



UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
CENTRO DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

ROBÉRIO BÔTO DE AGUIAR

**CARACTERIZAÇÃO SISTEMÁTICA DO AQUÍFERO SERRA GRANDE NA
PORÇÃO NORDESTE DA BACIA SEDIMENTAR DO PARNAÍBA**

FORTALEZA

2017

ROBÉRIO BÔTO DE AGUIAR

CARACTERIZAÇÃO SISTEMÁTICA DO AQUÍFERO SERRA GRANDE NA
PORÇÃO NORDESTE DA BACIA SEDIMENTAR DO PARNAÍBA

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal do Ceará, como parte dos requisitos para a obtenção do título de Doutor em Geologia. Área de Concentração: Hidrogeologia.

Orientadora: Prof^a. Dra. Sônia Maria Silva Vasconcelos.

Coorientador: Prof. Dr. Itabaraci Nazareno Cavalcante.

FORTALEZA

2017

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação
Universidade Federal do Ceará
Biblioteca Universitária

Gerada automaticamente pelo módulo Catalog, mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

- A232c Aguiar, Robério Bôto de.
Caracterização sistemática do aquífero Serra Grande na porção nordeste da Bacia Sedimentar do Pamaíba / Robério Bôto de Aguiar. – 2017.
169 f. : il. color.
- Tese (doutorado) – Universidade Federal do Ceará, Centro de Ciências, Programa de Pós-Graduação em Geologia, Fortaleza, 2017.
Orientação: Profa. Dra. Sônia Maria Silva Vasconcelos.
Coorientação: Prof. Dr. Itabaraci Nazareno Cavalcante.
1. Água Subterrânea. 2. Bacia Sedimentar. 3. Aquífero Serra Grande. I. Título.

CDD 551

ROBÉRIO BÔTO DE AGUIAR

CARACTERIZAÇÃO SISTEMÁTICA DO AQUÍFERO SERRA GRANDE NA
PORÇÃO NORDESTE DA BACIA SEDIMENTAR DO PARNAÍBA

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal do Ceará, como parte dos requisitos para a obtenção do título de Doutor em Geologia. Área de Concentração: Hidrogeologia.

Aprovada em: _____/_____/_____

BANCA EXAMINADORA

Prof^a. Dra. Sônia Maria Silva Vasconcelos (Orientadora)
Universidade Federal do Ceará (UFC)

Prof. Dr. Raimundo Mariano Gomes Castelo Branco
Universidade Federal do Ceará (UFC)

Dr. Claudio Luiz Rebello Vidal
Consultor em Hidrogeologia e Meio Ambiente

Dra. Zulene Almada Teixeira
Companhia de Gestão dos Recursos Hídricos do Ceará (Cogerh)

Prof. Dr. Mickaelon Belchior Vasconcelos
Companhia de Pesquisa dos Recursos Minerais (CPRM) e
Universidade de Fortaleza (Unifor)

A Deus.

Aos meus pais.

A minha esposa e filhas.

AGRADECIMENTOS

A CPRM - Serviço Geológico do Brasil, pela minha liberação para a realização desta tese e pela cessão dos principais dados utilizados neste estudo, além, do apoio financeiro e operacional em todas as etapas da pesquisa. Ressalto o Chefe de Residência, Darlan Maciel, e o Assistente da DHT, Jaime Quintas, que não pouparam esforços para minha liberação e realização das etapas de campo e viagem para o intercâmbio em Portugal.

À CAPES, pelo apoio financeiro que permitiu meu intercambio no Centro de Recursos Naturais e Ambiente (Cerena), vinculado ao Instituto Superior Técnico da Universidade de Lisboa;

Ao Cerena, na pessoa do Prof. Dr. Henrique Garcia, que me acolheu e disponibilizou os meios necessários para realização das minhas pesquisas em Portugal. Aos seus funcionários: Júlia, Elisa e Paulo por todo apoio e preciosas dicas que facilitaram minha estada em Lisboa.

Ao Programa de Pós-Graduação em Geologia (PPGG/UFC), por seus coordenadores, professores e funcionários sempre dedicados e solícitos. Destaco a minha orientadora Profa. Dra. Sônia Vasconcelos, pelo trabalho incansável de orientação, de ajuda na redação dos textos e nas valiosas discussões sobre as características do aquífero, além dos ensinamentos sobre hidrogeológica e geoestatística.

Ao Laboratório de Geofísica de Prospecção e Sensoriamento Remoto (LGPSR/UFC), em especial ao Prof. Dr. Mariano Castelo Branco, pelos esclarecimentos e discussões sobre os levantamentos gravimétricos realizados na área de pesquisa. Agradecer também ao Prof. Dr. José Márcio Lins Marinho e ao Geol. Msc. Walber Cordeiro, pelo incentivo, amizade e ensinamentos repassados durante a etapa de campo no levantamento geoeletrico.

Aos meus amigos da CPRM-Fortaleza, pelo companheirismo, incentivo e colaboração em diversas situações. Em especial, para Oderson, Maurílio, Mauro Lisboa, José Alberto (*in memoria*), Rafael, Liano, Chico Pessoa, Giovania, Felipe Grandjean, Mickaelon, Edson Mendonça e Eriveldo.

A minha mãe, esposa, filhas e irmãos, pelo amor, carinho e compreensão diante de todas minhas ausências. Ao meu amigo e cunhado Emanuel Costa Ribeiro (*in memoria*) pelo exemplo de luta, perseverança, caráter e dignidade.

“A tarefa não é tanto ver aquilo que ninguém viu, mas pensar o que ninguém ainda pensou sobre aquilo que todo mundo vê.”

(Arthur Schopenhauer)

RESUMO

Esta pesquisa pretende ampliar o conhecimento sobre o potencial hídrico do aquífero Serra Grande, especificamente, na porção nordeste da Bacia Sedimentar do Parnaíba, visando identificar os vários subsistemas e respectivas interações, responsáveis pelas características do sistema aquífero. Os estudos iniciaram pelo levantamento do conhecimento existente através de pesquisa bibliográfica, passando pela caracterização geológica e geométrica desta porção da bacia e culminaram na caracterização hidrogeológica propriamente dita. Foram realizadas oitenta sondagens elétricas verticais, que investigaram até 750 m de profundidade, e detectaram duas zonas aquíferas separadas por camada resistiva. As interpretações dessas sondagens estimam que as espessuras saturadas, mais frequentes, do aquífero estão em torno de 300 m. O levantamento gravimétrico realizou quinhentas novas estações e constatou que o arcabouço da bacia é bastante irregular, com várias anomalias positivas e negativas, condizentes com sistemas de grabens e *horsts*, relacionadas ao Lineamento Transbrasiliano. O mapa potenciométrico foi gerado através de krigagem ordinária, usando o modelo linear considerando o modelo isotrópico e anisotrópico, e usando parâmetros obtidos a partir de variogramas ajustados ao modelo esférico (modelo anisotrópico). Comparando os valores estimados com os medidos, verificou-se que o tipo de modelo teórico empregado não interfere no resultado. As transmissividades determinadas para o aquífero, a partir da interpretação de 58 testes de bombeamento, apresentam grande variação, com valores oscilando entre $3,55 \times 10^{-2}$ a $1,01 \times 10^{-1} \text{ m}^2/\text{h}$. O balanço hídrico foi usado para estimar a quantidade de água da chuva disponível para a recarga subterrânea que foi avaliada em $2,8 \times 10^9 \text{ m}^3$, representando cerca de 22% da precipitação média anual na área. A reserva permanente do aquífero Serra Grande foi estimada em $113 \times 10^9 \text{ m}^3$, enquanto sua potencialidade ou reserva explorável totalizou $11,6 \times 10^9 \text{ m}^3/\text{ano}$. A visão sistêmica, que está na base deste estudo, permite uma compreensão científica mais aprimorada do aquífero, sem a qual não será possível geri-lo convenientemente. Com isto, espera-se que as informações geradas sirvam para fomentar o uso adequado dos recursos hídricos e, conseqüentemente, o desenvolvimento socioeconômico sustentável da região.

Palavras-chave: Hidrogeologia. Bacia Sedimentar. Aquífero Serra Grande.

ABSTRACT

This research intends to extend the knowledge about the groundwater of the Serra Grande aquifer, specifically, in the northeastern portion of the Parnaíba sedimentary basin, aiming to identify the various subsystems and their interactions, responsible for the characteristics of the aquifer system. The study began by surveying of existing knowledge through bibliographical research about geological and geometrical characterization of this portion of the basin. 80 electric vertical soundings were performed, which investigated up to 750 m deep, and detected two aquifer zones separated by a resistive layer. The interpretations of these surveys estimate that the more frequent saturated thicknesses of the aquifer are about 300 m. The gravimetric survey held 500 new stations and found that the basin framework is quite irregular, with several positive and negative anomalies, similar to those present in grabens and horsts systems, related to the Transbrasilian lineament. The potentiometric map was generated by ordinary kriging, using the linear model (isotropic and anisotropic) and using parameters defined by variograms fitted to the spherical model (anisotropic). Comparing the estimated values with those measured, it was found that the kind of theoretical model employed does not interfere in the result. The transmissivities determined for the aquifer from the interpretation of 58 pumping tests presented large variation, with values ranging from 3.55×10^{-2} to 1.01×10^{-1} m²/h. The water balance was used to estimate the amount of water available for groundwater recharge, that was valued at 2.8×10^9 m³, representing about 22% of the annual average rainfall in the area. The permanent reserve of Serra Grande aquifer was estimated at 113×10^9 m³, while its potentiality or exploitable reserve is about 11.6×10^9 m³/year. The systematic view, which is the basis of this study, improved the scientific understanding of the aquifer, without which is not possible to manage it properly. It is hoped that the presented data will improve the proper use of water resources in the area, and consequently, the sustainable socioeconomic development of the region.

Keywords: Hydrogeology. Sedimentary Basin. Serra Grande Aquifer.

