posteriormente comparados para se estabelecer o significado dos mesmos na megaescala. As análises foram discretizadas segundo as unidades litoestratigráficas maiores, ou seja, para o Grupo Macaúbas, granitóides e Formação São Domingos (estruturas recentes). Ainda foi realizada outra subdivisão dos dados obtidos em Campo para a plotagem em mapa, de acordo com agrupamento de pontos, com vistas a subsidiar estudos de locação de poços, bem como possibilitar uma visão mais detalhada da variação espacial da atitude dessa trama. (Anexo 2).

A análise estatística realizada para os dados de campo é apresentada em diagramas circulares do tipo roseta.

O estudo dos lineamentos nas imagens será abordado de forma mais abrangente no próximo item. No presente, somente serão tecidos comentários sobre as comparações das direções do mesmo em relação às medidas obtidas no campo.

O diagrama em roseta para as medidas de campo de juntas (Figura 7.4), englobando toda a área, exibe quatro direções principais, espalhadas nos quadrantes NW e NE e em torno do eixo NS e EW, com ligeiro predomínio para N e NW.

Figura 7.4- Diagrama em roseta correspondente às frequências de direções de juntas (dados de campo) para toda a área.

Nos metassedimentos do Grupo Macaúbas, os dados de campo revelam forte concentração de juntas entre N30W e N5E (Figura 7.5) com mergulhos acima de 70° para NE e SW. Para as demais direções a frequência é menor, mas também importante, apresentando sempre mergulhos elevados, na maioria das vezes acima de 75° . No diagrama de lineamentos para esse Grupo, as direções NS e N15E aparecem com maior frequência do que aquela para NW. Provavelmente, isto se deve ao fato de que, na região de Salinas, parte dos lineamentos que têm atitude em torno de N15E, representam traços da xistosidade e não juntas.

Figura 7.5- Diagrama em roseta correspondente às frequências de direções de juntas (dados de campo) para o Grupo Macaúbas.

Os granitóides também apresentam direções de fraturamento ligeiramente distintas quando se comparam os dados de campo com os de lineamento. Nestes predominam as juntas no quadrante NW. Os dados de campo revelam como direções principais NS e NE (Figura 7.6), com mergulhos elevados, acima de 70° .

No contexto regional as juntas 25-35NW, com mergulhos elevados (70° - 85°) para NE e SW são as mais desenvolvidas, penetrativas em todas as escalas, sistemáticas com aberturas milimétricas a submilimétricas, com espaçamento de ordem decimétrica a métrica, pouco rugosas e sem crescimento mineral. Localmente, podem apresentar colmatação por argila e/ou solo, especialmente nos granitóides.

Figura 7.6- Diagrama em roseta correspondente às frequências de direções de juntas (dados de campo) para os granitóides.

As juntas NE seguem as NW em ordem de frequência, com características de abertura, espaçamento e superfície semelhantes. As juntas NS se concentram mais na borda leste da área, estando associadas a zonas de cisalhamento rúpteis. Localmente, apresentam distribuição densa e superfícies ligeiramente rugosas, podendo estar envolvidas por um revestimento argiloso, o qual é um produto de alteração.

As juntas NE e NW são interpretadas como clivagens espaçadas, segundo Pedrosa-Soares (1997), associadas à fase final rúptil, da deformação que gerou a xistosidade S_n no Grupo Macaúbas. Nesse contexto, comportam-se geneticamente como juntas formadas por cisalhamento, embora não sejam observados indicadores locais de movimento, como já mencionado inicialmente, com pequenas aberturas e intercomunicáveis.

Juntas de direção próximas a EW interceptam os metassedimentos do Grupo Macaúbas e os granitóides e cortam, localmente, os sedimentos da Formação São Domingos, constituindo zonas de juntas com espaçamento métrico, de superfícies um tanto rugosas e aberturas milimétricas, ligeiramente maiores que as das juntas NE e NW. Inicialmente, são interpretadas como juntas trativas, assinaladas pela presença ocasional de estruturas plumosas associadas às mesmas, nos litotipos pré-cambrianos. Nas imagens de satélite e de radar, os lineamentos que oscilam próximos a EW constituem direções de encostas abruptas das chapadas cenozóicas, correspondendo, em muitas situações, ao eixo principal de conformação desse relevo.

7.3- Estruturas cenozóicas

A Formação São Domingos constitui o melhor referencial para a deformação cenozóica na área. Entretanto, com vistas a esboçar um cenário para o campo de tensões, se não o atual, pelo menos aquele responsável pela deformação frágil recente, a qual, configuraria, em suas juntas trativas, certamente um meio altamente favorável para a circulação de água subterrânea, a partir do conhecimento do campo de tensões mais recente, tentar-se-á compreender o comportamento de descontinuidades nucleadas em deformações anteriores, em condições de P e T extremamente distintas daquelas vigentes em condições mais superficiais, como a do evento deformacional Brasileiro, responsável pela impressão da xistosidade nos metassedimentos Macaúbas, numa etapa inicial predominantemente dúctil, e posteriormente, uma etapa final de natureza francamente frágil, à qual é atribuída a criação de um par de fraturas conjugadas de alto ângulo, descrito geneticamente como clivagem de fratura, segundo as direções médias NE e NW. Dito de outra forma, o modo que se comportam aquelas descontinuidades sob o campo de tensões atuais.

O estudo de feições deformacionais, interceptando ou conformando os sedimentos da Formação São Domingos, foi subsidiado, inicialmente por estudos

morfotectônicos, que sugeriram sítios com maior probabilidade de ocorrência de estruturas neotectônicas, conforme abordado no Capítulo 6, referente à análise geomorfológica. Alguns dos sítios previamente selecionados, como a borda sudeste da chapada dos Geraes, apresentam estruturas indicativas de movimentação recente.

➤ Falhas

Infelizmente, especificamente na área da presente pesquisa, os afloramentos encontrados são escassos em dados estruturais de deformação cenozóica, particularmente falhas e seus indicadores de vorticidade, para uma reconstrução do campo de tensões.

As falhas com movimento normal (Foto 7.8) ocorrem na borda sudeste da Chapada dos Geraes, a oeste da cidade de Rubelita. Constituem superfícies de deslocamento nucleadas em interface argilosa da Formação São Domingos, com orientações variáveis, (Figura 7.7), dominando aquelas segundo NE e com mergulhos de 45° para SE. Tais superfícies são ornamentadas com estrias dispostas paralelamente às retas de máximo declive daqueles planos. A análise pelo método de Angelier (1994), embora com poucas medidas, sugere a orientação de σ_1 em torno da vertical (Figura 7.7).

Ainda nos sedimentos São Domingos ocorrem falhas, aparentemente normais, restritas a porções argilosas (Foto 7.9), localizadas na Chapada Virgem da Lapa, a noroeste da cidade homônima, oscilando cerca de 25° na direção NS (Figura 7.8), com mergulhos elevados entre 60-80°. Tais falhas parecem-se com aquelas descritas em Petit & Laville (1987), onde assinalam a nucleação de fraturas e falhas estriadas, por exemplo, associadas a processos de fluidização e liquefação.

Na área em estudo, Saadi (1989 e 1993) menciona a ocorrência de falhamentos nos sedimentos da Formação São Domingos. Tais falhas apresentariam atitudes variáveis entre NE, NW e NS, desenvolvidas sob regime normal e direcional. Segundo aquele autor, a base daqueles sedimentos seria cortada por falhas normais com atitude N30-50E/SE.

Figura 7.7- Projeção ciclográfica de planos de Falhas na Formação São Domingos. A= Falhas normais na Chapada dos Geraes, B= Diagrama com os diedros retos (Angelier, 1994).

Figura 7.8- Projeção ciclográfica de planos de Falhas na Formação São Domingos falhas normais na Chapada Virgem da Lapa.

Foto 7.8- Falha normal com superfície estriada na Formação São Domingos. Estria= $98^{\circ}/42^{\circ}$, Plano falha= $89^{\circ}/43^{\circ}$.

Foto 7.9- Falhas normais na Formação São Domingos. Com direções oscilando em torno de NS.

Desnivelamento de blocos do topo da Formação São Domingos é observado na região da Serra do Tombo (Foto 7.10), sugerindo o abatimento de blocos segundo planos subparalelos a canais de drenagens locais. É provável que tais planos constituam mais do que simples interfaces de deslizamento, podendo ser condicionadas por descontinuidades pré-cambriana reativadas em tempos recentes, haja vista o entalhamento dos canais de drenagem que ocorre de maneira pervasiva nas chapadas, sempre condicionado de acordo com direções de anisotropias prévias, as quais materializam planos de falhas e fraturas. Feições sugestivas de desnivelamento de blocos ocorrem em diversas outras localidades situadas nas encostas das chapadas, sempre balizadas por segmentos de drenagem, corroborando, dessa forma, para uma proposição assentada na reativação de descontinuidades previamente formadas.

Foto 7.10- Desnivelamento de blocos no topo da Formação São Domingos na Serra do Tombo. T=topo. (orientação da foto $120^{\circ} \leftrightarrow 300^{\circ}$).

➤ Juntas

Os afloramentos da Formação São Domingos, ornamentados por juntas, também foram observados em poucos locais, mas em quantidade superior àqueles que apresentam feições movimentadas. É importante salientar que os níveis da Formação São Domingos expostos, onde predomina a fração argila, são tomados por esfoliação esferoidal. Embora tais feições, sob uma óptica hidrogeológica, sejam favoráveis à infiltração, constituem estruturas com um significado distinto daquele estudado, e, portanto, devem ser filtrados das tramas geradas por campos tectônicos.

Com vistas a compor um cenário neotectônico mais representativo para a área, em vista da escassez dos dados de deformação recente observados, os afloramentos que exibem juntas serão analisados separadamente. Dados de pontos situados na Formação São Domingos, não muito distantes dos limites geográficos da área, também foram utilizados.

Na região de Josenópolis, localizada a cerca de 3km a oeste do limite ocidental da área, ocorrem juntas sistemáticas, nucleadas na Formação São Domingos, com direção em torno de N40W. Tais juntas apresentam mergulhos elevados (70° - 80°), são métricamente espaçadas, ligeiramente sinuosas, abertas (1-2 cm) e com superfícies pouco rugosas. São ligadas por família de juntas não-sistemáticas transversais a oblíquas, irregulares, sinuosas e de abertura milimétrica. São semelhantes a um dos modelos de ocorrência de juntas neotectônicas proposto por Hancock & Engelder (1989). No Diagrama em roseta (Figura 7.9), é mostrado a disposição dessas juntas, enquanto na Foto 9.11 é exibido o afloramento no campo.

Figura 7.9- Diagrama em roseta com a orientação de juntas em Josenópolis. A orientação média N40W, corresponde às juntas sistemáticas, enquanto as direções ortogonais e oblíquas às primeiras, representam as não-sistemáticas, irregulares.

Foto 7.11- Juntas sistemáticas trativas na Formação São Domingos, em Josenópolis (orientação da foto= $230^{\circ} \leftrightarrow 50^{\circ}$).

As juntas sistemáticas N40W são de natureza trativa, posicionadas, portanto, perpendicularmente à direção de tensão mínima principal (σ_3), como no bloco diagrama da Figura 7.10.

Figura 7.10-. Bloco diagrama com posicionamento das juntas sistemáticas (J_1) N40W e juntas não sistemáticas (J_2) em relação aos eixos principais de deformação.

Na Serra do Tombo, a sudeste de Araçuaí, em sedimentos predominantemente arenosos da Formação São Domingos, aparentemente, as juntas se apresentam

dispostas num arranjo semelhante ao descrito em Josenópolis. Entretanto, as juntas sistemáticas mostram-se, em princípio, menos características, embora possam apresentar preenchimento com material argiloso. No diagrama de roseta (Figura 7.11), é mostrada a distribuição dessas juntas.

Figura 7.11- Diagrama de roseta com a orientação de juntas na Serra do Tombo. As juntas sistemáticas têm orientação média N75W. As juntas não-sistemáticas, irregulares, assumem direções ortogonais a oblíquas às primeiras.

A direção das juntas sistemáticas coincide com a de canais de drenagem de primeira ordem, localizados próximos aos afloramentos. Tais juntas também representam aberturas trativas, perpendiculares, portanto à direção de σ_3 .

Na chapada Virgem da Lapa, imediatamente a norte da cidade homônima, ocorrem juntas em estratos de composição siltica, que são nitidamente pré-esfoliação esferoidal, invadidas por estas. Mostram espaçamento da ordem de metros, são um tanto sinuosas, alcançam, no mínimo, 6 m de extensão. Apresentam aberturas milimétricas. São interligadas por juntas não-sistemáticas, irregulares e sinuosas. As primeiras parecem se tratar de juntas neotectônicas nucleadas em condições trativas. Apresentam orientação média na direção EW (Figura 7.12). No presente caso, σ_3 orienta-se próximo a direção NS.

Figura 7.12- Diagrama em roseta com a orientação de juntas na Chapada Virgem da Lapa.

Siltitos localizados na porção sudeste da chapada dos Geraes (Figura 7.13), a oeste de Rubelita, apresentam juntas sinuosas, contínuas, de abertura milimétrica, localmente preenchidas com argila (direção N40W), com direção preferencial em torno de N20-30W. São de natureza trativa, com σ_3 assumindo uma orientação média de N60E. A presença de falhas normais, nesses sedimentos, nas proximidades, sugere um arranjo de σ_1 segundo a vertical.

Figura 7.13- Diagrama em roseta com a orientação de juntas nucleadas em siltitos, localizadas a sudeste da Chapada dos Geraes.

Próximo ao povoado de Lelivéldia, na chapada homônima, em continuidade física da chapada Virgem de Lapa, em direção a oeste, ocorrem juntas, presumivelmente sistemáticas, com terminações curvas, secas, e aberturas milimétricas. Ocupam duas direções principais (Figura 7.14), segundo EW e N25W. As juntas orientadas para EW podem ser trativas, mas os dados não são conclusivos.

Figura 7.14- Diagrama em roseta com a orientação de juntas localizadas próximas a Lelivéldia.

7.4- Análise de lineamentos em imagens de satélite e radar

O termo lineamento, utilizado neste trabalho, é o considerado no sentido de O'Leary *et al.* (1976), o qual corresponde a qualquer feição linear mapeável, simples ou composta, que presumivelmente reflete um fenômeno de subsuperfície.

Os lineamentos obtidos das imagens de satélite são mostrados na Figura 7.15. A partir do mapa de lineamentos foram produzidos diagramas em roseta com dados de frequência e comprimento total do lineamento. São apresentados de modo agregado para o total da área, bem como subdivididos segundo as duas unidades litológicas maiores da área, ou seja: os granitóides e metassedimentos do Grupo Macaúbas. As coberturas foram englobadas dentro de cada unidade.

Os granitóides e coberturas sobrepostas apresentam as maiores frequências de lineamentos, em ordem decrescente, nas seguintes direções: N25-35W, N5-15W, N50-60W e EW. Na análise dos comprimentos de lineamentos nessa unidade, observa-se que os maiores comprimentos oscilam cerca de 15° ao redor da direção N30W.

As atitudes dos lineamentos mais freqüentes no Grupo Macaúbas e coberturas associadas mostram-se segundo N, N15E, N25W e EW. Os lineamentos mais extensos nesse grupo têm direção principal segundo a direção N0-15E.

As direções principais das juntas obtidas no campo e as dos lineamentos apresentam poucas diferenças, exceto para a direção 45-70NE, a qual é próxima à direção de imageamento da cena, de modo que ficam um tanto atenuadas nas imagens, não aparecendo como uma orientação importante nessas.

➤ O Significado estrutural dos lineamentos

Nos granitóides, as principais direções de lineamentos oscilam 15° em torno da direção N30W, e correspondem a juntas, em sua maioria secas, relacionadas à deformação rúptil final, relativa ao evento deformacional responsável pelo desenvolvimento da xistosidade do Grupo Macaúbas. Essas direções foram amplamente observadas em campo. No diagrama correspondente aos lineamentos do Grupo Macaúbas, aquela direção aparece em menor frequência, mas também bastante representativa. Nesse Grupo, tais lineamentos materializam uma clivagem de fratura, sem formação de minerais, associada à mesma deformação rúptil. Localmente, esses lineamentos correspondem às falhas inversas, com transporte tectônico de SE para

NW. Uma outra direção de lineamento importante nos granitóides tem direção variando 5° em torno de NS. Corresponde às zonas de cisalhamento rúptil e é bem desenvolvida no extremo leste da área. Regionalmente, pode atingir algumas dezenas de quilômetros de extensão. No Grupo Macaúbas é menos nítida, confundindo-se na imagem de satélite com locais onde a xistosidade assume uma atitude próxima a NS. Parece tratar-se de zonas de cisalhamentos rúpteis transcorrentes com deslocamento dextral.

Nos granitóides, bem como no Grupo Macaúbas, também ocorrem lineamentos com atitude próxima a EW, que comumente estão associados a um dos principais eixos de conformação das chapadas sustentadas pela Formação São Domingos, sendo ordinária a presença de bordas íngremes nessas chapadas com aquela direção. As chapadas ocorrentes imediatamente a norte da cidade de Virgem da Lapa têm seu eixo maior com aproximadamente 30 km naquela orientação. A íntima relação desse lineamento com direções de conformação das chapadas sugere, inicialmente, que o mesmo constitui estruturas neotectônicas, ou então, descontinuidades mais antigas, reativadas em tempos neotectônicos.

Os lineamentos com direção NE aparecem com maior freqüência em torno de N20E, nos granitóides e no Grupo Macaúbas. No primeiro caso, trata-se de juntas e no segundo, de deflexões locais da xistosidade da Formação Salinas, muito destacadas pela morfologia do terreno.

Os lineamentos com direção N35-50E correspondem a juntas nos granitóides e à xistosidade do Grupo Macaúbas. Falhas de empurrão e extensas zonas de cisalhamento rúptil-dúctil também ocupam essa direção. É interessante observar que essa direção é comum no campo e na imagem de radar, mas não o é na imagem de satélite. Isto decorre do quase paralelismo do azimute de iluminação solar (55°) com aquela direção. Nas imagens de satélite LANDSAT, por exemplo, as estruturas com orientações ortogonais e diagonais ao azimute de iluminação solar são destacadas, enquanto aquelas próximas ao paralelismo são atenuadas, como destacado por Riccomini & Crosta (1988) e Rodrigues & Liu (1988), fato verificado nos lineamentos de direção N35-50E.

Figura 7.15- Mapa de lineamentos da área estudada e diagramas de roseta para a frequência e comprimento total dos lineamentos. 1) Diagrama geral da área; 2) Diagrama para os granitóides; 3) Diagrama para os metassedimentos do Grupo Macaúbas.

7.5- Indícios da atividade neotectônica na área

A manifestação de atividade neotectônica na área estudada é dividida em dois tipos: i) aquelas discriminadas de forma indireta, através da análise de mapas morfométricos, de anomalias que afetam a rede de drenagem, mapas de lineamentos de segmentos retilíneos de drenagem, compartimentos geomorfológicos, entre outras, além de informações bibliográficas acerca de evidências dessa natureza; ii) manifestações diretas observadas no campo ou descritas na literatura da área, a partir de constatações *in loco*.

➤ Indícios indiretos de manifestação neotectônica na área.

- A análise conjunta dos mapas morfométricos mostra lineamentos com direções comuns segundo EW, NW, NNW. Tais direções estão, em geral, associadas às bordas das chapadas, e, potencialmente constituem orientações de fraturas pré-cambrianas reativadas, especialmente com relação as direções NNW e NE, já que as paleodescontinuidades na direção EW foram pouco observadas durante os trabalhos.
- Alinhamentos de confluências de drenagens e de nascentes, após subtrair feições que denotam variações litológicas, apresentam direções comuns segundo NNW, EW e NE.
- Assimetria de canais tributários e de bacias de drenagem, como aquelas descritas na Chapada dos Geraes, especialmente no córrego das Geraes, sugere basculamento para NE.
- Os poucos canais de drenagens existentes nas chapadas suportadas pela Formação São Domingos são uma clara manifestação do reaproveitamento de descontinuidades prévias à deposição daqueles sedimentos. Tais canais mostram direções similares à das falhas, fraturas e mesmo da xistosidade do Grupo Macaúbas. Os canais entalhados na chapada dos Geraes mostram orientações gerais para NW e NE; na serra do Tombo a direção NW é a dominante. Já nas chapadas imediatamente a norte da cidade de Virgem da Lapa (Chapadas Virgem da Lapa, São Domingos e São José), as direções principais são segundo NE, NS e EW. Karfunkel *et al.* (1981) afirmam que a rede de drenagem instalada nas chapadas cenozóicas é, em parte, controlada por lineamentos estruturais com direções semelhantes àqueles pré-cambrianos.
- Pedrosa-Soares & Saadi (1989) afirmam que a forma das chapadas a leste da falha de Taiobeiras (Jardim, 1980) é determinada por fraturas e/ou falhas de direções N e

NE. Essa acepção, em princípio, está mais condizente com as chapadas localizadas imediatamente a norte da cidade de Virgem da Lapa (Chapadas Virgem da Lapa, São Domingos e São José), onde, além dessas duas direções, aquela segundo EW também é importante. A chapada dos Geraes e a Serra do Tombo mostram formas ditadas por juntas e falhas orientadas, principalmente, segundo NW, direção compatível com os principais cursos de água que as cortam.

-Bordas retilíneas de escarpas da Formação São Domingos, na Serra do Tombo, denotam pouco desgaste erosivo, indicativo de sua juventude, no sentido de Goy *et al.* (1991), mesmo considerando que apresentam maior resistência ao desgaste em relação aos sedimentos dessa Formação localizados nas chapadas a norte da cidade de Virgem da Lapa, dada por termos mais arenosos. Tal fato corrobora com o abatimento de blocos segundo direção paralela ao canal de drenagem principal nesse sítio (NW).

-O córrego Novo, na parte oriental da área, encravado em granitóides, representa uma zona de cisalhamento rúptil de direção NE-SW, sendo margeado pela Serra Amarela a NW e pela chapada do Brejo a SE. Esta serra foi considerada em Perillo *et al.* (1995) como constituída de sedimentos terciários, correlatos aos da Formação São Domingos. A face dessa serra voltada para o vale do Córrego Novo apresenta bordas abruptas, pouco desgastadas, indicativas, como na Serra do Tombo, de sua juventude. Já a borda da chapada do Brejo mostra tal feição apenas localizadamente, sendo mais comuns rampas coluviais.

-No modelo de Barbosa *et al.* (1980), reaproveitando parte das idéias de King (1956), são mencionados caimentos convergentes dos planaltos da bacia do rio Araçuaí e do Espinhaço e ausência de simetria das redes de drenagem, explicados através da atividade tectônica.

