

Aos meus queridos pais João e Graça
e minha irmã Helaine

AGRADECIMENTOS

Agradeço a todas as pessoas que de alguma forma contribuíram para a finalização deste trabalho, direta ou indiretamente.

A Deus por sua presença constante em minha vida;

Ao FUNTEC-SECTAM pelo apoio financeiro para o desenvolvimento deste trabalho;

Ao CNPq pela concessão da bolsa de estudos;

Ao prof. Netuno pela orientação, paciência e amizade;

Ao prof. Gouvêa pela indispensável co-orientação, principalmente na geofísica;

Ao prof. Antônio Tancredi pela sua atenção, gentileza e disposição em me enviar trabalhos sobre assuntos relacionados a esta tese;

Aos professores Mário Caputo, Roberto Vizeu, Waterloo Napoleão e Werner Truckenbrodt por sugestões, que contribuíram para o enriquecimento deste trabalho;

A banca avaliadora da dissertação composta pelos professores Eliene Lopes de Sousa e Mariano Castelo Branco (UFC) pelas sugestões;

As amigas Gisele dos Anjos e Natalina Cabral sempre dispostas a ajudar nos momentos em que mais precisei;

A prefeitura de Monte Alegre pelo apoio;

Ao motorista Nilo Taveira por me auxiliar durante a etapa de campo e ao povo acolhedor da bela Monte Alegre;

Aos técnicos Antônio e Leila Hanna pelo auxílio nos laboratórios, e Afonso Quaresma pelo auxílio na geofísica de campo;

As amigadas que conquistei durante estes dois anos de trabalho: Aderson David (Taxi), Érica Viana, Fabíola Fernandes e Fhabio Glayson;

A todos os meus amigos sempre presentes desde a graduação por momentos de descontração, apoio e companheirismo, em especial Cleyton Carneiro, Maria Carolina e Poliana Gualberto;

Aos meus queridos amigos de infância Adriano Costa, Edna Sousa, Elton Leno (machito), César Cursino (tio gordinho) e Josele Redig pelo incentivo constante, dedicação, apoio, momentos de alegrias, etc;

A minha família pela compreensão durante as minhas constantes ausências na finalização deste trabalho;

MONTE ALEGRE

Alhures quem sabe haja / Ignoto Robson Crusué
Que sem atinar à ímpar natureza / De teus rios, igarapés
Com certeza tenha levado de ti, brioso monte / Miragem torpe de pranto, puro engano
Isto aqui é só encanto / É puro encanto!

Saborear tua doce fruta / taperebá, muruci ou caju
Bem ali, naquela gruta / também vou fazer seresta
Mesmo sem viola ou orquestra / E paresque narcisando / Em tuas águas - Surubeju.

Ó São Francisco padroeiro / lá na Cidade Alta
Perdoa minha falta / Grande falta de devoção
Mas há no peito meu um coração Sincero,
que adora, que canta, entristece e chora.

Garça andante, contigo esta saudade voa
Deixa-a a toa, bem ali, no Vigilante
Que Açú leva o destino vexado pra bem distante
Que eu quero comer meu peixe assado.

Pisar teu chão de pedras, bela vista de tuas serras
Ererê, Pay-Tuna, Ocidental
Velhas pinturas: maias, incas...
Monte Alegre, mistério mineral.

Jomasibe

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	i
AGRADECIMENTOS	ii
EPÍGRAFE	iii
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	vii
RESUMO.....	1
ABSTRACT.....	3
1. INTRODUÇÃO	5
1.1. OBJETIVOS	6
2. MÉTODOS E TÉCNICAS UTILIZADOS	7
2.1. LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO	7
2.2. TRABALHOS DE CAMPO.....	7
2.2.2. Coleta de amostras	7
2.2.2. Medidas físico-químicas	8
2.2.3. Levantamentos geofísicos	8
2.3. TRABALHOS DE LABORATÓRIO.....	9
2.3.1. Análise química	9
2.3.2. Análise isotópica	10
2.3.3. Análise petrográfica	10
2.3.4. Análise difratométrica.....	10
2.3.5. Densidade das rochas	10
2.4. TRATAMENTO DOS DADOS	10
2.4.1. Dados químicos e físico-químicos.....	10
2.4.2. Dados isotópicos	11
2.4.3. Geotermometria.....	11

2.4.4. Dados geofísicos.....	11
3. GEOLOGIA DA REGIÃO DA BRAQUIDOBRA DE MONTE ALEGRE.....	13
3.1. ESTRATIGRAFIA.....	13
3.2. ESTRUTURAS.....	18
4. APRESENTAÇÃO DOS DADOS.....	20
4.1. DESCRIÇÃO DOS PRINCIPAIS TIPOS LITOLÓGICOS AMOSTRADOS.....	20
4.1.1. Formação Ererê.....	20
4.1.2. Formação Barreirinha.....	20
4.1.3. Formação Curiri.....	21
4.1.4. Formação Oriximiná.....	21
4.1.5. Formação Faro.....	22
4.1.6. Formação Monte Alegre.....	23
4.1.7. Formação Itaituba.....	23
4.1.8. Diques e soleiras de diabásio.....	24
4.1.9. Formação Alter do Chão.....	24
4.2. DENSIDADES DAS ROCHAS.....	25
4.3. ESTUDOS QUÍMICOS E FÍSICO-QUÍMICOS NAS ÁGUAS.....	26
4.3.1. Características das águas estudadas.....	30
4.3.1.1. Águas da Formação Ererê.....	30
4.3.1.2. Águas da Formação Barreirinha.....	30
4.3.1.3. Águas da Formação Oriximiná.....	31
4.3.1.4. Águas da Formação Faro.....	32
4.3.1.5. Águas da Formação Itaituba.....	32
4.3.1.6. Águas da Formação Alter do Chão.....	32

4.3.1.7. Águas termominerais.....	33
4.4. CLASSIFICAÇÃO QUÍMICA DAS ÁGUAS.....	33
4.5. EQUILÍBRIO QUÍMICO	34
4.5.1 Diagramas de equilíbrio.....	34
4.6. APLICAÇÃO DE GEOTERMÔMETROS QUÍMICOS.....	35
4.6.1. Geotermômetro da sílica	35
4.6.2. Geotermômetro Na-K-Ca	38
4.7. COMPOSIÇÃO ISOTÓPICA (dD E d18O) DAS ÁGUAS TERMOMINERAIS	40
4.8. ESTUDOS GEOFÍSICOS.....	43
4.8.1. Método gravimétrico	43
4.8.1.1. Mapa de anomalias Bouguer.....	44
4.8.2. Resistividade elétrica.....	46
4.8.2.1. Sondagens Elétricas Verticais (SEV)	47
5. DISCUSSÃO E INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS.....	52
5.1. ORIGEM DOS ÍONS EM SOLUÇÃO	52
5.1.1. Águas subterrâneas e superficiais	52
5.1.2. Águas termominerais.....	54
5.2. AMBIENTE MINERAL	55
5.3. ORIGEM E MODELO DE CIRCULAÇÃO DAS ÁGUAS TERMOMINERAIS.....	55
5.4. MODELO GRAVIMÉTRICO	59
5.5. MODELO GEOELÉTRICO	61
6. CONCLUSÕES	63
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	65
ANEXO A - Anomalias Bouguer (mgal) calculadas para cada estação gravimétrica em 4 perfis gravimétricos.	72

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

FIGURAS

Figura 1 - Mapa de localização da área de estudo.....	6
Figura 2 - Altímetro da marca Thommen e gravímetro LaCoste & Romberg utilizados nos trabalhos de campo.	9
Figura 3 - Configuração das linhas de fluxo de corrente e equipotenciais (Braga, 1999). Eletrodos alinhados em configuração Schlumberger. Pelo ponto 0 passa a seção ao longo da qual é investigada a resistividade aparente; AB - eletrodos de corrente; MN - eletrodos de potencial.	9
Figura 4 - Coluna litoestratigráfica da região da braquidobra de Monte Alegre. As unidades sem cor não afloram na área estudada (baseada em Cunha <i>at al.</i> 1994).	14
Figura 5 - Mapa geológico da região da braquidobra de Monte Alegre com localização dos pontos de amostragem de água (modificado de Pastana, 1999).	16
Figura 6 - Afloramento de siltito da Formação Ererê em forma de lajedos nas margens do igarapé Urubu.....	21
Figura 7 - Afloramento de siltito da Formação Ererê, margem do igarapé da Sulfurosa (atrás da área da fonte Menino Deus).....	21
Figura 8 - Afloramento de folhelhos cinza escuros – Formação Barreirinha.	21
Figura 9 - Afloramento de siltitos (porção central da foto) intercalados com camadas mais argilosas – Formação Oriximiná.	22
Figura 10 - Afloramento de quartzarenito com estratificação cruzada de médio porte – Formação Faro.....	23
Figura 11 - Afloramento de dique máfico de diabásio na base da serra do Itauajuri, intrusivo na Formação Faro.....	23
Figura 12 - Afloramento de quartzarenito em forma de lajedo no leito do rio Maecuru – Formação Ererê.	24
Figura 13 - Pedreira de calcário (Formação Itaituba) da vila Mulata.	25
Figura 14 - Geodos (drusas) em calcários da Formação Itaituba.....	25

Figura 15 – Escarpa de falha na Formação Alter do Chão (aprox. 20 m de altura).....	25
Figura 16 - Diagrama de Piper para as águas da braquidobra de Monte Alegre nos períodos chuvoso - junho/2003 - e seco - outubro/2002 (Lopes 2002) e novembro/2003).....	34
Figura 17 - Diagrama $-\log m\text{SiO}_2 \times T$ mostrando os campos de estabilidade das fases minerais no sistema $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-H}_2\text{O}$ (compilado de Hannington et al. 1998) para o período chuvoso e seco (anos de 2001 e 2003). A superfície de saturação da sílica amorfa foi construída com dados de Fournier (1985).....	35
Figura 18 - Diagramas de equilíbrio, a 25°C e 1 atm, entre soluções aquosas e minerais em termos de $\log[\text{Na}^+]/[\text{H}^+] \times \log [\text{K}^+]/[\text{H}^+]$, $\log [\text{Ca}^{2+}]/[\text{H}^+] \times \log [\text{Na}^+]/[\text{H}^+]$ e $\log [\text{Ca}^{2+}]/[\text{H}^+] \times \log [\text{K}^+]/[\text{H}^+]$ para os períodos chuvoso e seco, nos quais estão representadas as amostras estudadas e as do trabalho de Anjos <i>et al.</i> (2005). Fonte dos dados termodinâmicos para construção dos diagramas: Faure (1998).	37
Figura 19 - Gráfico usado para corrigir a temperatura calculada pelo geotermômetro Na-K-Ca por conta da presença de Mg em solução. DTMg é o valor que deve ser subtraído da temperatura calculada. As curvas representam valores de $R = \text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Ca}+\text{K})$ com concentrações expressas em equivalentes (segundo Fournier 1981).....	39
Figura 20 - Diagrama $\delta\text{D} \times \delta^{18}\text{O}$ em que estão correlacionadas as amostras das águas das fontes termominerais e de poços da região de Monte Alegre junto com amostras de água pluviais da Ilha do Marajó (Reis et al. 1977). A figura B é ampliação da área destacada na figura A.	43
Figura 21 - Mapa de anomalias Bouguer para a área da Braquidobra de Monte Alegre.....	45
Figura 22 - Perfil gravimétrico AA' de direção NW-SE.	46
Figura 23 - Localização das sondagens elétricas verticais (SEVs) na área da braquidobra de Monte Alegre.....	48
Figura 24 - Curvas de eletrorresistividade para as rochas da Formação Ererê, próximo da fonte Menino Deus.	49
Figura 25 - Curvas de eletrorresistividade para as rochas da Formação Ererê	50

Figura 26 - Curvas de eletrorresistividade para as rochas da Formação Barreirinha...	50
Figura 27 - Curvas de eletrorresistividade para as rochas da Formação Alter do Chão. A SEV-4 está localizada no traço da falha que separa as formações Ererê e Alter do Chão.....	51
Figura 28 - Balanço hídrico climatológico para a região de Monte Alegre, no período de 1961-1991, fonte: www.inmet.gov.br	56
Figura 29 – Modelo de circulação de águas meteóricas que suprem fontes termominerais (Castany 1975).	58
Figura 30 - Modelo gravimétrico bi-dimensional para o perfil AA' (NW-SE).....	60
Figura 31 - Modelo geológico bi-dimensional para o perfil AA' (NW-SE).	60

TABELAS

Tabela 1 – Valores de densidade das rochas da região da braquidobra de Monte Alegre.....	26
Tabela 2 - Parâmetros físicos, químicos e localização das amostras de água de poços rasos coletadas na região da braquidobra de Monte Alegre, no período de junho/2003. Condutividade (Cond.) em $\mu\text{S/cm}$, demais parâmetros em mg/L	27
Tabela 3 - Parâmetros físicos, químicos e localização das amostras de água coletadas na região da braquidobra de Monte Alegre, no período de novembro/2003. Condutividade (Cond.) em $\mu\text{S/cm}$, demais parâmetros em mg/L	29
Tabela 4 - Temperaturas ($^{\circ}\text{C}$) medidas e calculadas com o geotermômetro da sílica (equação 1).	38
Tabela 5 - Temperaturas ($^{\circ}\text{C}$) medidas e calculadas pelo geotermômetro de Na-K-Ca, no período chuvoso e seco.	40
Tabela 6 - Resultados das análises isotópicas de δD , $\delta^{18}\text{O}$ e d para a água das fontes termais e poços na braquidobra de Monte Alegre. As amostras em negrito são deste trabalho. Aquelas com notação ACT, P e F são de Anjos (2002).	42

RESUMO

A braquidobra de Monte Alegre localiza-se no município homônimo, no oeste do estado do Pará, sendo uma das mais proeminentes estruturas geológicas da bacia sedimentar do Amazonas. Em superfície exhibe forma elíptica com eixos maior (NE-SW) e menor (NW-SE) de cerca de 30 e 20 km, respectivamente, e expõe amplamente boa parte das rochas que compõem a coluna estratigráfica daquela bacia (formações Ererê, Barreirinha, Curiri, Oriximiná, Faro, Monte Alegre, Itaituba, Alter do Chão e os diabásios Penatecaua). Na área de exposição da Formação Ererê ocorrem fontes termominerais com temperaturas variando de 29 a 37°C.

Os objetivos do trabalho foram avaliar a influência das rochas na composição química das águas da região da braquidobra de Monte Alegre e seu equilíbrio químico; caracterizar isotopicamente e tecer considerações a cerca da origem e circulação das águas das fontes termominerais; elaborar um modelo geológico em subsuperfície e identificar/delimitar a anomalia termal a partir de métodos geofísicos (gravimetria e eletrorresistividade).

O diagrama de Piper mostra uma ampla variação química para as águas subterrâneas e superficiais, variando no campo das bicarbonatadas a sulfatado-cálcicas e cloretado-sódicas. As águas termominerais são quimicamente mais homogêneas e ficam limitadas aos campos das águas bicarbonatadas a cloretado-sódicas. Esta ampla variação química, reflete a composição das rochas pelas quais as águas migram e que resultam principalmente das reações de hidrólise e de oxi-redução, no último caso envolvendo a pirita ou sulfatos de leitos evaporíticos presentes em profundidade, como é o caso das águas termominerais.

Diagramas de atividade mostram que todas as águas estão em equilíbrio com caulinita, porém as águas termominerais se aproximam do campo de estabilidade da muscovita. Algumas amostras de águas superficiais que percolam os carbonatos da Formação Itaituba aproximam-se do campo de equilíbrio com a leonhardita. Nota-se que as águas da fonte Menino Deus, coletadas no período de outubro/2002, equilibram-se com a muscovita e não com a paragonita, apesar de possuírem razões $Na/K > 1$. Além disso, a maioria das amostras de água

estudadas tem concentração de sílica que as saturam em quartzo e, a FT-27 e as amostras da fonte Menino Deus, no período seco, estão em equilíbrio com a pirofilita.

Os dados isotópicos revelam que as águas termominerais de Monte Alegre são de origem meteórica com valores de $\delta^{18}\text{O}$ e δD coincidentes com a linha de água metórica global, ainda que levemente enriquecidas em deutério. Esse excesso de deutério varia sazonalmente, registrando-se 11,8 a 14,8‰ no período seco e 4 a 9,5‰ no período chuvoso.

Temperaturas em subsuperfície das águas termominerais foram estimadas com geotermômetros químicos, registrando-se médias de 71°C (na estação chuvosa) e de 83°C (na estiagem) utilizando-se o geotermômetro da sílica. A profundidade de circulação dessas águas foi calculada com base em uma equação empírica para um gradiente geotérmico de 30°/km, e para as temperaturas estimadas com o geotermômetro da sílica, tendo-se obtido valores médios de 1560 e 1900 m no período chuvoso e seco, respectivamente. Estas águas meteóricas infiltram-se e retornam à superfície através da trama de falhas/fraturas existentes na área, sendo os principais condutos as falhas de direção NE-SW e N-S, que truncam os flancos da braquidobra.

Os levantamentos gravimétricos permitiram inferir a presença de um corpo de configuração geométrica similar a um lacólito a 1,3 km de profundidade, cuja maior espessura coincide, aproximadamente, com a área central da braquidobra, onde está situada a porção mais rasa do lacólito. Foi possível, também, estabelecer relações de contato entre as camadas sedimentares e o lacólito em subsuperfície, bem como mapear fraturas e falhas, muitas das quais de traços visíveis em imagens de radar SRTM.

Os perfis de eletrorresistividade, por outro lado, apenas confirmaram a diversidade litológica das formações geológicas presentes em profundidade e mostraram a configuração das falhas que trunca a estrutura.

ABSTRACT

The Monte Alegre brachyanticline is located in the central-western Pará and is one of the most striking structures of the Paleozoic Amazon sedimentary basin. The dome outcropping surface is elliptical with axes of 30 and 20 km trending NE-SW and NW-SE, respectively. At the present erosion level, rocks of the Ererê, Barreirinha, Curiri, Oriximiná, Faro, Monte Alegre, Itaituba and Alter do Chão formations, as well as the Penatecaua diabase are exposed. Thermal springs with temperatures from 29 to 37°C issue out of the Ererê Formation.

The present study focuses on the physico-chemical characterization of surface and groundwater that occur within the dome and on the interaction with their mineral environment. In addition, the thermal waters are also characterized isotopically and their subsurface temperatures estimated with basis on the silica and Na-Ca-K geothermometers. Gravimetric and resistivity methods were applied aiming at detecting potential sources that could account for the heating of the thermal waters.

The Piper diagrams show a wide chemical variation for both the surface and groundwater which spread over the bicarbonate, calc-sulfate and sodic-chloride fields. The thermal waters are chemically more homogeneous and fall on the bicarbonate and sodic-chloride fields. This variability reflects the composition of the rocks through which the waters migrate, whose components result mainly from hydrolysis and redox reactions involving pyrite and sulfate minerals.

Most water samples are in equilibrium with kaolinite as deduced from activity diagrams constructed at 25°C, 1 atm and at quartz saturation. The thermal water samples cluster near the boundary kaolinite-sericite, whereas a few samples of surface waters that drain the Itaituba Formation plot near the line separating the kaolinite and leonhardite stability fields. The samples of the Menino Deus thermal spring collected in October/2002 reached equilibrium with sericite but failed to equilibrate with paragonite despite their Na/K ratios being higher than unity. Furthermore, most water samples are saturated with quartz. During the dry season, sample FT-27 and those from the Menino Deus thermal spring presented higher silica contents causing them to equilibrate with pyrophyllite.

Isotopic data show that the Monte Alegre thermal waters have a meteoric origin with $\delta^{18}\text{O}$ and δD values coincident with the global meteoric water line, although slightly enriched in deuterium. The excess of deuterium varies seasonally, being recorded values of 11,8-14,8 ‰ in the dry season and 4-9,5 ‰ in the wet season.

Sub-surface temperatures for the thermal waters estimated with the silica geothermometer yield mean values of 71°C (wet season) and 83°C (dry season). Average water circulation depths ranging from 1560 m (wet season) to 1900 m (dry season) were calculated assuming a geothermal gradient of 30°/km and using the estimated sub-surface temperatures. After infiltrating into the ground, these meteoric waters are heated and rise back to the surface through a channel way network, particularly NE-SW and N-S-trending faults which truncate the brachyanticline flanks.

Gravimetric surveys allowed to infer the presence of a lacolith-like body at a depth of about 1.3 km. This body is thicker close to the central portion of the brachyanticline. Contact relationships between sedimentary units and the lacolith could also be defined. Likewise, fractures and faults could be mapped at depth whose traces are visible on SRTM radar images.

Resistivity profiles did not identify any thermal anomaly in the area, but they confirm the lithological diversity of the geological units as well as faults that may have served as conduits to the fluids.

1. INTRODUÇÃO

O presente estudo foi desenvolvido na região da braquidobra de Monte Alegre, a qual está situada na porção noroeste do estado do Pará (Fig. 1), no flanco norte da bacia paleozóica do Amazonas (Caputo *et al.*, 1972), entre as coordenadas de 01°22'51"N e 02°25'35"S e 53°41'11"W e 54°54'12"W.