LISTA DE FIGURAS

Figura 3.1 – Esquema básico para o arranjo Schlumberger, com $MN < AB/5$.	24
Figura 3.2 – Unidades transmissora (esquerda) e receptora (direita) utilizadas na aquisição dos dados elétricos (SEV's) em campo (A). Disposição da base de operação das sondagens e equipamentos utilizados (B).	25
Figura 3.3 – Distribuição geográfica das sondagens elétricas verticais (SEV's) na área pesquisada.	27
Figura 3.4 – Distribuição espacial das estações gravimétricas na porção nordeste da bacia do Parnaíba.	30
Figura 3.5 – Gravímetro Scintrex-CG5 utilizado nas campanhas de campo (A). Implantação de uma estação para aquisição gravimétrica e planialtimétrica (B).	31
Figura 3.6 – Pluviometria total média para os anos de 2009 a 2015, em referência ao valor médio.	33
Figura 3.7 – Distribuição espacial dos poços nivelados nas etapas de campo.	34
Figura 3.8 – Tipos de testes de bombeamento: a) Teste de aquífero e; b) Teste de produção.	37
Figura 3.9 – Afloramento do arenito Serra Grande, próximo ao açude Jaburu I, mostrando o sistema de fraturas ortogonais e o grau de silicificação dos blocos da matriz arenítica.	40
Figura 4.1 – Mapa de localização da área de pesquisa e das principais cidades da região com seus limites municipais.	49
Figura 4.2 – Mapa de solos da borda nordeste da Bacia do Parnaíba.	52
Figura 4.3 – Mapa dos tipos de vegetação predominantes na borda nordeste da Bacia do Parnaíba.	55
Figura 4.4 – Mapa da rede hidrográfica da borda nordeste da Bacia do Parnaíba.	57
Figura 4.5 – Distribuição das precipitações médias mensais na borda nordeste da Bacia Sedimentar do Parnaíba e no seu entorno, para o período médio de 50 anos de observação.	59
Figura 4.6 – Distribuição das precipitações anuais e principais estiagens ocorridas entre 1980 a 2015.	60

Figura 4.7 –	Precipitações totais anuais entre 2009 e 2015 nos principais postos pluviométricos da borda nordeste da Bacia do Parnaíba.	60
Figura 4.8 –	Vista aérea do açude Jaburu I, construído em 1983, no município de Ubajara (CE), com capacidade de acumular 141.000.000 m ³ de água.	63
Figura 5.1 –	Unidades geotectônicas da Província Parnaíba com destaque, em vermelho, para a localização da área de estudo.	65
Figura 5.2 –	Mapa geológico do arcabouço estrutural da borda nordeste da Bacia do Parnaíba. Domínios estruturais: DMC – Médio Coreaú; DCC – Ceará Central. Zonas de cisalhamento: ZCG – Granja; ZCSPII – Sobral–Pedro II; ZCCI – Café-Ipueiras; ZCT - Tauá. LTB – Lineamento Transbrasiliano	67
Figura 5.3 –	Perfil do poço 2-CP-1-MA, utilizado por Góes e Feijó (1994) como perfil de referência do Grupo Serra Grande.	71
Figura 5.4 –	Afloramento da Formação Ipu na margem direita da rodovia CE-257 no sentido de Ipueiras à Croatá, no Ceará. (A) Visão ampliada do diamictito e (B) Detalhe dos seixos de xistos, granitos e quartzo que compõe este litótipo.	73
Figura 5.5 –	Localização dos perfis realizados durante a etapa de campo para revisão lito-estrutural na borda nordeste da Bacia do Parnaíba.	76
Figura 5.6 –	Aspectos do ortognaisse alterado do Complexo Granja (A) e do arenito grosseiro da Formação Ipu com grânulos de quartzo, feldspato e minerais máficos (B).	77
Figura 5.7 –	Aspecto da foliação no metassiltito (A) e detalhe do silexito (B), ambos resultantes da influência da granitogenese Meruoca/Mucambo sobre as rochas cambrianas do embasamento.	79
Figura 5.8 –	Biotita-gnaiss com veio de quartzo injetado por entre o bandamento gnaissico (A) e conglomerado com seixos centimétricos em estratos plano-paralelos da Formação Ipu.	80
Figura 5.9 –	Afloramento da Formação Tianguá na cidade de Poranga (CE). Estratos de arenitos finos a médios sobrepostos a siltitos, com lâminas de argilitos. Seção vertical de 4 m, com destaque para a falha normal (F) com deslocamento de cerca de 0,5 m.	81
Figura 5.10 –	Contato do diamictito (Formação Riachão?) com o conglomerado da Formação Ipu, base do Grupo Serra Grande (A) e detalhe da matriz máfica e clastos do diamictito (B).	81

Figura 5.11 – Afloramento da Formação Tianguá, Grupo Serra Grande, na localidade de Tranqueira, município de Buriti dos Montes (PI). (A) Siltito e (B) Arenito fino claro, com bioturbação.	83
Figura 5.12 – Nível sedimentar com maior energia dentro de sequência marinha transgressiva, Formação Tianguá do Grupo Serra Grande. (A) arenito médio a grosso, com estratificação cruzada de pequeno porte; (B) Sentido de marcas de ondulação apontado pela caneta.	83
Figura 6.1 – Histograma de frequência para as aberturas de AB/2 nas sondagens elétricas verticais (SEV's) realizadas na borda nordeste da Bacia Sedimentar do Parnaíba.	84
Figura 6.2 – Histograma de frequência para as profundidades investigadas nas sondagens elétricas verticais (SEV's) realizadas na borda nordeste da Bacia Sedimentar do Parnaíba.	85
Figura 6.3 – Distribuição espacial dos agrupamentos de sondagens elétricas verticais (SEV's).	86
Figura 6.4 – Localização das seções geoeletricas e respectivas sondagens elétricas verticais (SEV's).	87
Figura 6.5 – Seção geoeletrica A-B, localizada ao longo da rodovia federal BR-222, entre as cidades de Tianguá (CE) e São João da Fronteira (PI).	88
Figura 6.6 – Seção geoeletrica C-D, ao longo das rodovias estaduais CE-232 e PI-213, que liga as cidades de Tianguá (CE) e Cocal (PI).	89
Figura 6.7 – Seção geoeletrica E-F, ao longo da rodovia federal BR-404, que liga os municípios de Poranga (CE) e Pedro II (PI).	90
Figura 6.8 – Seção geoeletrica G-H, localizada entre os municípios de São Miguel do Tapuio (PI) e Crateús (CE).	90
Figura 6.9 – Seção geoeletrica I-J, localizada entre os municípios de Guaraciaba do Norte e São Benedito, ambos no estado do Ceará.	90
Figura 6.10 – Seção geoeletrica L-K, localizada entre os municípios de Ipu e Carnaubal, ambos no estado do Ceará.	90
Figura 6.11 – Mapa de estimativa da profundidade mínima do topo do embasamento cristalino na borda nordeste da Bacia Sedimentar do Parnaíba.	92
Figura 6.12 – Histograma de frequência das espessuras (sub) estimadas do aquífero Serra Grande, na borda nordeste da Bacia do Parnaíba.	93

Figura 6.13 – Mapa de anomalias Bouguer da borda nordeste da Bacia Sedimentar do Parnaíba, com a distribuição espacial das estações gravimétricas.	95
Figura 6.14 – Mapa de anomalias gravimétricas Bouguer residuais da borda nordeste da Bacia Sedimentar do Parnaíba, com a localização dos principais lineamentos estruturais e perfis gravimétricos utilizados na modelagem gravimétricas 2-D.	96
Figura 6.15 – Primeira derivada vertical do campo gravitacional anômalo com a localização das nuvens de soluções da Deconvolução de Euler 3D, das principais estruturas gravimétricas interpretadas e os perfis gravimétricos utilizados na modelagem gravimétrica 2D.	99
Figura 6.16 – Interpretação gravimétrica na borda nordeste da Bacia Sedimentar do Parnaíba, com a localização das principais estruturas e perfis gravimétricos utilizados na modelagem.	100
Figura 6.17 – Arquitetura interna da borda nordeste da Bacia Sedimentar do Parnaíba, com as estimativas de profundidades do topo do embasamento e localização dos perfis gravimétricos utilizados na modelagem 2-D.	102
Figura 6.18 – Modelagem gravimétrica 2D da seção A-A': com curva gravimétrica observada (1); modelo teórico com as densidades adotadas (2) e; interpretação geológica para o modelo teórico proposto (3).	104
Figura 6.19 – Modelagem gravimétrica 2D da seção B-B': com curva gravimétrica observada (1); modelo gravimétrico com as densidades adotadas (2) e; interpretação geológica para o modelo teórico proposto (3).	105
Figura 6.20 – Modelagem gravimétrica 2D da seção C-C', com (1) curva gravimétrica observada; (2) modelo gravimétrico com as densidades adotadas e; (3) interpretação geológica para o modelo teórico proposto.	107
Figura 7.1 – Seção geológica esquemática da Bacia Sedimentar do Parnaíba, na direção NE-SW, entre as cidades de Tianguá (CE) e Teresina (PI).	113
Figura 7.2 – Distribuição espacial dos pontos d'água cadastrados na borda nordeste da Bacia Sedimentar do Parnaíba, conforme o banco de dados do Siagas/CPRM.	117
Figura 7.3 – Distribuição espacial dos poços tubulares pertencentes a rede de poços da área.	119

Figura 7.4 – Mapas potenciométricos do aquífero livre Serra Grande, referente às medidas de nível efetuadas em novembro/2009 (A), maio/2010 (B) e abril/2011 (C)	122
Figura 7.5 – Variogramas ajustados nas direções de maior (0°) e menor (90°) amplitude para a variável carga hidráulica (h) nas três etapas: a) outubro/2009; b) maio/2010 e; c) abril/2011.	123
Figura 7.6 – Diagramas de dispersão dos valores de carga hidráulica nas etapas de: (a) outubro de 2009, (b) maio de 2010 e (c) abril de 2011.	125
Figura 7.7 – Interpretação do teste de bombeamento, pelo método de Hantush, no poço da Rimas, localizado no município de Buriti dos Lopes (PI), com transmissividade (T) de $4,9 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{h}$.	127
Figura 7.8 – Interpretação do teste de bombeamento, pelo método de Theis, no poço tubular localizado em Porteiras, município de Ubajara (CE), com transmissividade (T) de $2,48 \times 10^{-2} \text{ m}^2/\text{h}$.	127
Figura 7.9 – Interpretação do teste de bombeamento, pelo método de Dupla Porosidade, no poço localizado no município de Guaraciaba do Norte (CE), com transmissividade (T) de $2,35 \times 10^{-2} \text{ m}^2/\text{h}$.	127
Figura 7.10 – Distribuição espacial dos poços tubulares cujos testes de bombeamento foram analisados nesta pesquisa.	128
Figura 7.11 – Correlação linear da capacidade específica com a transmissividade, obtida a partir dos testes de bombeamento calculados pelo método de Hantush.	131
Figura 7.12 – Mapa de distribuição espacial da transmissividade do aquífero Serra Grande na porção nordeste da Bacia Sedimentar do Parnaíba.	132
Figura 8.1 – Distribuição espacial dos postos pluviométricos utilizados na elaboração do balanço hídrico da borda nordeste da Bacia do Parnaíba.	136
Figura 8.2 – Mapa de isolinhas de infiltração efetiva calculada para a borda nordeste da Bacia do Parnaíba.	138
Figura 8.3 – Pluviometria média anual para o período de 2009 a 2015 na borda nordeste da Bacia do Parnaíba. A linha vermelha representa a precipitação média anual (1000 mm) para a área de estudo.	140
Figura 8.4 – Variação do nível d'água em dois poços monitorados pelo Serviço Geológico do Brasil na área de estudo, localizados em: (A) Cocal dos Alves (PI) e; (B) Domingos Mourão (PI).	141