-A correlação dos sedimentos da Formação São com aqueles da Formação Barreiras também remete a um cenário neotectônico, como relatado em diversos trabalhos de Saadi tratando do médio Jequitinhonha.

➤ Indícios diretos de manifestação neotectônica na área

-Rebaixamento de blocos na serra do Tombo segundo a direção NW, paralela a canal de drenagem local.

- Juntas trativas localizadas na Serra do Tombo, indicando a direção principal mínima de tensão (σ_3) segundo N15E.
- Juntas, também trativas, na chapada dos Geraes, sugerem σ_3 segundo N15E.
- Na localidade de Josenópolis, juntas trativas indicam σ_3 na direção N50E.
- Falhas normais com superfícies estriadas; localizadas em horizontes argilosos na porção sudeste da Chapada das Geraes, embora mostrem dispersões nas direções, em média têm atitude NE com deslocamento para SE. Tais falhas, embora em pequeno número e um tanto espalhadas mostram a orientação de σ_1 segundo a vertical, quando plotadas de acordo com o método dos diedros retos (Angelier *et al.*, 1994).
- Microfalhas, em princípio normais, afetam níveis argilosos na chapada Virgem da Lapa. Mostram oscilações em torno de NS.
- Saadi (1991) relata a presença de falhas na Formação São Domingos, na chapada de Virgem da Lapa, sem mencionar a sua natureza, as quais teriam orientações em torno de NNW e WNW. Saadi (1995) se refere à falhas normais N30-50E/SE, afetando a base daquela Formação e a falhamentos em Virgem da Lapa, nas direções NE-SW, NW-SE e NS, mas sem relatar o regime destes. Fora da área de estudo, aquele autor menciona falhas normais e transcorrentes de direção NW-SE e NS em Turmalina e falha transcorrente destrógrira de direção EW em Chapada do Norte.
- A reativação cenozóica, em regime normal, da porção sul da falha de Taiobeiras, é mencionada em Pedrosa-Soares & Saadi (1989).

7.6- O cenário neotectônico na área estudada

O quadro litoestrutural pré-cambriano na área, que serviu de fundo para a deformação neotectônica, em princípio, não apresenta grande divergência entre os autores que ali desenvolveram trabalhos de cunho regional. Provavelmente, a geocronologia guarda discrepâncias, devido a lacunas de informação. É mais ou menos consensual que, após a deposição do Grupo Macaúbas, uma sequência glácio-marinha (Pedrosa-Soares, 1997), a mesma foi submetida a condições de P e T da fácies anfibolito (Costa, 1989, Pedrosa-Soares, *op. cit.*), durante o Brasiliano, tempo no qual intrusões graníticas tardi- a sin-tectônicas e sin-a pós-tectônicas ocorreram, relacionadas às faixas móveis neoproterozóicas (Pedrosa-Soares *et al.* 1994).

A deformação pré-cambriana, como pode ser depreendido de uma vasta gama de trabalhos e constatadas no campo, gerou a xistosidade de *trend* NE, dobras com eixos em geral segundo NS, falhas de empurrão, paralelas a subparalelas a xistosidade, com direção NW. Falhas transcorrentes mostram atitudes NE e NS, esta última é marcante, especialmente, em granitóides no extremo leste da área de estudada. No final do evento deformacional brasileiro, em um contexto predominantemente rúptil, são formadas clivagens de fratura com direções NE e NW.

Em princípio, a região não apresentou nenhuma atividade sedimentar durante o Mesozóico, exibindo-a somente no Terciário Médio, segundo interpretações de King (1956) e como mencionado em Pedrosa-Soares & Saadi (1989). Período este suficiente para o desenvolvimento de extensas superfícies de aplainamento, como a superfície Sul-Americana, a qual precedeu a deposição dos Sedimentos São Domingos, e estaria fossilizada na base do *graben* de Virgem da Lapa, de acordo com a interpretação de Saadi (1995).

A proposição inicial de Karfunkel *et al.* (1981) quanto à presença de lineamentos limitando e cortando as coberturas terciárias, segundo as mesmas direções que o fazem na trama pré-cambriana da área, foi considerada como pertinente em praticamente todos os trabalhos versando sobre neotectônica na área, embora não tenha sido considerada a totalidade das direções. As diversas análises de âmbito morfoestrutural, de drenagens, e os trabalhos de campo, desenvolvidos na presente pesquisa também sinalizam nesse sentido, notadamente quanto à conformação. Quanto a cortar as coberturas, tal assertiva, parece refletir as drenagens entalhadas naquelas coberturas. Dessa forma, parece inevitável que as estruturas relativas à nucleação da “Bacia São Domingos” constituam paleodescontinuidades reativadas quando da abertura daquela bacia, seja como um *graben*, conforme proposto nos trabalhos de Saadi sobre a área, talvez com dimensões maiores, ou por mais de uma dessas estruturas, incorporando outras ocorrências dos Sedimentos São Domingos. Evidentemente, outros modelos não podem ser descartados, haja vista que até o presente momento, não existem dados conclusivos com relação a idade da sedimentação São Domingos, sendo que os modelos evolutivos aceitos, estão alicerçados solidamente na possibilidade de a mesma representar um prolongamento da Formação Barreiras continente adentro, como já abordado nos primeiros capítulos desta pesquisa.

A presença de anomalias morfotectônicas, como alinhamentos de nascentes, de confluências, basculamentos, assimetria de bacia de drenagem e de canais tributários, conforme demonstrado nessa pesquisa, sugere a reativação de descontinuidades nas direções NE, NNW e NW. Essas descontinuidades representam, principalmente, falhas e juntas. Já as direções EW parecem materializar deformação neotectônica, não constituindo, em princípio reativação, de anisotropias prévias.

Na área estudada ocorrem, pelo menos dois eventos de natureza neotectônica, admitida a hipótese de que a Formação São Domingos seja de fato correlata à Formação Barreiras. Esta é considerada como marcadora do início do período neotectônico no Brasil (Hasui, 1990).

➤ Evento deformacional D₁

Este evento é marcado pela nucleação da bacia São Domingos, a qual teria a geometria de *graben*, como já proposto por Pedrosa-Soares & Saadi (1989). Essa bacia teria sido gerada, pela reativação em regime normal de, pelo menos um, segmento da falha de (empurrão) Taiobeiras, na região de Virgem da Lapa. Tal falha tem orientação NE e mergulho para SE.

Considerando, ainda a geometria de *graben* para a bacia São Domingos, também é possível a nucleação dessa estrutura pela reativação em regime transcorrente divergente sinistral da falha de Taiobeiras.

A reativação de falhas de empurrão é favorecida desde o cessar de um evento compressivo, pela própria acomodação dos materiais findo a compressão, de modo que estruturas distensivas associadas ao relaxamento tectônico pós-compressão não são incomuns. Tal fato corrobora com a maior possibilidade da reativação segundo um regime de falhamento normal.

A orientação do campo de esforços para reativação normal da falha de Taiobeiras sugere com σ_1 na direção ENE, coerente com a possibilidade de reativação de anisotropias em regime trativo, como será abordado no Capítulo 10.

➤ Evento deformacional D₂

Este evento corresponde ao campo de esforços responsável pela impressão de tramas rúpteis que truncam a Formação São Domingos. Tais tramas guardam relações

com paleodescontinuidades, mas também podem ter sido geradas como novas descontinuidades, especialmente aquelas de direção EW, já que são pouco observadas, na área, tramas prévias naquela direção.

As estruturas pós-Formação São Domingos são expressas por falhas normais, transcorrentes e juntas trativas, sugerindo um contexto dominado por movimentação normal e/ou transcorrente segundo as direções NNW, WNW, EW e NE. Juntas trativas com orientação 40NW, indubitavelmente estão entre as estruturas mais recentes presentes na área estudada.

O campo de esforços responsável pela geração dessas estruturas é semelhante àquele derivado de informações sísmicas, com σ_1 relacionado aos esforços compressivos, manifestado por falhamentos inversos, com componente transcorrente (Velooso *et al.* 1990) e orientação variando entre EW e ENE.

CAPÍTULO 8

HIDROGEOLOGIA REGIONAL

8.1- Balanço hídrico

➤ Pluviometria

O estudo da distribuição e caracterização da precipitação na área foi realizado a partir de dados de 13 estações pluviométricas operadas pelo DNAEE. Essas estações foram selecionadas em virtude de já possuírem os dados consistidos pela empresa Geotécnicos Consultoria na elaboração do Plano Diretor de Recursos para os vales do Jequitinhonha e Pardo (PLANVALE, 1995). Naquele trabalho de consistência, foram obtidas as séries totais mensais de 69 estações para o período de 1946 a 1991, com falhas e complementações por meio de estudos estatísticos. Na Tabela 8.1 encontram-se as 13 estações pluviométricas utilizadas no presente estudo.

N ^o	Postos DNAEE	Coordenadas		Alt (m)	Nome	Município
		Latitude	Longitude			
1	01641000	16° 36' 00"	41° 46' 46"	248,0	Itinga	Itinga
2	01641001	16° 34' 06"	41° 46' 46"	241,0	Itaobim	Itaobim
3	01641003	16° 14' 00"	41° 35' 35"	482,0	Medina	Medina
4	01641007	16° 41' 22"	41° 29' 29"	280,0	São João Grande	Itaobim
5	01642001	16° 52' 00"	42° 05' 05"	293,0	Araçuaí	Araçuaí
6	01642002	16° 38' 00"	42° 13' 13"	279,0	Coronel Murta	Coronel Murta
7	01642007	16° 40' 44"	42° 29' 29"	273,0	Porto Mandacaru	Grão Mogol
8	01642008	16° 25' 00"	42° 17' 17"	380,0	Rubelita	Rubelita
9	01642012	16° 57' 00"	42° 30' 30"	392,0	Berilo	Berilo
10	01642013	16° 52' 00"	42° 20' 20"	290,0	Pega	Vila Matias
11	01642025	16° 10' 00"	42° 16' 16"	467,0	Salinas	Salinas
12	01642010	16° 14' 00"	42° 31' 00"	460,0	Açude Vacaria	Salinas
13	01742002	17° 02' 00"	42° 07"	335,0	Alfredo Graça	Araçuaí

Tabela 8.1- Postos pluviométricos utilizados.

A Tabela 8.2 apresenta os valores de precipitação mensais na área e uma média anual de 807,9 mm. Constata-se que o trimestre mais chuvoso corresponde aos meses de Dezembro-Janeiro-Fevereiro (58,8% do total anual, valores de 135,5 a 176,2 mm), atingindo um máximo em Dezembro. O trimestre mais seco corresponde aos meses de Junho-Julho-Agosto, havendo uma forte concentração no período úmido e uma quase ausência no período seco, com mínimo em agosto.

Observa-se uma maior concentração de chuva nas estações Açude Vacaria (1166 mm) e Berilo, ambas no extremo oeste da área. As isoietas anuais (Figura 8.1) mostram uma diminuição da precipitação para o centro da área, aumentando no sentido oeste e nordeste. Para sudeste, a precipitação diminui aos níveis mais baixos da área, atingindo os mais baixos índices na estação São João Grande.

Estação Pluviométrica	Alt. (m)	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Total
Itinga	248	129,8	62,4	63,0	28,8	10,1	5,1	4,9	3,3	18,9	66,4	130,1	164,7	687,5
Itaobim	241	127,4	64,0	75,7	30,7	12,1	6,3	7,4	5,5	20,9	65,9	139,8	154,8	710,5
Medina	482	138,9	80,8	78,9	41,8	23,0	9,7	11,0	9,6	21,7	73,9	164,2	172,7	826,2
S.J.Grande	280	115,2	65,2	57,8	33,7	15,7	6,4	8,5	9,2	19,3	69,0	116,4	104,4	620,8
Araçuaí	293	141,2	82,5	93,2	38,5	11,0	5,1	5,9	3,6	23,2	77,3	144,6	176,5	802,6
Coronel Murta	279	141,4	77,3	84,9	38,6	12,5	3,7	5,6	3,0	18,2	82,7	168,9	176,0	812,8
P Mandacaru	273	144,8	77,8	100,1	40,5	9,9	3,5	5,4	1,6	17,3	76,7	158,1	199,9	835,6
Rubelita	380	129,5	77,1	94,7	38,9	13,2	3,5	3,1	2,9	17,9	67,0	174,6	185,6	808,0
Berilo	392	108,8	97,0	126,5	46,4	21,9	7,8	6,6	1,8	21,4	59,2	171,3	223,2	891,9
Pega	290	145,7	85,4	85,7	40,4	10,7	5,1	4,4	4,9	15,0	84,1	182,5	185,4	849,3
Salinas	467	124,6	64,2	90,1	37,6	9,3	1,7	2,2	2,8	19,4	59,1	158,7	162,7	732,4
Açude Vacaria	460	180,6	126,1	133,7	59,1	27,7	17,4	15,5	14,5	33,4	103,9	224,2	230,2	1166,3
Alfredo Graça	335	134,2	82,5	77,3	34,3	10,8	3,6	3,3	0,9	17,7	82,4	157,0	154,5	758,5
Média		135,5	80,2	89,4	39,2	14,5	<u>6,1</u>	<u>6,4</u>	<u>4,9</u>	20,3	74,4	160,8	176,2	807,9

Valores em negrito: meses mais chuvosos; Valores sublinhados: meses mais secos

Tabela 8.2- Dados de precipitação mensal.

Figura 8.1 - Mapa de isoietas anuais.

○ Temperaturas

As temperaturas médias mensais foram estimadas para os locais dos postos pluviométricos (Tabela 8.3), uma vez que os mesmos não constavam desses dados. Para tanto, buscaram-se as informações oriundas do estudo de Camargo & Ghizzi (1991) sobre a estimativa de temperatura para a Região Sudeste ao nível do mar (Tabela 8.4).

A partir desses dados foram estimadas as temperaturas médias mensais para cada uma das treze estações pluviométricas da área com correção pela longitude das mesmas, ainda, portanto, ao nível do mar. Após essa etapa, seguiu-se a correção pela altitude, utilizando um gradiente térmico vertical de 0,66°/100 metros.

Estação Pluviométrica	Alt. (m)	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Média
Itinga	248	26,2	28,1	27,7	26,1	24,3	23,2	22,7	24,0	25,8	27,1	27,3	27,7	25,8
Itaobim	241	26,4	28,2	27,9	26,8	24,9	23,6	23,0	24,3	26,2	27,8	27,4	28,0	26,2
Medina	482	24,8	28,2	27,9	26,8	24,9	23,6	23,0	24,3	26,2	27,8	27,4	28,0	26,1
S.J. Grande	280	26,2	28,2	27,9	26,8	24,9	23,6	23,0	24,3	26,2	27,8	27,4	28,0	26,2
Araçuaí	293	25,9	28,1	27,7	26,1	24,3	23,2	22,8	24,0	25,8	27,1	27,3	27,7	25,8
Cel Murta	279	26,0	28,1	27,7	26,1	24,3	23,2	22,8	24,0	25,8	27,1	27,3	27,7	25,8
P Mandacaru	273	26,0	28,0	27,6	25,8	24,0	23,0	22,6	23,8	25,7	26,8	27,2	27,5	25,7
Rubelita	380	25,3	28,0	27,6	25,8	24,0	23,0	22,6	23,8	25,7	26,8	27,2	27,5	25,6
Berilo	392	25,2	28,0	27,6	25,8	24,0	23,0	22,6	23,8	25,7	26,8	27,2	27,5	25,6
Pega	290	25,9	28,0	27,6	25,8	24,0	23,0	22,6	23,8	25,7	26,8	27,2	27,5	25,7
Salinas	467	24,8	28,1	27,8	26,4	24,6	23,4	22,9	24,1	26,0	27,4	27,3	27,8	25,9
Açude Vacaria	460	25,0	28,2	27,9	26,8	24,9	23,6	23,0	24,3	26,2	27,8	27,4	28,0	26,1
Alfredo Graça	335	25,8	28,2	27,9	26,8	24,9	23,6	23,0	24,3	26,2	27,8	27,4	28,0	26,2
Média		25,7	28,1	27,8	26,3	24,5	<u>23,3</u>	<u>22,8</u>	24,1	25,9	27,3	27,3	27,8	25,9

Valores em negrito: meses mais quentes; valores sublinhados: meses mais frios

Tabela 8.3- Temperaturas corrigidas com a longitude e com a altitude.

A região apresenta ampla predominância de temperaturas elevadas e estáveis, superiores a 22° C, com média geral de 25,9 °C e oscilação anual de 22,8 e 28,1 °C (Tabela 8.4). Os meses mais quentes são Fevereiro-Março (27,8 a 28,1 °C), enquanto os mais frios são Junho-Julho (22,8 a 23,3).

Pereira *et. al.* (2001) realizaram um zoneamento climático para toda a bacia do Jequitinhonha. Nesse zoneamento foram estabelecidos dois arranjos para a organização climática: i) Climas regionais e ii) Unidades climáticas. A primeira abordagem foi baseada no trimestre mais úmido e mais seco, acompanhada dos montantes percentuais desses trimestres em relação ao total anual. Distinguiram-se assim dois climas regionais: I – Tropical Oceânico a leste da área de estudos; e II – Tropical de Transição (Úmido a Semi-árido), que abrange toda a área desse estudo. A segunda abordagem foi baseada nos resultados do balanço hídrico (evapotranspiração, deficiências e excedentes hídricos), tendo sido individualizadas três unidades Climáticas (IIA, IIB e IIC), dentre as quais a Unidade IIB abrange toda a área de estudo. Nessa unidade, a evapotranspiração é elevada (1200 e 1300 mm), as deficiências também são elevadas (400 a 700 mm), os excedentes são baixos (0 a 30 mm).

Meses	Temperatura mínima na longitude mínima da área	Temperatura máxima na longitude máxima da área	Diferença de temperaturas (Max-Min)
Jan	27,8	28,0	0,2
Fev	28,0	28,2	0,2
Mar	27,8	28,1	0,3
Abr	26,0	27,0	1,0
Mai	24,2	25,1	0,9
Jun	23,2	23,8	0,6
Jul	22,8	23,2	0,4
Ago	24,0	24,5	0,5
Set	25,8	26,4	0,6
Out	27,0	28,0	1,0
Nov	27,4	27,6	0,2
Dez	27,7	28,2	0,5

Tabela 8.4- Temperaturas mínimas e máximas mensais ao nível do mar para a região Sudeste nas longitudes da área de estudo.

➤ Fluviometria

Para a geração do hidrograma e separação dos escoamentos superficial e subterrâneo foram utilizados dados diários de 3 estações fluviométricas existentes nos principais rios da área e em pontos estratégicos para esse estudo, entre 1946 e 1983, período de maior número de dados (Tabela 8.5). Tais estações estão assim localizadas: uma no limite oeste da área no rio Jequitinhonha, outra no limite leste da área, também no rio Jequitinhonha e uma terceira no rio Araçuaí.

Ressalta-se que estes dados não foram consistidos, existindo, portanto, lacunas de vários anos, uma vez que o programa utilizado para separação dos hidrogramas (HYSEP) só aceita os dados diários de entrada.

Estação	Coordenadas		Rio	Área de drenagem (km ²)
	Latitude	Longitude		
Porto Mandacaru	16°30'	42°30'	Jequitinhonha	16.343
Itaobim	16°34'	41°30'	Jequitinhonha	45.819
Araçuaí	16°52'	42°05'	Araçuaí	14.621

Tabela 8.5- Estações fluviométricas utilizadas entre os anos de 1946 a 1983.

➤ Balanço hídrico climatológico

A Tabela 8.6 reúne os parâmetros do balanço hídrico climatológico anual para o local de cada uma das estações pluviométricas. Os valores de evapotranspiração potencial (ET_P) anual são bastante elevados, oscilando, espacialmente entre 1510 mm (Berilo) e 1623 mm (Itaobim), bem acima da precipitação média da área (807,5 mm/ano), mantendo este comportamento durante praticamente todo o ano em todas as estações de coleta de dados. A partir da porção central da área, há nítida tendência de aumento da ET_P para os quadrantes nordeste, sudeste e noroeste e uma diminuição para sudoeste (Figura 8.2). O baixo índice médio de P/ET_P para a área (0,52) permite classificar o clima da área como semi-árido, contendo no extremo oeste uma variação para clima seco sub-úmido. Entretanto, essa porção teria influência apenas local, uma vez que abrange uma pequena extensão relativa.

Estação Pluviométrica	Alt. (m)	P	ET_P	ER	$ET_P - P$	EXC	P/ET_P
Itinga	248	687,5	1556	832	868	-144	0,44
Itaobim	241	710	1623	831	913	-121	0,44
Medina	482	826	1596	826	770	0	0,52
S.J.Grande	280	<u>621</u>	1619	749	998	-128	0,38
Araçuaí	293	803	1551	803	748	0	0,52
Cel. Murta	279	813	1553	813	740	0	0,52
P Mandacaru	273	836	1522	836	686	0	0,55
Rubelita	380	808	1511	808	703	0	0,53
Berilo	392	892	<u>1510</u>	892	618	0	0,59
Pega	290	849	1521	849	672	0	0,56
Salinas	467	732	1559	<u>732</u>	827	0	0,47
Açude Vacaria	460	1166	1599	1097	<u>433</u>	69	0,73
Alfredo Graça	335	759	1612	860	853	-101	0,47
Média		810	1565	780,6	756,1	-32,7	0,52

P=Precipitação; ET_P : Evapotranspiração potencial; ER=Evapotranspiração real; EXC=Excedente hídrico; Valores em mm anuais; Valores em negrito: máximos; Valores sublinhados: mínimos.

Tabela 8.6- Resultados do Balanço Hídrico climático.

Apenas uma estação possui excedente hídrico. A média encontrada foi de -32,7 mm/ano, com variação espacial global de -144 a 69 mm/ano. Na maioria das estações estudadas ocorre *déficit* ao longo de todo o ano, com valores anuais entre 433 mm (estação Açude Vacaria) e 998 mm/ano (estação S.J. Grande).

O mapa com as isolinhas de déficit hídrico (Figura 8.3) ilustra a tendência a decrescer, a partir do centro, para a porção oeste da área, onde atinge os valores

mínimos. Os valores máximos são encontrados na porção sudeste da área na estação São João Grande e na porção nordeste.

Figura 8.2- Mapa de isolinhas de evapotranspiração potencial anual.

Figura 8.3- Mapa de isolinhas de déficit hídrico anual.

➤ Avaliação dos recursos hídricos

Foram utilizadas três estações fluviométricas para a separação dos hidrogramas nos escoamentos superficial e subterrâneo.

O cálculo da contribuição total na área de estudo foi dificultado pelo fato da mesma ser aberta do ponto de vista hidrográfico, ou seja, permite diversas contribuições de outras bacias. Dessa forma, tal contribuição foi avaliada, de maneira geral, como sendo a descarga medida no rio Jequitinhonha, na estação de Itaobim (extremo leste da área), menos a descarga medida na estação de Porto Mandacaru (extremo oeste da área), menos a descarga do rio Araçuaí, a sudoeste.