A região de Monte Alegre possui clima tropical chuvoso, com duas estações bem definidas, uma com intensas chuvas e outro período de estiagem, no qual vários cursos d'água e poços secam. A temperatura média anual é de 28,8°C, variando entre 22,6°C e 35°C. A umidade relativa do ar é, em média, 84%, a precipitação pluviométrica anual é de 2.100 mm (Inmet, 2005).

Nesta região, a cerca de 15 km a NW da cidade de Monte Alegre, ocorrem várias fontes termominerais com águas sulfurosas ricas em sais dissolvidos e temperaturas entre 29° e 37°C.

As águas termominerais já foram caracterizadas físico-química e isotopicamente, e suas temperaturas em subsuperfície estimadas na faixa de 55°-75°C (Tancredi & Silva, 1977; Lopes, 2002; Anjos, 2002). Estudos preliminares sobre o comportamento geoquímico dessas águas e sua interação com as rochas pelas quais percolam também já foram realizados, tendo sido utilizado, porém, um número reduzido de amostras, o que não permitiu que conclusões mais definitivas pudessem ser adiantadas (Lopes, 2002). Os dados isotópicos de Anjos (2002) cobrem somente o período correspondente à estação seca (julho e outubro de 2001), tornando-se necessário estender a amostragem ao período chuvoso a fim de melhor subsidiar comparações com assinaturas isotópicas de outros campos geotermiais. Apenas um trabalho tratou do equilíbrio químico dessas águas e dos minerais com os quais elas estavam saturadas (Lopes, 2002). Da mesma forma, se desconhece a fonte da energia termal responsável pelo aquecimento das águas termominerais.

Estes tópicos serão abordados e aprofundados neste trabalho numa tentativa de entender as possíveis relações entre as águas termominerais, subterrâneas e superficiais, e de consubstanciar interpretações acerca não só das anomalias termiais que elevam a temperatura das águas das fontes termominerais,

como também dos principais condutos pelos quais ascendem, na busca da elaboração de um modelo geológico em subsuperfície.

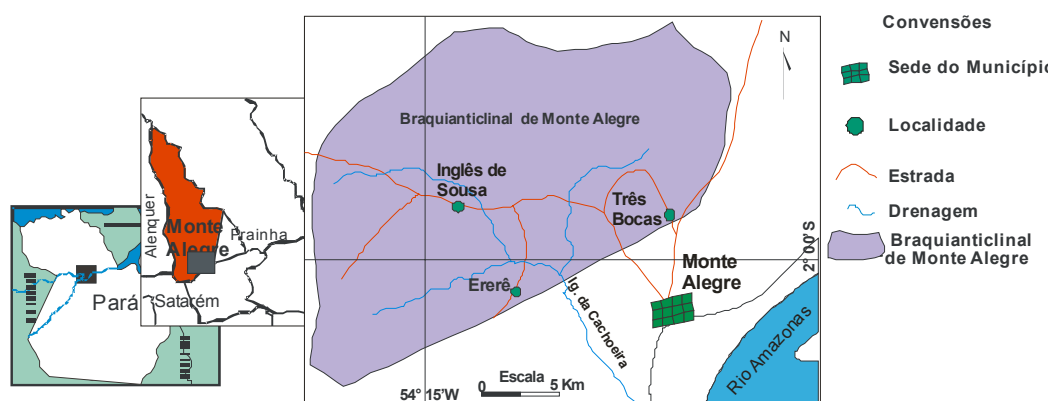


Figura 1 - Mapa de localização da área de estudo.

1.1. OBJETIVOS

Os principais objetivos deste trabalho foram:

1. avaliar a influência das rochas na composição química das águas da região da braquidobra de Monte Alegre;
2. estudar o equilíbrio químico dessas águas;
3. caracterizar isotopicamente as águas das fontes termominerais nos períodos seco e chuvoso, e verificar a que grau elas eventualmente se afastam da linha meteórica global e de outras já definidas na região amazônica;
4. estimar as temperaturas e profundidades que as águas termominerais alcançam em subsuperfície; e
5. subsidiar, com dados geofísicos (gravimetria e eletrorresistividade), a elaboração de um modelo geológico em subsuperfície para a área de ocorrência das fontes termominerais e tentar delimitar a zona de ocorrência da anomalia térmica.

2. MÉTODOS E TÉCNICAS UTILIZADOS

2.1. LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO

Foi realizada pesquisa bibliográfica sobre os diversos tópicos tratados nesta tese, em especial sobre interação fluido-rocha (p. ex. Bowser & Jones 2002), equilíbrio químico (p. ex. Garrels & Christ, 1965), geotermômetros químicos (Fournier & Potter II, 1982; Truesdell, 1984), isótopos estáveis de O e H (p. ex. Taylor, 1979), métodos gravimétricos e de eletrorresistividade (Tripp *et al.*, 1978; Mabey *et al.*, 1978), bem como acerca da geologia da região da braquidobra de Monte Alegre (p. ex. Pastana, 1999).

2.2. TRABALHOS DE CAMPO

2.2.1 Coleta de amostras

A primeira campanha de campo foi realizada em junho de 2003 (final do período chuvoso), quando foram coletadas 34 amostras, sendo 14 amostras de cursos d'água, seis amostras de fontes termais sulfurosas e 14 amostras de poços amazonas rasos (até 18 m de profundidade) e tubulares.

A segunda campanha foi efetuada em novembro de 2003 (período seco), quando foram coletadas 26 amostras, sendo seis amostras de cursos d'água, cinco de fontes termais sulfurosas e 14 amostras de poços rasos e tubulares, distribuídos em diversas formações da braquidobra de Monte Alegre.

Todas as amostras de água foram acondicionadas em frascos de polietileno de 1 L e mantidas sob refrigeração até o momento da análise. Para a análise dos íons Na^+ , K^+ , Ca^{+2} e Mg^{+2} foram coletados 200 ml de água de cada local, também em frascos de polietileno, mantidos sem refrigeração, aos quais foi adicionado ácido nítrico concentrado ($\text{pH} \leq 2$). Para a análise de U e Th foi necessário separar alíquotas de 150 ml de 12 amostras, as quais foram preservadas com ácido nítrico e mantidas sob refrigeração até o momento da análise, enquanto para as análises de O e H (δO^{18} e δD) foram separadas alíquotas de 30 ml mantidas sem refrigeração.

Além de água, foram coletadas 26 amostras de rochas, oriundas das formações Itaituba (2), Ererê (6), Barreirinha (4), Curiri (2), Oriximiná (4), Monte

Alegre (2) e Faro (2), e de corpos máficos (4) para estudos petrográficos, análise por difração de raios-X e determinação de densidades.

2.2.2. Medidas físico-químicas

Foram medidos *in situ* o pH, a temperatura, a condutividade elétrica, os sólidos totais dissolvidos (STD) e a salinidade das amostras de água com a ajuda de aparelhos portáteis e, algumas horas após a coleta, foi feita a determinação da alcalinidade. Os valores de HCO_3^- foram calculados a partir da relação que considera que 1 ppm de CaCO_3 (alcalinidade) corresponde a 1,22 ppm de HCO_3^- (Custódio & Llamas, 1976).

2.2.3. Levantamentos geofísicos

Foram executados quatro perfis gravimétricos, nos sentidos Monte Alegre - rio Maecuru (37,7 km), Inglês de Sousa - Santa Helena (8,1 km), serra do Itauajuri - Três Bocas - Inglês de Sousa - São Diogo (41 km), Três Bocas - Mulata (30 Km) com espaçamento de 0,5 e 2 km entre as medidas, utilizando o gravímetro La Coste & Romberg (Fig. 2), pertencente ao Departamento de Geofísica da UFPA. Juntamente com a gravimetria foram feitas medidas altimétricas em todas as estações gravimétricas.

Foram utilizados três altímetros, dois da marca Pauling, que ficaram na estação-base gravimétrica e o outro da marca Thommen (Fig. 2), que foi utilizado nos levantamentos dos perfis gravimétricos. No flanco oeste da braquidobra, onde as áreas aflorantes das unidades litoestratigráficas formam faixas relativamente estreitas, o espaçamento entre as medidas foi de 0,5 km, enquanto no centro, onde aflora amplamente e apenas a Formação Ererê, o espaçamento foi de 2 km.

As 14 sondagens elétricas verticais (SEV) foram executadas com o resistivímetro da marca Geotest do Departamento de Geofísica da UFPA, utilizando-se o arranjo Schlumberger simétrico (Fig. 3) com abertura máxima entre os eletrodos de corrente variando entre 84 e 840 m, o que permitiu uma profundidade de investigação teórica máxima de cerca de 250m.



Figura 2 - Altimetro da marca Thommen e gravímetro La Coste & Romberg utilizados nos trabalhos de campo.

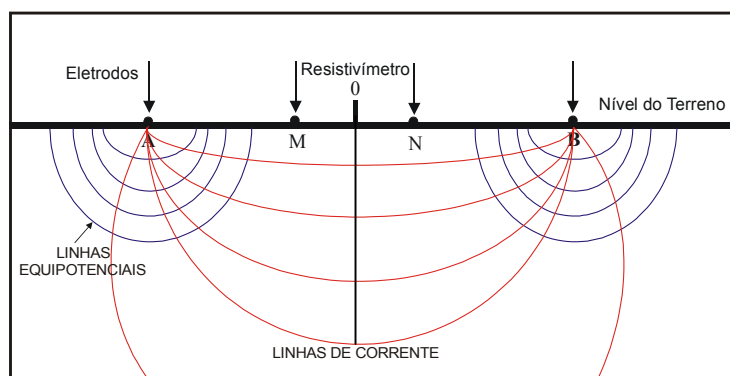


Figura 3 - Configuração das linhas de fluxo de corrente e equipotenciais (Braga, 1999). Eletrodos alinhados em configuração Schlumberger. Pelo ponto 0 passa a seção ao longo da qual é investigada a resistividade aparente; AB - eletrodos de corrente; MN - eletrodos de potencial.

2.3. TRABALHOS DE LABORATÓRIO

2.3.1. Análise química

As amostras de água foram analisadas nos Laboratórios de Análises Químicas e de Absorção Atômica do Centro de Geociências da UFPA, utilizando-se métodos/técnicas diferentes para cada componente, seguindo-se as normas dos manuais da CETESB (1978 e 1988).

2.3.2. Análise isotópica

As determinações isotópicas de O e H ($\delta^{18}\text{O}$ e δD) das águas termominerais foram feitas no laboratório do Centro de Energia Nuclear na Agricultura (CENA-USP), em Piracicaba-SP. As análises de U e Th foram executadas no laboratório da Lakefield Geosol em Belo Horizonte-MG.

2.3.3. Análise petrográfica

Foram confeccionadas 20 lâminas delgadas das amostras de rocha para estudo petrográfico, o qual foi feito em um microscópio Zeiss de luz polarizada do Laboratório de Petrografia do Centro de Geociências da UFPA.

2.3.4. Análise difratométrica

Foram submetidas 8 amostras de folhelhos à análise por difração de raios-X no laboratório do Centro de Geociências, a fim de que sua composição mineralógica fosse melhor caracterizada.

2.3.5. Densidade das rochas

Foi feita a determinação das densidades em 14 amostras de rochas em uma balança Jolly do Laboratório de Mineralogia do Centro de Geociências da UFPA.

2.4. TRATAMENTO DOS DADOS

2.4.1. Dados químicos e físico-químicos

Os dados químicos foram apresentados em diferentes diagramas, com o auxílio do programa *AquaChem* da Empresa *Waterloo Hydrogeologic*. Com base no diagrama de Piper, as amostras foram classificadas quimicamente e avaliadas as variações composicionais nos períodos chuvoso e seco.

As concentrações medidas dos cátions e ânions foram transformadas em atividades, após feitos os cálculos termodinâmicos para distribuição das espécies dissolvidas na água, de acordo com os ensinamentos de Garrels & Christ (1965). Em seguida, os valores foram usados em diagramas de atividades (Helgeson *et*

al., 1969; Faure, 1998) para determinação dos possíveis minerais que estão em equilíbrio com as amostras de água.

2.4.2. Dados isotópicos

Os resultados isotópicos foram apresentados em diagramas correlacionando δD x $\delta^{18}O$, nos quais está traçada a linha global de água meteórica, que foi definida por Craig (1961) pela equação

$$\delta D = 8 \times \delta^{18}O + d$$

na qual “d” representa o excesso de deutério, com valor típico de +10 ‰.

Estes dados serviram para caracterizar isotopicamente as águas das fontes termominerais de Monte Alegre e para avaliar se houve alguma variação (deslocamento) em relação à linha global de água meteórica, que pudesse indicar a contribuição de outras fontes ou interação mais intensa com as rochas.

2.4.3. Geotermometria

Foram utilizados dois geotermômetros químicos empíricos; um tendo por base a dependência da solubilidade da sílica com a temperatura (Fournier & Potter II, 1982), e outro fundamentado na troca das bases ou na partição dos álcalis entre soluções e fases sólidas em função da temperatura (geotermômetro de Na-K-Ca), cuja equação foi definida por Truesdell (1984).

2.4.4. Dados geofísicos

Aos dados gravimétricos medidos foram aplicadas as correções ar-livre, Bouguer, latitude, maré e “drift” instrumental, com a ajuda de um programa computacional escrito em linguagem Basic. Como na região de levantamento não há nenhuma estação gravimétrica da rede mundial, não foram obtidos valores absolutos da gravidade.

O perfil AA', que corta a área na direção NW-SE, foi processado com o auxílio do programa computacional LMG2D desenvolvido por Silva & Barbosa (2005). Este programa permite que se elabore um modelo bidimensional com

estimativas da distribuição de densidade em subsuperfície. Durante o processamento computacional foram usados os seguintes vínculos de informação: (a) eixos para guiar a distribuição de densidade, estabelecidos com base em informações geológicas; e (b) valores de contrastes de densidade, obtidos a partir de medidas feitas em amostras de rochas sedimentares paleozóicas com densidade média de $2,5 \text{ g/cm}^3$ e intrusivas máficas com densidade média de $2,93 \text{ g/cm}^3$.

3. GEOLOGIA DA REGIÃO DA BRAQUIDOBRA DE MONTE ALEGRE

A região da braquidobra de Monte Alegre está inserida no contexto geológico da bacia do Amazonas, que é uma bacia intracratônica com cerca de 500.000 km², limitada ao norte pelo Escudo das Guianas, ao sul pelo Escudo Brasil Central, a oeste pelo Arco de Purus e a leste pelo Arco de Gurupá (Caputo *et al.*, 1972). Segundo Cunha *et al.* (1994), nos 5.000 m de preenchimento sedimentar podem ser distinguidas duas seqüências de primeira ordem: uma paleozóica, cortada por diques e soleiras de diabásio juro-triássicos, e uma meso-cenozóica (Fig. 4).

3.1. ESTRATIGRAFIA

O embasamento da bacia do Amazonas na região estudada pertence à província geocronológica Amazônia Central, de idade > 2,3 Ga e é constituída por rochas graníticas e seqüências metavulcanossedimentares e metassedimentares (Tassinari & Macambira, 1999).

O estágio inicial de deposição da bacia teve caráter pulsante. As rochas sedimentares desse estágio estão reunidas no Grupo Trombetas (Ludwig, 1964¹, *apud* Cunha *et al.*, 1994), que é constituído pelas formações Autás-Mirim, Nhamundá, Pitinga e Manacapuru (Cunha *et al.*, 1994), não aflorantes na área da braquidobra de Monte Alegre.

Novo ciclo sedimentar ocorreu na bacia, com a deposição dos grupos Urupadi e Curuá, ambos com ampla ocorrência na área da braquidobra (Fig. 5). O Grupo Urupadi, do Devoniano, é constituído pelas formações:

Maecuru: na porção basal, consiste de arenitos brancos a cinza claros, micáceos, bem estratificados, de granulometria fina a média, enquanto na porção superior ocorrem arenitos finos, fossilíferos, com intercalações de folhelhos cinza escuros (Pastana, 1999); esta formação, no entanto, não aflora na área da braquidobra.

¹ Ludwig, G. 1964. Divisão Estratigráfico-faciológica do Paleozóico da Bacia Amazônica. Rio de Janeiro, PETROBRÁS. Série Ciência-Técnica-Petróleo n. 1, 72p.

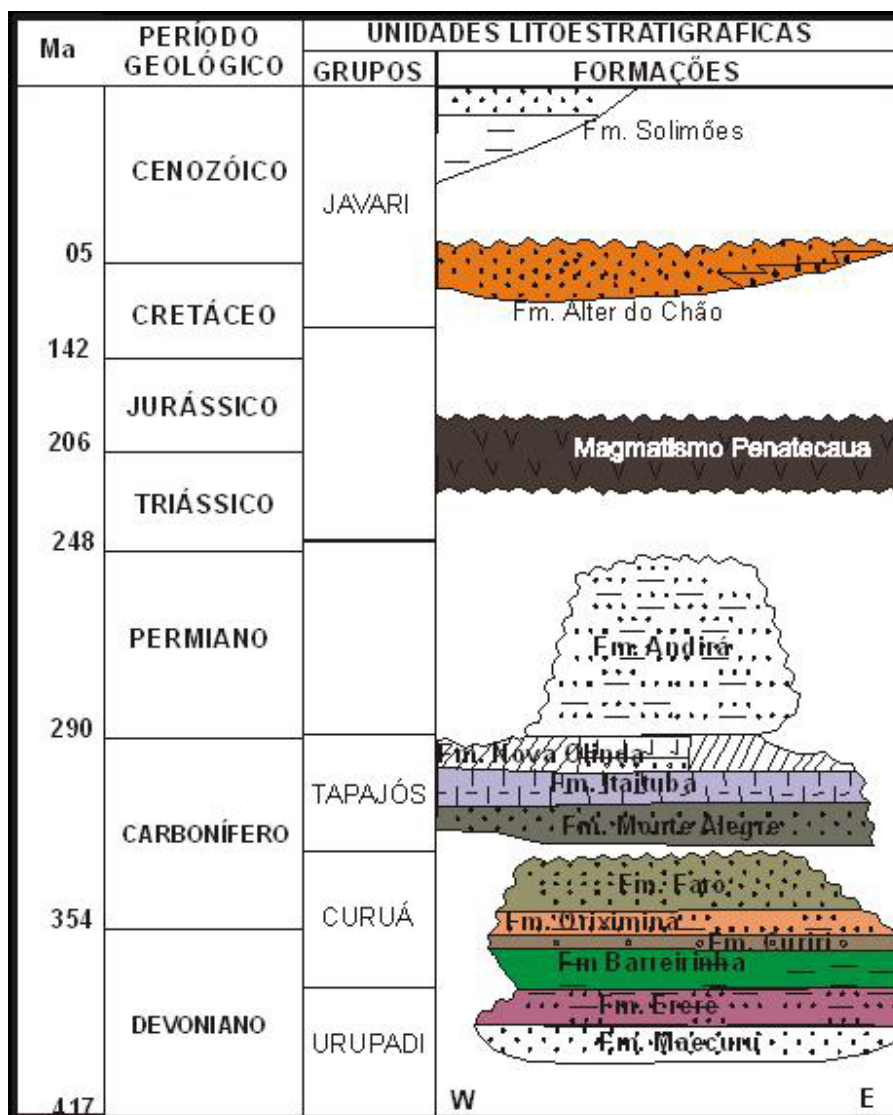


Figura 4 - Coluna litoestratigráfica da região da braquidobra de Monte Alegre. As unidades em branco não afloram na área estudada (baseada em Cunha *et al.*, 1994).

Ererê: constituída fundamentalmente por intercalações de siltitos, arenitos e folhelhos (Pastana, 1999); os siltitos são cinza-esverdeados, silicificados, fossilíferos, localmente piritosos; os arenitos são brancos a avermelhados, micáceos, com granulometria média, enquanto os folhelhos têm coloração cinza-escuro, aspecto sedoso, bem laminados, com marcas de ondas. Esta unidade exibe nítidos efeitos de recristalização, devido à intensa atividade ígnea juro-

triássica na área, provocada pela intrusão de diques e soleiras de diabásio, sendo a muscovita a fase mais característica desse processo.

Segundo Cunha *et al.* (1994), o Grupo Curuá, do Devoniano Superior, reúne as formações:

Barreirinha: predominantemente constituída por folhelhos negros, bem laminados, carbonosos, micáceos, piritosos e radioativos, embora também ocorram folhelhos cinza, físseis, muito micáceos e com interaleitamento de arenito fino (Pastana, 1999). Na porção superior, ocorrem folhelhos de coloração creme, bem laminados e micáceos.

Curiri: constituída por folhelhos e siltitos, com leitões subordinados de arenito. Os folhelhos são de coloração negra a cinza ou esverdeada, às vezes creme, micáceos, fossilíferos, bem laminados; os siltitos são maciços ou finamente laminados, em geral cinza ou esverdeados, micáceos e constituídos por quartzo recristalizado, biotita, mica branca e diminutas palhetas de óxido de ferro.

Oriximiná: na porção inferior, predominam arenitos finos a médios, brancos a avermelhados, maciços, micáceos, localmente com intercalações de siltitos e folhelhos; na parte superior, rochas de granulção mais fina são predominantes, sendo comuns as intercalações de folhelhos e siltitos.