Figura 9.1 – Descarte inadequado de resíduos sólidos nos municípios de Guaraciaba do Norte (A) e Ubajara (B). 145

Figura 9.2 – Vista geral de captação em Ipaporanga. (A) Disposição dos poços 1 (produtor) e 2 (abandonado); (B) Detalhe do poço 1 revestido com filtro na parte externa. 146

LISTA DE TABELA

Tabela 4.1 –	Relação dos municípios inseridos, em parte ou totalmente, na área de estudo, com o respectivo Estado.	48
Tabela 6.1 –	Síntese das litologias e das densidades utilizadas nas modelagens das seções gravimétricas na borda nordeste da Bacia Sedimentar do Parnaíba.	103
Tabela 7.1 –	Sequência dos aquíferos da Bacia Sedimentar do Parnaíba, com as respectivas espessuras e litologias.	112
Tabela 7.2 –	Parâmetros hidráulicos obtidos com a interpretação dos testes de bombeamento pelos métodos de Theis, Hantush e Cooper e Jacob.	115
Tabela 7.3 –	Estatística descritiva dos principais parâmetros dos poços tubulares da área de estudo.	119
Tabela 7.4 –	Estatística descritiva dos principais parâmetros dos poços tubulares da rede de poços.	119
Tabela 7.5 –	Análise estatística descritiva da variável carga hidráulica (h) para as três etapas de medição do nível estático.	120
Tabela 7.6 –	Parâmetros utilizados para definir a malha de estimação por krigagem.	124
Tabela 7.7 –	Estatística dos valores residuais da krigagem ordinária para os três modelos teóricos em cada uma das etapas de medição do nível d'água.	124
Tabela 7.8 –	Relação dos poços com teste de bombeamento analisados e seus respectivos parâmetros e coordenadas geográficas.	129
Tabela 7.9 –	Estatística descritiva dos valores de transmissividade, em m ² /h.	130
Tabela 7.10 –	Outros valores de transmissividade para o aquífero Serra Grande na Bacia Sedimentar do Parnaíba.	130
Tabela 8.1 –	Postos pluviométricos utilizados para elaboração do balanço hídrico da borda nordeste da Bacia Sedimentar do Parnaíba.	135
Tabela 8.2 –	Postos pluviométricos com os respectivos valores das médias totais anuais de precipitação (PPT), evapotranspiração potencial (ETP), infiltração efetiva calculada (Ie) e percentagem (%) de água disponível para infiltração no solo.	137
Tabela 8.3 –	Estimativa de recarga subterrânea para a borda nordeste da Bacia do Parnaíba.	139

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	18
2	OBJETIVOS	21
3	MÉTODOS E FUNDAMENTOS TEÓRICOS	22
3.1	Caracterização Geológica	23
3.2	Caracterização Geofísica	23
3.2.1	<i>Método de eletrorresistividade</i>	24
3.2.2	<i>Método gravimétrico</i>	28
3.3	Caracterização Hidrogeológica	32
3.3.1	<i>Elaboração de mapas potenciométricos</i>	32
3.3.2	<i>Determinação dos parâmetros hidrodinâmicos</i>	36
3.3.3	<i>Elaboração do balanço hídrico</i>	42
3.3.4	<i>Estimativa das reservas hídricas subterrâneas</i>	46
4	CARACTERÍSTICAS GERAIS DA ÁREA	48
4.1	Localização e Acesso	48
4.2	Geomorfologia	50
4.3	Solos	51
4.4	Vegetação	54
4.5	Hidrografia	56
4.6	Aspectos Climáticos	58
4.6.1	<i>Precipitação pluviométrica</i>	59
4.6.2	<i>Temperatura</i>	61
4.6.3	<i>Classificação climática</i>	61
4.7	Uso dos Recursos Hídricos	62
5	CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS DA ÁREA	64
5.1	Arcabouço Pré-Siluriano da Bacia Sedimentar do Parnaíba	65
5.2	Bacia Sedimentar do Parnaíba	69
5.3	Grupo Serra Grande	70
5.3.1	<i>Formação Ipu</i>	72
5.3.2	<i>Formação Tianguá</i>	73
5.3.3	<i>Formação Jaicós</i>	74
5.4	Atualização Geológica de Campo	75

6	CARACTERIZAÇÃO GEOMÉTRICA POR MÉTODOS GEOFÍSICOS	84
6.1	Eletrorrestividade	84
6.2	Gravimetria	94
7	CARACTERIZAÇÃO HIDROGEOLÓGICA	109
7.1	Aquífero Serra Grande	112
7.2	Pontos de Captação de Água Subterrânea	116
7.3	Mapas Potenciométricos	120
7.4	Parâmetros Hidrodinâmicos	126
8	ESTIMATIVA DA RECARGA HÍDRICA SUBTERRÂNEA	134
8.1	Método do Balanço Hídrico	134
8.2	Método da Flutuação do Nível Potenciométrico	139
9	GESTÃO DOS RECURSOS HÍDRICOS SUBTERRÂNEOS	142
9.1	Aspectos Legais	143
9.2	Uso e Ocupação do Solo	144
9.3	Vulnerabilidade do Aquífero	147
9.4	Reservas e Disponibilidades Hídricas Subterrâneas	149
9.5	Proposta de Gestão e Monitoramento do Aquífero	151
10	CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	153
	REFERÊNCIAS	158

1 INTRODUÇÃO

O Brasil apresenta uma grave deficiência no conhecimento do potencial hídrico de seus aquíferos e do seu atual estágio de exploração. Os estudos regionais são escassos e encontram-se defasados. Mais recentemente, a identificação de aquíferos contaminados tem estimulado o desenvolvimento de estudos mais detalhados em áreas frequentemente pequenas (BRASIL, 2003).

Segundo Costa (1996), a avaliação de reservas, potencialidades e disponibilidades das águas subterrâneas na região nordeste, assim como em todo o Brasil, é ainda muito imprecisa. Os estudos regionais, em nível de reconhecimento, foram executados nas décadas de 60 e 70 e desde então não foi efetuado um estudo de detalhamento para quantificação precisa desses valores, existindo inclusive dados controversos sobre a real potencialidade hídrica subterrânea.

A utilização das águas subterrâneas no Nordeste do Brasil aumentou vertiginosamente em função da necessidade de uma fonte hídrica para suprir as demandas do abastecimento público e usos diversos, inclusive irrigação. Contudo, esse aumento do uso, em grande parte, não foi conduzido através de planejamentos calcados no conhecimento, sendo o resultado de consecutivos programas emergenciais de combate aos efeitos da seca e de esforços isolados de companhias de saneamento e da iniciativa privada.

Assim sendo, o uso das águas subterrâneas requer o desenvolvimento de estudos que possibilitem o entendimento do comportamento dinâmico dos sistemas físicos de subsuperfície e o estabelecimento de programas gerenciais de planejamento, uso e monitoramento desses recursos, tendo como base, o acompanhamento e a avaliação constante das ações propostas e dos resultados obtidos com a sua aplicação.

Das cinco regiões que formam o Brasil, a Região Nordeste aparece como sendo a segunda mais populosa, com aproximadamente 56 milhões de habitantes, e a terceira em extensão territorial, ocupando uma área de 1.554.292 km². Mais da metade dessa área corresponde ao domínio das rochas do embasamento cristalino, praticamente impermeáveis e subaflorantes. No restante do território nordestino ocorrem as rochas sedimentares, nas quais se encontram importantes horizontes aquíferos. Nesse domínio de rochas porosas destacam-se as Bacias Sedimentares do Parnaíba, São Francisco, Tucano/Jatobá, Potiguar e Araripe.

A Bacia Sedimentar do Parnaíba está situada na região nordeste ocidental do território brasileiro, ocupando uma área de aproximadamente 600.000 km², abrangendo, parcialmente, os estados do Piauí, Maranhão, Tocantins, Pará, Ceará e Bahia. Trata-se de bacia intracratônica e sua evolução propiciou a deposição cíclica de sequências arenosas e siltico-argilosas, resultando na formação de sistemas aquíferos, separados por espessas camadas semipermeáveis que se comportam como aquíferos. Dessa forma, esses processos deposicionais deram origem a três sistemas aquíferos principais, conhecidos como Serra Grande, Cabeças e Poti-Piauí, de idade Paleozóica, entre os quais se intercalam os aquíferos Pimenteiras e Longá.

O aquífero Serra Grande representa a sequência basal da bacia, cuja área de exposição e recarga se caracteriza por uma estreita faixa de direção N-S. Trata-se de unidade geológica predominantemente clástica, com espessuras anômalas e muito variáveis, tanto em sua faixa aflorante como em subsuperfície, em função de movimentações tectônicas que ocorreram durante sua sedimentação, especialmente, na borda da bacia. Essas feições estruturais de natureza grabenforme são muito importantes no armazenamento de água subterrânea. Admite-se que essas estruturas, se bem conhecidas e adequadamente exploradas, podem suprir satisfatoriamente as demandas da população abastecida por esse manancial.

No entanto, a grande maioria dos estudos hidrogeológicos desenvolvidos na bacia do Parnaíba foram concentrados na região centro-sul do estado do Piauí, mais precisamente, no vale do rio Gurgueia, região bastante conhecida por seus inúmeros poços artesianos. Destacam-se os estudos desenvolvidos pelo Departamento Nacional de Obras Contra as Secas (DNOCS) entre os anos de 1973 a 1989, Costa et al. (1990), Feitosa e Demétrio (1990) e Brunetti & Pellegrini (1999), dentre outros.

Vidal (2003) demonstra preocupação com a exploração do aquífero Serra Grande na cidade de Picos, Piauí. Enquanto as condições de recarga são estabelecidas por uma pluviosidade baixa e mal aproveitada, a quantidade de água subterrânea explorada diariamente na zona urbana da cidade é extremamente elevada para as características socioeconômicas do município. Quanto ao nível potenciométrico do aquífero, verificou que a taxa de rebaixamento, na zona urbana, é da ordem de 0,90 m/ano, alcançando cerca de 30 m no período 1958 a 2001.

A Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), doravante denominada de Serviço Geológico do Brasil, concluiu recentemente duas pesquisas hidrogeológicas na borda leste da bacia sedimentar do Parnaíba (CORREIA FILHO, 2009; AGUIAR e VERISSÍMO, 2014). Estes estudos enfocaram o aquífero Serra Grande, enfatizando sua avaliação e a possibilidade desse manancial hídrico subterrâneo abastecer as regiões cristalinas semiáridas, do contorno da bacia, abrangendo os limites dos Estados do Piauí, Ceará e Bahia.