Os resultados da separação dos hidrogramas pelo programa HYSEP, em cada uma das estações, são mostrados na Tabela 8.7. Foram utilizados dados diários de 16 anos comuns a todas as três estações. As descargas subterrâneas das estações refletem, na verdade, as áreas de drenagem a montante, entretanto a descarga total de $46 \text{ m}^3/\text{s}$ é correspondente à descarga da área estudada, uma vez que os limites norte e sudeste estão próximos dos divisores hidrográficos.

Estação fluviométrica	Código ANEEL	Descarga subterrânea (m^3/s)	Descarga Total (m^3/s)	% da subterrânea em relação ao total
Porto Mandacaru	54150000	80,85	134,79	60,26
Itaobim	54580000	177,97	274,31	65,32
Araçuaí	54500000	60,85	93,44	67,48
Contribuição da área	-	-	46,08	-

Tabela 8.7- Descargas subterrâneas (médias mensais).

Para encontrar o valor de descarga subterrânea foi necessário recorrer a trabalhos já realizados na área de estudos. Dados da PLANVALE (1995) fornecem uma descarga subterrânea específica média para um trecho bastante significativo dentro da área de estudos, de $1,3 \text{ l/s/km}^2$, tendo esse valor sido obtido por meio do estudo da capacidade de armazenamento subterrâneo com base no deflúvio do período de recessão hidrológica (abril a setembro). Tal estudo foi realizado em um ano hidrológico (76/77) representativo das condições hidrológicas médias, tendo-se tomado o valor médio dos deflúvios mínimos ocorrentes nos três meses mais secos (julho, agosto e setembro), considerando-o representativo do valor médio do escoamento subterrâneo que se processa durante todo o ano hidrológico.

A descarga subterrânea anual encontrada para a área de estudos (11.700 km²), considerando-se a descarga subterrânea específica de 1,3 l/s/km², foi de 15 m³/s, o equivalente a 33% do deflúvio total.

8.2- Sistemas aquíferos

A compartimentação dos sistemas aquíferos da área estudada foi realizada com base nos litotipos presentes e na natureza da porosidade apresentada pelos mesmos. Os aluviões, as coberturas detríticas elúvio-coluvionares e a Formação São Domingos são aquíferos de natureza granular com porosidade primária. Os Granitóides e o Grupo Macaúbas apresentam, na maioria dos casos, uma porosidade secundária, dada por sistemas de juntas. Localmente, essas rochas têm contribuição de natureza granular dada por seus mantos de alteração.

Os sistemas aquíferos são mostradas no mapa (Figura 8.4 e Anexo 1). Deve-se ressaltar que o mesmo ainda não tem contornos definitivos, devido à impossibilidade técnica e material para a realização de testes de bombeamento, para a caracterização da transmissividade e condutividade hidráulica. Tais testes requerem dispêndio de tempo, recursos e condições específicas para a sua realização, fora, portanto, do escopo deste estudo.

➤ Aquífero aluvial

Os aquíferos aluviais são de natureza granular, com boa porosidade e permeabilidade, e espessuras que não ultrapassam a uma dezena de metros. Compreendem os aluviões que ocorrem predominantemente em algumas porções dos rios Jequitinhonha e Araçuaí. Em geral, apresentam uma composição variável, com predomínio de cascalhos em sua base. É sobreposto por areias de granulação fina a grossa, de diferentes espessuras e por um nível de sedimento pelítico. Na entrada leste da cidade de Itinga, um pacote de cascalhos (Foto 8.1) chega a 5m de espessura.

Os aquíferos aluviais são corpos de dimensões reduzidas para a representação na escala desse trabalho. Entretanto, em alguns locais, foi possível demarcá-los a partir da imagem de satélite. Os aquíferos aluviais mapeados ocupam uma área de cerca de 29 km².

Figura 8.4- Mapa hidrogeológico regional, baseado em Perillo *et al.* (1995) e (1995) e Pedrosa-Soares (1997).

Foto 8.1– Paleoaluvião do rio Jequitinhonha, com nível basal constituído por cascalho, situado na entrada leste da cidade de Itinga. No local é realizada lavra manual de ouro.

Na região, esses corpos podem vir a ter importância relativa como aquífero muito localizadamente, mesmo considerando o seu elevado potencial armazenador. Isto porque a maioria das propriedades rurais situadas às margens dos rios Jequitinhonha e Araçuaí não sofrem os problemas acarretados pela falta de água, em virtude do caráter perene dos mesmos.

Em cursos de água temporários (Foto 8.2), como é o caso da grande maioria dos existentes na região, quando há bancos arenosos depositados em seu leito, esses aquíferos podem ser uma importante fonte de água para a população ribeirinha na estação seca. (É comum a escavação de cisternas rasas nesses bancos arenosos). Entretanto, quase sempre, há contaminação da água nesses casos, pois em geral, os animais vivem soltos e compartilham a mesma fonte com a comunidade.

Os aquíferos aluviais apresentam o nível de água próximo à superfície durante a estação chuvosa e algum tempo após o início da estação seca. Em seguida, sofrem um rebaixamento acentuado. No primeiro caso, os cursos de água são efluentes, ao passo que no segundo, atuam como influentes, havendo uma conexão direta entre os mesmos. A recarga desses aquíferos é feita por alimentação direta do escoamento superficial e por infiltração de água meteórica.

Embora não se tenha informação local de condutividade hidráulica, a mesma deve variar bastante em função da natureza dos materiais (argila, silte, areia, cascalho), arredondamento, seleção, grau de consolidação. Segundo Fetter (1994), a mesma pode variar nesses materiais de 10^{-9} a 10^0 cm/s, com o menor valor para argilas e o maior para cascalhos bem distribuídos.

Os testes realizados pela CEMIG (1992, 1993) para a implantação de barragens em sedimentos na bacia do rio Salinas, imediatamente a norte da cidade homônima, e na bacia do rio Calhauzinho, a sudeste da cidade de Araçuaí, apresentaram valores de permeabilidade de 10^{-2} cm/s para areias médias a grossas e 10^{-4} a 10^{-5} cm/s para sedimentos silto-argilosos em planícies de inundação e rampas coluviais.

Foto 8.2– Drenagem de caráter temporário, afluente do rio Araçuaí, quase seca no mês de março. Local a 4 km da cidade de Berilo, na rodovia Araçuaí-Berilo.

➤ Sistema aquífero em coberturas

Os aquíferos desse sistema são de natureza granular e compreendem os espessos pacotes de sedimentos grosseiramente estratificados da Formação São Domingos (Foto 8.3), a qual chega a ultrapassar os 100m de espessura na região de Virgem da Lapa, e as coberturas de natureza elúvio-coluvionares que recobrem as superfícies de aplainamento terciárias, com espessuras variadas, em geral, inferiores àquelas da referida formação. A Formação São Domingos localmente apresenta fraturamento, promovendo uma contribuição na infiltração. Esses aquíferos cobrem cerca de 1.291 km², correspondente a 11% do total da área.

A Formação São Domingos é constituída por sedimentos de natureza pelítico-arenosos, caoliníticos com estreitos níveis conglomeráticos semiconsolidados. Localmente, em sua porção superior, apresenta crostas ferruginosas que chegam a atingir até 10 metros de espessura, como ocorre na região imediatamente a norte de Virgem da Lapa. Tal formação compõe extensas chapadas horizontais a suavemente onduladas, com extensão superior 30 km, na direção leste-oeste.

As coberturas de natureza elúvio-coluvionares (Foto 8.4) são constituídas de materiais que, em geral, lembram a composição da rocha que lhe deu origem, sendo mais arenosa ou argilosa em função do litotipo original.

As condições de infiltração dos aquíferos de cobertura, no que concerne à influência da porosidade e da permeabilidade de suas camadas superficiais, são satisfatórias, mesmo considerando a presença de pelitos em sua constituição e, localmente, de crosta limonítica em sua porção superior, pois ambos os materiais atuam de modo a reduzir a permeabilidade, diminuindo e retardando a infiltração. Essa condição, aliada ao fato desse aquífero se localizar nas porções mais elevadas da área, entre altitudes de 650 e 800 m, e apresentar um relevo muito plano, e à baixa densidade de drenagem, configuram condições favoráveis para a infiltração, de modo que se constituem nas principais áreas de recarga na região.

Foto 8.3- Espesso pacote de sedimentos da Formação São Domingos na Chapada Virgem da Lapa. É possível notar uma suave estratificação. A parte inferior do pacote é constituída por materiais de composição caulínica. No topo, as camadas têm cores avermelhadas, dadas pela laterização.

A recarga nos aquíferos de cobertura ocorre diretamente através da percolação superficial de água meteórica em suas amplas e horizontalizadas chapadas. O nível de água nesses aquíferos, em geral, encontra-se a profundidades elevadas, como observado na Chapada do Sumidouro, a nordeste da cidade de Salinas, onde o nível está a cerca de 30 m (poço manual do restaurante União - 16° 02'4,8"S / 42° 06'58,1"W). Nas coberturas a noroeste da cidade de Salinas, o nível de água em alguns poços tubulares, varia entre 5,3 e 43 m. É provável, nos poços onde os aquíferos de cobertura são delgados, que o nível saturado se situe nas rochas sotopostas. Os dados disponíveis ainda são insuficientes para uma informação

conclusiva desta assertiva. Foram verificadas, naquela chapada, escavações de poços manuais abandonadas, sem encontrar o nível de água. Isto se deve à elevada profundidade do lençol freático, em torno de 30-35m.

A presença de algumas lagoas nas chapadas (Lagoa Grande na Chapada dos Geraes, Lagoa da Lapinha (Foto 8.5) e Lagoão na Chapada do Brejão) e de veredas (Foto 8.6) em chapadas próximas ao povoado de Laje Velha, em geral, temporárias, não se encaixa no quadro regional com o nível de água profundo. Nessa situação, o nível de água está à superfície. Uma possibilidade para explicar essas anomalias é a presença de lentes argilosas próximas ao topo do pacote sedimentar, retardando o fluxo nesses locais, de tal forma que, durante as chuvas e algum tempo após o seu encerramento, tem-se a presença de lagoas com delgadas lâminas de água nas depressões locais intrachapadas, ou seja, um aquífero suspenso de dimensões locais controlado pela geometria da lente argilosa.

Foto 8.4- Sedimentos elúvio-coluvionares esbranquiçados sotopostos a granitóides na Chapada do Sumidouro, a leste da cidade de Salinas.

Foto 8.5– Lagoa Lapinha, localizada na Chapada do Brejão, a sudeste da cidade de Araçuaí.

Quando os aquíferos de cobertura assentam-se sobre rochas pouco alteradas ou pouco fraturadas, é comum ocorrerem fontes nos contatos, como resultado da diferença de porosidade e permeabilidade entre ambas, situação esta que corrobora com padrões satisfatórios de permeabilidade desses aquíferos. Essa é uma das formas de descarga natural para os mesmos. A ocorrência de litologias sotopostas aos aquíferos de cobertura, com espessuras razoáveis de material alterado ou com padrões de fraturamento adequados (extensão, abertura e grau de conectividade), ou ainda com descontinuidades significativas (superfície de xistosidade), constitui sítios favoráveis para a recarga do meio cristalino. Nessa condição, esse aquífero atua como um meio condutor, e não armazenador.

Foto 8.6- Vereda (seta na extremidade direita da foto) formada em cobertura elúvio-coluvionar, próxima ao distrito de Laje Velha, município de Salinas.

Os aquíferos de cobertura contribuem com significativa parcela para o fluxo dos principais rios da área, seja alimentando-os diretamente através de inúmeras nascentes localizadas nas encostas íngremes das chapadas, onde se tem uma superfície de descontinuidade entre esses aquíferos e os sotopostos, seja indiretamente, como uma parcela importante do fluxo de base gerado pelos aquíferos fissurais alimentados pela recarga das coberturas.

Não se dispõem de informações acerca de condutividade hidráulica e porosidade dos aquíferos de cobertura. Entretanto, com base na bibliografia, é possível sugerir um intervalo bem amplo de valores em virtude da heterogeneidade e imaturidade dos sedimentos desse sistema. De acordo com Fetter (1994), a condutividade hidráulica varia, respectivamente, de 10^{-9} a 10^{-3} cm/s para argilas e silte arenoso/areia fina.

➤ Sistema aquífero fissural granitóide

Esse sistema engloba as rochas granitóides intrusivas tardi- a sin-tectônicas e sin- a pós-tectônicas. Compreende cerca de 5.490 km², equivalente a 46,6% do total da área, ocupando a sua metade oriental. É o maior sistema em termos areais.

Os granitóides ocupam duas posições topográficas distintas: uma elevada, marcada por morfologias do tipo “pães de açúcar” (Foto 8.7), pontões e serras, e outra, em um patamar altimétrico inferior, com feições suavemente onduladas. Apresentam redes de drenagem em padrões radial, dendrítico, anelar, treliça e moderadamente retangulares. Essas últimas são fortemente controladas por zonas de fraturas/cisalhamento (Foto 8.8), sendo bem caracterizadas na extremidade leste da área, onde condicionam o curso do ribeirão São João, na direção NS. O mesmo acontece com o córrego Novo, localizado no quadrante sudeste da área. Nesse caso o alinhamento é na direção NE.

Foto 8.7- Morfologia tipo “pão de açúcar”, em granitóides praticamente inalterados, na estrada Medina-Comercinho.

Os granitóides da região se apresentam pouco alterados ou não alterados, não chegando a constituir um manto de alteração expressivo (solo+camada intemperizada), como ocorre no trópico úmido, onde o manto de intemperismo chega a atingir dezenas de metros (Jones, 1985). Nesses casos, dão origem a extensos aquíferos. A espessura média, obtida em poços tubulares perfurados na região, é de 9,7 m.

O padrão geral de alteração das rochas granitóides na área é controlado pela expressão topográfica. Quando os granitóides configuram formas elevadas que se destacam na paisagem, geralmente com vertentes íngremes (Foto 8.7), a alteração é

praticamente inexistente. Por outro lado, quando ocorrem em partes deprimidas do relevo, os granitóides podem apresentar um manto saprolítico (Foto 8.9). Na região de Água Branca, localizada acerca de 35 km a sudeste da cidade de Araçuaí, a espessura aflorante desse manto atinge 6 m.

As juntas representam os meios mais importantes para a condução e armazenamento de água nos granitóides. Na maioria das vezes, são menos desenvolvidas do que no Grupo Macaúbas, pois são corpos menos deformados. Tais rochas retêm juntas de resfriamento, não sistemáticas (Pedrosa-Soares, 1997), e aquelas geradas durante a fase rúptil da deformação que atingiu o Grupo Macaúbas. As juntas têm maior concentração nas direções NW e NE, mas também são comuns nas direções equatorial e meridiana.

A recarga dos aquíferos em granitóides ocorre de forma semelhante aos aquíferos xistosos, mas muito provavelmente em quantidades inferiores, devido ao menor número de descontinuidades. A diferença importante no sistema de recarga desses aquíferos é marcada pelo posicionamento altimétrico elevado de parte dessas rochas. Nessa situação, nos locais onde não há manto de intemperismo e nem aquíferos de coberturas a recarga, é praticamente inexistente, ocorrendo só o escoamento superficial.

Foto 8.8– Zona de cisalhamento rúptil desenvolvida em granito-gnaisses, com direção NS, localizada a 5 km, ao norte da cidade de Itaobim, na BR-116.

Foto 8.9– Saprólito em granitóide, com espessura aflorante de 5 m. Localizado na estrada Medina-Comercinho.

➤ Sistema aquífero fissural Macaúbas

Esse é o sistema com a segunda maior expressão areal da região, com cerca de 4.950 km², equivalente a 42% do total. É constituída por aquíferos fraturados representados pelo Grupo Macaúbas. O mesmo foi dividido em aquíferos distintos acordo com a natureza litológica e com o potencial para apresentar descontinuidades mais desenvolvidas. Tais comportamentos devem-se ao alargamento da abertura de juntas, em xistos carbonáticos, pela dissolução química, e ao melhor desenvolvimento das descontinuidades em rochas mais competentes, eventualmente com alguma contribuição granular, no caso de lentes de quartzito, pouco deformadas.

A principal característica estrutural do Grupo Macaúbas é uma marcante xistosidade de direção NE, com mergulhos médios de 51° para SE e NW, com predomínio do primeiro. É afetado por dobramentos com eixos em torno de NS, falhas de empurrão com transporte tectônico geral de ESE para WNW e forte lineação de estiramento mineral e de seixos nessa direção. Juntas com direções dominantes NW e NE estão relacionadas, em sua maioria, à etapa final, rúptil do evento deformacional compressivo que imprimiu a xistosidade NE nesse Grupo.

O contato dos metassedimentos Macaúbas com as rochas granitóides intrusivas é marcado por faixas transicionais, muitas vezes com injeções concordantes de veios e pegmatitos de composição granítica. Menos comuns são contatos com deformação da encaixante.

As chapadas constituídas pelos sedimentos da Formação São Domingos e por coberturas elúvio-coluviais recobrem o Grupo Macaúbas em vários locais com discordância angular e erosiva, quase sempre marcados pela presença de fragmentos de quartzo.

A seguir serão descritos, separadamente, cada aquífero componente do sistema fissural Macaúbas.

- Aquífero fissural xistoso

Os xistos da Formação Salinas são os principais representantes desse subsistema tem ocorrência ampla, mas domina o setor ocidental da área. Sustenta relevo dominado por colinas suaves a medianamente onduladas e policonvexas, quando de composição xistosa. Representa áreas dissecadas, com altitudes, na maioria das vezes, de até 500 m, com uma camada de alteração de espessura variável, com média de 10,0 m. Aloja uma densa rede de drenagem com padrões claramente ditados pelo padrão estrutural regional (Fotos 8.10 e 8.11) (direções de xistosidade, de fraturamento, falhamentos), o que facilita o escoamento superficial, em detrimento da infiltração. Quando de composição quartzítica, a Formação Salinas ocupa posições topográficas mais elevadas, sustentando chapadas e pontões.

Os aquíferos fraturados, da Formação Salinas, têm composição predominantemente xistosa, com intercalações de biotita quartzitos, rochas cálcio-silicáticas, metaconglomerados, entre outras. Os quartzo-mica-xistos são os principais litotipos dessa formação. Os aquíferos xistosos da Formação Salinas compreendem cerca de 4.318,3 km², equivalente a 36,7% da área estudada.

A recarga nos aquíferos xistosos da Formação Salinas, ocorre através de infiltração direta em suas descontinuidades (sistemas de juntas e xistosidade), quando este não se apresenta capeado por manto de intemperismo (espessura média de 10,6 m e de composição silto-argilosa). A baixa condutividade hidráulica desse manto deve atuar como um retardador na infiltração no caso de espessuras elevadas.

Foto 8.10- Controle estrutural do rio Araçuaí, com a direção principal (NE) dada pela xistosidade S_n e a secundária por juntas NW, constituindo verdadeiros meandros “retangulares”. Rio Araçuaí próximo à entrada leste da cidade de Berilo.

Foto 8.11– Detalhe da foto anterior, exibindo as juntas com direção NW.

Um outro cenário para a recarga no aquífero xistoso é dado pela sobreposição dos aquíferos de cobertura. Estes, tendo condutividade hidráulica superiores, favorecem uma infiltração mais rápida. Ainda há a possibilidade do manto de intemperismo ter ficado preservado em uma superfície inumada e, posteriormente, ter sido envolto por sedimentos de cobertura, formando um sistema de recarga mais complexo.

Os aquíferos xistosos correspondem à maior parcela do fluxo de base dos rios da região, naturalmente, considerando a parcela de recarga indireta que recebem dos aquíferos de cobertura.

Para os padrões regionais, esses aquíferos podem apresentar potencial quantitativo razoável, quando houver a coexistência das seguintes condições: i)

padrões de descontinuidade de natureza metamórfico-estrutural (xistosidade, fraturamento, especialmente se abertas e falhas); ii) espessos níveis de alteração; iii) relevo suave, iv) sobreposição dos aquíferos de coberturas.

- Aquífero fissural xisto-carbonático

A discriminação deste aquífero, embora xistoso como a anterior, foi realizada devido ao seu conteúdo em carbonato calcítico, que chega a representar até 10% em volume da rocha. A presença do carbonato pode gerar diferenças significativas na composição da água subterrânea nessas rochas, especialmente quanto aos sólidos totais dissolvidos, bem como um aumento na abertura das juntas devido à dissolução.

Os xistos carbonáticos ocupam uma faixa de direção NE, passando pela cidade de Salinas com cerca de 40 km de comprimento e larguras entre 2 e 6 km, de forma descontínua. Perfazendo cerca de 108,5 km², equivalente a 9,0% da área.

- Aquífero fissural metadiamicrito-metapelítico

Esses aquíferos são constituídos por metadiamicritos e metapelitos, com intercalações de quartzitos. Localmente, os quartzitos podem ser ferruginosos. Esses litotipos pertencem a Formações Chapada Acauã e Nova Aurora. Distribuem-se no extremo noroeste da área, formando uma faixa com direção aproximada NS que se adelgaça em direção ao Sul, desaparecendo da área junto à extremidade oeste do rio Jequitinhonha. Correspondem a 524,1 km², cerca de 4,4 % da área. Tais formações foram descritas no Projeto Espinhaço (Pedrosa-Soares, 1997), mas ainda são consideradas pouco estudadas. Essas formações foram individualizadas em um subsistema por apresentarem maior quantidade de intercalações de corpos quartzíticos, em relação aos existentes nos xistos da Formação Salinas.

A noroeste da cidade de Coronel Murta, ocorre um extenso corpo de quartzito, com direção NE, pertencente à Formação Chapada Acauã, alcançando cerca de 25 km nessa direção e com larguras variando de 3 a 8 km. A sua maior resistência à erosão o manteve em patamar topográfico elevado em relação aos xistos. Sobre sua superfície desenvolveu-se a chapada Lagoa Nova, a qual é composta por sedimentos eluvio-coluvionares originários dessa rocha.

Os quartzitos da chapada Lagoa Nova são constituídos por termos micáceos, ferruginosos e, mais raramente, carbonáticos, pertencentes à Formação Chapada Acauã. Trata-se do maior corpo de metapsamitos, ocorrendo de forma contínua na região. A cobertura por sedimentos elúvio-coluvionares e o seu posicionamento topográfico elevado faz dessa área um excelente local para recarga.

O aquífero metadiamicrito-metapelítico apresenta maior percentual de capeamento por aquíferos de cobertura, relativamente aos outros subsistemas. Essa condição, aliada à natureza arenosa, deve favorecer a recarga nos mesmos.