Faro: de idade carbonífera inferior, mostra em sua porção basal constituição essencialmente arenosa, predominando arenitos quartzosos de granulometria fina, cinza a esverdeados, micáceos e, subordinadamente, arenitos médio a grossos, ferruginosos; além de arenitos avermelhados, micáceos, finos, friáveis; na porção superior, predominam rochas de granulometria mais fina, representadas por siltitos bem laminados, contendo intercalações de folhelhos sícticos com estrutura “flaser”.

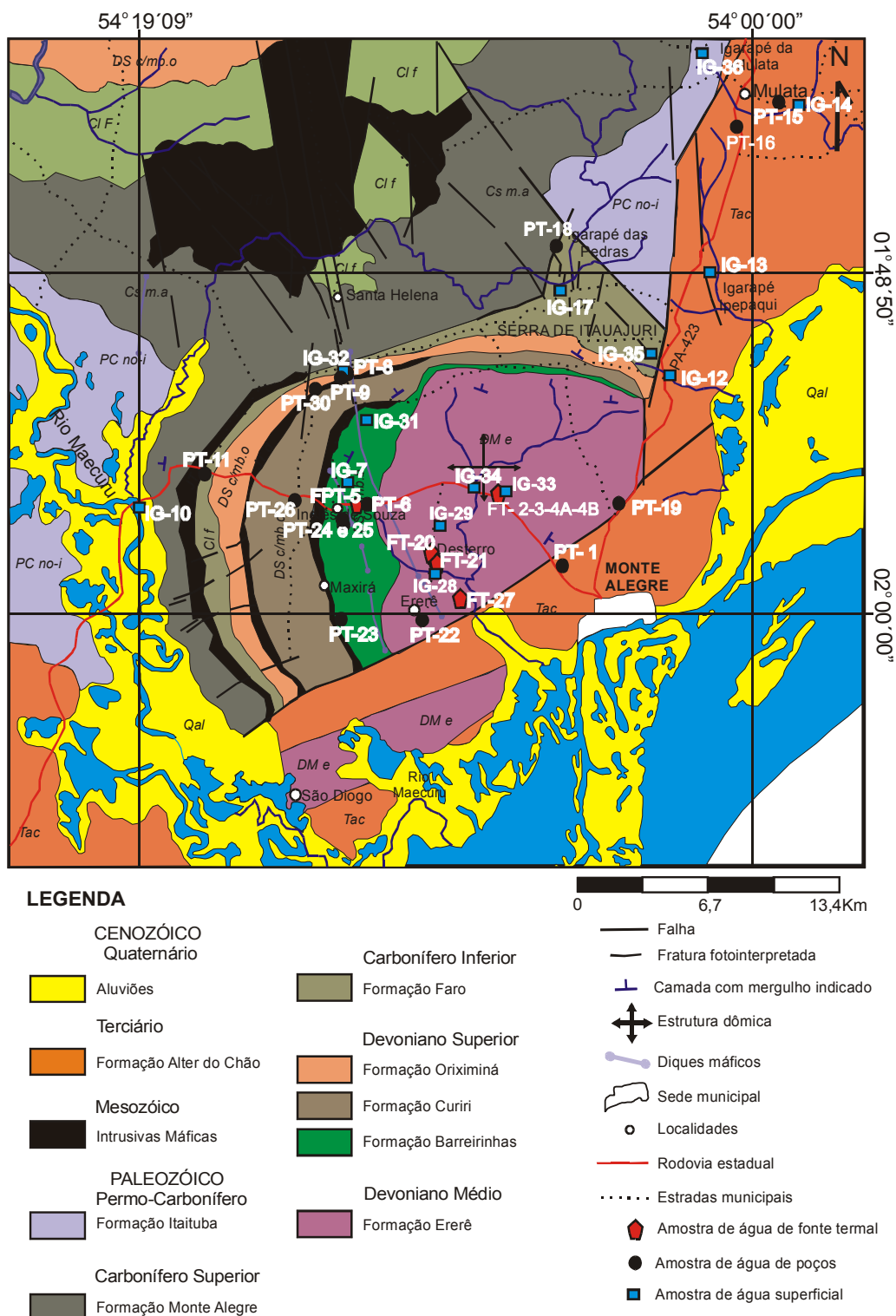


Figura 5 - Mapa geológico da região da braquidobra de Monte Alegre com localização dos pontos de amostragem de água (modificado de Pastana, 1999).

Associado a mudanças climáticas significativas, de frio para quente e árido, novo ciclo deposicional ocorreu (Cunha *et al.*, 1994), estando representado pelo Grupo Tapajós, que é composto pelas formações:

Monte Alegre: composta por quartzarenitos, médios a grossos, localmente conglomeráticos, friáveis, localmente marcas de ondas, e raras intercalações de folhelho esverdeado a amarelado, sendo de idade carbonífera superior;

Itaituba: é constituída por espessos pacotes de arenitos, na porção inferior, com os quais se intercalam folhelhos, siltitos e, mais raramente, calcários. As rochas carbonáticas são mais comuns na porção mediana, geralmente na forma de grandes lentes, de coloração cinza escura, compactada, fossilífera, contendo intercalações de folhelhos e siltitos. Na porção superior, ocorrem delgadas intercalações de folhelhos, arenitos, siltitos e, mais raramente, calcários (Pastana, 1999). Esta unidade é de idade permo-carbonífera.

Nova Olinda: na porção inferior é constituída por siltitos e folhelhos castanhos, enquanto na porção superior o é essencialmente por evaporitos; na região de Monte Alegre esta unidade está a uma profundidade de cerca de 420 m (PETROBRAS, 1969).

O final desse ciclo tectono-sedimentar é caracterizado pela retomada da sedimentação predominantemente continental, a qual está representada pelos arenitos e folhelhos avermelhados da Formação Andirá, não aflorante na região da braquidobra de Monte Alegre.

A bacia foi submetida a forças distensivas de direção E-W, que antecederam a abertura do Atlântico Norte e Equatorial, propiciando a formação de fraturas de direção N-S. Por elas ascendeu magma basáltico que deu origem a um enxame de diques e soleiras de diabásio juro-triássicos. Essa rocha apresenta coloração cinza a cinza esverdeada, com manchas regulares de coloração

esbranquiçada a amarelada. Mostra, também, domínios porfíricos em que cristais de plagioclásio (labradorita) com até 3 cm de comprimento se encontram imersos em uma matriz cristalina, ainda que a textura dominante seja a ofítica (Pastana, 1999).

Sítios deposicionais foram gerados com o relaxamento dos esforços compressionais, dentro dos quais se formaram rochas do Grupo Javari, que é constituído pelas formações Alter do Chão e Solimões, sendo que a última não aflora na área de estudo (Eiras *et al.*, 1994). A Formação Alter do Chão é formada por um espesso pacote de arenitos intercalados com camadas pelíticas e, em menor escala, conglomeráticas (Tancredi, 1996).

3.2. ESTRUTURAS

A braquidobra de Monte Alegre é uma das mais proeminentes estruturas da bacia sedimentar do Amazonas. Tem forma ligeiramente elíptica com eixo maior, de direção NE-SW, com cerca de 30 km, e eixo menor, de direção NW-SE, com cerca de 20 km (Tancredi & Silva, 1977). Sua parte central encontra-se arrasada, constituindo a planície do Ererê. Ao sul, a braquidobra está truncada por uma falha normal (Tancredi & Silva, 1977), de direção NE-SW, com idade pós-terciária, já que põe em contato a Formação Alter do Chão com rochas paleozóicas.

Alinhamentos estruturais com direções principais N30°E e N30°W são observados em imagens LANDSAT e radar (SRTM) em toda a área dessa megaestrutura. Muitos desses alinhamentos representam extensos diques máficos.

De acordo com Montalvão & Oliveira (1975)², *apud* Tancredi & Silva (1977), a origem da braquidobra estaria relacionada à manifestação ígnea máfica, representada pela intrusão de um lacólito, o qual teria causado deflexão e deformação das camadas paleozóicas, durante o Mesozóico. Montalvão & Oliveira (1975), *apud* Tancredi & Silva (1977), descrevem diques máficos cortando e causando leve metamorfismo térmico nas rochas da região.

² Montalvão, R. G. M. de & Oliveira, A. S. 1975. Geologia da Braquidobra de Monte Alegre e da Rodovia Monte Alegre-Prainha. Belém, Projeto RADAMBRASIL, 2p. (Relatório Interno RADAMBRASIL, 54-G)

Outra hipótese sobre a origem da braquidobra estaria relacionada a uma pluma termal (*hot spot*) (Viana, 2002), que teria provocado a ascensão de magma basáltico a altas temperaturas ($>1000^{\circ}\text{C}$). Nessa ascensão, rochas do embasamento teriam sido assimiladas, tornando o magma mais félsico em decorrência de que teria formado lacólitos ou lopólitos e soerguido as camadas sobrejacentes formando a braquidobra.

4. APRESENTAÇÃO DOS DADOS

4.1. DESCRIÇÃO DOS PRINCIPAIS TIPOS LITOLÓGICOS AMOSTRADOS

4.1.1. Formação Ererê

Na parte mais central da estrutura, onde ocorrem as fontes termominerais, aflora a base desta unidade, que é composta predominantemente por siltitos esbranquiçados com algumas intercalações de folhelhos cremes, os quais se quebram em blocos na forma de losangos irregulares (Fig. 6). Nas margens dos igarapés da Sulfurosa (Fig. 7) e Urubu, em direção a oeste, essas rochas ocorrem na forma de lajedos com estratificação plano paralela e coloração esbranquiçada a cinza-escura, e mostram-se leve a moderadamente silicificadas e localmente apresentam cimento carbonático. Petrograficamente distinguem-se fragmentos líticos e grãos de quartzo e pirita imersos em uma matriz incolor que localmente chega a representar mais de 50% da rocha e nela sobressaem, de forma disseminada, diminutas ripas de mica branca (ilita?). Rutilo, apatita, zircão, plagioclásio e silimanita são as principais fases acessórias.

A oeste aflora a porção superior desta formação, e nela se destacam folhelhos carbonosos cinza escuros, que apresentam nódulos de pirita. Quando alterados, mostram coloração esbranquiçada e aspecto cavernoso. Análises difratométricas revelam composição em que predominam ilita, clorita e caulinita. Argilo-minerais interestratificados do tipo ilita-esmectita são reportados por Alves & Rodrigues (1985).

4.1.2. Formação Barreirinha

É composta predominantemente por folhelhos negros, carbonosos e piritosos. Afloram na forma de pequenos lajedos com média de 2 m de altura (Fig. 8), estando bem expostos na localidade de Inglês de Sousa. Análises difratométricas revelam uma associação mineralógica composta por ilita, clorita, caulinita. Nas áreas próximas a diques máficos há ocorrência isolada de pirofillita.



Figura 6 - Afloramento de siltito da Formação Ererê em forma de lajedos nas margens do igarapé Urubu.



Figura 7 - Afloramento de siltito da Formação Ererê, margem do igarapé da Sulfurosa (atrás da área da fonte Menino Deus)



Figura 8 - Afloramento de folhelhos cinza escuros – Formação Barreirinha.

4.1.3. Formação Curiri

É constituída por siltitos argilosos, creme-esbranquiçados, bem compactados, que se tornam mais arenosos em direção ao topo. Na porção inferior folhelhos negros a cinza-claro são dominantes e, com base em análises difratométricas, compostos por illita, clorita, caulinita e pirofilita.

4.1.4. Formação Oriximiná

Esta unidade é bem exposta na estrada Linha Central, junto a soleiras de diabásios, e na rodovia PA-255 onde os afloramentos mostram altura de cerca de 1 m (Fig. 9). É composta de siltitos bem compactados, com estratificação plano

paralela e intercalados com camadas mais argilosas. Têm coloração lilás, mas, quando alterados, ficam esbranquiçados. Petrograficamente os siltitos mostram-se finamente laminados, com matriz recristalizada ocupando cerca de 50% do volume da rocha e na qual estão imersas ripas de mica branca orientadas e manchas de óxi-hidróxido de ferro. Os grãos são compostos essencialmente por quartzo, além de quantidades acessórias de pirita, fragmentos líticos e zircão.



Figura 9 - Afloramento de siltitos (porção central da foto) intercalados com camadas mais argilosas – Formação Oriximiná.

4.1.5. Formação Faro

Está bem exposta na serra de Itauajuri e é formada por quartzarenitos de granulação média e coloração amarelada que apresentam estratificação cruzada de médio porte (Fig. 10) e corpos máficos intrusivos (Fig. 11). Quando alterados, adquirem aspecto ferruginoso. Petrograficamente são bem selecionados, constituídos por grãos subédricos de quartzo e com pouca matriz. Dentre as fases acessórias ocorrem turmalina, zircão e pirita. Na porção leste, na subida daquela serra, ocorrem arenitos arcóseos mal selecionados, compostos por quartzo, plagioclásio e fragmentos líticos, além de turmalina, zircão e opacos em quantidades subordinadas.



Figura 10 - Afloramento de quartzarenito com estratificação cruzada de médio porte – Formação Faro.



Figura 11 - Afloramento de dique máfico de diabásio na base da serra do Itauajuri, intrusivo na Formação Faro.

4.1.6. Formação Monte Alegre

É composta predominantemente por quartzarenitos médios a grossos, esbranquiçados, friáveis, com estratificação cruzada e plano paralela, localmente com intercalações de camadas milimétricas de óxi-hidróxidos de ferro. Ocorrem na forma de lajedos que estão bem expostos no leito do rio Maecuru (Fig. 12) e ao longo da PA-255. Petrograficamente são bem selecionados, apresentando contatos retilíneos e côncavo-convexo entre os grãos. Sua constituição inclui, além do quartzo, alguns fragmentos líticos.

4.1.7. Formação Itaituba

Na região de Monte Alegre, aflora apenas a fácies carbonática desta unidade que é composta de calcários cinza-escuros, bem expostos na pedreira da vila Mulata (Fig. 13). É uma rocha maciça na porção mais inferior, bem compactada, em que são comuns veios e drusas de calcita formados provavelmente durante a diagênese (Fig. 14). É constituída quase que exclusivamente por calcita microespática e por calcita espática nas porções recristalizadas. Localmente há registro de feições reliquiaes peloidais. Há, também, ocorrência de coquina composta por bioclastos de bivalve preenchidos por calcita espática, e de intraclastos de composição micrítica com bordas recristalizadas.



Figura 12 - Afloramento de quartzarenito em forma de lajedo no leito do rio Maecuru – Formação Ererê.

4.1.8. Diques e soleiras de diabásio

Estas rochas máficas ocorrem em grandes blocos rolados e em corpos intrusivos nas rochas sedimentares da braquidobra de Monte Alegre. Nas soleiras domina um diabásio de granulação média, mas com desenvolvimento local de fenocristais de plagioclásio com até 2 cm de comprimento. Labradorita, augita e pigeonita são os minerais essenciais, caracterizando uma textura subofítica a localmente microporfirítica. Os diques também são constituídos de diabásio com a mesma composição mineralógica, porém apresentam granulação mais fina e aspecto mais homogêneo.

4.1.9. Formação Alter do Chão

É basicamente composta por arenitos médios a grossos, amarelados e esbranquiçados, comumente com leitos conglomeráticos intercalados. Estão bem expostos ao longo da rodovia PA-423 e na cidade de Monte Alegre, exibindo falésias de 20 m de altura (Fig. 15), que representam planos de falha de direção N80°E.



Figura 13 - Pedreira de calcário (Formação Itaituba) da vila Mulata.



Figura 14 - Geodos (drusas) em calcários da Formação Itaituba



Figura 15 – Escarpa de falha na Formação Alter do Chão (aprox. 20 m de altura).

4.2. DENSIDADES DAS ROCHAS

Foram medidas as densidades de 14 amostras de cinco diferentes formações (Tabela 1), que foram utilizadas na elaboração do modelo gravimétrico da região da braquidobra. Os valores de densidade média para as rochas paleozóicas varia entre 2,4 e 2,6 g/cm³, bem distintas dos corpos máficos (diabásio Penatecaua) que apresentam densidade média de 2,93 g/cm³.

Tabela 1 – Valores de densidade das rochas da região da braquidobra de Monte Alegre

Formação	Nº de amostras	Densidade média (g/cm³)
Ererê	4	2,56
Barreirinha	2	2,4
Curiri	2	2,6
Oriximiná	2	2,6
Diabásio Penatecaua	4	2,93

4.3. ESTUDOS QUÍMICOS E FÍSICO-QUÍMICOS NAS ÁGUAS

Nas tabelas 2 e 3 são apresentados dados físicos, químicos e a localização das amostras de água que foram coletadas na região da braquidobra de Monte Alegre. Observam-se grandes diferenças entre as amostras, com destaque para as águas das fontes termominerais que são mais ricas em sais dissolvidos e apresentam os mais altos valores de condutividade elétrica. As águas subterrâneas e superficiais, por sua vez, mostram-se composicionalmente heterogêneas, refletindo a interação com os tipos litológicos pelos quais percolam.

Tabela 2 - Parâmetros físicos, químicos e localização das amostras de água de poços rasos coletadas na região da braquidobra de Monte Alegre, no período de junho/2003. Condutividade (Cond.) em uS/cm, demais parâmetros em mg/L. (continua). Legenda: FT - fonte termomineral; FPT - poço tubular profundo com água termal; PT - poços rasos e tubulares; IG - cursos d'água.

(Continua)

Amostras	Localização	Profundidade (m)	Formação	pH	T (°C)	Cond.	STD	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	SiO ₂
FPT-5	Inglês de Sousa	264	Ererê	6,8	36,5	1340	643	272	1,1	6	2,9	160	16,4	483,1	27,6
FT-2	Banheiro 1	-	Ererê	6,7	35	1160	556	231	16	2	20	202	5,6	294	21
FT-3	Banheiro 2	-	Ererê	6,8	33,4	1199	580	226	15	2	20	212	6	300	21,5
FT-4A	Banheiro 3	-	Ererê	6,9	29,1	1196	577	224	15	2	20	208	4,6	302	21,7
FT-4B	Banheiro 3	-	Ererê	6,8	31,5	1202	580	224	15	2	20	84,5	6	274,5	18,8
FT-20	Fonte Desterro	-	Ererê	6,5	32	620	295	83	10	8	38	66	18	211	22,5
FT-21	Fonte São Manoel	-	Ererê	6,6	28	641	305	88	9	9	40	72	11,8	223,2	9
FT-27	Fonte Pantanosa	-	Ererê	7,1	28,8	1062	514	168	12	5	28	158	35	272	44,6
IG-7	Igarapé Suzana	-	Barreirinha	6,3	27,7	573	270	39	2,5	40	43	17,5	96,3	229,3	0,8
IG-10	Rio Maecuru	-	Monte Alegre	6	28,7	61,2	28	5	1,7	2	4	3,6	17,6	45,1	1,4
IG-12	Igarapé Jenipá	-	Alter do Chão	5	26,6	25,5	12	2	0,9	1	5,5	1	17,3	9,76	0,6
IG-13	Igarapé Ipepaqui	-	Alter do Chão	6,1	27,8	25,5	12	3	1,6	2	9,5	1	12	41,4	1,5
IG-14	Igarapé Mulata	-	Alter do Chão	6,9	26	324	149	5	2,3	8	64	4,1	30,3	154,9	2,4
IG-17	Igarapé Açu das Pedras	-	Faro	6,5	26	79,4	38	6	1,4	3	5,5	6,1	33	30,5	0,8
IG-28	Igarapé Cachoeirinha	-	Ererê	6,1	25	196	94	13	2,1	8	10	8,7	72,3	48,8	11,2
IG-29	Igarapé Urubu	-	Ererê	5,4	28,8	10	5	0,9	1,1	0,2	0,1	1	19,8	1,22	1,1
IG-31	Igarapé Suzana	-	Barreirinha	6,5	26	332	158	17	1	17	24	9,2	51,8	137,8	3,7
IG-32	Igarapé Suzana	-	Oriximiná	7	28,6	536	257	31	1,5	45	47	11,8	80,1	302,5	1,2
IG-33	Igarapé Sulfurosa	-	Ererê	5	26,5	150	69	8	1,8	7	6	5,1	84,3	2,44	1,7
IG-34	Igarapé MeninoDeus	-	Ererê	6,4	28	77,6	36	5	1,5	3	3	5,6	32,8	18,3	1,2
IG-35	Igarapé Lagoa Azul	-	Faro	6,7	28	55,7	25	3	0,3	3	4,5	1	1,5	31,7	1,8
IG-36	Córrego Pedreira de calcário	-	Itaituba	7,1	27,7	295	141	7	1,5	5	69	4,1	19	174,4	2,8

Tabela 2 (Conclusão).