Ressalta-se que parte dos dados utilizados nesta tese pertence ao acervo do projeto *Pesquisa Hidrogeológica em Bacias Sedimentares do Nordeste Brasileiro – Hidrogeologia da Porção Nordeste da Bacia Sedimentar do Parnaíba*, realizado pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM), Residência de Fortaleza (AGUIAR e VERISSÍMO, 2014).

Como a principal alimentação do sistema aquífero Serra Grande é feita através da infiltração direta dos volumes precipitados e como já existem relatos da intensa exploração desse manancial em alguns setores da bacia, torna-se necessário e urgente o desenvolvimento de estudos, nas suas áreas de recarga, visando definir as medidas que precisam ser implementadas para o gerenciamento sustentável do aquífero, de modo a garantir o atendimento das demandas, atual e futura, das populações abastecidas por este manancial.

Diante do acima exposto e considerando a importância estratégica das águas subterrâneas para a região semiárida nordestina, é imperativo ampliar o conhecimento a respeito das recargas e limites de exploração sustentável desses mananciais.

Com esta pesquisa pretende-se ampliar o conhecimento sobre o potencial hídrico do aquífero Serra Grande, especificamente, na porção nordeste da Bacia Sedimentar do Parnaíba. Os estudos serão direcionados no sentido de se identificar os vários subsistemas e suas interações, que influenciam nas características do sistema aquífero, refletindo na sua produtividade e vulnerabilidade. A visão sistêmica que está na base deste estudo permite uma compreensão científica mais aprimorada do aquífero, sem a qual não será possível geri-lo convenientemente e, assim, atender de um modo correto a demanda do Plano Nacional de Recursos Hídricos (BRASIL, 2003 *in* CEARÁ, 2005).

2 OBJETIVOS

O principal objetivo desta pesquisa é a caracterização regional e sistemática do aquífero Serra Grande, a fim de gerar e disponibilizar as informações sobre a ocorrência, circulação, potencialidades e utilização das águas subterrâneas, proporcionando a exploração racional e sustentável desse recurso natural e, conseqüentemente, contribuindo para fomentar o desenvolvimento socioeconômico da região.

Para atingir este objetivo, algumas metas deverão ser cumpridas, quais sejam:

- a) resgatar e sistematizar os trabalhos realizados na Bacia Sedimentar do Parnaíba relacionados à geologia, geofísica, hidrogeologia e outras atividades correlatas;
- b) caracterizar o arcabouço da bacia nesta região e as variações de espessura dos sedimentos que formam o aquífero Serra Grande;
- c) identificar as unidades hidroestratigráficas que formam o Grupo Serra Grande e seus comportamentos dentro do sistema aquífero;
- d) avaliar o potencial hídrico subterrâneo das unidades geológicas através da determinação dos parâmetros hidrodinâmicos do sistema aquífero;
- e) calcular a recarga anual do aquífero através de diferentes métodos e comparar os valores obtidos;
- f) estimar valores para as reservas, potencialidades e disponibilidade do aquífero;
- g) detectar fontes potenciais de contaminação e/ou degradação do aquífero e;
- h) sugerir procedimentos e diretrizes necessárias para melhorar o planejamento e a gestão integrada desses recursos hídricos na Bacia Sedimentar do Parnaíba.

3 MÉTODOS E FUNDAMENTOS TEÓRICOS

Os métodos empregados nesta pesquisa estão baseados nos princípios do pensamento sistêmico, que consiste na compreensão do todo a partir de uma análise global das partes e da interação entre estas. Várias forças atuam num sistema em funcionamento, sejam estas internas ou externas.

Ao considerar o Grupo Serra Grande como um sistema aquífero, passa-se a analisar o ambiente, ou seja, os subsistemas que possam ter alguma influência sobre o funcionamento desse sistema. Nesta tese, serão analisadas as características geológicas, geofísicas e hidrogeológicas do Grupo Serra Grande na borda nordeste da Bacia Sedimentar do Parnaíba.

O conhecimento mais profundo da dinâmica dos sistemas aquíferos e da interação entre os variados fatores atuantes (litologia, tectônica, estrutural, clima etc.) permite que as instituições, públicas ou privadas, proponham ações mais eficazes, não só de curto prazo, mas também, e principalmente, de médio e longo prazo, visando o uso racional deste manancial.

Na fase inicial desta pesquisa, com o objetivo de caracterizar o sistema e identificar os subsistemas, foi executado um amplo levantamento dos estudos referentes ao sistema aquífero, resgatando grande quantidade de trabalhos realizados anteriormente na bacia. Foram priorizados estudos hidrogeológicos sem, no entanto, descartar as áreas correlatas, como geologia, geofísica, geomorfologia, etc. Estes trabalhos foram organizados, analisados criticamente e as informações pertinentes devidamente registradas, de modo que se gerou a evolução do conhecimento existente na bacia, o que permitiu o planejamento detalhado e facilitou a execução das etapas seguintes desta tese.

Cabe ressaltar que foram consultadas as instituições públicas e de pesquisa que reuniam fontes de conhecimento e de dados sobre a bacia e foram considerados, entre outros, relatórios de pesquisa, publicações em revistas científicas nacionais e internacionais, publicações em congressos, simpósios e encontros técnicos, teses e dissertações. Também foram coletados e sistematizados os dados existentes nos cadastros de poços, dados hidroclimatológicos, cartografia geológica e planialtimétrica, dados geofísicos terrestres e aéreos, dentre outros.

3.1 Caracterização Geológica

A caracterização geológica da área de pesquisa foi direcionada para os litótipos que compõem o Grupo Serra Grande e baseou-se, principalmente, nos diversos estudos realizados na Bacia Sedimentar do Parnaíba desde o início do século XX.

Apesar dos inúmeros trabalhos geológicos realizados nesta bacia, houve a necessidade de se fazer um reconhecimento dos aspectos geológico-estrutural da área de pesquisa. Para isso, foram analisadas e interpretadas imagens de sensores remotos e realizadas campanhas de campo para confirmar as interpretações realizadas, assim como, solucionar as eventuais dúvidas relacionadas aos aspectos geomorfológicos, geológicos e estruturais. Esta atividade contou com a efetiva participação dos geólogos do Serviço Geológico do Brasil (CPRM), Oderson Antônio de Souza Filho e Jaime Quintas dos Santos Colares.

A base de dados construída nesta etapa da pesquisa consistiu de dados planimétricos, geológicos, geomorfológicos e hidrogeológicos, retirados da Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo (BIZZI, *et al.*, 2003) e Mapa Geológico do Ceará (CAVALCANTE, *et al.*, 2003).

3.2 Caracterização Geofísica

Esta atividade foi realizada com o objetivo de estimar a espessura do pacote sedimentar que compõe o Grupo Serra Grande e delinear o arcabouço desta porção da bacia. A partir destas informações será possível estimar as reservas hídricas subterrâneas e, conseqüentemente, definir o potencial hídrico desse sistema aquífero.

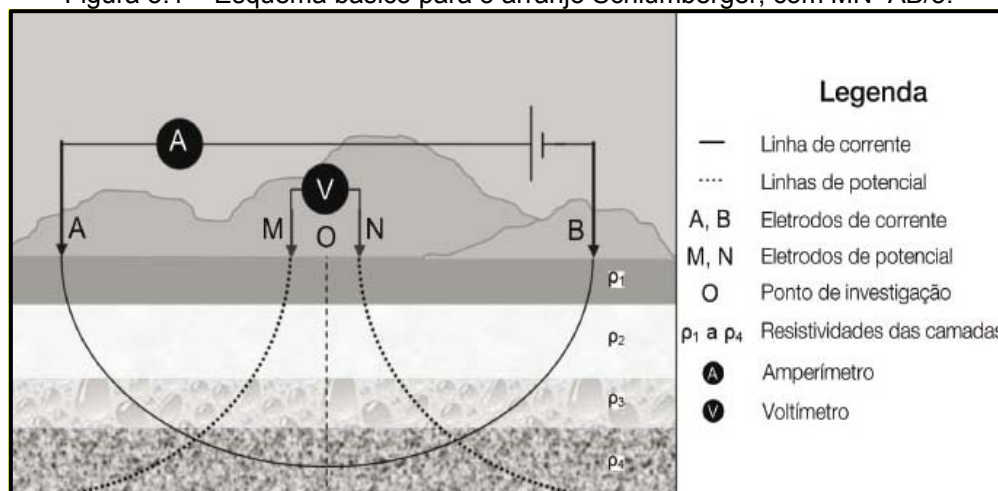
A caracterização geofísica da área foi baseada nos resultados obtidos no levantamento geofísico executado pelo Laboratório de Geofísica de Prospecção e Sensoriamento Remoto (LGPSR), da Universidade Federal do Ceará (UFC), para a Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), no âmbito do projeto *Pesquisa Hidrogeológica em Bacias Sedimentares do Nordeste Brasileiro – Hidrogeologia da Porção Nordeste da Bacia Sedimentar do Parnaíba* (AGUIAR e VERISSÍMO, 2014). Neste estudo foram utilizados os métodos de eletrorresistividade, através de sondagens elétricas verticais (SEV's), e gravimétrico.

3.2.1 Método de eletrorresistividade

O método geofísico da eletrorresistividade se caracteriza por fazer uso de um campo elétrico criado artificialmente por uma corrente elétrica constante, a qual é injetada no terreno prospectado. Uma vez que o campo é gerado artificialmente, tem-se algum controle sobre a profundidade de investigação, no que difere de outros métodos geofísicos, tais como, o gravimétrico e o magnetométrico. Objetiva a medida da resistividade elétrica na seção do terreno, sendo utilizado para investigações de variações em profundidade e laterais.

O princípio de aplicação do método é relativamente simples, conforme mostra a Figura 3.1. Consiste na injeção de corrente elétrica no solo através de dois eletrodos de corrente (A e B), que flui num espaço esférico ao redor da fonte, gerando uma diferença de potencial que é medida por outros dois eletrodos de potencial (M e N). Através das medidas da corrente elétrica injetada no solo e da diferença de potencial, de acordo com o arranjo adotado, é obtida a resistividade elétrica aparente (ρ) do terreno atravessado pela corrente.

Figura 3.1 – Esquema básico para o arranjo Schlumberger, com $MN < AB/5$.



Fonte: Modificado de Bortolin (2009).