8.3- Estudo das características físicas e produtivas dos aquíferos a partir dos poços inventariados

Os poços perfurados na região, até o ano de 1996, com dados brutos existentes na COPASA (Companhia de Água e Saneamento de Minas Gerais) e CPRM (Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais- O Serviço Geológico do Brasil), foram catalogados, totalizando 447. Desse total, 62 poços estão fora dos limites geográficos da área. Estes, na maior parte dos casos distam de 1 a 3 km de suas fronteiras, com controle litológico, e, por esse motivo, foram considerados no presente estudo.

Os poços cadastrados foram subdivididos, segundo o sistema aquífero de ocorrência, em: aquíferos de cobertura, Macaúbas e granitóides. Na região não foi encontrado poço tubular nos aquíferos aluviais, especificamente, para explorá-los.

Os principais parâmetros construtivos e produtivos dos poços foram tratados estatisticamente. Os resultados são apresentados individualmente por sistema aquífero e totalizados. Os parâmetros tratados não estão disponíveis para todos os poços em decorrência de deficiências dos relatórios das empresas perfuradoras, que, muitas vezes, não apresentam nem mesmo informações elementares como a vazão ou a profundidade dos poços. Dessa forma, o número de dados analisados para um determinado parâmetro, em uma unidade aquífera, não coincide com o número total de poços na mesma.

A partir dos resultados dos parâmetros produtivos, totalizados para a região, produziram-se mapas de isolinhas para a vazão e a capacidade específica. Nesse caso, além dos dados incompletos deparou-se com a falta das coordenadas de localização de vários poços, de modo que só foram utilizados na confecção dos mapas de isolinhas os poços com coordenadas.

➤ Distribuição geográfica e por sistema aquífero dos poços

A Tabela 8.8 traz a distribuição dos poços de acordo com os municípios inseridos na área de abrangência do estudo. A maior parte dos municípios não têm seus territórios integralmente localizados dentro da área. Os municípios de Araçuaí e Salinas, os maiores e mais populosos, também apresentam o maior número de poços tubulares. É interessante notar que a zona urbana dos mesmos é abastecida por represa, no caso de Salinas, e pelo rio Araçuaí, no caso da cidade homônima.

A Tabela 8.9 mostra que a maioria dos poços estão locados no aquífero fissural Macaúbas, de modo que os dados gerais terão maior contribuição desse sistema aquífero.

Município	Nº de poços
Araçuaí	61
Berilo	32
Coronel Murta	24
Comercinho	31
Cachoeira do Pajeú	13
Francisco Badaró	35
Fruta de Leite	4
Itaobim	23
Itinga	25
Josenópolis	17
Medina	27
Novo Horizonte	4
Padre Paraíso	2
Ponto dos Volantes	2
Rubelita	38
Salinas	65
Santa Cruz das Salinas	6
Virgem da Lapa	38
Total	447

Tabela 8.8- Distribuição dos poços segundo municípios.

Sistemas aquífero	Nº de poços	Porcentagem (%)
Coberturas	23	5,1
Granitóide	156	34,9
Macaúbas	268	60,0
Total	447	100,0

Tabela 8.9- Distribuição dos poços segundo os sistemas aquíferos.

➤ Profundidade dos poços

De acordo com a Tabela 8.10, a profundidade média dos poços situa-se em torno de 80 m. A média é mais elevada para os aquíferos de coberturas, mas o universo amostral é significativamente menor. Em geral, não é comum a perfuração de poços tubulares no cristalino, como no semi-árido nordestino, com profundidades muito acima dos 100 m, devido à pressão litostática que tende a diminuir a abertura das juntas até fechá-las naquelas profundidades. Estatisticamente, como demonstrado por Oliveira *et al* (2001) e observado mais adiante, a maioria das entradas de água dos poços catalogados na área situam-se em profundidades entre 60 e 80 m, de modo que poços mais profundos, em geral, representam desperdícios de honorários no caso de poços tubulares perfurados para o setor público.

Sistemas aquíferos	Nº dados	Profundidade (m)					
		Média	Máxima	Mínima	Desvio Padrão	Mediana	Moda
Coberturas	6	96,17	115	60	18,66	100	100
Granitóides	132	84,45	152	44	26,47	81,5	100
Macaúbas	234	77,60	150	23	23,20	75	60
Geral	372	80,39	152	23	24,59	80	60

Tabela 8.10- Distribuição da profundidade dos poços segundo os sistemas aquíferos.

➤ Espessura do manto de alteração

A expressão do manto de alteração tem uma relação direta com o clima, a topografia e a vegetação, além do tipo de rocha. Evidentemente, em uma região onde as três primeiras variáveis são as mesmas, é o tipo de rocha que controla a natureza do produto de alteração. A série de alteração dos minerais é considerada oposta à

série de cristalização, de modo que os primeiros minerais formados também serão os primeiros a serem alterados e, assim, os últimos a serem cristalizados serão os derradeiros a serem alterados. Os minerais silicatados, exceto o quartzo, alteram-se, num estágio final, para argilominerais. Um alto conteúdo de resíduos de quartzo em mantos intempéricos formados em rochas graníticas e gnaisses confere a essa cobertura um certo grau de permeabilidade, de modo que tal manto pode atuar tanto como uma área de recarga quanto, se for espesso, configurar um aquífero granular. Rochas xistosas, em princípio, mostram-se com um manto de alteração com permeabilidade inferior àquela desenvolvida em granitóides e gnaisses, já que apresentam, em geral, quantidades mais elevadas de argilominerais (Acworth, 1987; Rao, 1989).

Os dados da espessura do manto de intemperismo na região mostram valores médios de 9,7 m, não muito superiores aos valores encontrados para o semi-árido nordestino, mas distantes dos valores comuns em regiões tropicais. Segundo Jones (1985), os efeitos da alteração podem se estender para mais de 90 m de profundidade.

Os granitóides têm o seu manto intempérico desenvolvido, na maioria dos casos, em baixos topográficos, constituindo depressões locais. São de composição variável, em função do estado de lixiviação, mas predomina uma mistura de frações argilosa e arenosa. O sistema aquífero Macaúbas, quando de composição predominantemente xistosa, ocupa as partes baixas do relevo, com um manto de intemperismo de composição silto-argilosa. Entretanto, quando há predominância de porções quartzíticas, ocupa altos topográficos planos, comumente sustentando uma espessa camada de solo eluvial, com constituição areno-siltica-argilosa. Na Tabela 8.11 são mostradas as distribuições das espessuras do manto de alteração.

Sistemas aquíferos	Nº dados	Espessura do manto de alteração (m)					
		Média	Máxima	Mínima	Desvio padrão	Mediana	Moda
Granitóides	86	10,7	40	0,5	7,9	8	10
Macaúbas	139	10,3	40	0,5	7,9	8	10
Geral	225	9,7	36	1	8,0	7	4

Tabela 8.11- Espessuras do manto de alteração segundo os sistemas aquíferos.

➤ Profundidade do nível estático (NE)

A Tabela 8.12 traz a profundidade do NE nos aquíferos da região. É oportuno observar que as coberturas o apresentam em profundidades médias muito superiores às dos aquíferos fraturados. Isso se deve ao fato daquela unidade atuar como uma área de recarga para os aquíferos sotopostos, não ocorrendo precipitação suficiente para saturá-la até níveis mais rasos. Evidentemente, essa hipótese não é válida para locais onde ocorrem lagoas temporárias. Estas resultam de aquíferos locais suspensos, separados do restante da unidade por lentes argilosas que atuam como *aquítyards*.

O nível estático médio é de 8,1 m, sendo fortemente influenciado pela média dos aquíferos xistosos do Grupo Macaúbas. Nos relevos dominados por planícies, comumente, o NE permanece no manto intempérico, o qual propicia aos habitantes locais escavar cacimbas (poços manuais) para a obtenção de água, na estação seca.

Sistemas aquíferos	Nº dados	Profundidade do nível estático (NE) (m)					
		Média	Máxima	Mínima	Desvio padrão	Mediana	Moda
Coberturas	5	23,3	43	5,3	13,7	23,3	-
Granitóides	93	6,3	61,2	0	8,1	4	2
Macaúbas	186	8,6	84	0	10,7	5,2	4
Geral	284	8,1	84	0	10,2	5	4

Tabela 8.12- Profundidade do nível estático segundo os sistemas aquíferos.

➤ Profundidade do nível dinâmico (ND)

A profundidade média do ND para a área é de 42,2 m, como mostrado na Tabela 8.13. A maior profundidade do ND nos granitóides é evidenciada em todos os parâmetros estatísticos analisados, indicando que essa unidade apresenta um rebaixamento superior aos demais aquíferos, bem como em relação à média geral.

Sistemas aquíferos	Nº dados	Profundidade do nível dinâmico (ND) (m)					
		média	máxima	mínima	Desvio padrão	Mediana	Moda
Coberturas *	3	38,3	46	22,8	13,4	46	---
Granitóides	89	46,9	100,3	6,7	23,8	46	45
Macaúbas	152	39,6	110,8	3,5	22,5	34,8	37
Geral	244	42,2	110,8	3,5	23,1	39,1	37

Tabela 8.13- Profundidade do nível dinâmico segundo os sistemas aquíferos.

➤ Vazão (Q)

Na Tabela 8.14 são apresentados os valores estatísticos das vazões segundo a unidade aquífera da área.

A vazão média nos granitóides é de 8,0 m³/h, valor próximo à média obtida para a área, sendo superior aos 5m³/h encontrados por Rebouças (1997) para as rochas cristalinas em climas semi-áridos, com delgado manto de alteração. Esse valor é também praticamente igual à média geral de 8,05 m³/h. A vazão média dos granitóides é semelhante às médias do aquífero xistoso Macaúbas. Na Figura 8.5 é mostrado o mapa de isolinhas com a distribuição das vazões na área.

Sistemas aquíferos	Nº dados	Vazão (m ³ /h)					
		Média	Máxima	Mínima	Desvio padrão	Mediana	Moda
Coberturas	12	5,73	17,53	0,1	5,40	4,27	-
Granitóides	103	8,00	60	0,17	10,48	4,11	0,79
Macaúbas	206	8,25	79,2	0,23	9,99	6	9
Geral	321	8,05	79,2	0,1	10,0	5,4	9

Tabela 8.14- Vazão segundo os sistemas aquíferos.

Figura 8.5- Mapa de isolinhas de vazão para a área.

➤ Capacidade específica (Q/s)

Os valores da capacidade específica foram discriminados segundo faixas, visando à obtenção de um quadro mais detalhado devido à grande variação de seus valores. As Tabelas 8.15 e 8.16 apresentam os intervalos de capacidade específica.

Comparando as tabelas acima, observa-se que 81,6% dos poços com dados têm valor de capacidade específica abaixo da média (0,98 m³/h/m). Para os granitóides, 61,6% dos poços (53) têm $Q/s \leq 0,2$ m³/h/m, distante da média para essa unidade (0,61 m³/h/m). Situação semelhante ocorre no Grupo Macaúbas, onde 74,2% dos poços (112) têm $Q/s \leq 0,6$ m³/h/m, ou seja, muito abaixo da média dessa unidade (1,17 m³/h/m). Os elevados valores dos desvios padrões, são decorrentes da elevada dispersão, ocasionada por alguns poucos valores extremos.

Sistemas aquíferos	Nº dados	Capacidade específica (Q/s) (m ³ /h/m)					
		média	máxima	mínima	Desvio padrão	Mediana	Moda
Coberturas	2	0,66	1,00	0,31	-	-	-
Granitóides	86	0,62	10,04	0,002	1,36	0,09	1,67
Macaúbas	151	1,17	45	0,004	4,42	0,26	0,28
Geral	239	0,98	45	0,002	3,61	0,21	0,42

Tabela 8.15- Distribuição da capacidade específica segundo os sistemas aquíferos.

Sistemas aquíferos	Nº dados	Capacidade específica (Q/s) (m ³ /h/m)				
		0,002 ≤ Q/s ≤ 0,050	Q/s ≤ 0,2	Q/s ≤ 0,6	Q/s ≤ 1,0	Q/s ≤ 3,0
Coberturas	2	-	-	50% (1)	100% (2)	100% (2)
Granitóides	86	36,0% (31)	61,6% (53)	76,7% (66)	82,3% (71)	97,7% (84)
Macaúbas	151	25,8% (39)	43,7% (66)	74,2% (112)	82,1% (124)	92,0% (139)
Geral	239	28,9% (69)	48,9% (117)	74,1% (177)	81,6% (195)	94,1% (225)

Tabela 8.16- Distribuição da capacidade específica segundo os sistemas aquíferos e seus principais intervalos.

Na Figura 8.6 é mostrado o mapa de isolinhas de capacidade específica.

Figura 8.6- Mapa de isolinhas de capacidade específica para a área.

➤ Entradas de água

O tratamento estatístico das entradas de água foi realizado segundo quatro variáveis, representadas pelas profundidades da primeira e da última entradas, a espessura e o número de entradas desse intervalo. Os dados são apresentados na Tabela 8.17.

As profundidades médias da primeira e da última entradas de água para toda área são de, respectivamente, 32 m e 49,7m. Esses valores são ligeiramente inferiores às médias dos granitóides. A espessura e o número de entradas de água dos poços em granitóides e no Grupo Macaúbas estão muito próximos da média e são, respectivamente, 28,4 m e 2,2 m.

Os valores médios da última entrada de água sugerem que os poços tubulares não necessitam ter profundidades superiores a 60 m na área. Esse valor deve orientar futuras perfurações na região, de modo a não se desperdiçar recursos, na maior parte das vezes públicos, e, como tal, escassos.

Sistemas aquíferos	Parâmetros estatísticos	Profundidades das entradas de água (m)		Espessura do intervalo de entradas de água (m)	Número de entradas de água
		primeira entrada	última entrada		
Granitóides	N. dados	60,0	60,0	60,0	60,0
	Média	36,4	54,0	30,0	2,1
	Máxima	92,0	130,0	100,0	5,0
	Mínima	8,0	13,5	1,1	1,0
	Moda	20,0	20,0	24,0	1,0
	Mediana	28,0	48,5	23,5	2,0
	D. Padrão	21,2	26,0	26,7	1,3
Macaúbas	N. Dados	95,0	95,0	65,0	95,0
	Média	29,3	49,7	28,4	2,2
	Máxima	150,0	150,0	139,9	8,0
	Mínima	4,0	5,0	0,8	1,0
	Moda	18,0	48,0	21,0	1,0
	Mediana	25,0	45,0	22,2	2,0
	D. Padrão	25,5	26,4	22,4	1,3
Geral	N. Dados	155,0	155,0	135,0	155,0
	Média	32,0	49,7	28,4	2,2
	Máxima	150,0	150,0	139,9	8,0
	Mínima	4,0	5,0	0,8	1,0
	Moda	18,0	48,0	24,0	1,0
	Mediana	25,0	46,0	22,5	2,0
	D. Padrão	24,0	26,3	23,8	1,3

Tabela 8.17 - Distribuição da profundidade da primeira entrada de água nos sistemas aquíferos.

De acordo com o conceito de profundidade ótima de poços, considerada a profundidade na qual um poço mal sucedido deveria ser abandonado, para resultar no mais baixo custo médio por poço com sucesso (Singhal & Gupta, 1999), limites de profundidade de perfuração até 60 m para a área estudada estão dentro do intervalo de valores sugeridos por Davis & Turk (1964), onde apontam uma profundidade ótima para poços localizados em rochas cristalinas entre 50-60 m. Read (1982) *apud* Singhal & Gupta *op cit* encontrou valores médios entre 76-90 m em granitos nos Estados Unidos. Já Faillace (1973) *apud* Singhal & Gupta *op cit* apresenta valores para a profundidade ótima para gnaisses e xistos na África entre 30-92 m.

➤ Correlação da vazão *versus* espessura do manto de alteração

As correlações entre vazão *versus* espessura do manto de alteração foram realizadas para a área, Grupo Macaúbas e granitóides, respectivamente, nas Figuras 8.7, 8.8 e 8.9.

A não existência de correlação entre a espessura do manto de alteração e a vazão possivelmente está relacionada ao clima semi-árido regional, onde se tem elevada evapotranspiração potencial e baixa precipitação, ocasionando déficit hídrico, como pode ser observado na Tabela 8.11, de forma a não saturar o manto de intemperismo.

Figura. 8.7- Correlação entre espessura do manto de alteração x vazão na área.

Figura 8.8 -Correlação entre espessura do manto de alteração x vazão no Grupo Macaúbas

Figura 8.9- Correlação entre espessura do manto de alteração x vazão nos granitóides.

8.4-Estudo das características hidroquímicas das águas subterrâneas

Do total de 447 poços cadastrados na região, 255 possuem algum tipo de análise físico-química ou bacteriológica. Os parâmetros considerados para o estudo da qualidade da água foram selecionados em função dos usos básicos, que são o consumo humano e o agrícola, conforme mostrado na Tabela 8.18.

Os critérios de potabilidade utilizados foram os preconizados pela Portaria 1496/2000 do Ministério da Saúde.

Além da caracterização hidroquímica para fins de consumo humano e agrícola, foram também investigadas as relações entre as características químicas da água e as litologias dos sistemas aquíferos, bem como a interferência do fator climático na

qualidade química das águas subterrâneas, uma vez que os teores elevados de STD e de Cloreto não se justificam em virtude da composição litológica dos aquíferos.

Consumo humano	Consumo agrícola
Parâmetros físicos: PH, Turbidez, Cor	
Parâmetros químicos:	
- Íons maiores: Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , HCO_3^- , CO_3^{2-} , Cl^- , SO_4^{2-} , NO_3^-	
- Íons menores: Fe (total), Mn^{2+} , F^-	
Propriedades iônicas:	Propriedades iônicas: Condutividade Elétrica - CE, Sólidos Totais Dissolvidos – STD, Razão de Absorção do Sódio – RAS.
Sólidos Totais Dissolvidos – STD	
Parâmetros bacteriológicos:	
Coliformes Totais, Coliformes Fecais, Estreptococos Fecais	

Tabela 8.18- Parâmetros hidroquímicos selecionados em função do uso da água.

➤ Classificação hidroquímica das águas subterrâneas

Os tipos hidroquímicos das águas permitem: i) identificar os íons predominantes na água, responsáveis pela sua salinidade; ii) relacionar a interação água-rocha aos aquíferos da área em estudo; ii) identificar anomalias geoquímicas eventualmente existentes; dentre outros.

Na área de estudos, 105 poços possuem dados completos dos íons maiores para a efetivação da classificação hidroquímica, mas somente 70 análises (59,8%) foram consideradas válidas para efeito dessa classificação por apresentarem erros teóricos do balanço iônico dentro do valor máximo permitido pelo critério de Logan (1965), *in*: CPRM (1997), o qual leva em consideração os valores dos ânions ou cátions.

A classificação adotada foi o Diagrama de Piper por possuir a vantagem de permitir uma visão global dos tipos hidroquímicos de um grande número de análises. A Tabela 8.19 mostra a distribuição do número de análises por tipo litológico e os respectivos tipos hidroquímicos.

Sistema aquífero	Macaúbas	Granitóides	Coberturas
Número de análises	35	31	04
Tipos hidroquímicos predominantes em ordem decrescente.	1. Bicarb. cálcicas-sódicas-magnesianas; 2. Bicarb. cálcicas; 3. Bicarb. sódicas; 4. Cloretadas cálcicas-magnesianas; 5. Cloretada sódica; 6. Sulfatadas cálcicas-magnesianas; 7. Bicarb cálcica-magnesiana	1. Bicarb. sódicas; 2. Bicarb. sódicas-cálcicas-magnesianas; 3. Cloretadas sódicas; 4. Cloretadas cálcicas-magnesianas	1. Bicarb. cálcicas-magnesianas; 2. Bicarb. sódica; 3. Sulfatada magnesiana

Tabela 8.19- Tipos hidroquímicos das águas por sistema aquífero.

Nas Figuras 8.11, 8.12 e 8.13 são mostrados os diagramas de Piper para os três sistemas aquíferos com poços tubulares profundos (Coberturas granitóides e Macaúbas), bem como para os dados totalizados (Figura 8.10). Verifica-se uma grande dispersão de pontos na Figura 8.10 para o total de análises da área (70 poços), denotando uma diversidade de tipos hidroquímicos. Os tipos bicarbonatados perfazem 81% e os sulfatados e ou cloretados 19%. Analisando-se em separado as classificações por litologia, verifica-se que também é grande a diversidade dos tipos hidroquímicos em cada um dos tipos litológicos mais importantes (xistos e granitóides).

Os aquíferos com dados de análises químicas válidas no Grupo Macaúbas compreendem, majoritariamente, termos xistosos e, muito subordinadamente, termos quartzíticos. Nos aquíferos xistosos do Grupo Macaúbas (Figura 8.11), em relação aos ânions, predominam as águas bicarbonatadas (79%), enquanto que as cloretadas e/ou sulfatadas perfazem os 21% restantes, semelhantemente, em termos quantitativos, ao total de amostras analisadas. Relativamente aos cátions, o cálcio é o íon predominante, seguido, respectivamente, do sódio e do magnésio.

Nos granitóides (Figura 8.12), em relação aos ânions, predominam as águas bicarbonatadas (78%), enquanto que as cloretadas perfazem os 22% restantes, também de modo semelhante, em termos quantitativos, ao total de amostras analisadas. Com relação aos cátions, o sódio é o íon prevalecente, seguido, em ordem decrescente, do cálcio e do magnésio.

Nas coberturas (Figura 8.13), onde o número de amostras é pequeno, essas se encontram bastante dispersas no diagrama em relação aos termos catiônicos. Os ânions apresentam uma tendência a constituírem águas do tipo bicarbonatadas, como é de se esperar, já que tais águas estão sob a influência direta da precipitação atmosférica. Tal unidade, como já mencionado, é a principal área de recarga na região.

De uma maneira geral, chamam a atenção os tipos de águas cloretadas encontradas em 14% (9 amostras) do conjunto das amostras nos xistos e granitóides (66 amostras). Considerando a natureza das rochas da região, é pouco provável que a concentração de cloreto esteja relacionado com as litologias, uma vez que o aporte desse elemento é muito pequeno na crosta terrestre. A influência climática pode ser o fator determinante dessa concentração. Entretanto, na escala desse estudo, tal relação não foi estabelecida de modo claro, em espaciais, necessitando aprofundarem-se os estudos nessa abordagem, para se investigar todos os fatores que possam influenciar essa concentração. Sob um ponto de vista mais abrangente, em macroescala, pode-se observar, pelas Figuras 8.3 (déficit hídrico) e 8.15 (isolinhas de cloreto), que as maiores concentrações de cloreto estão nas áreas em que o déficit hídrico é superior a 710 mm/ano.