Amostras	Localização	Profundidade (m)	Formação	pH	T(°C)	Cond.	STD	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	SiO ₂
PT-1	Airi	30	Alter do Chão	4	31,3	17,8	8	0,4	0,1	0,1	0,2	1	0,1	0	5,2
PT-6	Inglês de Sousa	5	Barreirinha	3,2	29,8	328	154	16	4,7	7	10	25,7	111,4	0	20,8
PT-8	Santa Helena	3,5	Oriximiná	6,6	27,7	796	404	40	0,2	68	73	16	23	480	23
PT-9	Santa Helena	3	Oriximiná	5,6	27,5	174	83	8	0,5	14	6	7,7	9,5	76,8	6,2
PT-11	Santarém Novo	14	Fato	4,9	29,2	278	130	11	1,2	11	19	36	18	20,7	26,1
PT-15	Vila Mulata	6	Alter do Chão	4,5	30	75	34	3	2,3	2	3	7,7	1,5	6,1	13,3
PT-16	Vila Mulata	5	Alter do Chão	4,3	30	54,3	25	3	3	1	0,2	4,1	1	1,22	9,1
PT-18	Próx. Açu das Pedras	8	Fato	4,3	28,2	342	165	8,8	6,9	6	4	70	9,8	0	23,8
PT-19	Chácara Peniel	4,5	Ererê	4	29,4	23,5	11	2,8	0,2	0,5	0,7	4,1	1,2	1,22	10,7
PT-22	Ererê	18	Ererê	4,3	30	1130	577	159	48	6	28	270	97,6	2,44	10,3
PT-23	Maxirá	7,5	Barreirinha	3,7	29,1	164	78	26	2,3	1	1	30	0,4	0	20,4
PT-30	Linha Central	13	Oriximiná	5,3	27,5	119	56	7	1,4	8	2	9,7	11,5	34,1	14,8

Tabela 3 - Parâmetros físicos, químicos e localização das amostras de água coletadas na região da braquidobra de Monte Alegre, no período de novembro/2003. Condutividade (Cond.) em uS/cm, demais parâmetros em mg/L. Legenda: FT - fonte termomineral; FPT - poço tubular profundo com água termal; PT - poços rasos e tubulares; IG - cursos d'água.

Amostras	Localização	Profundidade (m)	Formação	pH	T(°C)	Cond.	STD	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	SiO ₂
FPT-5	Inglês de Sousa	265	Ererê	6,7	37,4	1362	658	351	10	7	21	165	7,8	523	7,7
FT-2	S E R E R Ê	Banheiro 1	Ererê	6,6	35,2	1227	588	301	16	3	21	216	3,9	326,9	31,8
FT-3		Banheiro 2	Ererê	6,7	34,1	1238	598	290	16	3	22	212	4,2	326,9	30,6
FT-4B		Banheiro 3	Ererê	6,9	31,4	1241	597	286	17	3	20	208	5,3	319,6	35,7
FT-20	Fonte Desterro	-	Ererê	6,3	31	723	346	99	10	9	36	68	21	225,3	9,6
FT-21	Fonte Sao Manoel	-	Ererê	6,4	28	698	314	103	10	9	36	78,3	18,5	236,6	5,7
IG-10	Rio Maecuru	-	Monte Alegre	6	33	42,6	20	4	1,9	1	3	4,6	12	15,8	3,2
IG-12	Igarapé Jenipá	-	Alter do Chão	4,6	26,8	35,2	17	2	1,2	2	2	2,5	17	9,7	2,4
IG-13	Igarapé Ipepaqui	-	Alter do Chão	4,9	27	28,2	13	1	1,5	1	3	2,5	16,4	12,2	4
IG-14	Igarapé da Mulata	-	Alter do Chão	6,4	26,6	280	137	4	2,1	6	43	7,2	35,8	96,7	6,8
IG-17	Igarapé Açu das Pedras	-	Fato	5,5	30,3	108,7	51	7	2,6	4	7	8,7	25,1	36,6	2
IG-7	Igarapé Suzana	-	Barreirinha	6,5	27,3	533	251	40	3	33	42	14,4	55,1	271,8	11,7
PT-1	Airi	30	Alter do Chão	3,5	30,4	15,4	7	0,5	0,1	0,1	0,2	2	8,4	0	2,6
PT-6	Inglês de Sousa	5	Barreirinha	2,8	30	307	144	18	4,9	10	12	26,8	66	0	8,5
PT-8	Santa Helena	3,5	Oriximiná	6,3	28,8	829	396	46	0	64	68	18,5	27,1	523	12,8
PT-9	Santa Helena 2	3	Oriximiná	5,3	29,1	196	91	10	0,5	16	7	8,6	13	86,8	4,6
PT-11	Santarém Novo	14	Fato	4,3	33	42,6	20	16	0,8	17	23	42,2	4,5	20,7	12,2
PT-15	Vila Mulata	6	Alter do Chão	4	30,5	89,6	42	4	4	3	4	17	2,5	8,5	2
PT-16	Vila Mulata	5	Alter do Chão	3,6	29,6	65	31	4	3	2	0,1	6,1	2,4	1,2	3
PT-18	Serra Itauajuri	8	Fato	4,3	28,2	286	134	38	3,6	7	7	57,7	20,8	17	10,7
PT-19	Chácara Peniel	4,5	Ererê	3,8	29,9	39,9	19	2,9	0,2	0,6	1,2	6,7	2,7	7,3	2,4
PT-22	Ererê	18	Ererê	2,5	29,6	669	350	64	16	9	11	105	83,6	0	8,7
PT-23	Maxirá	7,5	Barreirinha	4,8	28,9	110,4	52	6	5,8	3	3	11,3	26,6	23,1	12
PT-24	Inglês de Sousa	7	Barreirinha	4,6	30	156,7	74	4	2,8	10	7	6,1	18,5	15,8	4
PT-25	Inglês de Sousa	3	Barreirinha	3,8	30	184,1	86	27	5,1	2	3	35	16,2	2,4	3,5
PT-26	CANP	4	Curiri	4,6	28,3	74,2	35	2	0,6	5	5	3	16,2	30,6	3

4.3.1. Características das águas estudadas

4.3.1.1. Águas da Formação Ererê

Neste item serão abordadas apenas as águas subterrâneas e superficiais que estão diretamente relacionadas com a Formação Ererê. As fontes de águas termominerais, apesar de brotarem desta formação, percolam outras unidades em profundidade e serão tratadas à parte no item 4.3.1.2.

As duas amostras de água subterrânea da Formação Ererê apresentam diferenças significativas na condutividade elétrica e STD. Os maiores valores destes parâmetros foram observados nos período seco (PT-19) e atipicamente no período chuvoso (PT-22). Ambas são ácidas, mas nota-se um aumento no pH no período chuvoso que chega a quase duas unidades para a amostra PT-22.

No período das chuvas, os teores de Cl^- , Na^+ , Ca^{2+} e K^+ da amostra PT-22 são 2,5 a 3 vezes maiores do que no período seco. Na amostra PT-19 praticamente não há diferenças nas concentrações destes íons nos dois períodos, embora Ca^{+2} e Cl^- mostrem um leve aumento no período seco.

As quatro amostras de igarapés desta formação são muito afetados pela sazonalidade, chegando a ficar completamente secos na estiagem. Por esta razão, só foi possível coletar amostras no período chuvoso, as quais são levemente ácidas (pH = 5-6,5). STD e a condutividade mostram ampla variação, registrando-se valores relativamente altos nas amostras IG-28 e IG-33, baixos na amostra IG-29 e intermediários na amostra IG-34.

As amostras dos igarapés têm composições bem distintas, sobretudo no que diz respeito às razões $\text{SO}_4^{2-}/\text{HCO}_3^-$ as quais variam de 0,07 (IG-33) a 15,8 (IG-29). Quanto aos demais íons, nota-se que é na amostra IG-28 que os valores são ligeiramente mais elevados, embora não ultrapassem individualmente 13 ppm, e que as amostras IG-33 e IG-34 são as que guardam as maiores semelhanças.

4.3.1.2. Águas da Formação Barreirinha

As duas amostras de águas subterrâneas desta formação são ácidas (pH = 3-5) com pequenas variações (0,5 a 1 unidade), as quais foi possível fazer

comparações, entre a coleta nas estações chuvosa e seca. A condutividade e o STD têm também comportamento atípico, já que os maiores valores foram observados no período chuvoso.

Dentre os solutos, dominam nestas águas o Cl^- e SO_4^{2-} com comportamento aparentemente ligado ao pH. No período seco, quanto maior a razão $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$, menor a acidez, dando-se o inverso no período chuvoso se bem que os dados se refiram a apenas duas amostras. A dissolução dos íons é influenciada pela variação sazonal, observando-se maiores concentrações na estiagem, com exceção do Na^+ e Cl^- (PT-23) e SO_4^{2-} (PT-6).

As amostras dos igarapés que drenam a Formação Barreirinha são levemente ácidas (pH = 6-6,5). Os íons com maiores concentrações são HCO_3^- , SO_4^{2-} e Ca^{2+} . A única amostra coletada em ambas as estações (IG-7) revela, atipicamente, menores valores de condutividade elétrica, STD, Mg^{2+} , Cl^- e SO_4^{2-} na estiagem.

4.3.1.3. Águas da Formação Oriximiná

Nas amostras de água subterrânea desta unidade o total de sólidos dissolvidos e a condutividade elétrica variam amplamente (Tab. 2 e 3), sem variações significativas nas amostras individuais nos períodos seco e chuvoso. São ácidas (pH = 5,3 a 6,6) e tendem a tornar-se ainda mais ácidas no período seco.

A amostra PT-8 possui as mais altas quantidades de sais dissolvidos, sobretudo HCO_3^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ e SO_4^{2-} , os dois últimos alcançando as maiores concentrações na época das chuvas. As amostras PT-9 e PT-30, bem mais semelhantes quimicamente, são mais empobrecidas nestes constituintes. Significativamente, em nenhuma delas o teor de Cl^- ultrapassa 19 ppm.

A única amostra de água superficial desta formação é a IG-32 que tem pH neutro e como principais solutos Mg^{2+} , Ca^{2+} , HCO_3^- , SO_4^{2-} e Na^+ . Os valores da condutividade elétrica e STD são cerca de 4,5 vezes mais altos do que os da amostra PT-30.

4.3.1.4. Águas da Formação Faro

As amostras de água subterrânea que percola esta unidade têm comportamentos bem distintos, ainda que ácidas ($\text{pH} < 5$) independentemente do período da coleta. São relativamente ricas em sais dissolvidos com valores de STD e condutividade superiores, respectivamente, a 130 ppm e 270 $\mu\text{S}/\text{cm}$. A maioria dos íons está mais concentrada no período seco, entretanto K^+ e SO_4^{2-} da amostra PT-11, e Mg^{2+} e Cl^- da amostra PT-18, apresentam maiores concentrações no período das chuvas.

No único local de coleta de água superficial (IG-17), a amostra correspondente à estiagem tem cerca de quatro vezes mais solutos do que a do período chuvoso. Nota-se, em particular, que o íon SO_4^{2-} é um pouco mais concentrado nesse período.

4.3.1.5. Águas da Formação Itaituba

Nesta unidade foi coletada uma única amostra (IG-36) no pequeno igarapé que atravessa a pedreira de calcário da vila Mulata. De caráter básico, ela possui condutividade elétrica e STD moderadamente elevados devidos sobretudo aos altos teores de Ca^{2+} e HCO_3^- , e, em segundo plano, o SO_4^{2-} .

As amostras do rio Maecuru (IG-10) foram coletadas em um ponto próximo do contato com a Formação Monte Alegre, após percurso de alguns quilômetros dentro da Formação Itaituba. A água é levemente ácida, sem variação no pH com a sazonalidade. Os sais dissolvidos e a condutividade são mais elevados no período chuvoso, destacando-se, dentre os solutos, o HCO_3^- e SO_4^{2-} . Os demais constituintes possuem concentrações inferiores a 5 ppm.

4.3.1.6. Águas da Formação Alter do Chão

As águas subterrâneas relacionadas a esta formação são ácidas e tornam-se ainda mais ácidas no período seco. São águas pobres em sais dissolvidos (<45 ppm) e com baixa condutividade elétrica. Os principais solutos são o $\text{Cl}^- > \text{HCO}_3^-$ (amostras PT-15 e PT-16) e SO_4^{2-} (amostra PT-1).

As águas superficiais mostram maiores concentração de sais e condutividade elétrica no período de estiagem, exceto a amostra IG-14. Esta amostra é, por sinal, sempre mais enriquecida em Ca^{2+} , HCO_3^- e SO_4^{2-} que as demais independentemente do período de coleta.

4.3.1.7. Águas termominerais

As fontes termominerais, apesar de brotarem da Formação Ererê, são alimentadas por águas que certamente percolam outras unidades em subsuperfície. São as águas que apresentam os maiores valores de STD (300 a 660 ppm) e condutividade elétrica (620 a 1360 $\mu\text{S}/\text{cm}$). O pH é levemente ácido a quase neutro.

Os principais íons presentes nas águas termominerais são o HCO_3^- , Na^+ e Cl^- , com teores médios em geral acima de 65 ppm. Na amostra FPT-5, na localidade de Inglês de Sousa, a concentração de HCO_3^- é pelo menos 48% maior que nas demais amostras de água termomineral. Os outros íons, geralmente, possuem médias abaixo de 40 ppm.

4.4. CLASSIFICAÇÃO QUÍMICA DAS ÁGUAS

Utilizando o diagrama de classificação de águas de Piper (Fig. 16), foram identificados dois tipos de águas termominerais: 1) as bicarbonatadas sódicas, que são representadas pelas fontes Desterro (FT-20) e São Manoel (FT-21), e pela água do poço de Inglês de Sousa (FPT-5); e 2) as bicarbonatadas a cloretado-sódicas, que são as amostras da fonte do Menino Deus (FT-2, 3, 4a e 4b). As águas termominerais coletadas no período chuvoso mostram uma leve tendência de ocupar o centro do diagrama. As águas subterrâneas apresentam uma ampla distribuição na porção superior do diagrama tanto no período de chuva como na estiagem, distribuindo-se pelos campos das águas bicarbonatado-cálcica, sulfatado-cálcica e cloretado-sódica. As águas superficiais têm o mesmo comportamento das águas subterrâneas, porém estão mais deslocadas em direção ao campo sulfatado-cálcico.

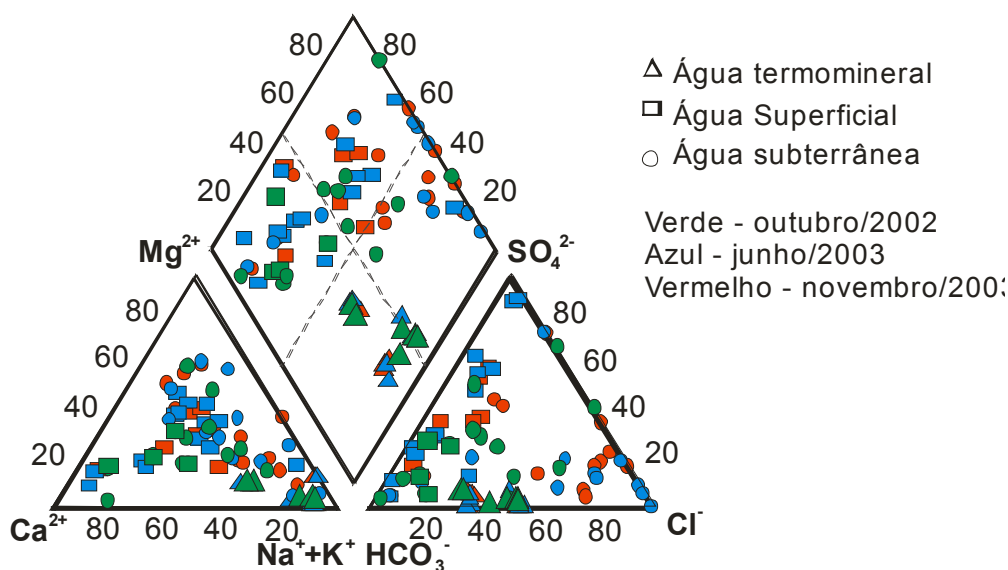


Figura 16 - Diagrama de Piper para as águas da braquidobra de Monte Alegre nos períodos chuvoso - junho/2003 - e seco - outubro/2002 (Lopes, 2002) e novembro/2003).

4.5. EQUILÍBRIO QUÍMICO

A composição das amostras dos diferentes tipos de água estudados está apresentada nos diagramas binários $\log [Ca^{+2}]/[H^+]^2 \times \log [K^+]/[H^+]$, $\log [Ca^{+2}]/[H^+]^2 \times \log [Na^+]/[H^+]$ e $\log [Na^+]/[H^+] \times \log [K^+]/[H^+]$, que foram construídos a 25°C, bem próximo da média anual de Monte Alegre, a pressão de 1 atm e com saturação em quartzo. O íon entre colchetes refere-se a sua atividade em solução aquosa.

4.5.1 Diagramas de equilíbrio

Com base no diagrama $\log m_{SiO_2} \times T$, fica evidente que a maioria das amostras está saturada em quartzo e em caulinita. Algumas amostras de água superficial (período chuvoso) estão subsaturadas em quartzo, enquanto as amostras da fonte Menino Deus (período seco) e a FT-17 (período chuvoso) chegam a estar em equilíbrio com a pirofilita (Fig. 17).

Nos diagramas de atividade-atividade, a seguir apresentados, as amostras se distribuem linearmente dirigindo-se para os campos da muscovita ou da leonhardita. As amostras de água subterrânea tendem a ocupar a parte inferior,

as de água superficial a parte intermediária e as de água termomineral a parte superior do campo da caulinita, evidenciando o equilíbrio com este mineral. As amostras da fonte Menino Deus coletadas em outubro/2001 (período seco) por Anjos *et al.* (2005) são as únicas que atingem o equilíbrio com a muscovita (Fig. 18 A e B). Estas amostras, bem como as de água superficial IG-14, IG-32 e IG-36 são as que mais se aproximam do campo da leonhardita (Fig. 18 B e C).

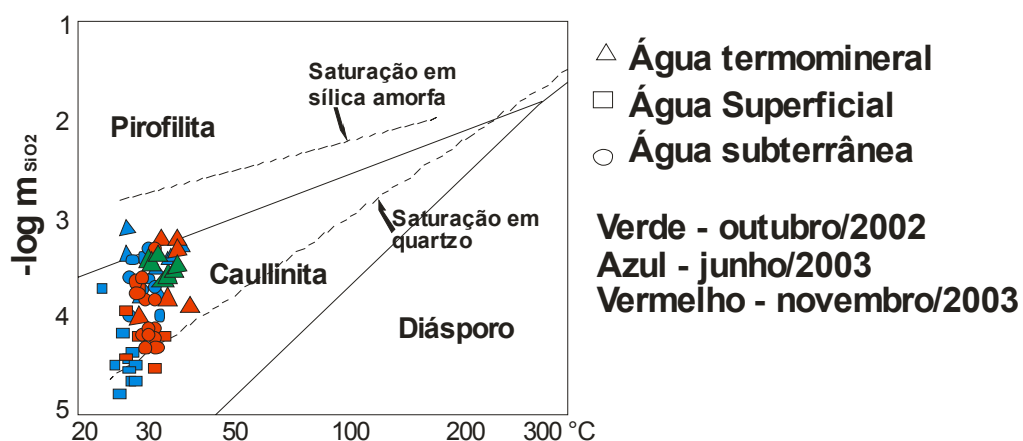


Figura 17 - Diagrama $-\log m_{\text{SiO}_2} \times T$ mostrando os campos de estabilidade das fases minerais no sistema $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-H}_2\text{O}$ (compilado de Hannington *et al.* 1998) para o período chuvoso e seco (anos de 2001 e 2003). A superfície de saturação da sílica amorfa foi construída com dados de Fournier (1985).

4.6. APLICAÇÃO DE GEOTERMÔMETROS QUÍMICOS

4.6.1. Geotermômetro da sílica

O geotermômetro da sílica tem por base a relação linear que existe empiricamente entre a temperatura e o teor de sílica dissolvida nas águas geotermiais e, dependendo do polimorfo da sílica com o qual a água está em equilíbrio, há diferentes equações para o cálculo da temperatura.