A resistividade elétrica (ρ) é um parâmetro característico dos diferentes tipos de materiais, cuja unidade é dada em ohm.m ($\Omega.m$), podendo ser afetada por fatores como, a presença de minerais condutores em sua matriz (condução eletrônica) ou deslocamento de íons dissolvidos na água (condução eletrolítica). Desta forma, o aumento da quantidade de água e/ou de sua salinidade é responsável pela diminuição da resistividade no subsolo (MILSOM, 2003).

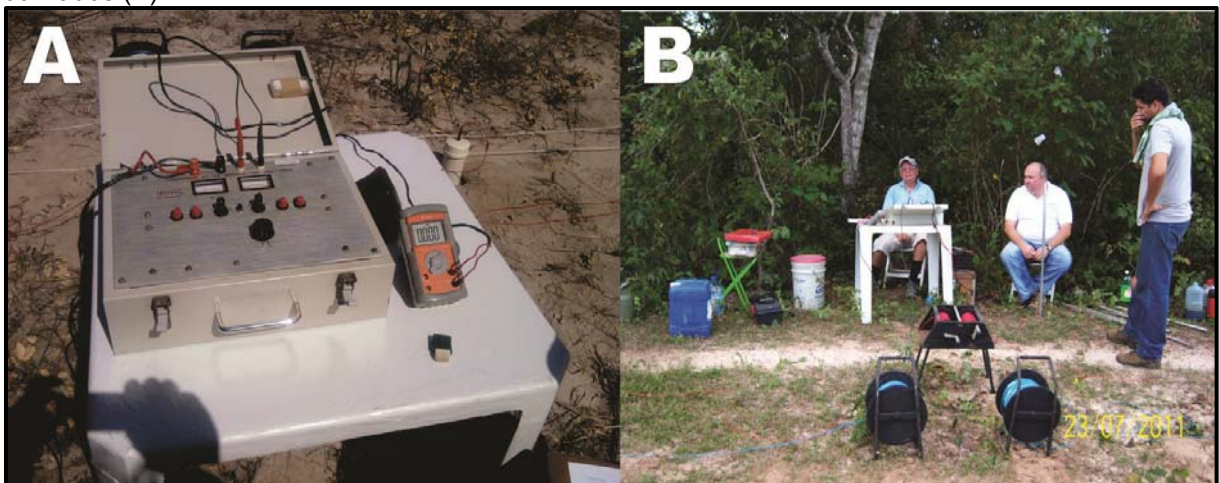
Quanto à aplicação, o método da eletrorresistividade é particularmente utilizado para prospecção de água subterrânea, pois o parâmetro resistividade é o que melhor distingue a rocha seca da rocha saturada.

Ao se aumentar a distância entre os eletrodos de corrente (AB), sem se variar a posição do centro do dispositivo, aumenta-se a profundidade de penetração das linhas de corrente e, como consequência disso, as rochas que se encontram a maior profundidade começam a exercer influência sobre o valor da resistividade aparente (ρ_a). Por conseguinte, a medição de ρ_a com um dispositivo em que se varia a distância entre os eletrodos de corrente, para uma posição invariável de seu centro, nos permite estudar a variação do corte geológico com a profundidade.

A unidade transmissora de corrente que foi utilizada neste levantamento consta de uma fonte DC-DC, com potência máxima de 500 W, saída máxima de 1000 V e com precisão na medida de 0,1 mA. O receptor, para medir a diferença de potencial, foi um multímetro digital de excelente desempenho, com a opção de ajuste automático do zero.

A Figura 3.2 apresenta, na foto (A), os equipamentos utilizados para transmissão de corrente contínua (esquerda da foto) e recepção da diferença de potencial (direita da foto), assim como, na foto (B), a disposição destes e de outros equipamentos na base (centro) da sondagem elétrica vertical (SEV). Com destaque para as bobinas de AB (vermelha) e MN (azul).

Figura 3.2 – Unidades transmissora (esquerda) e receptora (direita) utilizadas na aquisição dos dados elétricos (SEV's) em campo (A). Disposição da base de operação das sondagens e equipamentos utilizados (B).



Fonte: Aguiar e Veríssimo (2014)

Nesta pesquisa foram realizadas 81 sondagens elétricas verticais (SEV's), com arranjo Schlumberger e espaçamento de eletrodos de corrente ($AB/2$) mínimo de 1,5 e máximo de 1500 m. Esta atividade foi executada durante quatro etapas de campo com duração de, aproximadamente, doze dias para cada etapa. A Figura 3.3 mostra a distribuição espacial das SEV's na área pesquisada.

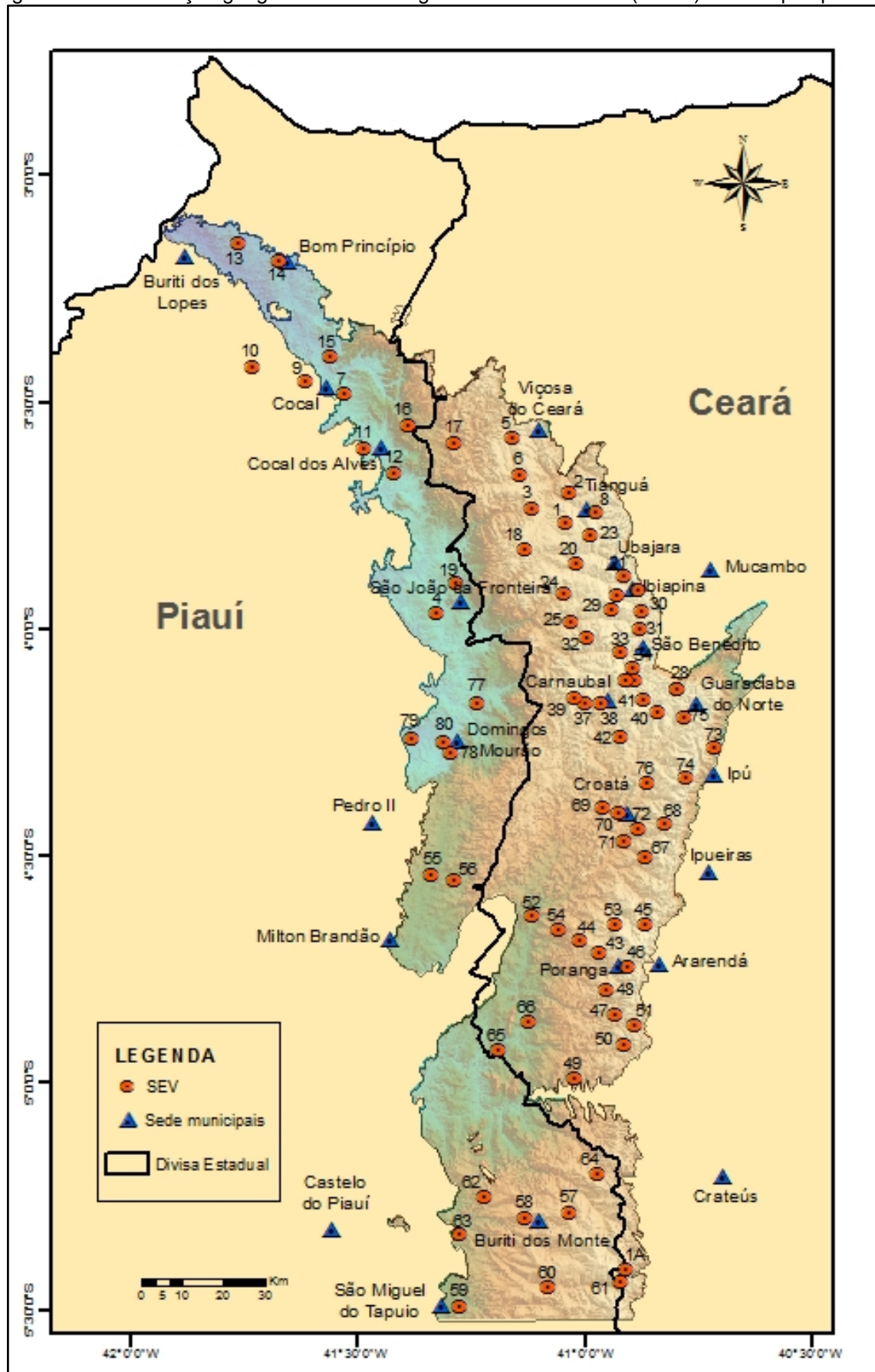
A partir dos dados das SEV's adquiridos no campo são construídas curvas de resistividade aparente contra $AB/2$. A análise destas curvas, que é efetuada em duas etapas (processamento e interpretação) é que fornece o modelo das camadas em profundidade.

O processamento consiste no deslocamento dos vários ramos da curva, para cima ou para baixo, com relação a um segmento fixo, com o objetivo de se formar uma curva contínua da sondagem. Este processamento foi realizado através do software ProcSev, desenvolvido por Marinho (2011a).

A interpretação consiste na modelagem e na inversão dos dados das curvas processadas. Inicialmente, para cada curva processada, executa-se uma interpretação automática que gera um modelo multicamadas, semelhante ao sugerido por Zohdy (1989) e melhoramentos sugeridos por Loke e Barker (1995). Para execução desta etapa foi utilizado o programa Resin, também desenvolvido por Marinho (2011b).

Os resultados da interpretação de uma SEV são apresentados, convencionalmente, em forma de gráficos contendo os dados de campo processados, o modelo com os valores de espessura e resistividade verdadeira para cada uma das camadas atravessadas pela corrente elétrica e a curva teórica correspondente ao modelo adotado. Com os resultados extraídos do programa Resin (MARINHO, 2011b), é possível elaborar uma coluna geoeétrica colorida, denominada de imageamento da SEV, a partir da integração do modelo geoeétrico multicamadas com a geologia investigada.

Figura 3.3 – Distribuição geográfica das sondagens elétricas verticais (SEV's) na área pesquisada.



Fonte: Elaborado pelo Autor

3.2.2 Método gravimétrico

A aplicação da gravimetria para a investigação do interior da Terra baseia-se nas medições e interpretação das variações do campo gravitacional terrestre, resultantes das diferenças de densidade entre as diversas rochas localizadas na superfície e subsuperfície terrestres.

Às variações do campo ou aceleração da gravidade dá-se o nome de anomalia gravimétrica (Δg). Utiliza-se o termo “corpo causador da anomalia” à estrutura ou à formação geológica que produz a anomalia gravimétrica. As medições desta aceleração da gravidade são efetuadas utilizando-se os gravímetros.

Estas medidas requerem muita precisão porque as variações nos valores da aceleração da gravidade, devido às variações de densidade das rochas, são muito pequenas, da ordem de 10^{-4} m/s^2 . Medidas de “g” são efetuadas sobre a superfície terrestre, em terra, lagos e oceanos. Mais recentemente, com o advento do sistema de posicionamento global por satélite de alta precisão, começa a ser utilizada a gravimetria aérea ou aerogravimetria em locais de difícil acesso.