As águas sulfatadas presentes nos xistos indicam a presença de sulfetos, comumente encontrados nessas rochas.

O predomínio do sódio sobre o cálcio e o magnésio nas águas dos granitóides pode indicar que a natureza dos feldspatos constituintes dessas rochas pertença a termos mais sódicos da série dos plagioclásios.

Figura 8.10- Diagrama de Piper para o total de amostras.

Figura 8.11- Diagrama de Piper para o sistema aquífero Macaúbas.

Figura 8.12- Diagrama de Piper para o sistema aquífero granitóides.

Figura 8.13- Diagrama de Piper para o sistema aquífero coberturas

➤ Salinidade

A salinização das águas em aquíferos fraturados, pela natureza da porosidade fissural (com menor interação água-rocha em relação aos aquíferos sedimentares granulares) e pelo predomínio de fluxos mais locais do que regionais, configuram, de

uma maneira geral, aquíferos de baixa salinidade. Entretanto, quando há forte interferência da variável climática, a renovação dessas águas não é freqüente, o que, aliado ao posicionamento geográfico, próximo ao litoral (como no caso do nordeste brasileiro), ocasiona forte salinização dessas águas. Tal situação é freqüente nos aquíferos cristalinos do semi-árido nordestino.

Os constituintes catiônicos maiores (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+) estão presentes em abundância nas rochas, no solo e no manto de intemperismo, sendo, portanto, de fácil incorporação às águas. A salinidade das águas depende, assim, da maior ou menor disponibilidade dos ânions maiores (HCO_3^- , CO_3^{2-} , Cl^- , SO_4^{2-} , NO_3^-), cujo aporte é associado, em grande parte, a fatores extrínsecos ao sistema aquífero, como a água de chuva, terrenos de origem marinha, mistura com águas marinhas, emanções vulcânicas, dissoluções de CO_2 atmosférico ou do solo, hidrólise dos silicatos, atividades antrópicas, dentre outros.

Cerca de um terço das amostras de água subterrânea na região apresentam sólidos totais dissolvidos (STD) em níveis relativamente elevados (acima de 500 mg/L), permitindo inferir uma forte influência de fatores extrínsecos aos sistemas aquíferos da região, sendo o clima, possivelmente, a variável mais importante nesse contexto.

Os valores de condutividade elétrica (CE) são também bastante elevados, uma vez que existe correlação direta desses parâmetros (CE e STD), com um forte grau de correlação de 99,7% (Figura 8.14). Tal correlação permite que se obtenham os valores de STD a partir da CE, segundo a equação de regressão mostrada no gráfico.

Os dados estatísticos calculados para o STD e CE são apresentados abaixo (Tabela 8.20). O elevado valor da mediana dos STD (412 mg/L) ratifica a elevada salinidade dessas águas.

Os valores de STD em 136 amostras permitem classificar 33% dessas (44 amostras) como águas salobras, isto é, com valores de STD entre 500 e 30.000 mg/L, de acordo com a Resolução CONAMA 20/86.

Parâmetros	CE ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	STD (mg/L)
Nº amostras	185	136
Média	614,6	511,6
Mínimo	1,9	9,0
Máximo	6.820,0	4456,0
Mediana	430,0	332,5,0
Moda	256,0	189,0
Desvio Padrão	690,8	583,3

Tabela 8.20- Dados estatísticos da CE e STD.

Figura. 8.14- Correlação entre STD e CE.

Os íons bicarbonato e cloreto são os responsáveis pela salinidade das águas subterrâneas. Entretanto, o cloreto, quando presente como íon predominante, proporciona a característica salobra à água. De fato, do total de 136 amostras, 43 possuem STD acima de 500 mg/L e, destas, 25 possuem análise do íon cloreto. Dessas 25 amostras, 64% (16) possuem o cloreto como íon predominante, 28% (7) o íon bicarbonato e 8,0 % (2) o íon sulfato como íon predominante. Além disso, dentre as 43 amostras com STD acima de 500 mg/L, 12 estão acima de 1000 mg/L, alcançando um máximo de 4456 mg/L. Destas, 91,6% (11) possuem como íon predominante o íon cloreto e 8,4% (1) o sulfato.

A forte relação cloreto – salinidade ficou claramente evidenciada comparando-se a Figura 8.15 (isolinhas de condutividade elétrica) com a Figura 8.16 (isolinhas de cloreto), em que é visível a semelhança entre ambas nas tendências de variação espacial na área.

O cloreto possui também uma forte associação com o sódio, tendo-se encontrado um coeficiente de correlação de 72%. Isto corrobora com o fato de tanto o cloreto quanto o sódio serem mais solúveis que os demais íons.

Com relação aos sistemas aquíferos (Tabela 8.21), a média e a mediana da CE são cerca, respectivamente, 34% e 42% superiores nas águas dos aquíferos xistosos Macaúbas em relação aos granitóides, conforme mostrado abaixo, possivelmente devido à composição argilosa dos xistos e à maior interação água-rocha nos mesmos. Em tais rochas as discontinuidades têm naturezas mais diversas, isto é, constituem

fraturas, e especialmente planos de xistosidade, entre outras, de modo que a superfície de contato rocha/água subterrânea é em geral superior à dos granitóides.

Sistemas aqüíferos	Nº dados	Condutividade Elétrica ($\mu\text{S}/\text{cm}$)					
		média	máxima	mínima	Desvio padrão	Mediana	Moda
Coberturas	11	46,0	236	1,9	68,9	11,2	-
Granitóides	68	541,4	2910	4,2	495,9	384,0	420,0
Macaúbas	106	724,8	6820,0	10,4	776,4	544,0	468,0

Tabela 8.21- Dados estatísticos da CE em função do sistema aqüífero.

Além de apresentar um número maior de descontinuidades, na área, as litologias do Grupo Macaúbas são mais densamente fraturadas que os granitóides, resultando, dessa forma, também em maiores superfícies de contato.

Nas Figuras 8.15, 8.16 e 8.17, respectivamente, são mostradas as isolinhas de condutividade elétrica, de cloreto e de sulfato para a área de estudada.

Figura 8.15 – Mapa de isolinhas de condutividade elétrica.

Figura 8.16- Mapa de isolinhas de cloreto.

Figura 8.17- Mapa de isolinhas de sulfato.

➤ Potabilidade

○ Parâmetros físico-químicos

As águas apresentam restrições à potabilidade com relação à cor e à turbidez em 33% (84) e 79% (202) das amostras, respectivamente, (Tabela 8.22). O grande percentual de amostras com turbidez e cor elevadas pode estar relacionado aos aspectos construtivos dos poços ou mesmo à remoção de argilas de preenchimento das fraturas.

	Cor (uH)	Turbidez (uT)	pH
Valor Máximo Permissível*	<5	<1	6,5-8,5
Nº amostras	252	255	49
Mínimo	0,0	0,0	5,5
Máximo	317,0	8500,0	8,5
Amostras com > VMP	84 (33%)	202 (79%)	0

* VPM da Portaria 1496/2000

Tabela 8.22- Tabela dos parâmetros físicos.

○ Parâmetros químicos

Nos íons maiores, o cloreto encontra-se acima dos limites de potabilidade em 8,7% (16) e o sulfato em 5,0 % (9) das amostras (Tabela 8.23). Com exceção dos cloretos, os demais íons devem estar associados à constituição mineralógica das rochas ou do solo.

Dentre os íons menores, o ferro e o manganês apresentam teores acima dos limites de potabilidade em 54,1% (98) e 53,9% (97) das amostras, respectivamente, cujos índices indicam que ambos estão associados. Os problemas que o ferro acarreta são de ordem estética e organoléptica, bem como podem causar entupimentos por incrustações nas tubulações hidráulicas domésticas e do sistema construtivo dos poços tubulares. A presença do fluoreto em excesso pode causar problemas de fluorose dentária, principalmente em crianças menores de 5 anos. Nas amostras analisadas, os teores elevados podem estar relacionados à presença de fluorita e apatita, dentre outros minerais menos importantes, como as micas e anfibólios. Das 6 amostras com fluoreto (> 1,5 mg/L) 5 (83,3%) estão associadas a poços perfurados em rochas granitóides que podem conter mineralizações hidrotermais desses tipos mineralógicos.

A fluorita (CaF_2) é a principal fonte de obtenção do flúor, ocorrendo sob forma de filões mineralizados de origem hidrotermal, jazidas de metamorfismo de contato e como gangas nas jazidas de chumbo zinco e prata de origem hidrotermal ou de metamorfismo de contato (Abreu, 1973).

A influência do clima sobre a geoquímica do flúor na água subterrânea é mais efetivo na zona árida que na zona úmida. Na zona úmida ($> 5000 \text{ mm/ano}$), o fluoreto é facilmente lixiviado dos minerais primários e secundários. Na zona seca, como no presente caso, a evaporação tende a concentrar ascendentemente os íons solúveis devido à ação da capilaridade nos solos (Dissanaiyake, 1996). Tal modelo é bastante sugestivo para a área da presente pesquisa dado ao elevado déficit hídrico, que predomina praticamente durante todo o ano.

Parâmetros (mg/L)	Cloreto	Sulfato	Fe	Mn	Nitrato	Fluoreto
Valor Máximo *	250	250	0,3	0,1	10	1,5
Permissível						
Nº amostras	184	180	181	180	169	120
Média	86,47	56,62	1,59	0,46	1,06	0,40
Mínimo	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Máximo	1.414,56	1.880,00	21,12	4,92	25,16	2,49
Mediana	30,50	10,70	0,42	0,15	0,18	0,26
Desvio Padrão	165,05	184,51	3,00	0,75	2,90	0,41
Amostras com > VMP	8,7% (16)	5,0% (9)	54,1% (98)	53,9% (97)	-	5,0% (6)

* VPM da Portaria 1496/2000

Tabela 8.23- Parâmetros químicos relativos a potabilidade.

➤ Propriedades químicas

○ Salinidade

De acordo com os padrões e práticas internacionais, a potabilidade relativa à salinidade é classificada segundo faixas de variação, de acordo com a Tabela 8.24 (COPASA, 1995). Verifica-se uma tendência à salinização denotada pela classificação de potabilidade boa de apenas 15% das amostras. Os 85% restantes distribuem-se de maneira bastante irregular dentro do padrão de classificação, sendo 51,8% das amostras com STD razoáveis e 32,8% das amostras com potabilidade tolerável a inaceitável.

Faixa de variação (mg/L)	Classificação da potabilidade	Amostras	
		Nº. amostras	% em relação ao total de 136
STD ≤ 150	Potabilidade Boa	21	15,4
150 < STD ≤ 500	Potabilidade Razoável	70	51,5
500 < STD ≤ 1000	Potabilidade Tolerável	28	20,6
STD > 1000*	Potabilidade Inaceitável	17	12,5

*VMP Portaria 1496/2000

Tabela 8.24- Potabilidade segundo a salinidade.

As causas atribuídas à tendência à salinização dessas águas admitem o fator climático atual (semi-árido – P/ETP entre 0,2 e 0,5) como preponderante, o que atuaria a favor do enriquecimento em sais da água subterrânea. Dessa maneira, a salinização progressiva por evaporação obedeceria ao seguinte mecanismo: precipitação ⇒ saturação do solo ⇒ evaporação (efeito da capilaridade) ⇒ infiltração de solução mais concentrada durante as chuvas posteriores.

○ Dureza

A dureza é uma propriedade que atribui à água, simultaneamente, a capacidade de formar incrustações sólidas em tubulações pressurizadas ou aquecidas e a resistência à formação de espuma nos processos de saponificação por álcalis (COPASA, 1995). Em razão desses efeitos, águas muito duras são indesejáveis ao abastecimento público.

Para a dureza total, padrões e práticas internacionais costumam enquadrar e classificar a potabilidade segundo as seguintes faixas de variação (COPASA, *op. cit.*), apresentadas na Tabela 8.25:

É importante comentar que os valores de dureza apresentados nesse estudo são de dureza de carbonatos, devido à ausência dados de análises da dureza total (ou da alcalinidade total), que serviriam para a realização do cálculo da dureza permanente. Isto foi admitido por se considerar que a dureza permanente (ou de não carbonatos) é desprezível em relação à dureza de carbonatos.

Pode-se observar (Tabela 8.25) que as águas da região possuem tendência a serem duras, uma vez que apenas 18,4% das amostras se enquadram como brandas ($D_t < 60 \text{ mg/L CaCO}_3$). Ratifica essa afirmação o elevado índice de águas muito duras (39,0 % das amostras).

Em termos de potabilidade, entretanto, a situação é mais razoável, com apenas 7,4% das amostras classificadas como inaceitáveis (>500 mg/L CaCO_3).

Enquadramento		Amostras	
Faixa de variação (mg/L CaCO_3)	Enquadramento	Nº. amostras	% em relação ao total de 190 amostras
$Dt \leq 60$	Brandas	35	18,4
$60 < Dt \leq 120$	Moderadamente duras	41	21,6
$120 < Dt \leq 180$	Duras	40	21,0
$Dt > 180$	Muito duras	74	39,0

Potabilidade		Amostras	
Faixa de variação (mg/L CaCO_3)	Classificação da potabilidade	Nº. amostras	% em relação ao total de 190 amostras
$Dt \leq 120$	Boa	76	40,0
$120 < Dt \leq 180$	Razoável	40	21,0
$180 < Dt \leq 500$	Tolerável	60	31,6
> 500	Inaceitável	14	7,4

Tabela 8.25- Enquadramento das águas e classificação da potabilidade em relação à dureza total.

A explicação dos elevados índices de dureza encontrados é dada pela presença de xistos carbonáticos na Formação Salinas. Localmente, foram individualizados grandes corpos (subsistema fissural xisto-carbonático). A Formação Salinas, incluindo os corpos carbonáticos, tem grande distribuição, cobrindo cerca de 4.426 km², equivalente a 38% do total da área estudada. Na Figura 8.18, pode-se observar a nítida associação dos mais elevados índices de dureza com os xistos Macaúbas. Na Tabela 8.26 também se observa nitidamente a maior concentração de índices de dureza elevados no sistema aquífero Macaúbas, onde 40% das amostras apresentaram valores superiores ao da potabilidade, enquanto que nos granitóides 23% das amostras estão acima do limite de potabilidade. Já 89% das amostras de água das coberturas variam de brandas a moderadamente duras.

Nº amostras em relação ao total (190) por faixa de variação da Dureza Total (mg/L CaCO_3) e sistema aquífero	Sistemas Aquíferos		
	Coberturas (9)	Granitóides (74)	Macaúbas (107)
$Dt \leq 60$	7	16	12
$60 < Dt \leq 120$	1	19	21
$120 < Dt \leq 180$	-	17	23
$180 < Dt \leq 500$	-	17	43
$Dt > 500$	1	5	8

Tabela 8.26- Faixa de variação da dureza total (mg/L CaCO_3) por sistema aquífero.

Figura 8.18– Mapa de isolinhas de dureza.

○ Parâmetros bacteriológicos

Na Tabela 8.27, encontram-se os valores dos parâmetros bacteriológicos de um total de 59 amostras. Desses dados pode-se concluir, em termos bacteriológicos, que a água apresenta sérias restrições ao consumo humano. As causas dessas contaminações certamente estão associadas a problemas relacionados às características construtivas dos poços da região. Muitos poços foram encontrados sem a devida proteção sanitária.

Parâmetros (NMP/100ml)	Coliformes totais	Coliformes fecais	Estreptococos fecais
Mínimo	359,08	233,83	433,13
Máximo	50.000,00	2.400,00	16.000,00
Amostras com NMP ≥ 2	40	27	27
% em relação ao total	67,8%	45,8%	45,8%

Tabela 8.27- Parâmetros bacteriológicos.

➤ Qualidade da água para a irrigação

Diversas metodologias de classificação para a água de irrigação foram desenvolvidos, mas o método mais utilizado é a classificação da *U.S.S.L (U.S. Department of Agriculture Salinity Laboratory)*. Sendo baseada na condutividade elétrica (CE), como indicadora do risco de salinização do solo, e na Razão de Adsorção de Sódio (RAS), como indicadora do risco de sodificação do solo.

○ Risco de salinidade

As águas são divididas em seis classes, segundo a sua condutividade elétrica (CE), ou de outra forma, na sua concentração total de sais solúveis:

- C0 - Água com muito baixa salinidade pode ser utilizada na irrigação sem restrições.
- C1 - Água com baixa salinidade ($0 < CE < 250 \mu S/cm$) pode ser usada para a irrigação da maioria das culturas e na maioria dos solos, com pouca probabilidade de ocasionar salinidade. Alguma lixiviação é necessária.
- C2 - Água com salinidade média ($250 < CE < 750 \mu S/cm$) não pode ser usada sempre que houver um grau moderado de lixiviação. Plantas com moderada tolerância aos sais

podem ser cultivadas, na maioria dos casos, sem práticas especiais de controle de salinidade.

-C3 - Água com salinidade alta ($750 < CE < 2.250 \mu S/cm$) não pode ser utilizada em solos com deficiência de drenagem. Mesmo em solos com drenagem adequada, pode necessitar de práticas especiais para o controle da salinidade. Usada somente para a irrigação de plantas com boa tolerância aos sais.

-C4 - Água com salinidade muito alta ($2.250 < CE < 5.000 \mu S/cm$) não é própria para irrigações sob condições normais, mas pode ser usada, ocasionalmente, em circunstâncias muito especiais. Os solos deverão ser muito permeáveis e com drenagem adequada, devendo ser aplicado excesso de água nas irrigações para ter boa lixiviação. Só é indicada para culturas altamente tolerantes aos sais.

-C5 - Água de salinidade extremamente alta, ($5.000 < CE < 20.000 \mu S/cm$). Só podem ser utilizadas em solos extremamente permeáveis e muito bem cuidados. Prestando-se quase que unicamente para o cultivo de palmeiras.

- O risco de sodificação

Quando são utilizadas águas com alta proporção de sódio, esse elemento libera o cálcio do complexo argilo-húmico, produzindo uma dispersão das partículas finas que formam os agregados do solo, diminuindo a permeabilidade e a aeração do mesmo. Adicionalmente, o excesso de sódio pode provocar a formação de crosta em sementeira, saturação temporária da superfície do solo e/ou enfermidades às plantas (oxigênio, nutrição, salinidade, entre outras).

Quando a porcentagem de sódio trocável excede a 10%, as partículas minerais tendem a se dispersar causando uma queda na infiltração de água. Se superior a 15%, é muito provável o aparecimento de problemas de permeabilidade. Quando supera os 30%, o solo carece completamente de estrutura.

O risco da sodificação também é influenciado pela textura do solo. Quando apresentam textura mais grosseira, bem aerados, são menos suscetíveis de problemas de sodificação.

As águas são divididas em quatro classes segundo a sua razão de absorção de sódio (RAS), calculadas segundo a equação (USSSL, 1954):

$$RAS = [Na] / \sqrt{\{[Ca] + [Mg]\}} / 2$$

onde:

[Na], [Ca] e [Mg] = concentração em meq/L dos respectivos íons

-S1 – Águas fracamente sódicas, quase todas os solos com baixo risco de formar teores nocivos de sódio suscetíveis de troca. Presta-se para o cultivo de quase todos os vegetais.

-S2 – Águas medianamente sódicas, apresentam perigo de sódio para solos com textura fina e forte capacidade de troca de cátions. Podem ser utilizadas para solos de textura grosseira ou ricos em matéria orgânica e com boa permeabilidade.

-S3 – Águas altamente sódicas, há perigo da formação de teores nocivos de sódio na maioria dos solos, exceto nos solos gipsíferos. Necessita de boa drenagem, lixiviação e matéria orgânica nos solos. Cultura com alta tolerância ao sódio podem ser cultivadas.

-S4 – Águas extremamente sódicas, geralmente imprestáveis para a irrigação, salvo se a salinidade global é baixa ou ao menos média. Podem ser aplicadas em solos altamente drenáveis, ricos em carbonatos

Fazendo-se uma associação do RAS com as litologias (Tabela 8.28) não se verifica uma diferença significativa entre os sistemas aquíferos granitóide e Macaúbas, lembrando que as águas dos granitóides são predominantemente bicarbonatadas, sódicas a mistas. Provavelmente, os teores em cálcio nos granitóides fazem com que o RAS nestes não se eleve muito. Na Figura 10.19 observa-se a variação e a distribuição da RAS na área de estudos, verificando-se uma tendência de maior concentração na parte sul da área, com um pico máximo nas proximidades de Araçuaí.

Sistemas aquíferos	Nº dados	Razão de Absorção do Sódio – RAS				
		média	máxima	mínima	Desvio padrão	Mediana
Coberturas	7	0,36	0,90	0,04	0,33	0,23
Granitóides	46	2,15	6,83	0,18	1,35	1,73
Macaúbas	62	2,07	17,72	0,11	2,42	1,55

Tabela 8.28– Dados estatísticos do RAS por sistema aquífero.

O método gráfico desenvolvido por L.V. Wilcox, em “*Classification and use of Irrigation Water*”, U. S. Department of Agriculture), permite o exame conjunto dos dois fatores de risco, o RAS e o associado à salinidade das águas. Este método foi aplicado às amostras da área de estudo, conforme mostrado na Figura 8.20, onde observa-se o baixo risco de sódio das águas subterrâneas, entretanto, o risco de salinidade varia de

médio a alto, com raras amostras dentro das situações de riscos extremos baixo a muito alto.

Figura 8.19– Mapa de isolinhas de RAS.

Figura 8.20- Diagrama para a classificação da água para a irrigação (USSLS, 1954), com a plotagem das amostras da área estudada.

CAPÍTULO 9

ANÁLISE COMPARATIVA DE POÇOS ASSOCIADOS A LINEAMENTOS

9.1- Introdução

A partir de um cenário neotectônico, suportado por dados de campo, de mapas de indicadores morfométricos, por análise de anomalias da rede de drenagem, por estudos prévios, especialmente aqueles de King (1956), Barbosa (1980), Karfunkel *et al.* (1981), vários trabalhos de Saadi e soluções de mecanismos focais de sismos, procedeu-se à interpretação da influência dos lineamentos associados aos poços nos principais parâmetros qualitativos (vazão e capacidade específica) e quantitativos (condutividade elétrica e sólidos totais dissolvidos) dos mesmos. Tal procedimento pretende compreender como essas estruturas influenciam os valores daqueles parâmetros, bem como a ausência das mesmas.

Em uma análise inicial, os poços foram separados em dois conjuntos: i) sem lineamento associado, ii) com lineamento (s) associado (s). Os lineamentos em questão estão de acordo com a definição de O'Leary *et al.* (1976), e, naturalmente, foram traçados de acordo com a escala da imagem de satélite utilizada, no caso 1:80.000. Os dois conjuntos foram comparados entre si, através de tratamentos estatísticos.