Como o diagrama Temperatura x $\log m_{\text{SiO}_2}$ (Fig. 17) mostra que as águas termominerais de Monte Alegre estão em equilíbrio com quartzo, tanto no período

de chuva como no seco, foi utilizada a equação 1, definida por Truesdell (1984) para saturação neste mineral e válida para o intervalo entre 0 e 250°C:

$$T^{\circ}\text{C} = [1309 / (5,19 - \log \text{SiO}_2)] - 273,15 \quad (\text{equação 1})$$

Esta equação foi retrabalhada matematicamente por Verma & Santoyo (1997) para minimizar os erros nos cálculos da temperatura, tendo sido usadas amostras com teores de SiO₂ inferiores a 295 ppm e temperaturas entre 20 e 210°C. Foi então obtida a equação abaixo:

$$T^{\circ}\text{C} = C_1 + C_2S + C_3S^2 + C_4\log S \quad (\text{equação 2})$$

na qual $C_1 = -44,119$, $C_2 = 0,24469$, $C_3 = -1,7414 \times 10^{-4}$ e $C_4 = 79,305$

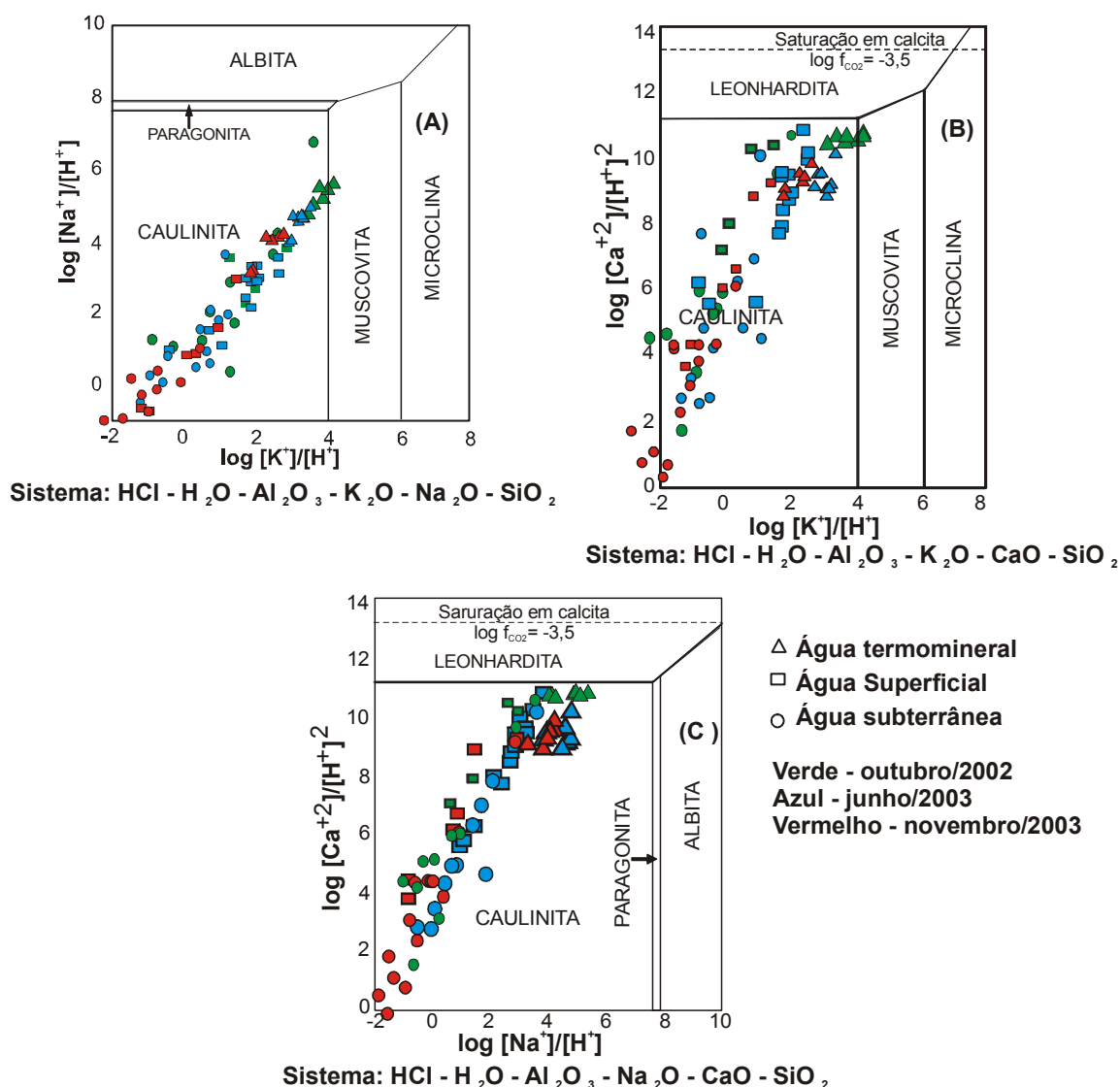


Figura 18 - Digramas de equilíbrio, a 25°C e 1 atm, entre soluções aquosas e minerais em termos de $\log[\text{Na}^+]/[\text{H}^+]$ x $\log[\text{K}^+]/[\text{H}^+]$, $\log[\text{Ca}^{2+}]/[\text{H}^+]^2$ x $\log[\text{K}^+]/[\text{H}^+]$, $\log[\text{Ca}^{2+}]/[\text{H}^+]^2$ x $\log[\text{Na}^+]/[\text{H}^+]$ e $\log[\text{Ca}^{2+}]/[\text{H}^+]^2$ x $\log[\text{K}^+]/[\text{H}^+]$ para os períodos chuvoso e seco, nos quais estão representadas as amostras estudadas e as do trabalho de Anjos et al. (2005). Fonte dos dados termodinâmicos para construção dos diagramas: Faure (1998).

As diferenças de temperatura determinadas pelas duas equações não ultrapassam 1°C e por isso constam da tabela 4, apenas os valores fornecidos pela equação 1. Observa-se uma variação de 61 a 97°C no período chuvoso, enquanto no período seco tem-se uma variação de 28 a 87°C. As fontes Menino Deus e Pantanosa são as que apresentam as temperaturas mais elevadas (61 a

96°C), semelhantes à do poço tubular com água termomineral (FPT-5) que possui um valor médio de 75°C durante o período das chuvas. Não houve coleta de amostras nas fontes Pantanosa e Menino Deus (Banheiro 4A) no período seco e problemas analíticos resultaram em determinações não confiáveis da sílica para as amostras da fonte Desterro (FT-20) e do poço de Inglês de Souza (FPT-5).

Tabela 4 - Temperaturas (°C) medidas e calculadas com o geotermômetro da sílica (equação 1).

Amostra	Temperatura medida	Temperatura Calculada	
		Período Chuvoso	Período Seco
FT-2	35	65,3	81,8
FT-3	33,4	66,2	80,6
FT-4B	31,5	61,2	86,7
FT-4A	29,1	66,5	-
FT-20	32	68	38,5
FT-27	28	96,6	-
FPT-5	36,5	75,9	31,2

4.6.2. Geotermômetro Na-K-Ca

O geotermômetro empírico de Na-K-Ca, tem por base os teores totais de Na, K e Ca presentes nas águas naturais com temperatura entre 4 e 350°C (Fournier & Truesdell, 1973).

Uma forma analítica para o geotermômetro Na-K-Ca foi apresentada por Truesdell (1984), conforme a equação abaixo, na qual as concentrações de Na, K e Ca estão expressas em mg/L (ppm):

$$T^{\circ}\text{C} = 1647 / \{ \log (\text{Na}/\text{K}) + \beta [\log (\text{Ca}^{1/2}/\text{Na}) + 2,06] + 2,47 \} - 273,15 \quad (\text{equação 3})$$

Usa-se $\beta = 4/3$ quando $T < 100^{\circ}\text{C}$ e a expressão $[\log (\text{Ca}^{1/2}/\text{Na}) + 2,06] > 0$; $\beta = 1/3$ é usado quando T, com $\beta=4/3$, for maior que 100°C e esta expressão for negativa.

De acordo com Truesdell (1984), a baixas temperaturas, a solubilidade da calcita é relativamente alta, de modo que a P_{CO_2} da solução pode afetar acentuadamente os resultados obtidos com o geotermômetro. Da mesma forma, altas concentrações de magnésio, favorecidas pela maior dissolução de silicatos

de magnésio a baixas temperaturas, também afetam aqueles resultados e devem ser feitas correções empíricas no valor deste elemento, utilizando-se o gráfico da figura 19.

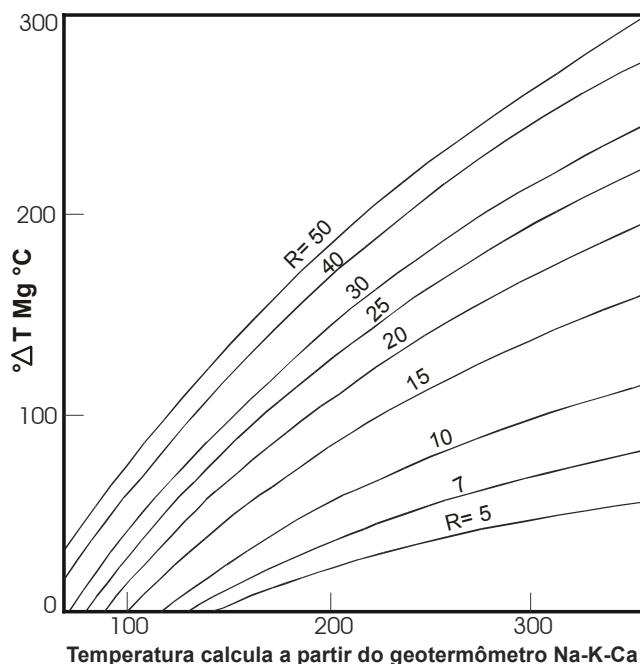


Figura 19 - Gráfico usado para corrigir a temperatura calculada pelo geotermômetro Na-K-Ca por conta da presença de Mg em solução. ΔT_{Mg} é o valor que deve ser subtraído da temperatura calculada. As curvas representam valores de $R = Mg/(Mg+Ca+K)$ com concentrações expressas em eqüivalentes (segundo Fournier, 1981)

As temperaturas em subsuperfície das águas termominerais foram calculadas utilizando-se a equação proposta por Truesdell (1984), utilizando $\beta=4/3$ que satisfaz os critérios acima estabelecidos. As temperaturas calculadas variam de 79 a 130°C no período chuvoso e de 109 a 139°C na estiagem (Tab. 5), estas temperaturas encontram-se bem acima das estimadas pelo geotermômetro da sílica. As amostras das fontes São Manoel e Desterro são as que apresentam as menores temperaturas, tanto no período de estiagem como nas chuvas, enquanto as da fonte Menino Deus são as mais elevadas, as águas do poço tubular e a amostras FT-27 apresentam temperaturas intermediárias.

Tabela 5 - Temperaturas (°C) medidas e calculadas pelo geotermômetro de Na-K-Ca, no período chuvoso e seco.

Amostras	Temperatura média <i>in situ</i>	Período chuvoso	Período de estiagem	Correção para o Mg	
				Chuvas	Estiagem
FT-2	35,1	130,4	132,7	120,4	107,7
FT-3	33,7	129,5	139,4	119,5	103,6
FT-4A	29,1	129,5	-	119,5	-
FT-4B	31,4	129,5	138,6	119,5	103,6
FPT-5	36,9	112,5	115,3	72,5	60,3
FT-20	31,5	83,3	109,6	78,3	69,6
FT-21	28	79,5	109,8	79,5	69,8
FT-27	28	105,4	-	90,4	-

Feitas as correções para o Mg, as temperaturas diminuem de 10 a 35° para a fonte Menino Deus. Mesmo assim, são temperaturas bem mais elevadas que as encontradas com o geotermômetro da sílica (61 a 87°C). Por seu turno, as amostras FT-20, FT-21, FT-27 e FPT-5 apresentam valores equiparáveis aos calculados com o geotermômetro da sílica.

4.7. COMPOSIÇÃO ISOTÓPICA (δD E $\delta^{18}O$) DAS ÁGUAS TERMOMINERAIS

Nos estudos hidrogeológicos, as razões entre os isótopos pesados e os leves mais abundantes na molécula de água ($^{18}O/^{16}O$ e D/H), medidos em relação ao padrão arbitrário SMOW (*Standard Mean Ocean Water*), fornecem informações acerca da origem das águas que recarregam um aquífero. Indicam, também, tendo como referência a linha água meteórica global – LAM (Craig, 1961), desvios que evidenciam processos como mistura de águas, evaporação, influência marinha, dentre outros.

Sete amostras foram coletadas nas fontes termominerais para análise isotópica, complementando a coleta feita em estudos anteriores (Anjos, 2002). Os resultados das análises são apresentados na tabela 6.

Nas fontes termominerais, os valores de $\delta^{18}O$ variam entre – 4,6 e – 6,1 ‰, e os de δD entre – 23 e – 35 ‰. A amostra do poço FPT-5 apresenta composição isotópica que varia de –4,9 a – 5,8 ‰ para $\delta^{18}O$ e –33,8 a 34,6 ‰

para δD . O erro analítico para o oxigênio é de 0,3 ‰ e para o deutério de 2 ‰. Para o cálculo do excesso de deutério (d) utilizou-se a equação 4.

$$d = \delta D - 8 \times \delta^{18}O \quad (\text{equação 4})$$

O valor do excesso de deutério (d) fornece informações adicionais sobre o ciclo da água e está diretamente ligado a processos de não-equilíbrio como a evaporação sobre a superfície do oceano e a formação de chuva abaixo da base das nuvens (Gat, 1981; Merlivat & Jouzel, 1984). O valor de d aumenta quando há aumento de temperatura e diminuição da umidade relativa (Merlivat & Jouzel, 1984).

Na figura 20 estão correlacionados os valores de $\delta D \times \delta^{18}O$ e nela estão representadas as amostras da Ilha do Marajó (Reis et al., 1977) e de Monte Alegre (Anjos, 2002; este trabalho/mês de junho de 2003).

Os dados da ilha do Marajó definem a equação $\delta D = 7,99 \times \delta^{18}O + 10,29$, que é bem próxima da equação definida por Craig (1961) para a linha de água meteorica global. Quando as amostras de Monte Alegre são adicionadas, a equação torna-se $\delta D = 7,92 \times \delta^{18}O + 10,13$, mostrando um leve empobrecimento no excesso de deutério.

As amostras coletadas no período de junho a julho mostram um empobrecimento em δD e $\delta^{18}O$ e um valor menor de d , enquanto nos meses de agosto a outubro observa-se o inverso, mostrando uma estreita relação com a variação sazonal local.

Tabela 6 - Resultados das análises isotópicas de δD , $\delta^{18}O$ e d para a água das fontes termais e poços na braquidobra de Monte Alegre. As amostras em negrito são deste trabalho. Aquelas com notação ACT, P e F são de Anjos (2002).

DATA	LOCAL	AMOSTRA	δD ‰	δO^{18} ‰	d (‰)
22/06/1977	S 1° 56' 27"/W 54° 08' 10"	ACT-1	-33	-5,6	11,8
25/06/1977	S 1° 56' 27"/W 54° 08' 10"	ACT-2	-23	-4,3	11,4
23/07/1977	S 1° 56' 27"/W 54° 08' 10"	ACT-3	-29	-5,2	12,6
22/08/1977	S 1° 56' 27"/W 54° 08' 10"	ACT-4	-29	-4,6	7,8
23/09/1977	S 1° 56' 27"/W 54° 08' 10"	ACT-5	-23	-4,5	13
6/10/1977	S 1° 56' 27"/W 54° 08' 10"	ACT-6A	-31	-5,4	12,2
6/10/1977	S 1° 56' 27"/W 54° 08' 10"	ACT-6B	-35	-5,5	9
15/09/2002	S 1° 56' 31"/W 54° 12' 57"	P-1	-34,6	-5,84	12,12
15/09/2002	S 2° 00' 05"/W 54° 10' 50"	P-2	-28,1	-5,07	12,46
15/09/2002	S 1° 52' 25"/W 54° 12' 40"	P-3	-33,7	-5,88	13,34
15/09/2002	S 1° 43' 48"/W 54° 00' 19"	P-4	-34,4	-5,61	10,48
15/09/2002	S 1° 58' 33"/W 54° 08' 55"	F-3	-34,1	-6,12	14,86
15/09/2002	S 1° 56' 27"/W 54° 08' 10"	F-4	-34,1	-5,94	13,42
2/06/2003	S 1° 56' 27"/W 54° 08' 10"	FT-2	-32.3	-5.43	11,14
2/06/2003	S 1° 56' 27"/W 54° 08' 10"	FT-3	-31.8	-5.37	11,16
2/06/2003	S 1° 56' 27"/W 54° 08' 10"	FT-4A	-31.0	-5.03	9,24
2/06/2003	S 1° 56' 27"/W 54° 08' 10"	FT-4B	-32.0	-5.19	9,52
2/06/2003	S 1° 43' 48"/W 54° 00' 19"	FPT-5	-33.8	-4.99	6,12
2/06/2003	S 1° 58' 40"/W 54° 10' 03"	FT20	-34.1	-4.77	4,06
2/06/2003	S 1° 58' 45"/W 54° 10' 11"	FT-21	-35.0	-5.24	6,92
2/06/2003	S 1° 59' 28"/W 54° 09' 17"	FT-27	-30.2	-4.68	7,24

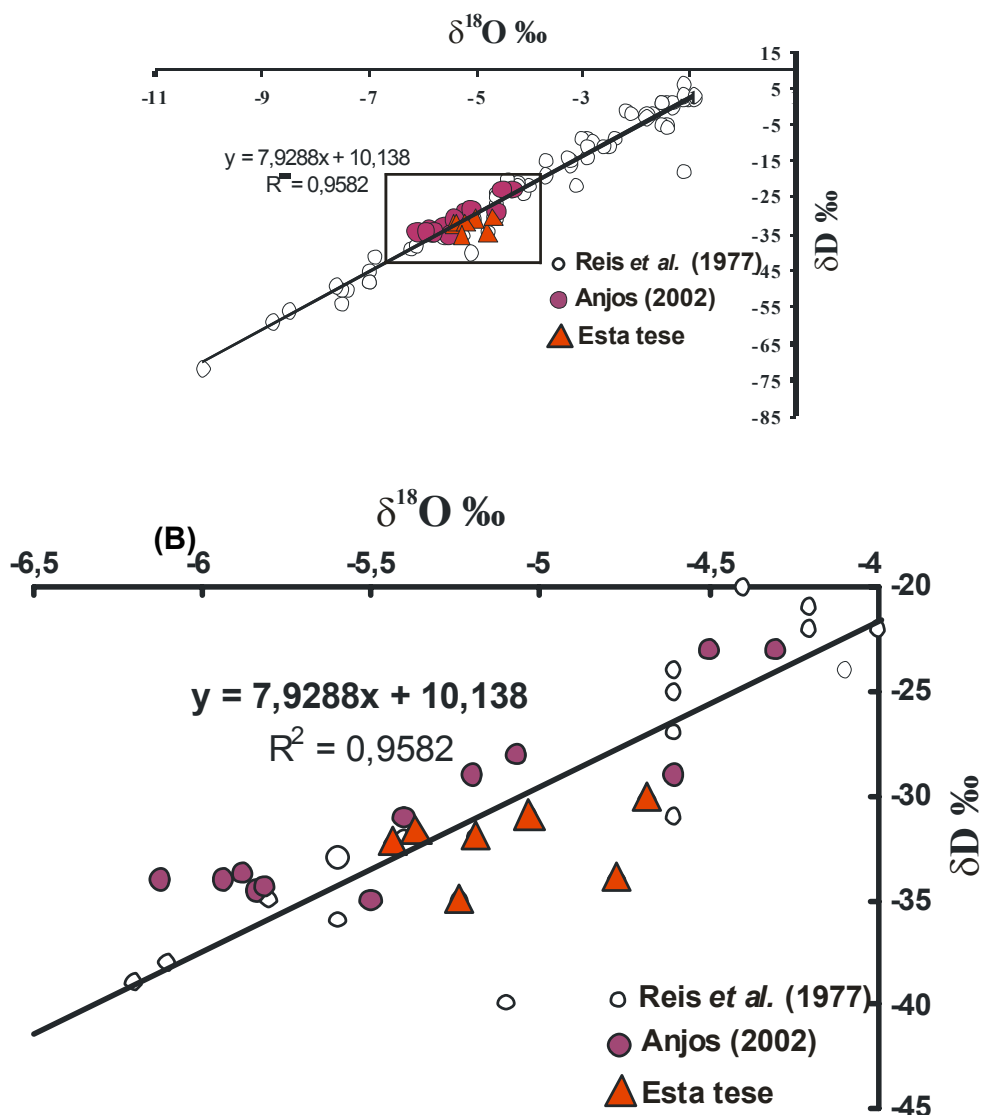


Figura 20 - Diagrama δD x $\delta^{18}\text{O}$ em que estão correlacionadas as amostras das águas das fontes termominerais e de poços da região de Monte Alegre junto com amostras de água pluviais da Ilha do Marajó (Reis et al. 1977). A figura B é ampliação da área destacada na figura A.

4.8. ESTUDOS GEOFÍSICOS

4.8.1. Método gravimétrico

A aplicação do método gravimétrico ao estudo da subsuperfície terrestre baseia-se no fato de que a distribuição de massas rochosas de diferentes densidades provoca variações no campo gravitacional normal da Terra (Luiz & Silva, 1995).

Na área de estudo foram executados quatro perfis gravimétricos, cobrindo os percursos Monte Alegre - rio Maecuru (37,7 km), Inglês de Sousa - Santa Helena (8,1 km), serra do Itauajuri – Três Bocas - Inglês de Sousa – São Diogo (41 km), Três Bocas – Mulata (30 Km).

Após as devidas correções de todas as medidas gravimétricas, foram obtidos os valores da anomalia Bouguer para cada estação (Anexo 1) e elaborado o mapa correspondente (Fig. 21). Os valores são relativos ao dado obtido em uma estação de referência (estação do IBGE SAT-PA-044), localizada na antiga estação de passageiros do aeroporto de Monte Alegre (lat.: 1°59'115"S, long.: 54°04'41", alt.: 80,15 m). Assim foi feito por não existir na região nenhuma estação gravimétrica da rede mundial.

4.8.1.1. Mapa de anomalias Bouguer

O mapa de anomalias Bouguer (Fig. 21) foi elaborado com intervalos de 1 mgal entre as linhas de contorno, em função da pequena variação nos valores obtidos.

O mapa mostra valores negativos em toda a porção norte da área e próximo da cidade de Monte Alegre e um padrão em que as linhas de contorno se orientam na direção geral leste-oeste. Existe uma zona de forte gradiente gravimétrico na porção SE, coincidente com as falhas de direção NE-SW e N-S, algumas delas reativadas no Meso-cenozóico (Costa, 2002). Foram também identificadas duas zonas de anomalias positivas: uma, com configuração circular alongada, na porção central da estrutura da braquidobra, próxima da fonte Menino Deus, e a outra próxima da cidade de Maxirá, onde as linhas de contorno passam a ter uma orientação N-S.