Como a anomalia é resultante da existência de um contraste de densidade entre dois corpos ou meios geológicos, um corpo geológico de densidade ρ_1 , inserido em outro de densidade ρ_2 , tem o contraste de densidade $\Delta\rho$, dado por: $\Delta\rho = \rho_1 - \rho_2$. O sinal do contraste de densidade determina o sinal da anomalia gravimétrica, ou seja, se positivo ($d_1 > d_2$), a anomalia é positiva e, se negativo ($d_1 < d_2$), a anomalia será negativa.

O campo gravitacional terrestre varia no espaço e no tempo. Desta forma, para isolar a anomalia da gravidade, devida a corpos geológicos em subsuperfície, é necessário remover da medida da aceleração, obtida pelo gravímetro em um ponto sobre a superfície da Terra, as componentes da aceleração devido a latitude, as marés terrestres e lunares, a deriva do gravímetro e a topografia.

A interpretação quantitativa da anomalia gravimétrica consiste em, partindo-se da curva de anomalia, determinar a fonte da anomalia, ou seja, as características físicas do corpo ou estrutura geológica causadora dessa anomalia.

As características físicas são a sua profundidade, extensão lateral e contraste de densidade. A esta tarefa denominamos de modelagem da anomalia gravimétrica.

Esta modelagem é feita partindo-se do conhecimento da geologia local, em seguida constroem-se modelos teóricos fixando-se os parâmetros físicos como profundidade, extensão e contraste de densidade, calcula-se a anomalia teórica e compara-se com a anomalia observada até que ocorra um ajuste entre as duas curvas. Este modelamento é usualmente feito com computadores e constitui-se hoje em uma especialidade da geofísica denominada “Inversão Geofísica”.

O método de aquisição dos dados gravimétricos, normalmente, envolve uma leitura no início de cada dia de trabalho em “Base Gravimétrica” conhecida (IBGE), assim como, no final do dia. As leituras realizadas na “Base” serão relevantes na etapa de processamento dos dados, mais especificamente, na correção do *drift* instrumental.

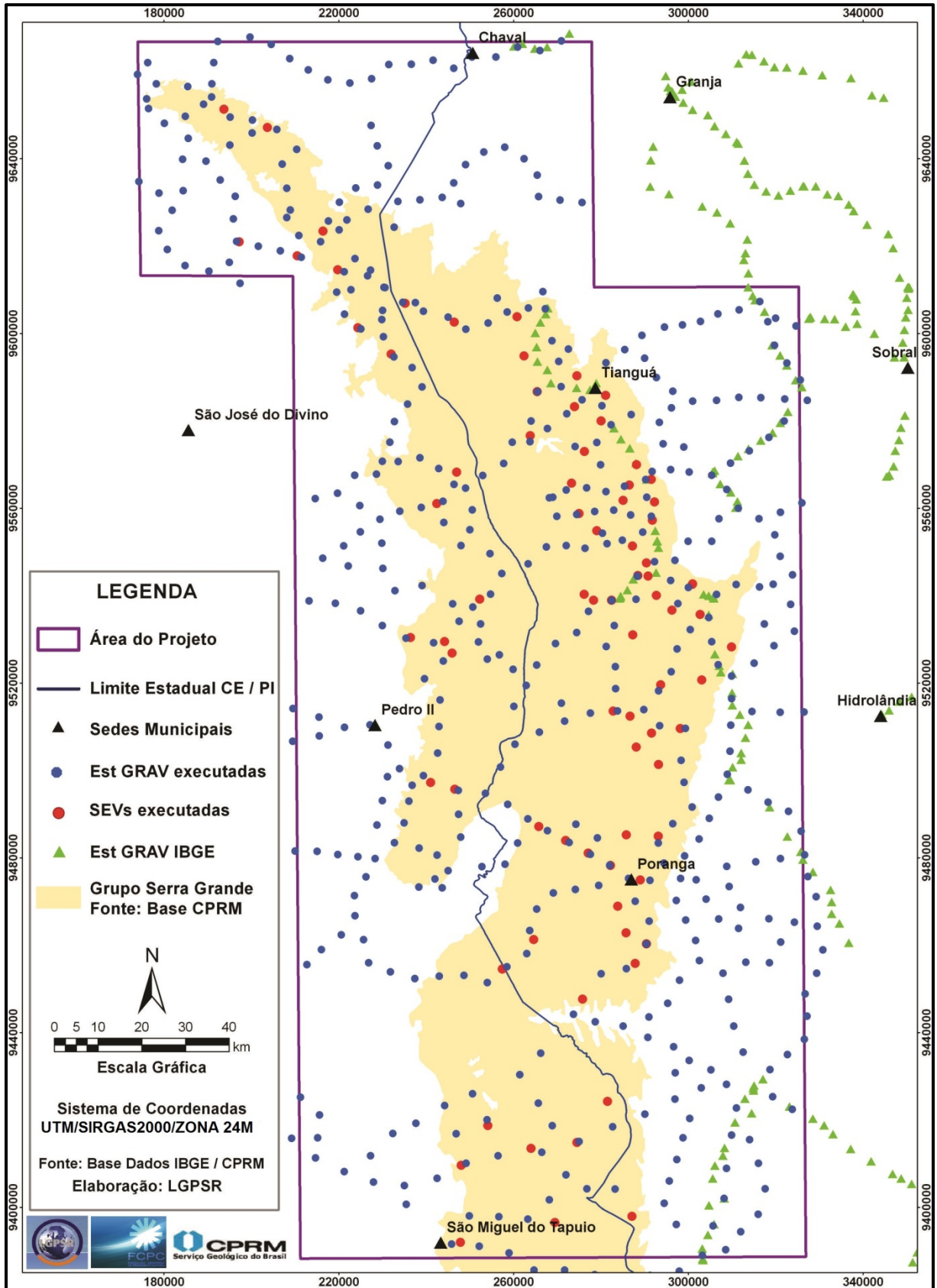
Tendo em vista a pequena cobertura gravimétrica na área deste projeto, com apenas 132 estações de medidas ao longo das principais rodovias na região noroeste do Ceará, assim como, as poucas estações concentradas na porção nordeste do Piauí, em Buriti dos Lopes e Piracuruca, decidiu-se por realizar o levantamento gravimétrico através da aquisição de quinhentas estações, em complemento as estações existentes.

As aquisições dos dados gravimétricos e planialtimétricos foram divididas em quatro etapas, que ocorreram no período de abril/2011 a janeiro/2013. Foram adquiridas quinhentas estações gravimétricas e 496 estações planialtimétricas, com espaçamento médio entre as estações de seis quilômetros. A Figura 3.4 apresenta o mapa com a distribuição espacial das estações gravimétricas existentes, pertencentes ao IBGE, e das novas estações adquiridas neste projeto, além de sondagens elétricas verticais (SEV's) também realizadas no âmbito do convênio.

O gravímetro utilizado foi o Scintrex CG-5, baseado em um microprocessador que possui uma faixa de medição de mais de 8.000 mGals e resolução de leitura da ordem de 0,001 mGal, permitindo uso do Autograv para investigações de campo em escalas regionais ou levantamento geodésico.

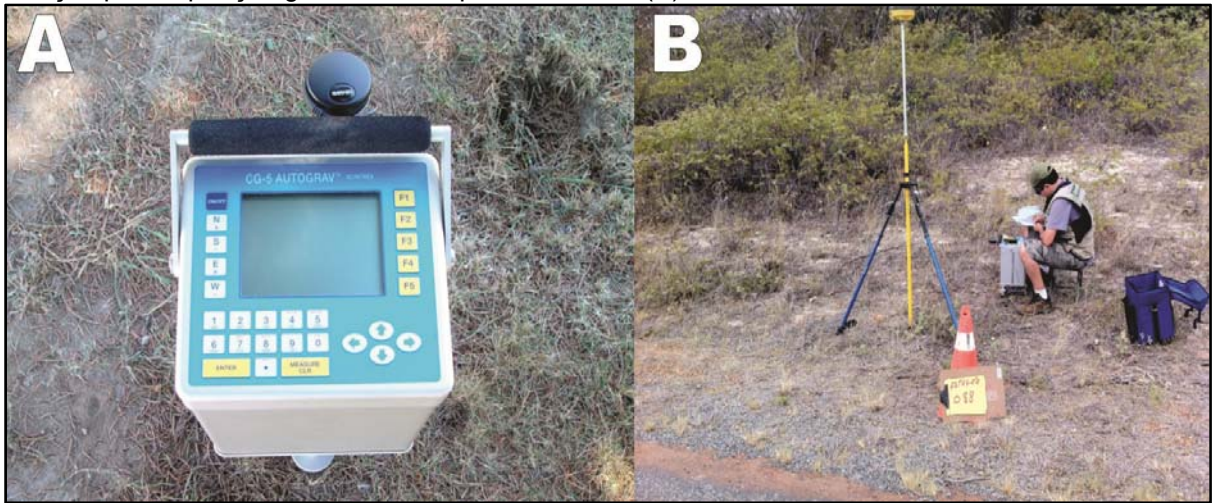
A Figura 3.5 mostra, na foto (A), o gravímetro utilizado para aquisição dos dados de aceleração da gravidade e, na foto (B), a implantação de uma estação gravimétrica e planialtimétrica na área desse estudo.

Figura 3.4 - Distribuição espacial das estações gravimétricas na porção nordeste da bacia do Parnaíba.



Fonte: modificado de LGPSR/UFC/CPRM

Figura 3.5 - Gravímetro Scintrex-CG5 utilizado nas campanhas de campo (A). Implantação de uma estação para aquisição gravimétrica e planialtimétrica (B).



Fonte: LGPSR/UFC

Para a correção dos dados gravimétricos foi utilizada a sequência de processamento característica, que envolve o cálculo dos efeitos da maré, *drift* instrumental, altura do instrumento e latitude.

Após as correções gravimétricas, os dados processados foram integrados aos dados gravimétricos disponíveis do IBGE, sobre os quais também foi realizada a correção de terreno. O novo conjunto de dados gravimétricos foi organizado em um banco de dados, com arquivos dispostos no formato XYZ. Previamente, foram realizadas análises estatísticas e da distribuição espacial dos dados com intuito de verificar a consistência entre os bancos de dados gerados. O mapa de anomalias Bouguer foi confeccionado por meio da interpolação dos dados em malha regular de 1,25 km, utilizando o método de Krigagem. O semivariograma permitiu selecionar o modelo que melhor define a variância do conjunto de dados.

As variações nos valores da anomalia Bouguer refletem as variações laterais da densidade das rochas e podem revelar a presença de estruturas geológicas. Mapas ou perfis de anomalia Bouguer podem ser utilizados na interpretação do prolongamento em profundidade das rochas e estruturas superficiais, constituindo-se em valiosa ferramenta de prospecção (FEITOSA *et al*, 2008).