Em um segundo momento, os poços com lineamentos associados foram compartimentados segundo as atitudes dos mesmos, em faixas de 20° e, então, analisados alguns de seus principais parâmetros produtivos e qualitativos, bem como a natureza do(s) lineamento (s) associado(s).

Por último, os lineamentos associados aos poços foram confrontados com aqueles encontrados regionalmente na área abrangida pela pesquisa, já demarcados em outros produtos digitais, em escalas de menor detalhe (1:150.000 e 1:250.000), e analisados num cenário neotectônico.

De um total de 447 poços tubulares profundos catalogados na área, foram utilizados, nesse estudo, 249 poços, em decorrência da ausência de coordenadas, erros de transcrição, entre outros problemas encontrados na localização dos mesmos.

Desses, 182 apresentam pelo menos uma direção de lineamento associado, enquanto 67 poços não mostram lineamentos associados, evidentemente na escala analisada.

A Tabela 9.1 ilustra a distribuição de Q, Q/s, CE e STD para os poços sem e com lineamento(s), além de poços associados com um e dois lineamentos. A Tabela 10.2 traz as distribuições de Q, Q/s, CE e STD por poço, segundo intervalos de valores desses parâmetros, com vistas a uma compreensão mais ampla da variação dos mesmos, pois as variáveis estatísticas apresentadas (média, moda, desvio padrão, mínimo e máximo) não são suficientes para tal, como já comentado em Oliveira *et al.* (2001).

POÇOS		Parâmetros	N	Média	Moda	Desvio padrão	Mínimo	Máximo
SEM lineamento		Q	67	4,3	2,63	4,65	0	20
		Q/s	44	0,374	0,132	0,756	0,004	4,00
		CE	28	607,2	469	546,3	120	2910
		STD	19	450	333	497	50	2334
COM lineamento		Q	182	8,19	5,2	11	0	79,2
		Q/s	108	1,105	0,213	4,4	0,002	45
		CE	92	634,2	466	493,3	1,94	2300
		STD	74	478,4	363,3	359,8	9	1479
COM um lineamento		Q	117	6,3	4,9	7,7	0	60
		Q/s	72	0,521	0,182	0,894	0,006	5,325
		CE	57	642	464	448,4	10,1	1986
		STD	46	442,6	319,2	346,4	9	1479
COM dois lineamentos		Q	65	11,5	6,98	14,7	0	79,2
		Q/s	36	2,27	0,287	7,5	0,002	45
		CE	35	621,6	468	565,7	1,9	2300
		STD	28	537,1	406,8	379,7	35	1400

Unidades: Q em (m³/h), Q/s em (m³/h/m), CE (mmho/cm) e STD em (mg/L). N: número de poços.

Tabela 9.1- Distribuição dos parâmetros estatísticos para vazão (Q), capacidade específica (Q/s), condutividade elétrica (CE) e sólidos totais dissolvidos (STD), segundo a associação ou não de poços com lineamento(s).

A análise da Tabela 9.1 mostra que há um aumento significativo na vazão média dos poços com lineamentos associados em relação àqueles que não apresentam tal associação, havendo um acréscimo de quase 50% na produtividade. Quando a comparação ocorre com poços que exibem 2 ou mais lineamentos associados, o valor da vazão é quase triplicado. Comportamento semelhante se dá com a Q/s. Por outro lado, os valores médios da CE e STD não mostram oscilações significativas com relação à associação ou não dos poços com lineamentos.

Os parâmetros produtivos em aquíferos cristalinos são dependentes, entre outras variáveis, de precipitação, evapotranspiração, cobertura vegetal, relevo e da

presença de uma porosidade secundária, dada, neste caso, principalmente por descontinuidades mecânicas de natureza rúptil (juntas, falhas, entre outras) e por litotipo. Assim, é esperado um decréscimo nos valores desses parâmetros (Q e Q/s) quando ocorre uma redução ou uma ausência dessa porosidade, configurada pela presença de lineamentos, mesmo com a manutenção das demais condições.

Cabe salientar que a presença ou não de lineamentos tem um certo grau de correspondência com a escala da imagem na qual os mesmos são traçados. Mas, em geral, é esperado que estruturas demarcáveis escalas de maior resolução, sejam mais persistentes e penetrativas com relação àquelas que são observadas somente em escalas de menor resolução. Por outro lado, lineamentos observáveis em escalas locais podem não ser nítidos ou ausentes em escalas regionais, de menor resolução.

Poços segundo os intervalos de Q, Q/s, CE e STD								
Q	Lineamentos	N	Q=0	0<Q<0,5	0,5≤Q<2,0	2,0≤Q<5,0	5,0≤Q<10,0	Q≥10,0
	L=0	67	13 (19,4%)	4 (6%)	10 (14,9%)	16 (23,9%)	16 (23,9%)	8 (11,9%)
	L>0	182	15 (8,2%)	7 (3,8%)	29 (15,9%)	35 (19,2%)	50 (27,5%)	51 (28%)
	L=1	117	11 (9,4%)	4 (3,4%)	22 (18,8%)	23 (19,6%)	34 (29,1%)	23 (19,6%)
	L≥ 2	65	4 (3,4%)	3 (4,6%)	7 (10,8%)	12 (18,5%)	16 (24,6%)	23 (35,4%)
Q/s	Lineamentos	N	Q/s<0,05	0,05≤Q/s<0,1	0,1≤Q/s<0,5	0,5≤Q/s<1	Q/s≥ 1,0	
	L=0	44	16 (36,4%)	5 (11,4%)	14 (31,8%)	6 (13,6%)	3 (6,8%)	
	L>0	108	27 (25%)	12 (11,1%)	37 (34,2%)	11 (10,2%)	21	
	L=1	72	20 (27,8%)	7 (9,7%)	26 (36,1%)	7 (9,7%)	12 (16,7%)	
	L≥ 2	36	7 (19,4%)	5 (13,9%)	11 (30,5%)	4 (11,1%)	9 (25%)	
CE	Lineamentos	N	CE<500	500≤CE<1000	1000≤CE<1500	CE≥1500		
	L=0	28	15 (53,6%)	10 (35,7%)	2 (7,1%)	1 (3,6%)		
	L>0	92	48 (52,2%)	30 (32,6%)	7 (7,6%)	7 (7,6%)		
	L=1	57	29 (50,9%)	20 (35,1%)	4 (7,0%)	-		
	L≥ 2	35	19 (54,3%)	10 (28,6%)	3 (8,6%)	3 (8,6%)		
STD	Lineamentos	N	STD<500	500≤STD<1000	1000≤STD<1500	STD≥1500		
	L=0	19	15 (79%)	3 (15,8%)	-	1 (5,3%)		
	L>0	74	48 (64,9%)	16 (21,6%)	10 (13,5%)	-		
	L=1	46	31 (67,4%)	9 (19,6%)	6 (13%)	-		
	L> 2	28	17 (60,7%)	7 (25%)	4 (14,3%)	-		

L=0: poços sem lineamento associado, L>0: poços com lineamento(s) associado(s)

L=1: poços com um lineamento associado, L≥2: poços com dois ou mais lineamentos associados

Tabela 9.2- Distribuições dos poços por intervalos de valores da vazão(Q), capacidade específica (Q/s), condutividade elétrica (CE) e sólidos totais dissolvidos (STD), segundo a associação ou não dos mesmos com lineamento(s).

A demarcação de lineamentos em produtos de sensores remotos, como o utilizado no presente trabalho, demanda a observância e os cuidados relativos ao azimute de iluminação solar, pois as estruturas com orientações ortogonais e diagonais a ele são destacadas, enquanto aquelas próximas ao paralelismo são atenuadas, como já salientado em Rodrigues & Liu (1988) e Riccomini e Crosta (1988).

A CE e os STD são fortemente correlacionados (Duarte *et al.* 2001), e como observado nas Tabelas 9.1 e 9.2, não mostram variações marcantes com a presença ou não de lineamentos, possivelmente por refletirem mais variações climáticas e litológicas, e, talvez algum tipo ou direção específica de descontinuidades.

Os dados da Tabela 9.2 corroboram com as observações verificadas na Tabela 9.1, sendo importante a diminuição no número de dos poços secos quando ocorrem lineamentos associados aos poços. Há uma redução em torno de 60% no número de poços secos quando os mesmos estão associados a lineamentos. Quando dois ou mais lineamentos estão associados a um poço, o percentual de secos diminui de 19,4% para 3,4%, e há um acréscimo nos intervalos com vazões maiores.

9.2- Poços associados a lineamentos

Nessa etapa foram discriminados os lineamentos associados aos poços e agrupados em intervalos de 20° , de acordo com os litotipos em que estão inseridos, objetivando estudar o comportamento da Q e dos STD com a variação nas direções dos lineamentos e com a natureza dessas descontinuidades.

Como não foram atribuídos pesos às direções dos lineamentos, poços que apresentam 2 ou mais lineamentos associados foram considerados separadamente para cada direção.

As Tabelas 9.3 e 9.4 mostram, respectivamente, as distribuições das Q e dos STD com as variações nas direções dos lineamentos associados, natureza dos mesmos e nos litotipos.

A análise da Tabela 9.3 para os dados totais mostra que os poços associados com lineamentos de direções $N01^{\circ}-20^{\circ}$, $N121^{\circ}-140^{\circ}$ e $N141^{\circ}-160^{\circ}$, apresentam baixos índices de secos (5,4%) ou nulos e produtividades médias boas. Por outro lado, as direções $N61^{\circ}-80^{\circ}$, $N21^{\circ}-40^{\circ}$ e $N161^{\circ}-180^{\circ}$ exibem os percentuais mais elevados de poços secos da área. Com relação aos STD, embora o universo amostral seja significativamente menos representativo, os lineamentos com as direções $N41^{\circ}-60^{\circ}$ e $N61^{\circ}-80^{\circ}$ mostram concentrações salinas um pouco mais elevadas.

O sistema aquífero Macaúbas apresenta uma distribuição entre as direções de lineamentos e vazões associadas, semelhantes àquelas encontrada para toda a área. Tal sobreposição já era esperada, pois esse aquífero concentra a maior parte dos dados.

A distribuição dos valores de STD nesse sistema é ampla, exibindo concentrações mais elevadas nos poços associados com lineamentos nas direções N21°-40° e N161°-180°, além das duas direções mais gerais para toda a área.

No sistema aquífero granitóide, os lineamentos com direções entre N01°-20°, N61°-80° e N121°-140° apresentam índices de poços secos nulos, embora as vazões médias associadas sejam modestas. Não obstante, a reduzida massa de dados para o cálculo dos STD, as direções N41°-60° e N61°-80° mostram as concentrações de sais mais elevadas nessas rochas.

		Lineamentos		Q	Q=0	Intervalos de Q por lineamentos				
		Direção (°)	N	Tipo	média		0<Q<2,0	2,0≤Q<5,0	5,0≤Q<10,0	Q≥10,0
		dados			(m³/h)					
Geral	N01°-20°	20	Fr/Zcr	7,0	0	4	9	3	4	
	N21°-40°	23	Fr	11,0	3 (13,0%)	6	2	4	8	
	N41°-60°	33	Fr/Sn/FI	6,6	2 (6,0%)	10	2	13	6	
	N61°-80°	15	Sn	8,5	3 (20,0%)	3	4	3	2	
	N81°-100°	21	Sn/Fr/FI	9,0	2 (9,5%)	4	4	5	6	
	N101°-120°	34	Fr	8,8	2 (5,9%)	6	8	10	8	
	N121°-140°	27	Fr/FI	10,7	0	5	6	5	11	
	N141°-160°	37	Fr	8,0	2 (5,4%)	5	5	14	11	
N161°-180°	40	Fr	11,6	5 (12,5%)	3	7	11	14		
Macaúbas	N01°-20°	11	Fr/Zcr	8,2	0	2	5	2	2	
	N21°-40°	11	Fr	7,0	2 (18,2%)	3	1	2	3	
	N41°-60°	22	Fr/Sn/FI	7,7	1 (4,5%)	5	1	10	5	
	N61°-80°	9	Sn	11,0	3 (33,3%)	1	2	2	1	
	N81°-100°	15	Sn/Fr/FI	9,4	0	4	4	3	4	
	N101°-120°	24	Fr	9,8	1 (4,2%)	3	6	9	5	
	N121°-140°	17	Fr/FI	13,2	0	2	3	4	8	
	N141°-160°	27	Fr	8,7	0	5	2	11	9	
N161°-180°	26	Fr	12,1	2 (7,7%)	1	6	10	7		
Granitóides	N01°-20°	6	Fr/Zcr	6,4	0	-	4	1	1	
	N21°-40°	12	Fr	14,7	1(8,3%)	3	1	2	5	
	N41°-60°	12	Fr	4,7	1 (8,3%)	5	1	4	1	
	N61°-80°	4	Fr	4,74	0	1	2	-	1	
	N81°-100°	5	Fr	7,4	2 (40,0%)	-	-	2	1	
	N101°-120°	8	Fr	6,6	1 (12,5%)	2	2	1	2	
	N121°-140°	10	Fr	6,6	0	3	3	1	3	
	N141°-160°	10	Fr	6,0	2 (20,0%)	-	3	3	2	
N161°-180°	14	Fr/Zcr	10,7	3 (21,4%)	2	1	1	7		
Coberturas	N01°-20°	3	Fr	4,0	0	2	-	-	-	
	N61°-80°	1	Fr	1,1	0	-	-	-	-	
	N81°-100°	1	Fr	10,8	0	1	-	-	1	
	N101°-120°	2	Fr	6,5	0	1	-	-	1	

Fr= juntas, Sn= xistosidade, Zcr= zona de cisalhamento rúptil associada a falhas direcionais, FI= falhas de empurrão

Tabela 9.3- Distribuição dos valores de vazão de acordo com as variações nas direções dos lineamentos associados aos poços, natureza do lineamento e sistema aquífero.

Os dados relativos aos poços dos aquíferos de cobertura são poucos e representam exclusivamente a Formação São Domingos. Sinalizam uma importante superposição nas direções de lineamentos, com o sistema aquífero Macaúbas nas

direções em torno de NNE (N01⁰-20⁰) e WNW (N101⁰-120⁰) e nos granitóides para a primeira direção. Esses aquíferos fraturados mostram boa produtividade e baixos índices de poços secos segundo essas direções, possivelmente apontam para estruturas que foram reativadas em tempos neotectônicos, como será abordado, a seguir, no próximo capítulo. Fato este corroborado pela presença de juntas trativas na Formação São Domingos, especialmente aquelas com direção em oscilando entre 20-40NW.

	Lineamentos			STD médio (mg/L)	Intervalos de STD por lineamentos		
	Direção (°)	N	Tipo		STD<500	500≤STD<1000	1000≤STD<1500
Geral	N01 ⁰ -20 ⁰	9	Fr/Zcr	335,9	8	1	-
	N21 ⁰ -40 ⁰	9	Fr	449,0	5	3	2
	N41 ⁰ -60 ⁰	15	Fr/Sn/FI	631,3	7	4	4
	N61 ⁰ -80 ⁰	9	Sn	629,1	5	1	3
	N81 ⁰ -100 ⁰	8	Sn/Fr/FI	584,0	3	4	1
	N101 ⁰ -120 ⁰	15	Fr	392,4	11	3	1
	N121 ⁰ -140 ⁰	9	Fr/FI	443,1	6	2	1
	N141 ⁰ -160 ⁰	15	Fr	422,7	12	2	1
Macaúbas	N161 ⁰ -180 ⁰	14	Fr	574,5	8	4	2
	N01 ⁰ -20 ⁰	5	Fr/Zcr	377,1	4	1	-
	N21 ⁰ -40 ⁰	4	Fr	695,6	1	2	1
	N41 ⁰ -60 ⁰	8	Fr/Sn/FI	625,9	4	2	2
	N61 ⁰ -80 ⁰	4	Sn	661,3	2	-	2
	N81 ⁰ -100 ⁰	7	Sn/Fr/FI	657,9	2	4	1
	N101 ⁰ -120 ⁰	9	Fr	436,9	6	2	1
	N121 ⁰ -140 ⁰	4	Fr/FI	537,5	2	2	-
Granitóides	N141 ⁰ -160 ⁰	10	Fr	438,4	8	1	1
	N161 ⁰ -180 ⁰	8	Fr	646,6	5	1	2
	N01 ⁰ -20 ⁰	3	Fr/Zcr	357	3	-	-
	N21 ⁰ -40 ⁰	5	Fr	251,7	4	1	-
	N41 ⁰ -60 ⁰	8	Fr	581,8	4	2	2
	N61 ⁰ -80 ⁰	4	Fr	706,0	2	1	1
	N81 ⁰ -100 ⁰	-	Fr	-	-	-	-
	N101 ⁰ -120 ⁰	5	Fr	386,4	4	1	-
Coberturas	N121 ⁰ -140 ⁰	5	Fr	367,5	4	-	1
	N141 ⁰ -160 ⁰	5	Fr	391,2	4	1	-
	N161 ⁰ -180 ⁰	6	Fr/Zcr	478,5	3	3	-
	N01 ⁰ -20 ⁰	1	Fr	67,000	-	-	-
	N81 ⁰ -100 ⁰	1	Fr	67,000	-	-	-
	N101 ⁰ -120 ⁰	1	Fr	22,000	-	-	-

Fr= juntas, Sn= xistossidade, Zcr= zona de cisalhamento rúptil associada à falhas direcionais, FI= falhas de empurrão

Tabela 9.4- Distribuição dos valores de STD de acordo com as variações nas direções dos lineamentos associados aos poços, natureza do lineamento e sistema aquífero.

Estudos anteriores (Oliveira *et al.* 2000, Duarte *et al.* 2001, Oliveira *et al.* 2001 e Menegasse *et al.* 2002) mostram que as águas armazenadas nas coberturas, apresentam baixas concentrações de sais, embora com produtividades inferiores a média da região, que é de 8,0 m³/h.

9.3- O significado das descontinuidades materializadas pelos lineamentos

As análises apoiadas em trabalhos de campo, sísmica, na interpretação regional de lineamentos em imagens de satélite LANDSAT –5 TM e de RADAR e no acervo no bibliográfico mostram que os lineamentos com direções N121°-140° e N141°-160° (NW) representam um conjunto de juntas, materializadas por clivagens de fraturas e, minoritariamente falhas inversas, penetrativas em todas as escalas, principalmente nos metassedimentos Macaúbas. Tais juntas são estruturas rúpteis manifestadas nas fases mais tardias do evento deformacional responsável pela deformação do Grupo Macaúbas (Pedrosa-Soares, 1996), e na fase de colocação intrusiva dos granitóides, ocorrida no Brasileiro (Litwinski, 1985). Essas estruturas, muito provavelmente, foram reativadas localmente como falhas normais/direcionais e como juntas trativas, como se pode depreender do posicionamento do eixo principal mínimo de tensão (σ_3) em torno de NE, dependendo da orientação local da paledescontinuidade, com relação ao campo de esforços recente, tema este que será desenvolvido no capítulo seguinte.

Os lineamentos com direções entre N41°-60° e N61°-80° (NE) correspondem a oscilações locais no *trend* da xistosidade do Grupo Macaúbas, a qual apresenta concentração máxima na região, em torno de N50E. Deve-se salientar que, na porção norte da área, ocorre uma deflexão dessa trama, assumindo atitudes em torno de NNE. Na metade ocidental da área, falhas de empurrão, com direções próximas às da xistosidade, são relativamente comuns. Juntas também ocupam aquela direção. Muitos poços estão localizados próximos a extensos lineamentos representados por essa trama. Geralmente, quando a mesma está associada a um outro lineamento, especialmente NW e NS (poços associados a 2 ou mais lineamentos - Tabelas 9.1 e 9.2), apresenta vazões com valores médios elevados, para os padrões regionais e baixos índices de poços secos. É provável que nesses sítios possam ter ocorrido reativação dessas falhas paralelas ao *trend* da formação Salinas, como estruturas trativas, como mencionado por Pedrosa-Soares & Saadi (1989), aumentando a permeabilidade via criação de vazios, ou então que esses sítios sejam mais produtivos devido ao aumento na permeabilidade, dado pela conexão de várias descontinuidades. Os poços que estão associados somente à xistosidade podem apresentar produtividades boas, mas os índices de poços secos são elevados, o que reflete, certamente, os parâmetros hidráulicos pobres dessas rochas, condicionados por uma trama mais fechada, ou, pelo contrário, quando a produtividade é boa, como nesse

caso, representa uma estrutura mais aberta, muito provavelmente relacionada à reativação de falhas, em regime normal, conforme mencionado anteriormente.

Os lineamentos com atitudes oscilando em torno de NNE ($N01^{\circ}-20^{\circ}$) e NNW ($N161^{\circ}-180^{\circ}$) representam juntas e falhas direcionais nucleadas em zonas de cisalhamento, predominantemente rúpteis, pelo menos no extremo leste da área, em rochas granitóides, conformando cursos d'água nessas direções, como, por exemplo, o ribeirão São João. Localmente, são desenvolvidas densas redes de juntas, configurando alvos interessantes para a locação de poços tubulares.

CAPÍTULO 10

A IMPORTÂNCIA DO CENÁRIO SÍSMICO REGIONAL E DA NEOTECTÔNICA NA LOCAÇÃO DE POÇOS TUBULARES EM AQUÍFEROS FISSURAIS

10.1- Introdução

Neste capítulo far-se-á uma descrição do cenário sísmico regional, baseado em levantamento bibliográfico, com vistas a confrontar o campo de esforços esboçado a partir de dados sísmicos, com os dados geológicos relativos à neotectônica e com as informações de poços associados a lineamentos. O propósito dessa comparação é produzir um quadro onde estejam delineadas as direções de paleodescontinuidades mais favoráveis à circulação e o armazenamento de água subterrânea ou seja, discriminar as paleodescontinuidades que tiveram, potencialmente, um comportamento tratativo durante a deformação neotectônica ou que foram neoformadas (na Formação Domingos) como distensivas. Esse arcabouço objetiva subsidiar futuras locações de poços tubulares na região com vistas a reduzir o elevado índice de insucesso dos mesmos.

10.2- Cenário sísmico

O território Brasileiro, inserido no contexto intraplaca da Placa Sul-Americana, foi considerado, por muito tempo, como imune ou de baixo risco à atividade sísmica devido à sua localização central naquela placa, distante de suas bordas leste e oeste, sítios estes de grande frequência de sismos, especialmente a borda oeste, nos Andes, onde ocorre a subducção da Placa de Nazca sob a Sul-Americana. Entretanto, com a intensificação dos estudos, a ampliação da rede de estações sismográficas, melhoria da sensibilidade dos instrumentos e o levantamento de registros históricos de sismos, ocorridos no País, bem como a ocorrência de tremores de terra em vários pontos do território nacional, mudou-se a concepção de um território livre de risco sísmico. É de conhecimento que o território continental brasileiro já foi atingido por sismos que atingiram magnitude de 6,4 (Berrocal *et al.*, 1984), no estado de Mato Grosso.