O perfil gravimétrico AA', de direção NW-SE (Fig. 22), foi selecionado por passar pelas áreas de anomalias positivas e naquelas com fortes inflexões. Ele mostra um padrão assimétrico com valores a SE entre 0 e -5 mgal e a NW inferiores a -5 mgal. Entre as posições 2000 e 12000 m os valores crescem suavemente, contrastando com as posições entre 0 e 2000 m, em que se observa um forte gradiente, chegando a um valor mínimo de -20 mgal. Destaca-se, ainda,

um alto entre 12000 e 14000 m, com as anomalias atingindo valores máximos de 3 mgal.

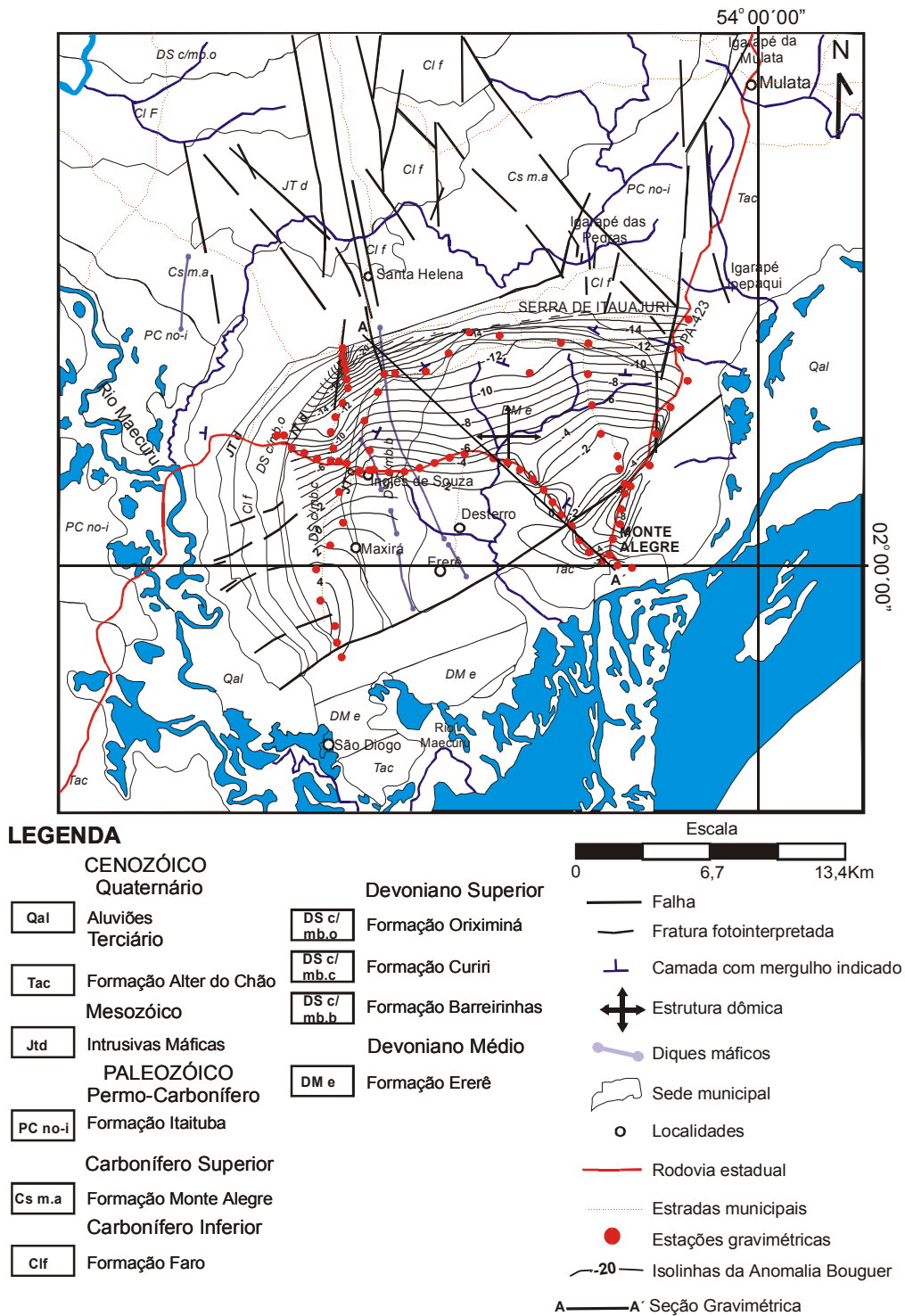


Figura 21 - Mapa de anomalias Bouguer para a área da Braquidobra de Monte Alegre.

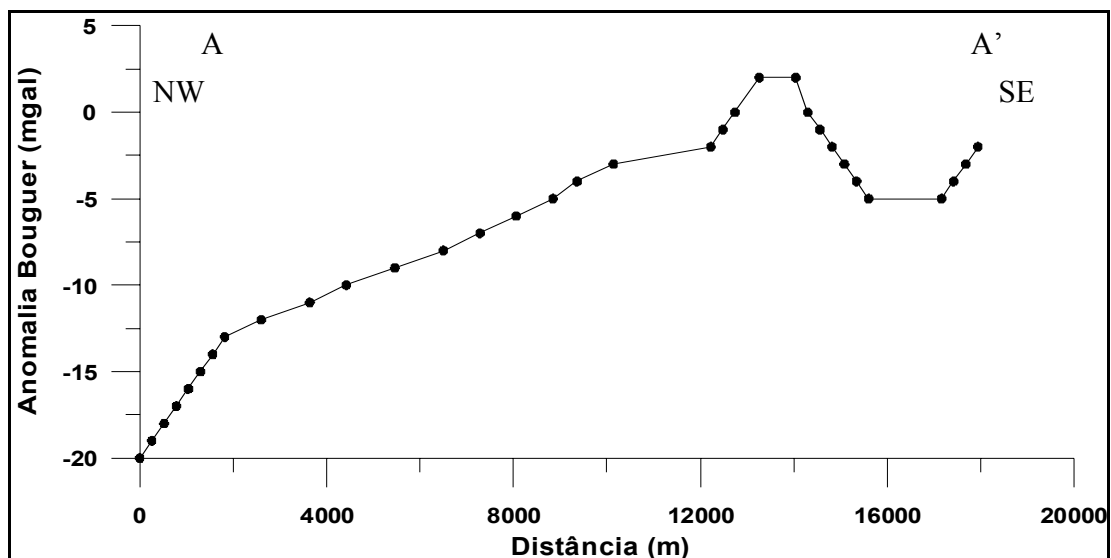


Figura 22 - Perfil gravimétrico AA' de direção NW-SE.

4.8.2. Resistividade elétrica

O método da eletrorresistividade é aplicado para se investigar a capacidade dos corpos em transmitir corrente elétrica independentemente do tamanho ou forma. Essa é a propriedade física denominada de resistividade elétrica, que depende das características elétricas e do estado físico do corpo.

O meio geológico conduz a corrente elétrica sob a influência de fatores como a porosidade das rochas, textura e das características físico-químicas dos líquidos presentes nos poros.

Na prática, o subsolo não é um meio homogêneo, por isso a quantidade medida com o método da eletrorresistividade representa uma espécie de média ponderada de todas as resistividades verdadeiras, obtidas em dado volume. Essa quantidade é denominada de resistividade aparente (ρ_a).

A resistividade elétrica do meio geológico pode ser obtida injetando-se corrente em dois pontos e medindo-se a diferença de potencial associada à passagem da corrente (Fig. 3). Desse modo, a resistividade pode ser calculada por meio da equação 5 (Luiz & Silva, 1983).

$$\rho_a = \frac{\Delta V}{I} K \quad (\text{equação 5})$$

em que ΔV é a diferença de potencial, I é a corrente elétrica e K é um fator que depende da posição relativa dos pontos de injeção da corrente e de medida da diferença de potencial. O valor de K é calculado pela equação 6 (Luiz & Silva, 1983).

$$K = \frac{2\pi}{\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN}} \quad (\text{equação 6})$$

A profundidade de investigação com o método da eletrorresistividade depende em parte da distância entre os eletrodos de injeção de corrente. Quanto mais separados, maior será a profundidade de investigação. Assim, realizando-se medidas a várias distâncias, é possível conhecer-se a distribuição vertical da resistividade no subsolo. Uma das técnicas usadas com essa finalidade é a da sondagem elétrica vertical (SEV). Nessa técnica os eletrodos de corrente são deslocados simetricamente em relação a um ponto central, abaixo do qual se considera provir a resistividade aparente medida.

Na área estudada, a separação entre os eletrodos de corrente foi aumentada mantendo-se uma proporção em relação à distância entre os eletrodos de medida da diferença de potencial, de tal modo que $MN/AB \leq 0,22$, proporção esta que define o arranjo Schlumberger de eletrodos.

4.8.2.1. Sondagens Elétricas Verticais (SEV)

As curvas de eletrorresistividade obtidas nas 14 SEVs executadas em Monte Alegre (Fig. 23) foram interpretadas com o programa computacional desenvolvido por Zohdy & Bisdorf (1989). Os resultados mostram a distribuição da resistividade verdadeira com a profundidade, com base na qual são construídos os modelos geoeletricos para a subsuperfície da área.

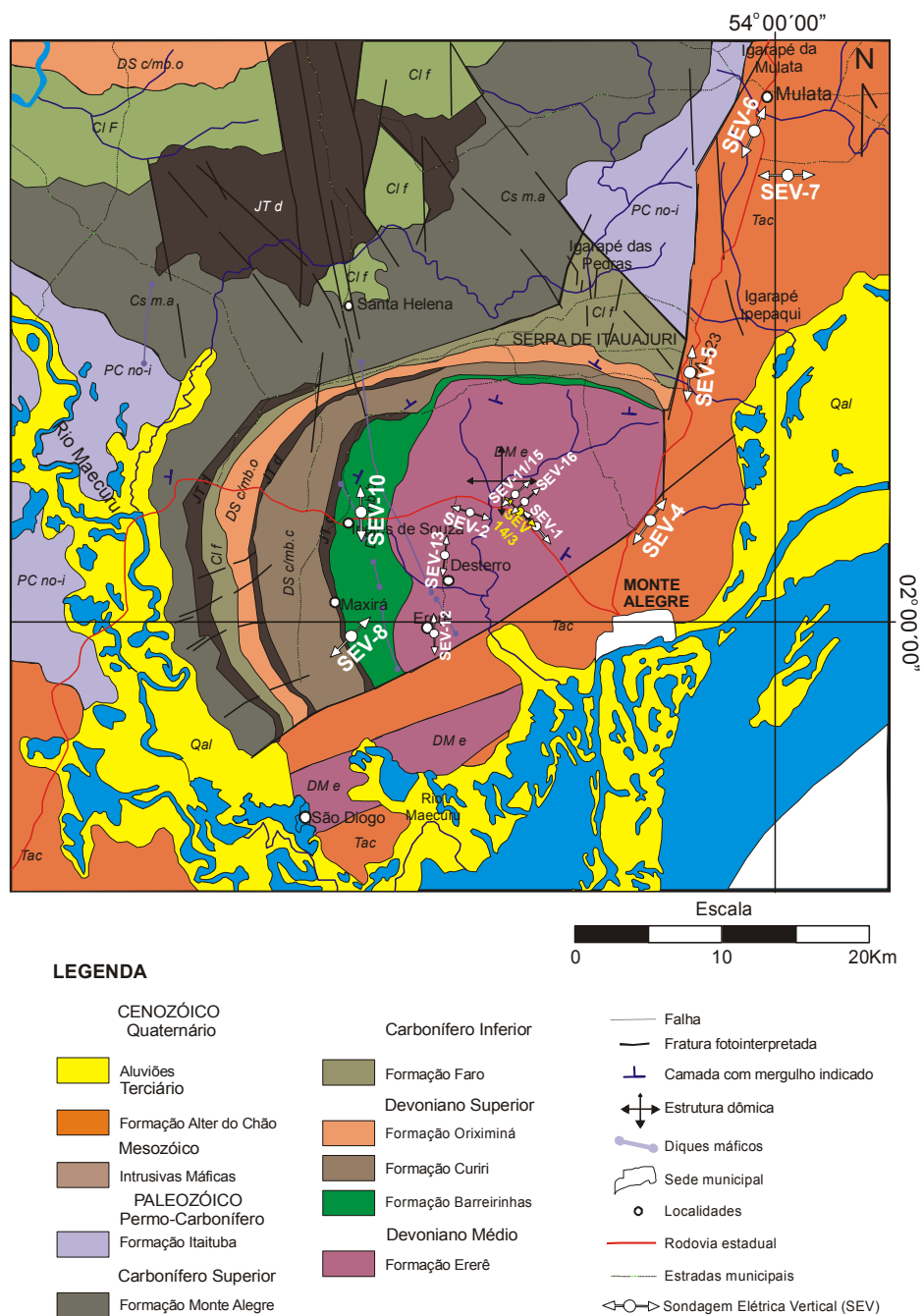


Figura 23 - Localização das sondagens elétricas verticais (SEVs) na área da braquidobra de Monte Alegre.

As curvas de eletrorresistividade para a área próxima da fonte Menino Deus (Fig. 24) apresentam valores de resistividade nos cinco metros iniciais inferiores a $50 \Omega.m$ (SEVs 15 e 16), atingindo valor médio de $70 \Omega.m$ a uma

profundidade de cerca de 80 m. O padrão da SEV-11 é semelhante, porém os valores iniciais são de 70 Ω .m e atingem 800 Ω .m a aproximadamente 60 m de profundidade. Na SEV-3 os valores alcançam 1700 Ω .m no primeiro metro e diminuem acentuadamente para 20 Ω .m a 8 m de profundidade, voltando a crescer até permanecer com valores em torno de 100 Ω .m de 90 a 200 m de profundidade.

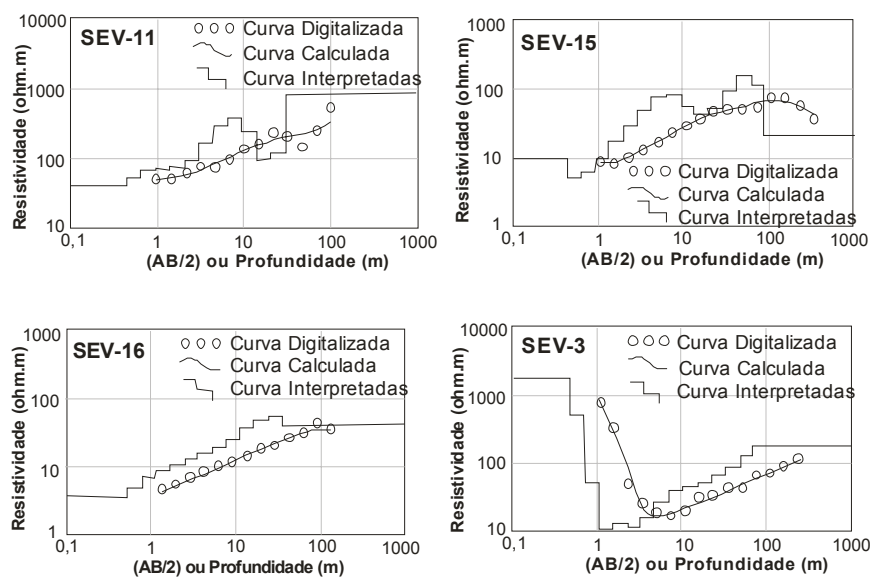


Figura 24 - Curvas de eletrorresistividade para as rochas da Formação Ererê, próximo da fonte Menino Deus.

As SEVs 1, 2, 12 e 13 (Fig. 25) foram executadas na Formação Ererê e compõem um perfil em forma de L com direções aproximadas E-W e N-S. As três primeiras têm comportamento bem semelhante começando com valores de 800 a 1000 Ω .m., caindo para 80 a 50 Ω .m a 30 m de profundidade, e depois subindo a 700 Ω .m a profundidades maiores. A SEV-13 mostra um comportamento diferente, variando, com suaves oscilações, entre 1000 e 500 Ω .m no intervalo de 1 a 15 m de profundidade mantendo-se em torno de 500 Ω .m a partir daí.

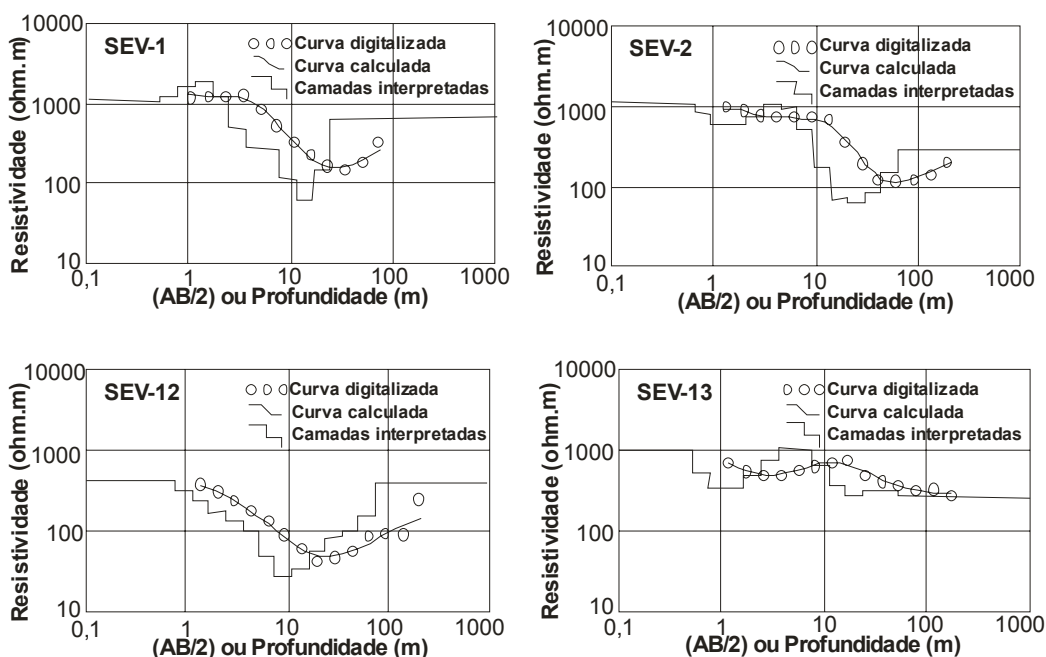


Figura 25 - Curvas de eletrorresistividade para as rochas da Formação Ererê

Os padrões das curvas das SEVs 8 e 10 (Fig. 26), executadas na Formação Barreirinha, são bem semelhantes, mostrando valores de resistividade em torno de 1000 Ω .m nos primeiros 4 m que decrescem até atingir 100 e 50 Ω .m, respectivamente, a 10-20 m de profundidade. O aparelho não registrou diferenças de potencial a profundidades maiores.

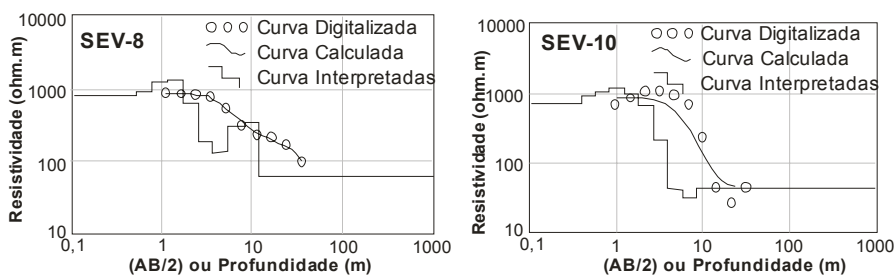


Figura 26 - Curvas de eletrorresistividade para as rochas da Formação Barreirinha.

As SEVs 5, 6 e 7, executadas na Formação Alter do Chão (Fig. 27), mostram valores iniciais de resistividade em torno de 1000 Ω .m, que decrescem continuamente com a profundidade até valores próximos de 10 Ω .m a uma

profundidade de 60-70 m. A SEV 7, de arranjo E-W em relação às outras duas, registra, entretanto, valores de 30-40 $\Omega.m$ naquela mesma profundidade. Por outro lado, a SEV-4, executada próximo da falha pós-terciária que colocou em contato as formações Ererê e Alter do Chão, tem um comportamento similar ao da SEV-13, porém os valores de eletrorresistividade são muito mais elevados, entre 10000 e 45000 $\Omega.m$, de 1 a 80 m de profundidade, caindo para 8000 $\Omega.m$ a partir deste patamar.