3.3 Caracterização Hidrogeológica

Para a caracterização hidrogeológica da área de estudo foi selecionada uma rede de poços representativos, utilizando-se o critério da espacialidade, informações técnicas e acessibilidade. Esta seleção teve por base os poços existentes no banco de dados do Sistema de Informações de Águas Subterrâneas (Siagas), gerenciado pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), sendo complementadas com informações obtidas de cadastros de órgãos públicos, empresas de perfuração e durante as etapas de campo.

Simultaneamente a revisão geológica, foi realizada uma atualização do inventário de pontos d'água, objetivando localizar os poços pré-selecionados e identificar outros ainda não cadastrados. Além disso, também foram visitadas as prefeituras municipais das cidades inseridas, total ou parcialmente, na área de estudo, para informar aos seus gestores sobre a importância da realização do estudo e solicitar o apoio dos mesmos na cessão de informações sobre as fontes de captação de água subterrânea no domínio do município.

Após a visita de campo, foi feita uma nova análise e a seleção dos poços representativos do sistema aquífero. De um universo de 1400 poços cadastrados na área, foram selecionados 178 para compor a rede de poços representativos. A partir dessa rede, foram selecionados 122 poços para o nivelamento altimétrico, ou seja, determinação da distância vertical da boca de cada poço à superfície média dos mares.

3.3.1 *Elaboração de mapas potenciométricos*

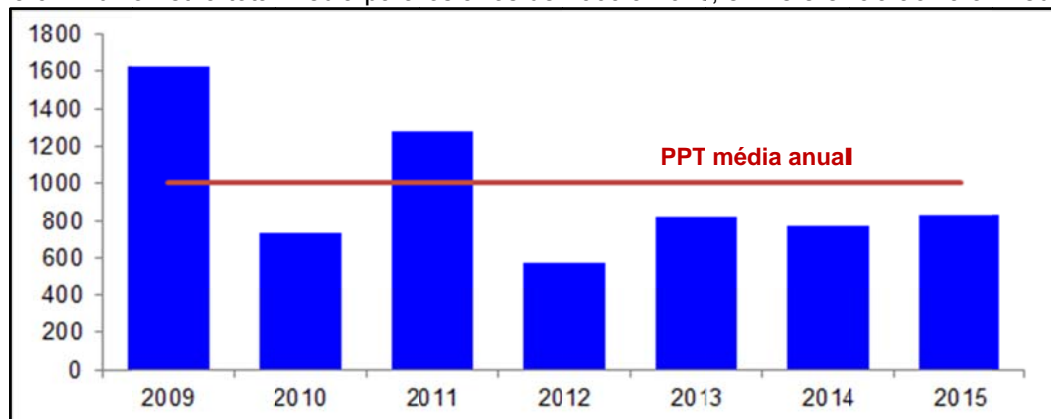
A superfície potenciométrica é o lugar geométrico dos pontos que marcam as alturas piezométricas de um aquífero, referenciadas a uma dada profundidade (*Datum* vertical) que, usualmente, é a superfície média dos mares. Representa as pressões da água no aquífero. No caso de um aquífero livre, a superfície potenciométrica é a superfície designada como lençol freático. No caso de aquífero artesiano ou confinado, esta superfície é imaginária, podendo estar situada em diferentes alturas, inclusive acima da superfície do solo, que é o caso das áreas de ocorrência de poços jorrantes.

A superfície potenciométrica de um aquífero é obtida a partir de medidas da profundidade do nível d'água nos poços existentes. Esta profundidade subtraída da cota altimétrica da boca do poço fornece a altura da coluna d'água correspondente ao potencial hidráulico, designado como carga hidráulica. Com uma malha regular gerada a partir destes pontos constroem-se as curvas potenciométricas ou piezométricas, da mesma forma que se constroem curvas de nível em mapas topográficos. As curvas potenciométricas ou piezométricas estão contidas na superfície potenciométrica e podem ser definidas como as linhas que unem todos os pontos de igual valor do potencial hidráulico ou carga hidráulica.

Segundo Custódio e Llamas (1983), o estudo das superfícies potenciométricas permite obter informações sobre o movimento e comportamento da água subterrânea. Tanto se pode realizar uma interpretação qualitativa, como também, quantitativa, seja por observações numa mesma época ou através do estudo de uma mesma superfície em épocas diferentes.

Nesta pesquisa, as medições do nível d'água foram efetuadas em três etapas anuais. A primeira, em outubro de 2009, onde foram medidos 99 poços, correspondendo ao período que menos chove na região. A segunda, em maio de 2010, que marca o final da quadra chuvosa local, com 122 poços medidos. No entanto, conforme a Figura 3.6, no ano de 2010 as precipitações foram bem abaixo da média histórica da região, cerca de 1000 mm/ano. A terceira coleta, com 90 poços medidos, foi em abril de 2011, coincidindo com o ápice do período chuvoso regional. Cabe ressaltar que as medidas foram realizadas sempre nos mesmos poços e que, por vezes, este procedimento não foi possível devido à inacessibilidade ao poço ou por ele está sendo bombeado no momento da visita.

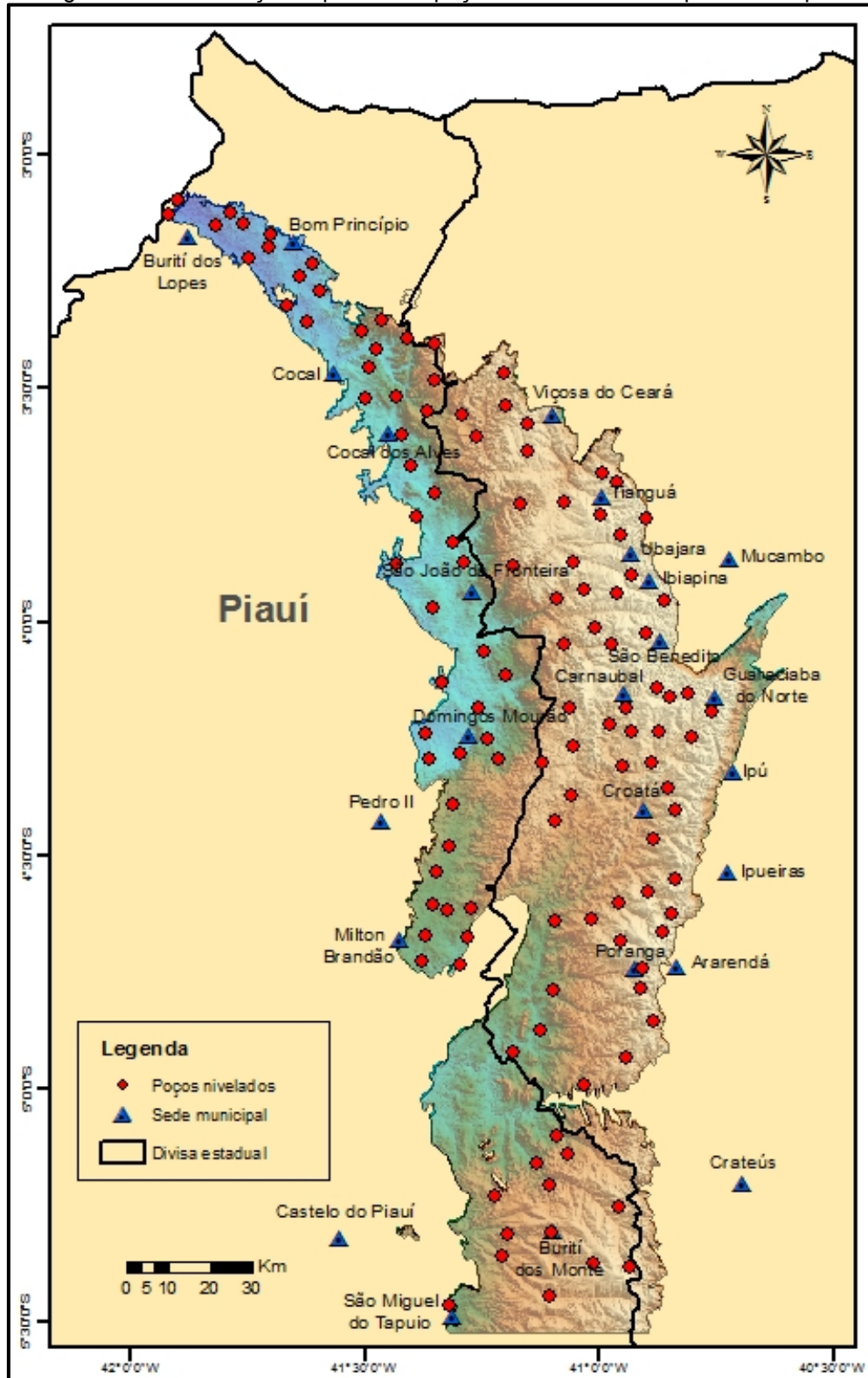
Figura 3.6 - Pluviometria total média para os anos de 2009 a 2015, em referência ao valor médio.



Fonte: ANA (2016)

A Figura 3.7 apresenta a distribuição espacial dos poços que foram medidos os níveis d'água e também obtidas as cotas altimétricas de suas bocas durante as etapas de campo.

Figura 3.7 - Distribuição espacial dos poços nivelados nas etapas de campo.



Fonte: Elaborado pelo Autor.

Para analisar o comportamento espaço-temporal das superfícies potenciométricas, foram gerados os mapas de carga hidráulica para cada etapa de medição, através do método de interpolação por krigagem. O processo de krigagem estima um valor de um atributo, em uma posição não amostrada, a partir do valor desse atributo em um conjunto de pontos amostrados. A krigagem é um procedimento de estimação linear onde os pesos dados a cada observação são determinados a partir de uma análise espacial utilizando semivariogramas experimentais, aos quais são ajustados modelos teóricos.

O que diferencia a krigagem de outros métodos de interpolação é a estimação de uma matriz de covariância espacial que determina os pesos atribuídos às diferentes amostras, o tratamento da redundância dos dados, a vizinhança a ser considerada no procedimento inferencial e o erro associado ao valor estimado. Além disso, a Krigagem fornece também estimadores exatos com propriedades de não tendenciosidade e eficiência (CAMARGO, 1998).

Conforme Andriotti (2009), o variograma¹ é uma função que reflete a estrutura do fenômeno estudado, medindo as relações estatísticas – pelas covariâncias espaciais – que existem entre as amostras espaçadas de sucessivos valores de \bar{h} , onde \bar{h} é a distância representativa do espaçamento entre as medidas. Para uma direção determinada, o variograma indica quão díspares se tornam os valores quando a distancia da medida aumenta. É a ferramenta básica de suporte às técnicas de krigagem, pois permite quantificar a variação de um fenômeno regionalizado no espaço.