Estudos desenvolvidos para caracterizar o cenário dos esforços atuais na Placa Sul-Americana, sejam em trabalhos de integração global, como Zoback (1992) ou de caracterização continental/regional, como em Assumpção (1992), Coblentz & Richardson (1996), Lima *et al.* (1997), Assumpção *et al.* (1997) e Assumpção (1998 a,c), entre outros, fazem uso de modelagem de elementos finitos, mecanismos focais de terremotos, medidas *in situ* do campo de *stress* e de informações neotectônicas para o estabelecimento de regimes deformacionais, bem como das orientações do campo de esforços vigentes.

Riccomini & Assumpção (1999) compararam as orientações do campo de *stress* obtidas a partir de dados sísmicos com os dados de estudos geológicos, chegando a um cenário favorável quanto a concordância da orientação do esforços nas duas formas de abordagem.

Com relação à Placa Sul-Americana, especificamente quanto à margem continental Brasileira, há concepção, mais ou menos consensual, de que o campo de *stress* existente, regionalmente está relacionado a mecanismos tipo *ridge-push* e arraste astenosférico (Assumpção, 1998 a,c). Nesse enfoque regional a margem continental brasileira se encontra sob um regime de esforços compressivos, com S_H orientado segundo EW, com variações para ESE.

10.3- Sismicidade na região estudada

Mecanismos focais de sismos na região de Manga (Veloso *et al.* 1990), preliminarmente, indicam falhas do tipo inverso com compressão aproximada segundo EW. Os mesmos autores descrevem sismos ocorridos em Encruzilhada (BA), os quais materializariam falhamentos inversos com pequena componente transcorrente. Ainda segundo tais autores, as zonas mais ativas, quanto à atividade sísmica na região situam-se a 160 km a SW da localidade de Tuparecê, distante cerca de 30 km do limite SE da área estudada.

Nos registros de sismos da Revista Brasileira de Geofísica constam diversos sismos de pequena magnitude com epicentro próximo a Tuparecê, como mencionado em Mito (1993). Entretanto não foram encontradas soluções de mecanismos focais para tais sismos.

Em Assumpção (1998 a,c), observa-se que na região localizada a sul do paralelo 15° sul, onde está inserida a área estudada, ocorre a interação entre o quadro de esforços regionais com uma componente local de esforços, esta indicada pela (i) diferença de densidade entre as crostas oceânica e continental e (ii) flexura litosférica devido à carga sedimentar na plataforma continental, de forma a gerar um campo de esforços predominantemente compressivo, manifestado especialmente *offshore* por diversos mecanismos focais de terremotos. Os dados para a porção continental dessa região são escassos, mas os existentes sinalizam também para esforços compressivos, com o *stress* máximo horizontal (S_H) tendo orientação geral EW. Em Assumpção *et al.* 1997, como em vários outros trabalhos que o precederam sobre o tema, observa-se também a direção ENE.

Pelo exposto, as informações sísmicas existentes para o entorno da região estudada indicam que o S_H é orientado entre EW e ENE e é relacionado a esforços compressivos, com falhamentos, predominantemente inversos, localmente com componente transcorrente. Portanto S_H , nesses casos, corresponde ao esforço compressivo principal máximo (σ_1).

A avaliação quanto à potencialidade de reativação de anisotropias depende, não só da orientação dessas em relação ao campo de esforços, especialmente em relação a σ_1 e a σ_3 , mas também da reologia do substrato objeto da aplicação dos mesmos.

A reativação de anisotropias, em condições trativas, ocorrerá quando a orientação das mesmas formarem baixos ângulos com a direção de σ_1 e ângulos, ao redor de 90°, com a direção de σ_3 . Campos & Dardenne (1997) sugerem que a reativação normal de anisotropias seria favorecida até ângulos de 30° desta com a direção de σ_1 e, de até 60°, com a direção de σ_3 . Bles & Feuga (1984), Twiss & Moores (1992) e Hancock (1994), entre outros, abordam extensamente o tema reativação de anisotropias.

Com relação a reologia dos materiais rochosos há uma tendência de reativação de diversos planos em (i) substratos mais rúpteis e apenas das principais descontinuidades nos (ii) substratos mais plásticos (Campos & Dardenne, 1997). Nesse sentido os xistos do Grupo Macaúbas se enquadram no primeiro caso e os granitóides intrusivos no outro. Entretanto, nos granitóides as anisotropias são menos freqüentes, consistindo, basicamente de zonas de cisalhamento rúptil a rúptil-dúctil e fraturas localizadas, de forma que são esperadas, também poucas reativações nessas

litologias. O xisto Macaúbas pode apresentar, localmente até quatro anisotropias, o que aumenta a complexidade da mecânica da reativação.

10.4- Tramas com potencialidade para a reativação em regime trativo

As anisotropias que serão cotejadas quanto à potencialidade de terem sido reativadas em regime trativo são:

-Xistosidade do Grupo Macaúbas, com *trend* geral segundo N50E/50SE;

- Juntas (mergulhos entre 70-90°):

Granitóides- Principais direções de concentração NE e NS

Grupo Macaúbas – Principais direções de concentração N30W e N5E

-Falhas:

Empurrão – Direções NE e NW com mergulhos entre 10 e 40°.

Transcorrente – Direções NNE e NNW com deslocamento sinistral

O regime transcorrente tem poucos dados sísmicos da área, sendo mencionado no não é bem caracterizado, sendo mencionado estudo de Veloso *et al.* (1990). Com relação aos dados geológicos, no trabalho de Pedrosa-Soares & Saadi (1989) é cogitado a reativação de porção da falha (de empurrão) de Taiobeiras num regime transcorrente. Em Saadi (1995) são relatadas falhas normais e transcorrentes na região de Turmalina, com direção NW-SE e NS e, transcorrente EW dextrógira, em Chapada do Norte, ambos municípios localizados (50-100 km) a oeste da área estuda.

Considerando a classificação dinâmica de falhas Anderson (1951) *apud* Gabaglia & Milani (1990) tem-se que o *stress* máximo horizontal (S_H) nas falhas de empurrão e transcorrentes corresponde ao esforço compressivo principal máximo (σ_1) e as anisotropias com maior potencialidade de terem sido reativadas, sob condições tratativas, devem conter o eixo de esforço compressivo principal mínimo (σ_3).

Assim, para as falhas de empurrão σ_3 ocupa a posição horizontal logo, nesse cenário, apenas as anisotropias que fazem ângulo, de no máximo até 30° com a aquela posição, podem potencialmente ter sido reativadas sob condições tratativas, levando em consideração, naturalmente, suas direções. Já nas falhas transcorrentes σ_3 ocupa a posição vertical e, como boa parte das anisotropias da região estuda apresenta mergulhos médios a elevados, satisfaz a condição da direção da anisotropia, o

potencial de reativação como trama distensiva é maior para falhamentos transcorrentes com relação às falhas inversas. A seguir serão abordados dois cenários para combinações distintas entre tipo de falhamento e orientação de anisotropias.

➤ Cenário 1: Deformação compressiva e σ_1 na direção EW e ENE

Nesse cenário as possibilidades para a reativação trativa de paleodescontinuidades são reduzidas, em decorrência de ampla maioria das tramas da região apresentarem mergulhos médios a altos. Somente as anisotropias com baixo ângulo de mergulho, inferior a 30° , notadamente as falhas de empurrão com direção NE e NW, juntas de alívio subhorizontais e, quando localizadamente presente, a xistosidade, também com baixo ângulo de mergulho e direção NE, apresentam maior potencialidade para a reativação como estruturas trativas. Dessa forma, num quadro de deformação compressiva com σ_1 orientado segundo as direções EW e ENE, as tramas com maior possibilidade de reativação trativa são as falhas de empurrão. A reativação de falha de empurrão, num regime normal é proposto por Pedrosa-Saores & Saadi (1989) como origem para a nucleação do *graben* de Virgem da Lapa.

➤ Cenário 2: Deformação transcorrente e σ_1 na direção EW e ENE

No cenário 2 as anisotropias com direções paralela a subparalela à orientação de σ_1 e ângulos, próximos a 90° , com a direção de σ_3 têm elevadas potencialidades de terem sido reativadas em condições trativas. Enquadram-se nessa situação as falhas transcorrentes, zonas de cisalhamento rúptil e juntas com elevado mergulho e com direções oscilando entre ENE e WSW, para a direção de σ_1 em EW.

Para o esforço compressivo principal máximo (σ_1) orientado segundo a direção ENE as anisotropias orientadas segundo NE e EW, com elevados mergulhos, têm, potencialmente, maior possibilidade de terem sido reativada em condições distensivas.

10.5- Comparação do campo de stress obtido pela sísmica com os dados de neotectônica e os poços associados a lineamento(s).

Comparando as informações de natureza sísmica com aquelas de cunho geológico, para a neotectônica na região, observa-se que há uma concordância razoável entre os campos de esforços previstos nas duas formas de abordagem. Tal concordância foi observado por Riccomini & Assumpção (1999).

Na análise das direções de lineamentos associados a poços (Capítulo 9) observa-se que as direções N01°-20°, N121°-140° e N141°-160° apresentam baixos índices de poços secos e produtividades médias boas, para o escopo local. Aqui, a direção NW aparece como uma importante anisotropia com vistas à locação de poços tubulares. O potencial dessa direção é corroborado, em parte, pela possibilidade de reativação trativa de anisotropias nessa direção, particularmente de juntas e falhas transcorrentes. Evidentemente está se considerando que a maior produtividade esteja relacionada ao maior volume de espaços abertos, o que é de se esperar num campo trativo. A distribuição das direções de lineamentos de poços associados aos xistos Macaúbas é semelhante à distribuição geral, já que concentra a maior parte dos dados.

Nos granitóides, os lineamentos com direções entre N01°-20°, N61°-80° e N121°-140° apresentam índices de poços secos nulos, embora as vazões médias associadas sejam modestas.

Os lineamentos oscilando entre N120° -140° apresentam boa produtividade e baixo índice de poços secos em toda a área e em ambos os sistemas aquíferos fissurais e constituem direções com elevada potencialidade para a reativação trativa de paleodescontinuidades e de modo a corroborar com essa possibilidade, também coincidem com a direção de juntas trativas nucleadas na Formação São Domingos.

Os lineamentos NE, especialmente o de direção N01°-20°, apresentam baixos índices de poços secos e vazões médias razoáveis para os padrões regionais, em princípio estão relacionados à reativação trativa de falhas de empurrão, indo ao encontro da proposição de Pedrosa-Soares & Saadi (1989) quanto a reativação da falha de empurrão em regime normal, nucleando, assim a bacia São Domingos. Nesse sentido a reativação das falhas de empurrão NE são anteriores à juntas trativas NW que cortam a Formação São Domingos.

CAPÍTULO 11

CONCLUSÕES

- O emprego de análise geomorfológica para identificação de sítios potencial de deformação neotectônica foi uma metodologia válida, em que pese a escala regional em que foi aplicado (1.100.000), pois em geral tais análises, utilizam escalas de maior resolução em geral, até 1:50.000;
- A utilização da neotectônica como ferramenta em estudos relativos à locação de poços tubulares, particularmente no meio fissural, onde o índice de insucesso é elevado, mostrou-se relevante, de acordo com o observado neste trabalho;
- A deformação neotectônica na região é marcada por, pelo menos dois eventos: i) D_1 , responsável pela nucleação da bacia São Domingos, a partir da reativação normal de paleodescontinuidade, com σ_1 associado à deformação compressiva, orientado entre EW e ENE; ii) D_2 corresponde a geração de juntas trativas na Formação São Domingos, particularmente aquelas de orientação NW, assim como falhas normais e transcorrentes, tem orientação semelhante à D_1 ;
- Os lineamentos oscilando entre $N120^\circ - 140^\circ$ apresentam boa produtividade e baixo índice de poços secos em toda a área e em ambos os sistemas aquíferos fissurais e constituem direções com elevada potencialidade para a reativação trativa de paleodescontinuidades e de modo a corroborar com essa possibilidade, também coincidem com a direção de juntas trativas nucleadas na Formação São Domingos. Aqui, a direção NW aparece como uma importante anisotropia com vistas à locação de poços tubulares. O potencial dessa direção é corroborado, em parte, pela possibilidade de reativação trativa de anisotropias nessa direção, particularmente de juntas e falhas transcorrentes;
- Os lineamentos NE, especialmente o de direção $N01^\circ - 20^\circ$, apresentam baixos índices de poços secos e vazões médias razoáveis para os padrões regionais, em

princípio estão relacionados à reativação trativa de falhas de empurrão, indo ao encontro da proposição de Pedrosa-Soares & Saadi (1989) quanto a reativação da falha de empurrão em regime normal, nucleando, assim a bacia São Domingos. Nesse sentido a reativação das falhas de empurrão NE são anteriores à juntas trativas NW que cortam a Formação São Domingos;

- É marcante o acréscimo na vazão média dos poços com lineamentos associados quando comparados àqueles sem lineamentos associados. As informações obtidas a partir da produtividade de poços e das direções de lineamentos associados aos mesmos poderão ser utilizadas futuramente como uma ferramenta importante nos estudos para a locação de poços tubulares na região, particularmente, se conjugada com informações provenientes de outras técnicas, como a geofísica, pois a locação de poços tubulares em meio fissural é essencialmente uma tarefa multidisciplinar;
- A profundidade média da última entrada de água nos poços tubulares, em torno de 60 m, sinaliza que as futuras perfurações na área não necessitam ultrapassar essa profundidade, exceto em situações específicas, como aquelas onde as coberturas são espessas e estão completamente insaturadas, sendo necessário atingir as litologias sotopostas para alcançar o nível d'água. A utilização dessa profundidade como limite proporcionará uma redução no custo final do poço;
- As coberturas são as principais áreas de recarga na região, além de apresentarem água de boa qualidade, com produtividade razoável para os padrões regionais;
- Dois tipos hidroquímicos caracterizam as águas da região, segundo as litologias predominantes: os xistos do Grupo Macaúbas e os granitóides. Nos xistos, predominam as águas bicarbonatadas calcicas e mistas e, nos granitóides, as bicarbonatadas sódicas e mistas. No primeiro caso, o cálcio deve-se à presença de lentes mais carbonáticas dentro do xisto, as quais não puderam ser individualizadas, na sua grande maioria. O sódio nos aquíferos granitóides indica uma composição mais sódica dos feldspatos desses corpos;

- As águas cloretadas ocorrem indistintamente nos dois terrenos. Tais águas não mostram nenhuma associação com a composição mineralógica das rochas presentes. Entretanto, há necessidade de se investigar mais profundamente a sua origem, relacionando-a com os parâmetros climáticos e com os tipos de solos. No escopo desse estudo, essa relação não foi totalmente conclusiva, merecendo uma investigação mais detalhada;
- As águas sulfatadas podem estar associadas à presença de bolsões de sulfetos, principalmente nos xistos;
- Quanto à salinidade das águas da região, o íon cloreto é o principal responsável pelo caráter salobro, predominando em 64% das amostras de águas salobras (entre 500 e 30.000 mg/L) e em 91,6% das amostras com STD acima dos limites de potabilidade (>1000 mg/L);
- Com relação a potabilidade, baseado nas análises físico-químicas e bacteriológicas, conclui-se que a água subterrânea apresenta restrições ao consumo humano para a maioria dos parâmetros estudados. São eles: turbidez (79%), cor (33%), salinidade – STD (11,9%), dureza (8%), cloreto (7%), sulfato 1,7%, ferro (54,1%), manganês (53,9%), coliformes totais (67,8%), coliformes fecais (45,8%) e estreptococos fecais (45,8%);
- Com relação ao uso da água na irrigação, observa-se o baixo risco de sódio das águas subterrâneas, entretanto, o risco de salinidade varia de médio a alto, com raras amostras dentro das situações de riscos extremos baixo a muito alto;
- Os problemas de turbidez, cor, bacteriológicos, ferro e manganês podem, a princípio, ser atribuídos à falhas construtivas dos poços. É possível detectar problemas dessa natureza na maior parte dos poços da área.

CAPÍTULO 12

BIBLIOGRAFIA

- ABREU, S.F. 1973. *Recursos minerais do Brasil*. São Paulo Ed. Edgard Blücher. Vol 1 324 p.
- ACWORTH, R.I. 1987. The development of crystalline basement aquifers in a tropical environment. *Quart. Jour. Eng. Geology*. **20**:265-272.
- ALMEIDA, F.F.M. 1977. O cráton do São Francisco. *Rev.Bras. Geociências* , **7**:349-364.
- ALMEIDA, F.F.M. & LITWINSKI, N. 1984. Eds. ALMEIDA, F.F.M. & HASUI, Y.I. *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo. Edgard de Blücher. 378p.
- AMARAL, G. 1994. Métodos para a obtenção de informação estrutural em produtos de sensoriamento remoto. *Cad. IG/UNICAMP*, **4**(1):98-111.
- ANGELIER, J. 1994. Fault slip analysis and paleostress reconstruction. In: HANCOCK, P.L. ed. *Continental Deformation*. Oxford, Pergamon Press. 421p.
- ARAÚJO, A.G. LIMA, J.O.A.; MELLO, M.P & LITWINSKI, N. 1980. Sedimentos terciários do médio vale do rio Jequitinhonha e sua possível correlação com o Grupo Barreiras. SECT/CETEC, Belo Horizonte, 14p.
- ASSUMPÇÃO, M. 1992. The regional intraplate stress field in South America. *Journal of Geophysical Research*. V. 97, no. **B8**:11.889-11903.
- ASSUMPÇÃO, M.; BARBOSA, J.R.; BERROCAL, J; BASSINI, A.M.; VELOSO, J.A.V.; MÂRZA, V.I. ;HUELSEN, M.G. & RIBOTTA, L.C. 1997. Seismicity patterns and focal mechanisms in southeastern Brazil. *Rev.. Bras. de Geofísica*. **15** 119-131.
- ASSUMPÇÃO, M. 1998a. Focal mechanisms of small earthquakes in the south-eastern Brazilian shield: a test of stress model of the South American plate. *Geophysical Journal International*. **133**:490-498.
- ASSUMPÇÃO, M. 1998c. Seismicity and stresses in Brazilian passive margin. *Boul.of the Seismological Soc. of America*. **88**, no. 1, 160-169.
- BARBOSA, G.V. 1960. Reconhecimento geomorfológico. In: Estudo geográfico do vale do médio Jequitinhonha, seção 01:01-48.
- BARBOSA, G.V.; KOHLER, H.C.; NASCIMENTO, N.R. & CASTRO, V.H.C. 1980. Depósitos cenozóicos de Virgem da Lapa, MG. IGC/UFGM, Belo Horizonte, 12 p.

- BERROCAL, J.M.; ASSUMPÇÃO, M.; ANTEZANA, R.; DIAS NETO, C.M.; ORTEGA & FRANÇA, H. 1984. *Sismicidade do Brasil*. Instituto Astronômico e Geofísico, Universidade de São Paulo, Brasil, 320p.
- BISHOP, P. 1995. Drainage rearrangement by river capture, beheading and diversion. *Progress in physical geography*, 19 (4):449-473.
- BLES, J.L. & FEUGA, B. 1981. *La fracturation des roches*. Manuales methodes 1, BRGM. 121p.
- CAMPOS, L.E.G. & DARDENNE, M.A. 1997. Origem e evolução tectônica da bacia Sanfranciscana. *Rev. Bras. Geoc.* 27 (3):283-294.
- CEMIG. 1992. Estudos de Salinização de solos na bacia do rio Salinas. ENGEVIX.
- CEMIG. 1993. Estudos de Salinização de solos na bacia do ribeirão Calhauzinho. ENGEVIX.
- CETEC. 1983. Projeto Estudos Integrados do Vale do Jequitinhonha Estudos Pedológicos- V.4. Belo Horizonte
- COBLENTZ, D.D. & RICHARDSON, R.M. 1996. Analysis of the South American intraplate stress field. *Journal of Geophysical Research*. 101: 8643-8657.
- COPASA 1995. Disponibilidades hídricas subterrâneas no estado de Minas Gerais. Ed. Sergio Menin Teixeira de Souza. Hidrosistemas, Belo Horizonte.
- CORREIA NEVES, J.M., KARFUNKEL, B.; KARFUNKEL, J.K. & SCHMIDT, J.C. 1978. Geologia da região pegmatítica entre Coronel Murta e Salinas, Minas Gerais. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 30, 1978. Recife. Resumos...SBG.p.17.
- COSTA, G. A. 1989. Evolução termo-barométrica para uma seqüência de rochas da região do médio vale do rio Jequitinhonha, NE do estado de Minas Gerais. . *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA NÚCLEO MG*, 5, SIMPÓSIO DE GEOLOGIA NÚCLEO BRASÍLIA, 1, Belo Horizonte, 1989. Anais... SBG/MG, 10:161-155.
- CPRM. 1981. Mapa Hidrogeológico de Minas Gerais (1:1.000.000).
- CPRM. 1995. Mapa geológico (1:250.000). Folha Almenara.
- CPRM 1997. *Hidrogeologia Conceitos e Aplicações*. Ed. FERNANDO ANTÔNIO CARNEIRO FEITOSA E JOÃO MANOEL FILHO. Fortaleza. LABHID-UFPE. 412 p.
- CRISTOFOLETTI, A. 1979. A análise da densidade de drenagem e suas implicações geomorfológicas. *Geografia*, 4(8):23-42.
- CRISTOFOLETTI, A. 1981. A variabilidade espacial e temporal da densidade de drenagem. *Not. Geomorf.*, 21(42):3-22.