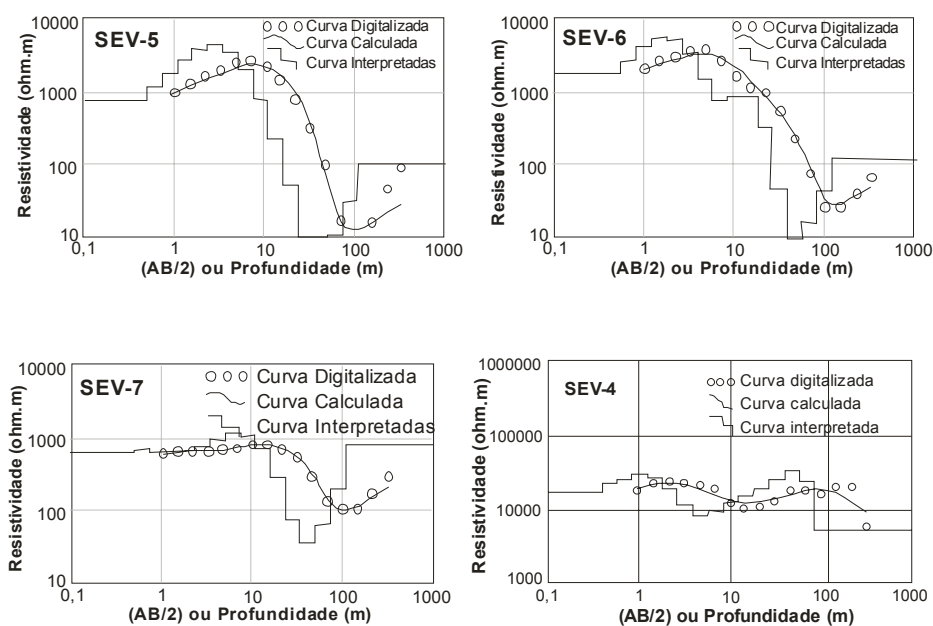


Figura 27 - Curvas de eletrorresistividade para as rochas da Formação Alter do Chão. A SEV-4 está localizada no traço da falha que separa as formações Ererê e Alter do Chão.

5. DISCUSSÃO E INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS

5.1. ORIGEM DOS ÍONS EM SOLUÇÃO

As águas estão sujeitas a um processo contínuo de transformações geoquímicas, quando em contato com o meio geológico, que é responsável pelas suas diferenças composicionais. Essas diferenças dependem da composição química das rochas e das águas que abastecem os aquíferos, do tempo de contato água/rocha e de fatores físicos do subsolo (porosidade, velocidade de fluxo, temperatura, pressão, etc.) (Custodio & Llanas, 1976).

Importante fator que interfere na composição das águas subterrâneas tem a ver com os gases e partículas atmosféricas que são trazidos pelas águas pluviais e recarregam os aquíferos rasos. A queima da floresta tropical é fonte de parte dessas partículas e a proximidade do mar também pode contribuir para modificar a composição das águas meteóricas (Yamasoe *et al.*, 2000).

Considerando-se que a maioria das amostras de água superficial e subterrânea de Monte Alegre mostrou pouca variação composicional, as interpretações se concentraram bem mais nas diferenças que elas apresentam. Por seu turno, as águas termominerais foram analisadas em maior profundidade, o que permitiu discutir sua origem e principais condutos pelos quais migram.

5.1.1. Águas subterrâneas e superficiais

No geral, as águas subterrâneas e superficiais mostram valores de STD inferiores a 160 e 50 ppm, respectivamente, em ambos os períodos de coleta. Contudo valores mais elevados foram constatados em amostras de água subterrânea das formações Ererê e Oriximiná (350 a 577 ppm), e de água superficial das formações Ererê, Barreirinha, Oriximiná, Itaituba e Alter Chão (69 a 270 ppm).

Essas anomalias estão relacionadas com algumas particularidades composicionais das rochas pelas quais as águas percolam. As amostras PT-22 (Fm. Ererê) e PT-06 (Fm. Barreirinha), por exemplo, mostram os mais altos teores de SO_4^{2-} , muito provavelmente porque ambas interagem com folhelhos negros presentes nestas unidades, cuja pirita se oxida via a reação 1:



É possível que o aumento ainda maior dos teores de SO_4^{2-} no período chuvoso seja consequência de o nível freático também atingir concentrações de pirita localizadas a profundidades mais rasas. Entretanto neste período o pH é um pouco mais elevado, isto é consequência do consumo do H^+ na hidrólise de outros minerais e alteração dos feldspatos para argilominerais.

Além disso, a amostra PT-22 apresenta teores de Na^+ e Cl^- mais elevados do que a PT-06, sendo cerca de quatro e dez vezes respectivamente nos períodos seco e chuvoso, o que poderia ser explicado pela interferência das águas termominerais presentes na Formação Ererê. Com a entrada de um maior volume de água no sistema durante as chuvas, o fluxo tende a ser mais difuso, favorecendo uma mistura ainda maior das águas de circulação local com as águas termominerais de circulação mais profunda.

As amostras PT-8 e IG-32 (Fm. Oriximiná) e IG-7 (Fm. Barreirinha) se destacam pelos expressivos valores de HCO_3^- , Ca^{2+} e Mg^{2+} . Estas amostras foram coletadas próximas a afloramentos de soleiras de diabásio e devem, assim, estar refletindo a dissolução de minerais primários desta rocha (labradorita augita/pigeonita). As concentrações relativamente altas de HCO_3^- são mais difíceis de serem explicadas, mas elas podem estar ligadas ao CO_2 que fica normalmente aprisionado durante a solidificação de magma basáltico. Dados sobre a composição química de basaltos fornecem teores médios de 0,11% de CO_2 (Cox *et al.*, 1979), suficientes para justificar aquelas concentrações. Semelhantes observações foram feitas nas águas do sistema aquífero Serra Geral, na bacia hidrográfica do rio Piquiri, no Paraná (Bitencourt *et al.*, 2003), e na região de Kauai, Hawaii (Valeton, 1972), as quais estão em íntimo contato com rochas basálticas.

As amostras IG-36 e IG-14 das formações Itaituba e Alter do Chão, respectivamente, são influenciadas pela dissolução da calcita da Formação Itaituba, conforme a reação 2.



justificando suas expressivas concentrações de Ca^{2+} e HCO_3^- . Apesar de a amostra IG-14 ser de um igarapé que drena a Formação Alter do Chão, ele recebe, não muito distante a montante do ponto de coleta, um pequeno afluente que escoar pelos calcários da Formação Itaituba.

Em resumo, a composição das águas subterrâneas e superficiais da região de Monte Alegre é influenciada pelas rochas que elas atravessam. As águas que estão associadas com rochas siliciclásticas mostram pouca variação nos seus constituintes, pois são rochas compostas predominantemente por quartzo e/ou caulinita, minerais com os quais elas estão em equilíbrio. Por seu turno, as águas associadas com rochas sedimentares químicas são fortemente influenciadas pela dissolução dos carbonatos e, em alguns casos, pelos evaporitos, enquanto aquelas que entram em contato com as rochas máficas têm sua composição controlada pela hidrólise do plagioclásio e piroxênios. Há também os casos em que o fluxo das águas termominerais, sobretudo no período chuvoso, influencia significativamente a composição química das águas de circulação local mais rasa.

5.1.2. Águas termominerais

O caráter sódico-cloretado e bicarbonatado-sódico destas águas é adquirido com a percolação das águas meteóricas em rochas químicas das formações Itaituba e Nova Olinda, localizadas em profundidade (item 5.3), favorecida certamente pelas fraturas e falhas paleozóicas que foram reativadas no Meso-Cenozóico (Costa, 2002), em particular aquelas de direção NE-SW e N-S que colocaram a Formação Alter do Chão em contato com unidades mais antigas (p. ex. Ererê). Estas águas se aquecem em profundidade e, assim, aumentam sua capacidade de dissolver carbonatos e sais evaporíticos (halita, silvinita, gipsita, anidrita), incorporando quantidades significativas de HCO_3^- , Ca^{2+} , Na^+ , K^+ , SO_4^{2-} e Cl^- . O SO_4^{2-} não é, entretanto, abundante, pois provavelmente sofre redução à medida que as águas migram pelas formações Ererê e Barreirinha, produzindo, de acordo com a reação 3, o gás sulfídrico que a elas empresta um odor característico. Muito provavelmente essa redução é devida à ação de

bactérias anaeróbicas, que são muito comuns em ambientes relativamente ricos em matéria orgânica como é o caso daquelas formações.



Da mesma forma, o íon K^+ está presente em concentrações relativamente baixas e isto pode ser devido tanto às menores quantidades de silvita nas rochas-fonte quanto à maior tendência de ele ser adsorvido nos argilo-minerais do que os demais álcalis (Hem, 1970).

A dissolução de minerais ferro-magnesianos dos corpos de diabásio em superfície devem também ter contribuído para os elevados teores de Mg^{2+} e Ca^{2+} dessas águas.

5.2. AMBIENTE MINERAL

As únicas amostras que estão em equilíbrio teórico com a muscovita são as da fonte Menino Deus (Fig. 18A), que foram estudadas no período de outubro/2001 por Anjos *et al.* (2005). O aumento da razão $a_{\text{K}^+}/a_{\text{H}^+}$ deve-se bem mais ao valor do pH (6,9 a 7,0) do que à concentração do íon K^+ , que é apenas levemente mais elevada comparativamente à das demais amostras.

As amostras superficiais e subterrâneas que se aproximam do campo da leonhardita (Fig. 18B e C) são influenciadas pelo pH (6,6 a 7,1) e pela dissolução de carbonatos da Formação Itaituba (IG-14 e IG-36) e hidrólise de minerais primários dos diabásios (IG-32 e PT-8), fazendo com que as razões $a_{\text{Ca}^{2+}}/a_{\text{H}^+}^2$ sejam as mais elevadas.

Apesar dos baixos teores de Ca^{2+} , Na^+ e K^+ , as águas superficiais em geral ocupam um campo próximo ao das águas termominerais (Fig. 18A, B e C) por conta dos valores de pH que ficam em torno da neutralidade.

5.3. ORIGEM E MODELO DE CIRCULAÇÃO DAS ÁGUAS TERMOMINERAIS

As águas termominerais são de origem meteórica, pois seus valores de δO^{18} e δD coincidem com a linha de água meteórica global. O excesso de deutério que elas apresentam (4 a 15‰) é reflexo da sazonalidade (Fig. 28) e está

relacionado principalmente com variações da temperatura e da umidade do ar (Merliva & Jouzel, 1979). Durante a evaporação, os isótopos mais leves se particionam para a fase de vapor e os mais pesados se concentram na fase líquida. No período chuvoso a umidade relativa do ar e a temperatura em Monte Alegre variam, respectivamente, entre 80 e 90% e 25 e 30°C (Inmet 2005), justificando os menores valores do excesso de deutério registrados nas águas termominerais.

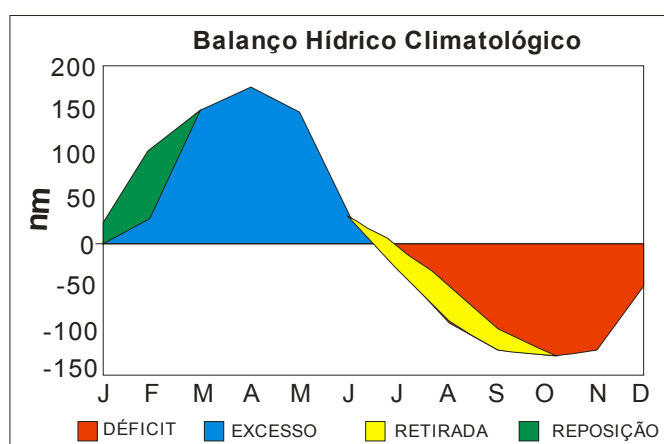


Figura 28 - Balanço hídrico climatológico para a região de Monte Alegre, no período de 1961-1991, fonte: www.inmet.gov.br.

Os valores das temperaturas calculadas com o geotermômetro da sílica são mais compatíveis com o ambiente mineral de Monte Alegre. O geotermômetro dos álcalis (Na-Ca-K), por seu turno, é mais apropriado para águas que estejam em equilíbrio com os feldspatos, o que, como foi visto, não é o caso das águas de Monte Alegre. Por esta razão, nas considerações feitas a seguir, serão usados os valores estimados com o geotermômetro da sílica.

As temperaturas calculadas podem estar um pouco superestimadas (1,5 a 39° C) tendo em vista que não se leva em conta os teores de SiO₂ adquiridos pelas águas meteóricas durante os movimentos descendentes. Com os dados obtidos neste trabalho não foi, entretanto, possível fazer uma avaliação correta a respeito desta contribuição. Ademais, trabalhos que utilizam o geotermômetro da sílica desconsideram essa contribuição.

A variação nas temperaturas nos períodos seco (média de 83°C) e chuvoso (média de 71°C) decorre da diferença no balanço hídrico entre os dois períodos (Fig. 28), fazendo com que o volume de água que reabastece os aquíferos seja mais reduzido na estiagem. As águas meteóricas se infiltram através das falhas e fraturas, alcançando profundidades de 1100 a 2700 m com média de 1560 m (período chuvoso) e de 1860 a 2200 m com média de 1900 m (período seco). Estes valores foram calculados pela equação proposta por Desio (1965 *apud* Favara *et al.* 1998):

$$P = \frac{T_w - T_a}{G} \quad (\text{equação 7})$$

na qual P é a profundidade teórica mínima de circulação, T_w é a temperatura da água do reservatório (estimadas pelo geotermômetro da sílica), T_a é temperatura ambiente e G é o gradiente geotérmico local. Para a área estudada adotou-se uma temperatura ambiente igual a 25,6°C e um gradiente geotérmico de 30°C/km (PETROBRAS, 1984).

Além disso, foi observada a existência de *trends* geotérmicos na bacia do Amazonas de direção NW-SE, que comumente se deslocam na direção transversal NE-SW (PETROBRÁS, 1984). Nas regiões onde rochas pelíticas funcionam como isolantes, o gradiente geotérmico pode ultrapassar 30°C/km. Esses *trends* são coincidentes com a direção das falhas que truncam a estrutura da braquidobra de Monte Alegre, o que sugere que a recarga/aquecimento das águas termominerais se deu, principalmente, através dessas zonas de falha.

As águas termominerais na superfície possuem temperaturas variando de 28 a 37°C, enquanto que em profundidade elas atingem temperaturas de 83°C. Esta perda termal pode ser, em parte, consequência da mistura com as águas principalmente do sistema de circulação local durante a subida das águas termominerais, a exemplo do modelo para o fluxo regional de água subterrânea proposto por Fetter (1994). Como a vazão das fontes termais é baixa, a transferência de calor para as rochas pode também contribuir para aquela diminuição de temperatura no intervalo médio de cerca de 1500 m. Neste sentido,

registra-se que, na estiagem de 2002, após o bombeamento de uma cacimba aberta na fonte Menino Deus para abastecer uma piscina de dimensões médias, a recuperação do nível d'água levou cerca de 24 horas.

Um modelo de circulação para as fontes de águas termais aqui apresentado é adaptado de Castany (1975), pelo qual as águas meteóricas se infiltram favorecidas em muito pela rede de falhas que truncam a braquidobra, se aquecem em profundidade devido ao gradiente geotérmico, dissolvem minerais das rochas e ascendem lentamente por condutos até a superfície (Fig. 29).

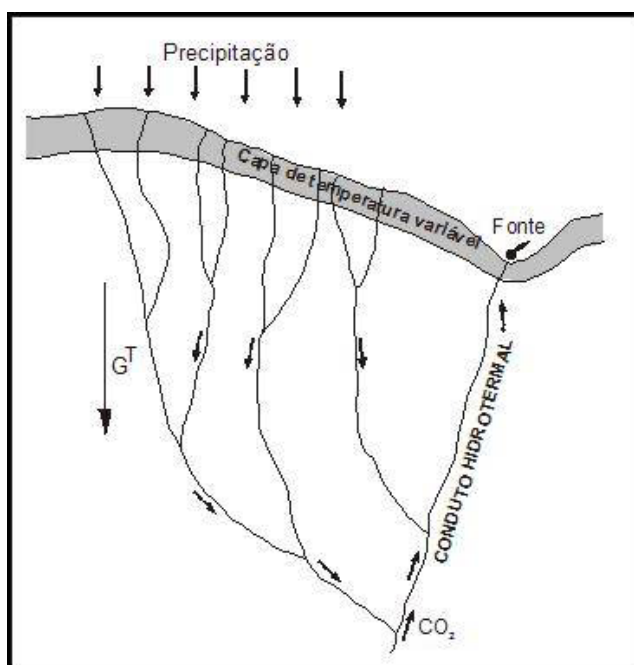


Figura 29 – Modelo de circulação de águas meteóricas que suprem fontes termominerais (Castany, 1975).

Semelhantes modelos de circulação de águas foram propostos para as fontes termais do oeste da Silícia, Itália (Favara *et al.*, 1998). As águas dessas fontes são de origem meteórica, circulam a 1300-1800 m de profundidade, se aquecem por conta do gradiente geotérmico e adquirem temperaturas variando de 60 a 90°C.

5.4. MODELO GRAVIMÉTRICO

A Figura 26 mostra o mapa Bouguer para a região de Monte Alegre. Nele os isovalores dos contornos decrescem em direção ao norte, indicando um aumento na espessura das rochas sedimentares.

Observa-se no mapa, que na parte NW da área investigada o gradiente gravimétrico é mais forte do que nas partes central e sul. Essa feição comprova a existência de zona de intensos falhamentos paleozóicos de direção N-S, que foram reativados no Meso-Cenozóico (Costa, 2002).

O perfil AA', mostrado na Figura 28, foi interpretado com auxílio de programa computacional. O modelo resultante do processamento computacional é mostrado na parte inferior da Figura 30. Ele permite inferir a existência de um corpo tabular similar a um lacólito, que teria originado a estrutura da braquidobra que ocorre na área. Além desse corpo, o modelo sugere a presença de falhas que formam um gráben, colocando em contato as rochas terciárias da Formação Alter do Chão com rochas paleozóicas da bacia do Amazonas.

O pico da anomalia Bouguer que ocorre no perfil AA', entre as posições 13 e 14 km, está associado com a porção mais rasa do lacólito, que, de acordo com o modelo, ocorre a 1,3 km de profundidade, e demarca aproximadamente o centro do lacólito.

O modelo mostra, ainda, na sua parte superior, a anomalia Bouguer medida (representada pelo sinal +) e a anomalia Bouguer calculada (linha cheia) para o modelo de distribuição de densidade encontrado. Observa-se aqui uma boa coincidência entre os valores medidos e os calculados, o que sugere que o modelo obtido é aceitável para explicar a distribuição de densidade na subsuperfície da área. Tal resultado foi utilizado na representação do modelo gravimétrico em subsuperfície (Fig. 31).

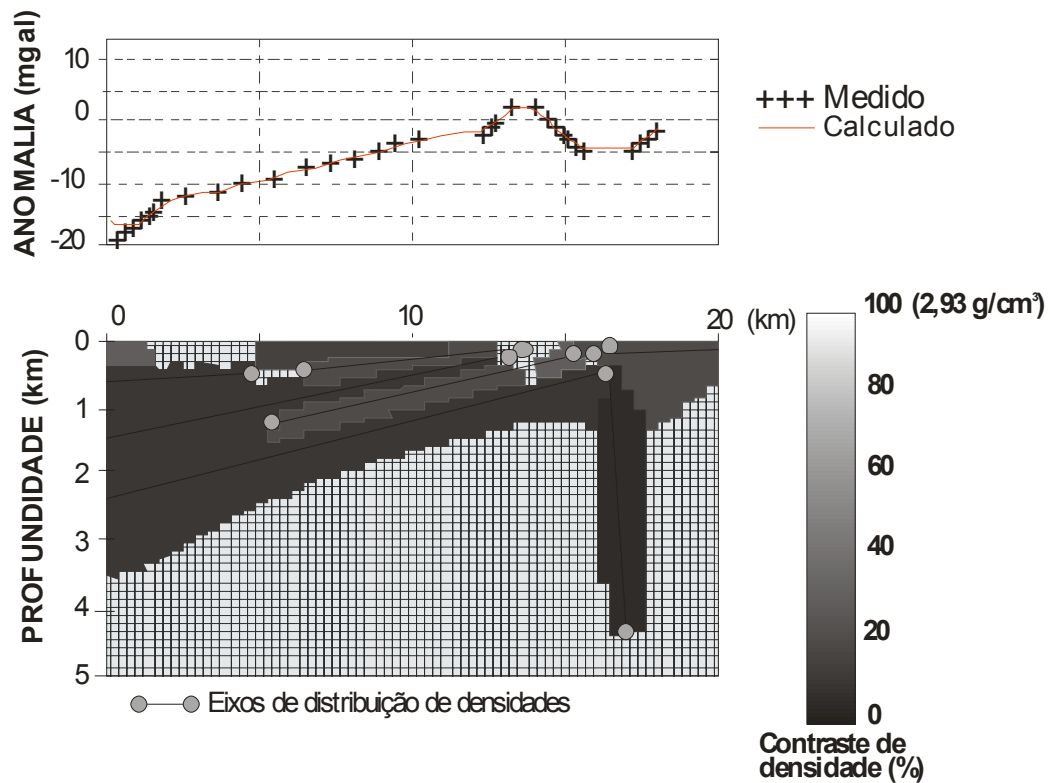


Figura 30 - Modelo gravimétrico bi-dimensional para o perfil AA' (NW-SE).