- CRÓSTA, A.P. 1992. *Processamento digital de imagens*. Campinas. 1ed. IG/UNICAMP. 170p.
- DAVIS, S.N. & TURK, L.J. 1964. Optimum depth of wells in crystalline rocks. *Ground Water*, 2:6-11.
- DAVIS, G.H. 1984. *Structural geology of rocks and regions*. Singapore, John Willey & Sons. 492p.
- DISSANAYAKE, C. B. 1996. Water quality and dental health in the Dry Zone of Sri Lanka. In: *Environmental Geochemistry and Health*. Special Publ. Geological Society. London. Ed. APPLETON, J.D.; FUGE, R. & MCCALL, G.J.H. 113:131-140.
- DEFFONTAINES, B. 1989. Proposition of a morpho-neotectonic method; application in the Fougères area, Oriental Britany, France. *Bull INQUA*, N.C. 12:48-52.
- DEFFONTAINES, B. 1991. Contribution of drainage network analysis to neotectonic: method and application in France. *Bull INQUA*, N.C. 14:16-17.
- DEROIN, J. DEFFONTAINES, B. 1995. Morphostructural analysis for linking streamflow, lithology and structure: comparison with remote sensing data on the Cévennes –French Massif Central. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 39(1):97-116.
- DOORNKAMP, J.C. 1986. Geomorphological approaches to the study of neotectonics. *Jour. Geol. Soc. London*, 143: 335-342.
- DUARTE, U.; OLIVEIRA, F.R. & MENEGASSE, L.N.V. 2001. Projeto Hidrogeologia do médio Vale do Jequitinhonha, Minas Gerais. Inédito. FAPESP. São Paulo, SP. 160p.
- DUNNE, W.M. & HANCOCK, P.L. 1994. Paleostress analysis of small-scale brittle structures. In: HANCOCK, P.L. *Continental deformation*. Oxford, Pergamon Press. 421p.
- FERNANDES, A. J. 1997. *Tectônica Cenozóica na Porção Média da Bacia do Rio Piracicaba e Sua Aplicação à Hidrogeologia*. São Paulo. 244p. (Tese de doutorado, Instituto de Geociências –USP).
- FETTER, C.W. 1994. *Applied Hydrogeology*. 3ed. Englewoods Cliffs. Prentice Hall. 691p.
- FONTES, C.Q. (coord) 1978. Projeto Jequitinhonha. Escala 1:250.000 CPRM/DNPM.
- GABAGLIA, G.P.R., & MILANI, E.J. 1990. *Origem e evolução de Bacias Sedimentares* Coord. Petrobrás. Rio de Janeiro. 414p. 3ed.

- GUIMARÃES, D. & BARBOSA, O. 1934. O mapa geológico do Estado de Minas Gerais, escala 1:1.000.000. Dep. Serv. Geogr. e Geol. Minas Gerais.v.3. Belo Horizonte.
- GUIMARÃES, D. 1951. Arqui-Brasil e sua evolução geológica. *Bol. Div. Fom. Prod. Min.*, DNPM, Rio de Janeiro, **88**:981-997.
- GOLTS, S. & ROSENTHAL, E. 1993. A morphotectonic map of the northern Arava in Israel, derived from isobase lines. *Geomorphology*, **7**:305-315.
- GOY, J.L.; SILVA, P.G.; ZAZO, C.; BARDAJI, T. ;SOMOZA,L.1991. Models of morphoneotectonic map and legend. *Bull.INQUA N.C.* **14**:19-31.
- HANCOCK, P.L. 1985. Brittle microtectonics: principles and practice. *Journal of Structural Geology*, **7** (3/4):437-457.
- HANCOCK, P.L. 1994. *Continental Deformation*. Oxford. Ed. Pergamon Press. 421p.
- HANCOCK, P.L. & ENGELDER, T. 1989. Neotectonic joints. *Geol. Soc. of Amer. Bulletin*, **101**:1197-1208.
- HARTT, C.F. 1870. *Geology and physical geography of Brasil*. Boston, Fields Esgood.. (Geologia e geografia física do Brasil, 1941, Trad. Mendonça, E.S.e Polianiti, E. São Paulo, Editora Nacional). 620p.
- HASUI, Y. 1990. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. In: WORKSHOP SOBRE NEOTECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO CENOZÓICA CONTINENTAL NO SUDESTE BRASILEIRO, 1, Belo Horizonte, 1990, SBG/Núcleo MG. *Boletim SBG/MG*, **11**:11-31.
- HASUI, Y.& SENA COSTA, J.B. 1996. Neotectônica: fundamentos, métodos e técnicas de análise. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5, Belém, 1996, SBG (notas de curso), 20 p.
- HEINECK, C.A. 1972. Sedimentos Terciários da Chapada São Domingos, municípios de Berilo e Virgem da Lapa, MG. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26, Bol. 1. p.93.
- HIRUMA, S.T. 1999. *Neotectônica no planalto de Campos de Jordão*, SP. São Paulo, 102 p. (Dissertação de mestrado, Instituto de Geociências –USP).
- HIRUMA, S.T. & RICCOMINI, C. 1999. Análise morfométrica em neotectônica: O exemplo do planalto de Campos do Jordão, SP. *Rev.Inst. Geol.* **20** (1/2):5-19.
- HODGSON, R.A. 1961. Regional study of jointing in Comb Ridge – Navajo Mountain area, Arizona and Utah. *Geol. Soc. of Amer. Bulletin*, **45**:1-38.
- HORTON, R.E. 1945. Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. *Geol. Soc. Amer. Bulletin*, **56**(3):275-370.

- HOWARD, A.D. 1967. Drainage analysis in geologic interpretation: A summation: *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **51**:2246-2259.
- IGA. 1977. Mapa geomorfológico do norte de Minas Gerais. Escala 1:500.000. Secretaria de Estado de Ciência e Tecnologia de Minas Gerais. Projeto Radar-MG.
- JAIN, V.E. 1984. *Geotectónica General*. Moscou, Mir, vol. 1. 357p.
- JARDIM DE SÁ, E. M. 2000. O condicionamento de água subterrânea no cristalino fraturado: Reavaliação da abordagem estrutural. *In: JOINT WORLD CONGRESS ON GROUNDWATER*, 1., Fortaleza, 2000. Anais CD-room.
- JARDIM, F.G.; ARAÚJO, A.G.; LIMA, J.O.A.; MELLO, M.P. & MARTINS, P.P. 1980. Projeto Estudos Integrados do vale do Jequitinhonha. Relatório final. CETEC-MG, Belo Horizonte.
- JIANJUN, H.; MUKANG, H.; OLLIER, C.D. 1997. A morphometric method to determine neotectonic activity of the Weihe Basin in northwestern China. *Episodes*. **20**(2):95-99.
- JONES, M.J. 1985. The weathered zone aquifers of the basement complex areas of Africa. *Quart. Jour. Eng. Geology*. **18**:35-46.
- KARFUNKEL J.K.; SCHMIDT, J.C. & KARFUNKEL, B.S. 1981. Contribuição a estratigrafia e a tectônica da Faixa de Dobramentos Araçuaí. *In: SIMPÓSIO CRÁTON SÃO FRANCISCO E FAIXAS MARGINAIS - Salvador 1979- Anais...*, Salvador, SBG/BA, SME/CPM, 1981 p159-163.
- KARFUNKEL J.K., PEDROSA-SOARES, A.C. & DOSSIN, I.A. 1985. O Grupo Macaúbas em Minas Gerais: uma revisão dos conhecimentos *In: SIMPÓSIO GEOLOGIA DE MINAS GERAIS*, 3, 1985. Belo Horizonte. Anais...SBG-MG. Bol. 5. p.45-59.
- KELLER, E. A. & PINTER, N. 2002. *Active tectonics earthquakes, uplift and landscape*. 2 ed. New Jersey, Prentice Hall. 362p.
- KING, L.C. 1956. Geomorfologia do Brasil oriental. *Rev. Bras. Geog.* **18**(2):147-266.
- LADEIRA, F.L. & PRICE, N.J. 1981. Relationship between fracture spacing and bed thickness. *J. Struct. Geol.* **3**(2):179-184.
- LILLESAND, T.M. & KIEFER, R.W. 1994. *Remote sensing and image interpretation*. 3ed. New York, John Willey & Sons. 750 p.
- LIMA, C.; NASCIMENTO, E.; ASSUMPÇÃO, M. 1997. Stress orientations in Brazilian sedimentary basins from breakout analysis: implications for force models in the South American plate. *Geophysical Journal International*. **130**:112-124.

- LITWINSKI, N. 1985. Evolução Tectono-termal da Região Nordeste de Minas Gerais e Sul da Bahia. São Paulo 207p. (Tese de Doutorado, Instituto de Geociências – USP).
- LIU, C.C. 1987. A Geologia estrutural do Estado do Rio de Janeiro vista através de imagens MSS do Landsat. *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA REGIONAL RJ-ES*, Rio de Janeiro, 1987 Anais..., SBG p.165-188.
- LOUGHLIN, W.P. 1991. Principal component analysis for alterations mapping. *Photogrammetric engineering & remote sensing*, 57(9):1163-1169.
- MARSHAK, S. & MITRA, G. 1988. *Basic methods of structural geology*. New Jersey, Prentice Hall. 446p.
- Mc CLAY, K.R. 1987. *The mapping of geological structures*. Stony Stratford, Open University Press. 161p.
- MELLO, C.L. 1997. Sedimentação e tectônica cenozóica no médio vale do Rio Doce (MG, Sudeste de do Brasil) e suas implicações na evolução de um sistema de lagos. Tese de Doutorado. IG-USP, São Paulo, 275pp.
- MIOTO, J.A. 1993. *Basic methods of structural geology*. New Jersey, Prentice Hall. 446p.
- MORAES, L.J. de. 1929. Geologia da Região Diamantina de Minas Gerais. *Rel. Anual* 1928, pp.29-34, Serv.Geol. Min. Brasil. Rio de Janeiro.
- MORAES, L.J. de. 1937. Geologia da Região Diamantífera do Norte de Minas Gerais. *In Geologia econômica do Norte de Minas Gerais*, Cap.1. Bol.19:9-164, Serv. Fom. Prod. Min., Rio de Janeiro.
- MORAES, L. J. & GUIMARÃES, D. 1930. Geologia da região diamantífera do norte de Minas. *An. Acad. Bras. Sc.* 26:502-530.
- O'LEARY, D.W.; FRIEDMAN, J.D. ; POHN H.A. 1976. Lineament, linear, lineation: some proposed new standard for old terms. *Geol. Soc. Am. Bull.* 87:1463-1469.
- OLIVEIRA, F.R. ; DUARTE, U. & MENEGASSE, L.N. 2000. An approach neotectonic for the research of ground water in hard rocks. *In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS*, 31, . Rio de Janeiro, 2000. Abstracts.
- OLIVEIRA, F.R. ; DUARTE, U. & MENEGASSE, L.N. 2000. Hidrogeologia da região de Araçuaí, no médio vale do rio Jequitinhonha-MG *In: . In: JOINT WORLD CONGRESS ON GROUNDWATER*, 1., Fortaleza, 2000. Anais CD-room.
- OLIVEIRA, F.R. ; DUARTE, U. & MENEGASSE, L.N. 2001. Estudo das principais características físicas e produtivas dos poços tubulares no médio vale do Jequitinhonha, Minas Gerais. *In: XII ENCONTRO NACIONAL DE PERFURADORES DE POÇOS E IV SIMPÓSIO DE HIDROGEOLOGIA DO NORDESTE*. Recife. 2001. Anais...p.315-326.

- OLIVEIRA, F.R.; MENEGASSE, L.N. & DUARTE, U. 2002. Hidrogeologia do médio vale do Jequitinhonha, Minas Gerais - Brasil, e a importância do estudo de lineamentos na locação de poços tubulares profundos. *In: XXXII IAH & VI ALHSUD CONGRESS GROUNDWATER AND HUMAN DEVELOPMENT*, Mar del Plata, no prelo.
- PEDROSA-SOARES, A.C. 1981. A geologia da folha de Virgem da Lapa. Projeto Pegmatitos CPMTIC-IGC-UFMG. 1981. (Rel. Final de Bolsa de Aperfeiçoamento, CNPQ).
- PEDROSA-SOARES, A.C. & SAADI, A. 1989. O segmento meridional da falha de Taiobeiras, MG. *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA NÚCLEO MG, 5, SIMPÓSIO DE GEOLOGIA NÚCLEO BRASÍLIA, 1*, Belo Horizonte, 1989. Anais... SBG/MG, 10:161-165.
- PEDROSA-SOARES, A.C. *et al.* 1994. Nota explicativa dos mapas geológicos, metalogenéticos e de ocorrências minerais do Estado de Minas Gerais. Edição SEME-COMIG. 97p. Belo Horizonte.
- PEDROSA-SOARES, A.C. 1997. Geologia das folhas de Araçuaí e Salinas. *In: Projeto Espinhaço*. SERMHE/COMIG. p. 429-541 e 725-853.
- PEREIRA, P.R.B.; DINIZ, H.N.; GUTJAR, M.R.; MENEGASSE, L.N.; OLIVEIRA, F.R. & DUARTE. 2001. O zoneamento climático na bacia do rio Jequitinhonha, estado de Minas Gerais, Brasil. *In: ENCONTRO DE GEÓGRAFOS DA AMÉRICA LATINA, 8*, Santiago do Chile, 2001. Cd-Room.
- PETI, J.P. & LAVILLE, E. 1987. Morphology and microstructures of hydroplastic siltstones. *In: Sandstone, Arran, Scotland*. *In: eds. JONES, M.E. & PRESTON, R.M.F., Deformation Sediments and Sedimentary Rocks*, Geological Society, Special Publication, 29:137-146.
- PLANO DIRETOR DE RECURSOS HÍDRICOS PARA OS VALES DO RIO JEQUITINHONHA E PARDO. 1995. PLANVALE. Governos MG e BA/Geotécnica/Consultants. R1 Relatório de Diagnóstico, an. B- Hidrogeologia.
- PLAVIDES, S.B. 1989. Looking for a definition of neotectonics. *Terra Nova*, 1(3):233-235.
- POLLARD, D.P. & AYDIN, A. 1988. Progress in understanding jointing over the past century. *Geol. Soc. of Amer. Bulletin*, 100:1181-1204.
- Portaria 1496. 2000. Ministério da Saúde.
- PRICE, N.J. & COSGROVE, J.W. 1990. *Analysis of geological structures*. Cambridge, Cambridge University Press. 502p.
- PRICE, N.J. 1966. *Fault and joint development in brittle and brittle rock*. Oxford, Pergamon Press.

- RAO, G.K. 1989. Exploration and development of groundwater in the crystalline rocks. *In: INTERNATIONAL WORKSHOP ON APPROPRIATE METHODOLOGIES FOR DEVELOPMENT AND MANAGEMENT OF GROUNDWATER RESOURCES IN DEVELOPMENT COUNTRIES.* p.641-648.
- REBOUÇAS, A. C. 1997. Água na região Nordeste: desperdício e escassez. *Estudos Avançados/USP* 11 (29):127-154.
- Resolução CONAMA 20. 1986.
- RICCOMINI, C. & CRÓSTA, A.P. 1988. Análise preliminar de lineamentos em imagens de sensores remotos aplicada à prospecção mineral na área dos granitóides Mandira, SP. *Bol. IG-USP, Ser. Cient.*, 19:23-37.
- RICCOMINI, C. 1989. O Rift Continental do Sudeste do Brasil. São Paulo, 256p. (Tese de Doutorado, Instituto de Geociências/USP).
- RICCOMINI, C. & ASSUMPÇÃO, M. 1999. Quaternary tectonics in Brazil. *Episodes*. 22: 221-225.
- RITTER, D.F.; KOCHER, R.C. & MILLER, J.R. 1995. *Process Geomorphology*. 3 ed. Dubuque. Wm. C. Brown Publishers. 544p.
- RODRIGUES, J.E. & LIU, C.C. 1988. A geometria da iluminação solar e a sua influência na observação de estruturas geológicas em imagens orbitais. *In: SIMPÓSIO BRASILEIRO SENSORIAMENTO REMOTO*, 5, INPE, Anais... p.294-302.
- RODRIGUEZ, S.K. 1993. *Neotectônica e sedimentação quaternária na região da "Volta Grand" do Rio Xingu, Altamira, Pará.* São Paulo, 106 p. (Dissertação de mestrado, Instituto de Geociências –USP).
- SÁ J.H. da SILVA .1977. Pegmatitos litiníferos da região de Itinga-Araçuaí, Minas Gerais. São Paulo. 104p. IG-USP (Tese de Doutorado, Instituto de Geociências –USP).
- SAADI, A. & PEDROSA-SOARES, A.C. 1990a. Um *graben* cenozóico no Médio Jequitinhonha, Minas Gerais. *In: WORKSHOP SOBRE NEOTECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO CENOZÓICA CONTINENTAL NO SUDESTE BRASILEIRO*, 1, Belo Horizonte, 1990, SBG/Núcleo MG. *Boletim SBG/MG*, 11:101-124.
- SAADI, A. 1991. Ensaio Sobre a Morfotectônica de Minas Gerais. Belo Horizonte-300p, (Tese para admissão a cargo de Professor Titular -IGC/UFMG).
- SAADI, A. 1993. Neotectônica da Plataforma Brasileira: esboço e interpretação preliminares. *Geonomos*, 1(1):1-15.
- SAADI, A. 1994. A descontinuidade crustal Minas-Alagoas (DCMA): uma faixa rúptil ativa durante o Cenozóico. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 38, Camboriú, 1994. Anais...SBG. 2:256-257.

- SAADI, A; HASUI, Y.; MAGALHÃES, F.S. 1991b. Informações sobre a neotectônica e morfogênese de Minas Gerais. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS. 3, Rio Claro, 1991. *Anais .boletim SBG-SP*. p105-107.
- SAADI, A. 1995. A geomorfologia da Serra do Espinhaço em Minas Gerais e de suas margens. *Geonomos*, 1(3):41-63.
- SALVADOR, E.D. 1994. Análise neotectônica da região do vale do rio Paraíba do Sul compreendida entre cruzeiro (SP) e Itatiaia(RJ). São Paulo. 102p. (Dissertação de mestrado, Instituto de Geociências –USP).
- SALVADOR, E.D. & RICCOMINI, C. 1995. Neotectônica da região do Alto estrutural de Queluz (SP-RJ, Brasil). *Rev. Bras. Geociências* 25(3):151-164.
- SIBSON, R.H. 1990. Faulting and fluid flow. In: *Fluids in tectonically active portions of the continental crust*. Mineralogical Association of Canada. Series Short course 18. 312p.
- SIGA JÚNIOR. 1986. *A Evolução geocronológica da porção nordeste de Minas Gerais, com base em interpretações geocronológicas*. São Paulo. 140p. (Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências –USP).
- SINGHAL, B.B.S. & GUPTA, R.P. 1999. *Applied hydrogeology of fractured rocks*. 1 ed. Dordrecht. Kluwer Academic Publishers. 400p.
- STRAHLER, A.N. 1952. Dynamic basis of geomorphology. *Geol. Soc. of American Bulletin*, 63:923-938.
- SUGUIO, K. & BIGARELLA, J.J. 1990. *Ambientes fluviais*. 2 ed. Florianópolis. Editora UFPR. 181p.
- SUMMERFIELD, M.A. 1994. *The Global Geomorphology: An introduction for study of landforms*. Reimp. New York, Longman Scient. Tech. 537p.
- TUBELIS, A. & NASCIMENTO, F.J.L. 1980. *Meteorologia Descritiva. Fundamentos e Aplicações Brasileiras*. São Paulo: Nobel. 374 p.
- TWISS, R.J. & MOORES, E.M. 1992. *Structural geology*. New York, W.H. Freeman and Company. 532p.
- UHLEIN, A.1991. *A transição craton-faixa dobrada:exemplo do Craton do São Francisco e da Faixa Araçuaí (Ciclo Brasileiro) no Estado de Minas Gerais (aspectos estratigráficos e estruturais)*. São Paulo. 295p. (Tese de Doutorado. Instituto de Geociências-USP).
- UNITED STATE. SALINITY LABORATORY (USSL).1954. *Diagnosis and improvement of Saline and Alkaline soils* .USDA.1954. 160p.

- VALLE, R.R. 1980. Geologia da região entre Virgem da Lapa e Barra do Salinas, MG. Belo Horizonte. (Trabalho de Graduação, Dpto. Geologia-IGC-UFMG).
- VERSTAPPEN, H.Th. 1983. *Applied Geomorphology . Geomorphological surveys for environment development*. Amsterdam, Elsevier 437p.
- VELOSO, J.A. 1990. Sismos em Manga. *In: WORKSHOP SOBRE NEOTECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO CENOZÓICA CONTINENTAL NO SUDESTE BRASILEIRO*, 1, Belo Horizonte, 1990, SBG/Núcleo MG. *Boletim SBG/MG*, 11.
- ZOBACK, M.L. 1992. First- and Second- order pattern of stress in the lithosphere: the world stress map project. *Journal of Geophysical Research*. 14 B8:11703-11728.
- ZUCHIEWICZ, W. 1991. On different approaches to neotectonics: a Polish Carpathians example. *Episodes*. 14(2):116-124.
- ZUCHIEWICZ, W. & OAKS Jr. R.Q. 1993. Geomorphology and structure of the Bear River Range, north eastern Utah: a morphometric approach. *Zeitschrift für Geomorphologie*, Supplement 94 (Neotectonic and active faulting), p.41-55.

MAPA HIDROGEOLÓGICO

- A1 Aquíferos aluvionares - granulares
- C SISTEMA AQUIFERO EM COBERTURAS - granular
- Gr SISTEMA AQUIFERO FISSURAL GRANITOIDE
- FS SISTEMA AQUIFERO FISSURAL MACAÓBAS
- FS-ab Aquífero fissural xistoso
- Fca/FNa Aquífero fissural metadiámitico-metapelítico

- Cidade
- Limite Municipal
- Drenagem
- Represa
- Poço Tubular
- Contato Observado
- - - Contato Inferido com segurança
- - - Contato de Formações superficiais em bordas de Chapadas
- - - Contato conjectural

Escala gráfica
0 1 2 3 4 Km

Base Geológica

Mapas Geológicos Folhas de Salinas e Aracuaí-Pedras de Salinas (1997)
Mapa Geológico da folha de Almenara - Perillo et al. (1995)
Imagem do Satélite LANDSAT 5 - TM, WRS-217-071 (1997)
Imagens de Radar SE.23-X-B e SE.24-V-A do Projeto RADAM (1973)

Base Topográfica

Cartas topográficas de Salinas, Aracuaí, Comercinho e Itaobim IBGE (1980)

ANEXO I

Hidrogeologia do médio Jequitinhonha, MG e a utilização de neotectônica como ferramenta no estudo de aquíferos fissurais da região

Fernando Roberto de Oliveira
São Paulo 2004

Diagrama em roseta para as frequências de de lineamentos para toda a área

Diagrama em roseta para as frequências de de lineamentos para os granitoides

Diagrama em roseta para as frequências de de lineamentos para o Grupo Macaúbas

Diagramas em roseta com a frequência de juntas, elaborados a partir de dados obtidos no campo. Cada roseta representa 1,2 ou 3 pontos no campo.

LINEAMENTOS GERADOS A PARTIR DAS IMAGENS DE SATÉLITE LANDSAT-5 TM, WRS-217-071 (08/1997) E DE RADAR SE-24-V-A E SE-23-B-X. PROJETO RADAM (1973)

ANEXO 2

Hidrogeologia do médio Jequitinhonha, MG e a utilização de neotectônica como ferramenta no estudo de aquíferos fissurais na região

Fernando Roberto de Oliveira

São Paulo, 2004