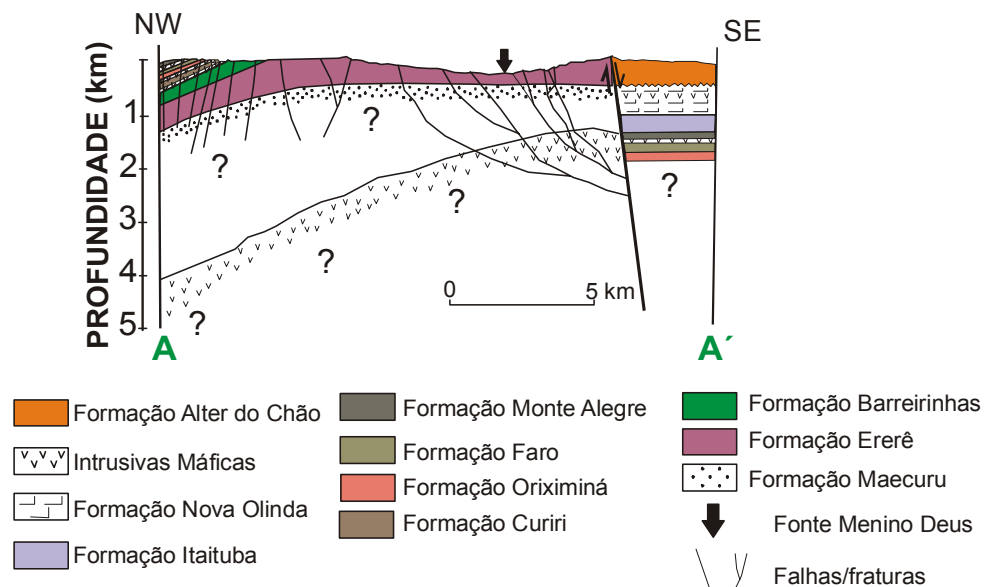


Figura 31 - Modelo geológico bi-dimensional para o perfil AA' (NW-SE).

5.5. MODELO GEOELÉTRICO

O estudo da eletrorresistividade na região de Monte Alegre não revelou/delimitou nenhuma anomalia termal porventura existente na área. A aplicação do método da eletrorresistividade em campos geotermiais tem sido bem sucedida, como por exemplo em Milford, Utah, onde a resistividade diminui com a profundidade devido, principalmente, à natureza salina das águas das fontes (Tripp *et al.*, 1978). Em Monte Alegre, os dados obtidos apenas evidenciaram a variação da resistividade com os litotipos e estruturas em profundidade, bem como a presença de águas subterrâneas ricas em sais dissolvidos, como será visto a seguir.

As SEVs no entorno da fonte Menino Deus mostram um nítido aumento da resistividade com a profundidade, que está relacionado com a fácies silto-arenosa (material permo-poroso) da Formação Ererê. Nos primeiros metros dessa região, o horizonte de solo é bem desenvolvido e rico em matéria orgânica, fazendo com que a resistividade seja baixa.

As SEVs executadas em outros perfis dentro da própria Formação Ererê possuem comportamento diferente das que estão em torno da fonte Menino Deus (na porção mais central da braquidobra). Elas são semelhantes às executadas na Formação Barreirinha, das quais diferem pelo fato de os valores da resistividade passarem a aumentar a partir dos 30 m de profundidade. Os baixos valores de resistividade entre a superfície e a profundidade de 30 m podem estar relacionados com uma zona em que siltitos e folhelhos estão intercalados. Após a passagem da zona saturada, a resistividade aumenta provavelmente como resultado da menor porosidade e maior compactação das rochas.

Nas SEVs realizadas na região de Inglês de Sousa sobre a Formação Barreirinha, observa-se que a resistividade diminui continuamente com a profundidade, registrando-se valores muito baixos a aproximadamente 10 m, onde se situa o nível estático da água. Esse comportamento deve ser causado pelas águas subterrâneas que são ricas em sais dissolvidos. A resistividade torna-se tão baixa que impede a penetração da corrente elétrica a profundidades maiores.

Para as SEVs executadas na Formação Alter do Chão, os valores da resistividade correspondentes ao solo predominantemente arenoso com cerca de 10-15 m de espessura estão acima de 1000 Ω .m. Os valores então passam a diminuir gradativamente com a profundidade, mas à altura dos 100 m voltam a aumentar ao atingirem planos das falhas que mergulham para leste e truncam a braquidobra. A SEV-4 reflete bem mais a influência da litologia da Formação Ererê por ter sido realizada muito próxima da zona de falha que a coloca em contato com a Formação Alter do Chão. Daí a grande semelhança de comportamento com a SEV-13.

6. CONCLUSÕES

As águas da região de Monte Alegre são composicionalmente bem distintas e foram classificadas de acordo com a predominância de seus íons. As águas termominerais são as mais homogêneas e foram classificadas em dois tipos: as bicarbonatado-sódicas, que são representadas pelas fontes Desterro (FT-20) e São Manoel (FT-21), e pela água do poço de Inglês de Sousa (FPT-5); e 2) as bicarbonatadas a cloretado-sódicas, que são as amostras da fonte do Menino Deus e FT-27. As águas subterrâneas apresentam composição variando de sulfatada a cloretado-sódica, sulfatado-magnésiana, bicarbonatado-cálcica, bicarbonatado-magnésiana e mista, enquanto as superficiais apresentam os mesmos padrões das águas subterrâneas, com exceção do primeiro. Estas variações estão intimamente relacionadas ao tipo litológico pelo qual as águas percolam.

Com base nos diagramas de atividade-atividade a 25°C, a maioria das amostras de água estudadas mostra-se em equilíbrio com a caulinita e o quartzo, notando-se que as águas termominerais da fonte Menino Deus, estudadas no período de outubro de 2002, estão em equilíbrio com a muscovita, e as amostras da fonte Menino Deus e a FT-27 estão em equilíbrio com pirofilita na estiagem.

Os dados isotópicos revelaram que as águas termominerais são de origem meteórica e que apresentam variações significativas no excesso de deutério relacionadas com a sazonalidade local.

Essas águas meteóricas infiltram-se, principalmente, ao longo das falhas que truncam a braquidobra, e atingem profundidades entre cerca de 1600 e 1900 m, quando adquirem temperaturas médias estimadas com o geotermômetro da sílica que variam de 71 (período de chuvas) a 83°C (estiagem). Essas águas são aquecidas devido ao gradiente geotérmico da área, que é em torno de 30°C/km, e chegam à superfície com temperaturas de 29 a 37°C. Essa perda é consequência de sua lenta ascensão e é provocada pela mistura com águas de circulação mais rasa e transferência térmica para as rochas.

Aplicando-se o método gravimétrico foi possível identificar um lacólito a 1,3 km de profundidade e estabelecer relações de contato com as rochas

sedimentares da bacia do Amazonas. A porção mais rasa do lacólito coincide com a porção central da braquidobra. Além disso, foi possível identificar um grábem formado pelas falhas que truncam os flancos desta estrutura, onde estão situados os principais condutos que permitem a circulação das águas termominerais.

A eletrorresistividade não delimitou/identificou nenhuma anomalia termal na área, mas foi possível registrar variações litológicas em subsuperfície e mapear falhas que truncam a braquidobra.

Apesar de as águas termominerais de Monte Alegre não possuírem temperaturas suficientemente altas para serem aproveitadas industrialmente, possuem grande potencialidade para fins turísticos e terapêuticos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALVES, D. B. & RODRIGUES, R. 1985. Origem e implicações climáticas dos minerais de argila dos folhelhos da Bacia do Médio Amazonas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2, Belém, *Anais...* SBG: v. 2, p 174 – 188.
- ANJOS, G.C. 2002. *Caracterização isotópica e aplicação de geotermômetros químicos na estimativa da temperatura das águas termominerais de Monte Alegre-PA*, Belém, UFPA. Centro de Geociências, 30p. (Trabalho de Conclusão de Curso).
- ANJOS G. C; LOPES, E. C. S.; VILLAS, R. N. N. 2005. *Estudo geoquímico de águas da região da braquianticlinal de Monte Alegre (PA) com ênfase nas fontes termominerais (no prelo)*.
- BINTENCOURT, A. V. L.; ROSA FILHO, E. S.; RINDI, E. C.; BUCHMANN FILHO, A. C. 2003. A influência dos basaltos e de misturas com águas de aquíferos sotopostos nas águas do sistema aquífero Serra-Geral na bacia do rio Piquiri, Paraná-BR. *Revista Brasileira de Águas Subterrâneas*, 17: 67-75.
- BOWSER, C. J. & JONES, B. F. 2002. Mineralogic Controls on the Composition of Natural Waters Dominated by Silicate Hidrolysis. *American Journal of Science*, 302: 582-662.
- BRAGA, A. C. O. 1999. *Métodos geoeletricos aplicados*. São Paulo. UNESP. Departamento de Geologia Aplicada, 91p.
- CAPUTO M. V., RODRIGUES, R., VASCONCELOS, D. N. N. 1972. Nomenclatura estratigráfica da bacia do Amazonas - Histórico e Atualização, In: CONG. BRAS. GEOL.,26. , Belém, *Anais...*, SBG: v. 3, p. 35-46.
- CASTANY, G. 1975. *Prospección y Explotación de las Aguas Subterráneas*. Barcelona: Omega. 738 p.
- CETESB. 1978. *Análises físico-químicas de águas-normatização técnicas*. São Paulo, CETESB.

- CETESB. 1988. *Guia de Coleta e preservação de amostras de água*. São Paulo, CETESB, 70p.
- COSTA, A. R. A. 2002. *Tectônica cenozóica e movimentação salífera na bacia do Amazonas e suas relações com a geodinâmica das placas da América do Sul, Cocos e Nazca*. Belém, UFPA, Centro de Geociências, 237p. (Dissertação de mestrado).
- COX, K. G.; BELL, J. D.; PANKHURST, R. J. 1979. *The interpretation of igneous rocks*. George Allen & Unwin, 450p.
- CRAIG H. 1961. Isotopic variations in meteoric waters. *Science* 133: 1702-1703
- CUNHA, F. M. B.; GONZAGA, F. G.; COUTINHO, L. F. C.; FEIJÓ, F. J. 1994. Bacia do Amazonas., *Boletim de Geociências PETROBRAS*, 8 (1): 47-55.
- CUSTODIO E. & LLAMAS M. R. 1976. *Hidrologia subterânea*. Ediciones Omega S.A. 1157p.
- EIRAS, J. F.; BECKER, C. R.; SOUZA, E. M.; GONZAGA, F. G.; SILVA, J. G. F.; DANIEL, L. M.F.; MATSUDA, N. S.; FEIJÓ, F. J. 1994. Bacia do Solimões. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, 8 (1): 17-46.
- FAURE, G. 1998. *Principles and Applications of Geochemistry*. New York, Prentice Hall, 600 p.
- FAVARA, R.; GRASSA, F.; INGUAGGIATO, S.; D'AMORE, F. 1998. Geochemical and hydrogeological characterization of thermal springs in western Sicily, Italy. *Journal of volcalogy and geothermal research*, 84: 125-141.
- FETTER, C. W. 1994. *Applied hydrogeology*. 3 ed. New Jersey, Prentice Hall, 619p.
- FOURNIER, R. O. 1981. Application of water geochemistry to geothermal exploration and reservoir engineering. In: RYBACK, L. & MUFFLER, L. J. P. (ed.) *Geothermal Systems: Principles and Case Histories*. New York, Wiley. p. 109-143.

- FOURNIER, R. O. 1985. The behavior of silica in hydrothermal solutions. In: BERGE, B. R. & BETHKE, P. M. (ed) *Geology and geochemistry of epithermal systems*. p. 45-61 (Rev. Econ. Geol., 2).
- FOURNIER R. O. & POTTER II, R. W. 1982. A revised and expanded silica (quartz) geothermometer. *Geothermal Research Council Bull.* 11: 3-9.
- FOURNIER R. O. & TRUESDELL A. H. 1973. An empirical Na-K-Ca geothermometer for natural waters. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 37: 1255-1275
- GARRELS, R. M. & CHRIST, C. L. 1965. *Solutions, minerals, and equilibria*. New York, Harper & Row. 450p.
- GAT, J. R. 1981. Isotopic fractionation. In: GAT, J. R. & CONFANTINI, R. *Stables Isotope Hydrology: Deuterium and Oxygen-18 in the Water Cycle*. International Atomic Energy Vienna Agency. 336p. (Technical reports serie, 210).
- HANNINGTON, M.D.; POULSEN, K.H.; THOMPSON, J.F.H.; SILLITOE, R.H. 1998. Volcanogenic gold in the massive sulfide environment. In: BARRIE, C.T. & HANNINGTON, M.D. (ed.) *Volcanic-associated massive sulfide deposits: processes and examples in modern and ancient settings*. p.325-356. (Rev. Econ. Geol., 8)
- HELGESON, H. G.; BROWN, T. H.; LEEPER, R. H. 1969. *Handbook of theoretical activity diagrams depicting chemical equilibria in geologic systems involving an aqueous solution at one atm and 0o to 300°*. San Francisco, Freeman, Cooper & Co., 253p.
- HEM, J. D. 1970. *Study and interpretation of the chemical characteristics of natural waters*. Geol. Survey Water-Supply. 363p. (Paper 1473)
- INMET (Instituto Nacional de Meteorologia). 2005. Disponível em: www.inmet.gov.br/climatologia/combo_climatologia_C.html acesso em: 25.01.2005.
- LOPES, E. C. S. 2002. *As Águas da Região da Braquidobra de Monte Alegre, PA: Classificação, Equilíbrio Químico e Interação com Rochas Sedimentares da*

- Bacia do Amazonas, Belém, UFPA. Centro de Geociências, 42p. (Trabalho de Conclusão de Curso).
- LUIZ, J. G. & SILVA, L. M. C. 1983. *Curso de geofísica de prospecção*. Belém. UFPA. Centro de Geociências, 263 p.
- LUIZ, J. G. & SILVA, L. M. C. 1995. *Geofísica de prospecção*. Belém. UFPA. Editora CEJUP. 311p.
- MABEY, D.R.; HOOVER, D.B.; O'DONNELL, J.E.; WILSON, C.W. 1978. Reconnaissance Geophysical Studies of the Geothermal System in Southern Raft River Valley, Idaho. *Geophysics*, 43 (7): 1470-1484.
- MERLIVAT, L. & JOUZEL, J. 1984. Global climatic interpretation of the Deuterium-Oxygen 18 relationship for precipitation. *Journal Geophysical Research*, 84: 5029-5033.
- NORTON, D.L.; GERLACH, T.; KNIGHT, J.; VILLAS, R. N.; KNAPP, R. 1975. Processes in pluton environments. In: HYDROTHERMAL systems – Notebook, Part B, Department of Geosciences. Tucson, University of Arizona, (inédito).
- PASTANA S.M.N. (org.). 1976. *Projeto sulfetos de Alenquer-Monte Alegre*. Belém, DNPM/CPRM. (Relatório técnico parcial).
- PASTANA, S. M. N (org.). 1999. *Síntese geológica e favorabilidade para tipos de jazimentos minerais do Município de Monte Alegre-PA*. Belém, CPRM/PRIMAZ. 34p. (Relatório técnico).
- PETROBRAS. 1969. *Perfil litológico do poço 1-MA-0001-PA, Monte Alegre-Pará*. (Relatório Interno).
- PETROBRAS. 1984. *Estudo geotérmico da bacia do médio amazonas e sua implicação nas análises estratigráficas e estruturais*. Rio de Janeiro, CENPES 50p. (Relatório interno)
- REIS, C. M.; TANCREDI, A. C. F. N. S.; MATSUI, E.; SALATI, E. 1977. Caracterização das águas da região de Marajó através de concentrações de O¹⁸ e D. *Acta Amazonica* 7(2): 209-222.

- SILVA, J.B.C. & BARBOSA, V.C.F. 2005. Interactive gravity inversion. *Geophysics*, **(no prelo)**.
- TANCREDI, A. C. F. N. S. 1996. *Recursos hídricos subterrâneos de Santarém*,. Belém, UFPA, Centro de Geociências, 153p. (Tese de Doutorado)
- TANCREDI, A. C. F. N. S. & SILVA, A. R. B. 1977. *Reconhecimento hidrogeológico das fontes termais de Monte Alegre*. Belém, SEPLAN/IDESP. 50p. (Relatório técnico).
- TASSINARI, C.C.G. & MACAMBIRA, M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian craton. *Episodes*, 22:174-182.
- TAYLOR, H. P. 1979. Oxygen and hydrogen isotope relationships in hydrothermal mineral deposits. In: BARNES, H. L. (ed.). *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. 2. ed. New York. John Wiley & Sons. p.236-277.
- TRIPP, A.C.; WARD, S.H.; SILL, W.R.; SWIFT, C.M.; PETRICK, W.R. 1978. Electromagnetic and Schlumberger Resistivity Sounding in the Roosevelt Hot Springs KGRA. *Geophysics*, 43 (7): 1450-1469.
- TRUESDELL, A.H 1984. Chemical geothermometers for geothermal exploration. In: HENLEY, R. W.; TRUESDELL, A.H.; BARTON Jr., P. B.; WHITNEY, J. A. C. (ed.) *Fluid-Mineral equilibria in hydrothermal systems*. Society of Economic Geologists, p.31-43. (Reviews in Economic Geology, 1).
- VALETON, Ida. 1972. *Bauxites*. Amsterdam. Elsevier Publishing Company. 226p. (Developments in soil science, 1).
- VERMA, S. P. & SANTOYO, E. 1997. New improved equations for Na/K, Na/Li and SiO₂ geothermometers by outlier detection and rejection. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*.79: 9-23.
- VIANA , E. A. 2002. *Estudo geológico e geoquímico das águas térmicas de Monte Alegre, Pará*. Belém. Universidade Federal do Pará – Centro de Geociências. 57p. (Trabalho de conclusão de curso).

- YAMASOE, M. A.; ARTAXO, P.; MIGUEL, A. H.; ALLEN, A. G. 2000. Chemical composition of aerosol particles from direct emissions of vegetation fires in the Amazon Basin: water-soluble species and trace elements. *Atmospheric Environment*, 34: 1641-1653.
- ZOHDY, A.A.R. & BISDORF, R.J. 1989. *Programs for the automatic processing and interpretation of schlumberger sounding curves in quickbasic 4.0*. U.S. Geological Survey, 19 p. (Open.file report 89-137 A & B).

ANEXO

Anexo A - Anomalias Bouguer (mgal) calculadas para cada estação gravimétrica em 4 perfis gravimétricos.

Longitude	Latitude	Anomalia Bouguer (mgal)	Longitude	Latitude	Anomalia Bouguer (mgal)
540427	15948	-1,42	540448	15755	-8,7
540455	15943	-1,54	540441	15725	-8,35
540524	15935	-1,24	540430	15711	-8,14
540550	15918	-4,89	540441	15706	-5,36
540608	15855	-6,26	540451	15638	-0,76
540623	15828	-4,71	540455	15613	-1,49
540644	15806	1,56	540527	15530	-1,68
540700	15742	1,54	540544	15435	-5,28
540717	15718	0,73	540552	15335	-8,68
540738	15658	-7,16	540551	15236	-12,71
540803	15639	-1,24	540644	15235	-11,28
540827	15625	-2,68	540744	15333	-11,4
540854	15617	-3,02	540842	15221	-12,31
540919	15602	-4,33	540940	15215	-13,64
540949	15609	-6,5	541020	15255	-13,17
541018	15616	-4,67	541104	15330	-12,67
541047	15626	-4,24	541203	15333	-12,24
541116	15636	-3,23	541224	15335	-12,03
541145	15643	-1,58	541236	15410	-10,87
541215	15644	-3,26	541302	15505	-8,73
541244	15639	-3,9	541252	15602	-4,32
541310	15640	-4,41	541253	15640	-2,44
541336	15627	-5,25	541311	15641	-1,93
541407	15623	-6,11	541351	15722	-2,13
541433	15618	-7,39	541343	15821	0,56
541458	15607	-8,64	541408	15905	2,3
541522	15557	-9,42	541435	15951	3,22
541537	15533	-11,51	541427	20051	4,51
541550	15533	-10,92	541359	20140	6,46
541603	15540	-10,49	541355	20212	5,07
541619	15540	-11,16	541346	20240	2,51
541633	15538	-11,51	541336	20310	2,31
541648	15533	-12,57	541341	20338	2,71
541703	15531	-13,1	541340	20408	2,35
541716	15525	-13,04	541338	20438	1,84
541730	15520	-14,73	541321	20503	2,37
541745	15516	-15,25	541321	20533	1,79
541800	15515	-15,73	541324	20602	1,9
541805	15543	-13,31	541324	20631	1,33
541824	15606	-12,48	541325	20702	1,07
541850	15620	-13,23	541307	20727	0,33
541920	15625	-14,37	540353	15631	-6,83
541947	15641	-14,89	540340	15530	-1,83
541351	15623	-7,2	540313	15439	-6,63

541402	15556	-8,68
541407	15527	-13,24
541358	15458	-12,24
541344	15431	-12,51
541334	15402	-14,04
541336	15345	-16,38
541338	15328	-18,25
541341	15315	-22,4
541345	15300	-29,67
541344	15245	-25,11
541343	15230	-23,74
540511	15923	-1,83
540504	15853	-5,04
540450	15824	-8,67

540246	15348	-10,54
540254	15248	-10,79
540238	15150	-15,85
540223	15054	-19
540203	14957	-20,26
540144	14903	-23,69
540110	14820	-26,27
540054	14721	-28,93
540040	14622	-32,58
540025	14524	-35,54
540034	14426	-41,7
540000	14338	-42,35
540014	14245	-44,56