A modelagem, ou seja, o ajuste de um variograma experimental a uma função é um passo fundamental na análise variográfica, sendo um processo que envolve várias tentativas e na qual a experiência do analista pesa muito. Entre os modelos teóricos disponíveis, os mais utilizados são: esférico, exponencial, gaussiano e potencial ou linear (quando o expoente $\alpha = 1$). Os três primeiros são modelos com patamar e o último não admite patamar, ou seja, sua variância *a priori* é infinita. Através dessa análise se definem os parâmetros básicos que caracterizam um variograma, tais como: efeito pepita, contribuição, patamar e alcance.

¹ A bibliografia especializada utiliza extensivamente a palavra variograma para se referir ao semivariograma. Nesta tese, por brevidade e por adequação à grande maioria da bibliografia especializada, utilizaremos também a palavra variograma com o mesmo sentido de semivariograma.

As superfícies potenciométricas foram geradas através de krigagem ordinária. Inicialmente, com o variograma linear ignorando-se a componente direcional da variação dos dados e depois, considerando a anisotropia dos eixos. Para tanto, utilizou-se o software *Surfer*[®], da Golden Software Inc., com uma malha quadrada de 0,5 km de lado. Para analisar a componente estruturada da variável “carga hidráulica” utilizou-se o software *GeoMS*[®], desenvolvido pelo Centro de Modelização de Reservatórios Petrolíferos (CMRP-IST), através da construção de variogramas experimentais que foram ajustados com o modelo esférico para produzir os parâmetros utilizados na krigagem ordinária.

Tendo em vista que a maior variabilidade dos dados ocorre na direção EW, o elipsoide de anisotropia foi obtido a partir do ajuste dos dois variogramas experimentais: o associado à direção Norte-Sul (0^0), que corresponde à maior extensão da área, e o variograma na direção Leste-Oeste (90^0), com menor extensão.

A krigagem permite uma validação cruzada do modelo variográfico. Trata-se de um procedimento mediante o qual cada amostra é retirada do conjunto de dados e é feita uma krigagem para avaliar seu valor. O valor médio das diferenças será tão mais próximo de zero quanto melhor for a estimativa. A validação cruzada é uma maneira de checar as hipóteses sobre o modelo usadas na krigagem. Ela não prova que o modelo de variograma esteja correto, tão somente prova que ele não é grosseiramente incorreto (ANDRIOTTI, 2009).

3.3.2 Determinação dos parâmetros hidrodinâmicos

Para a avaliação da produtividade e definição das reservas de um aquífero, devem ser conhecidas suas características geométricas e hidrodinâmicas. A obtenção dos parâmetros hidrodinâmicos de um aquífero se dá a partir da realização de testes de bombeamento do poço.

Conforme Feitosa *et al.* (2008), os testes de bombeamento representam a forma mais fácil e eficiente para determinação dos parâmetros hidrodinâmicos dos aquíferos e vazão de exploração de poços, além de também indicar a qualidade construtiva das obras de captação de água subterrânea.

A diferenciação entre os tipos de testes, a que um poço pode ser submetido, é feita de acordo com os dados estabelecidos para serem levantados

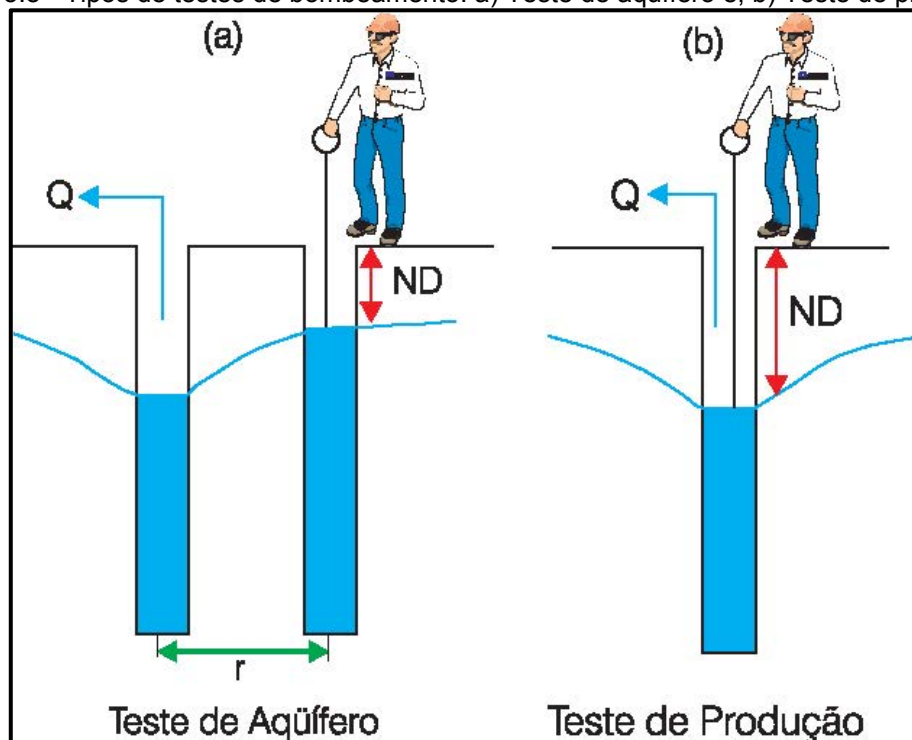
durante a sua execução, fator que determina os resultados encontrados (KRUSEMAN e RIDDER, 2000).

Os testes executados com o objetivo de determinar os parâmetros hidrodinâmicos do meio poroso, tais como: transmissividade (T), condutividade hidráulica (K), coeficiente de armazenamento (S) ou porosidade efetiva, são denominados de “teste de aquífero” e sua execução consiste no bombeamento de um poço, com vazão constante, e no acompanhamento da evolução dos rebaixamentos produzidos em um ou mais poço de observação, situado a uma distancia qualquer do poço bombeado (Figura 3.8a).

Outro tipo de teste de bombeamento é aquele que visa exclusivamente definir a capacidade produtiva do poço, a partir da determinação das perdas de cargas totais que ocorre durante o seu bombeamento, de modo a se dimensionar a sua unidade de bombeio, sendo denominado de “teste de produção” (Figura 3.8b).

Sua execução consiste na realização do bombeamento do poço e o registro da evolução dos rebaixamentos no próprio poço. O bombeamento pode ser realizado em três ou mais etapas, sendo que em cada uma delas a vazão deve ser mantida constante e aumentada de modo que $Q_1 < Q_2 < Q_3 < Q_x$ (onde Q_x é a vazão da etapa x de bombeamento).

Figura 3.8 - Tipos de testes de bombeamento: a) Teste de aquífero e; b) Teste de produção.



Fonte: Feitosa, et al (2008)

Grande parte dos poços perfurados para produção de água é efetuado simplesmente um teste de vazão devido a dois fatores: o primeiro e principal, é que a maioria dos poços visa apenas o fornecimento de água e não o estudo hidrogeológico da área onde foi construído e; o segundo fator, é o custo mais elevado que um teste de aquífero acarreta ao preço final do poço, o que inibe a sua realização (VIDAL, 2003).

Segundo Kruseman e Ridder (2000), apesar de não serem os mais precisos, os dados levantados num teste de vazão também podem ser utilizados para a determinação das características hidrodinâmicas de um aquífero, assumindo-se o próprio poço bombeado como ponto de observação.

Neste estudo, devido a ausência de dados de testes de aquíferos e a impossibilidade de realizá-los, a determinação dos parâmetros hidrodinâmicos do aquífero Serra Grande foi feita a partir da interpretação dos dados obtidos nos testes de vazão executados em alguns poços pelas próprias empresas perfuradoras.

Para a interpretação destes testes de produção utilizou-se o aplicativo *AquiferTest Pro v.2011.1*, desenvolvido pela empresa Waterloo Hydrogeologic, que possibilita a inserção dos dados de forma rápida e permite a interpretação do teste por diferentes métodos, dentre os quais tem-se: Theis, Hantush, Cooper e Jacob, Neuman, Boulton e Dupla Porosidade. Como as medidas de rebaixamento foram medidas no próprio poço e, em geral, eles possuem o diâmetro de 6" (0,152m) , adotou-se como distancia do ponto de observação o valor de 0,01m, referente ao raio do poço.

Dentre os métodos utilizados para interpretar os testes de bombeamento selecionados, destaca-se o método da Dupla Porosidade, incorporado ao software *AquiferTest Pro* a partir da versão 4.0. Este método foi proposto por Warren e Root (1963) para interpretar testes de bombeamento em rochas fraturadas e baseia-se na teoria do meio de porosidade dupla desenvolvida por Barenblatt *et al.* (1960).

Este conceito considera uma formação rochosa fraturada consistindo de dois sistemas interatuantes: um sistema de blocos, constituído por uma matriz de porosidade primária e por micro fraturas e; um sistema de fraturas que os separa. O sistema de fraturas possui, em geral, uma permeabilidade mais elevada, porém, menor capacidade de armazenamento, sendo assim, responsável pelo transporte do fluido. Por sua vez, o sistema de blocos é o responsável pelo armazenamento do aquífero, apresentando fraca permeabilidade (BARENBLATT *et al*, 1960).

Quando se induz um bombeamento num meio de porosidade dupla em equilíbrio, o rebaixamento propaga-se mais rapidamente no sistema de fraturas, pois este é mais transmissivo, gerando-se uma diferença de potencial hidráulico nos dois sistemas e, conseqüentemente, o escoamento do sistema de maior potencial para o de menor potencial.

Para descrever matematicamente o escoamento de um fluido num reservatório fraturado, surgiram diversos modelos. O modelo adotado por Barenblatt *et al.* (1960), Warren & Root (1963), Kazemi *et al.* (1969) e Streltsova (1976) pressupõe que o fluxo entre blocos e fraturas é proporcional a diferença entre as alturas piezométricas médias dos dois sistemas. Já Boulton e Streltsova (1977), Najurieta (1980), Moench (1984) e Barker (1985) admitem o modelo com fluxo transitório dos blocos para as fraturas, ou seja, o fluxo entre os dois sistemas é proporcional ao gradiente hidráulico na superfície dos blocos (PEREIRA e ALMEIDA, 1997).

Neste sistema, existem três componentes característicos da curva de rebaixamento. No início do bombeamento, todo fluxo é derivado do armazenamento nas fraturas. No meio do processo de bombeamento, existe um período de transição onde os blocos da matriz alimentam de água as fraturas, numa taxa crescente, resultando numa estabilidade parcial. Mais tarde, durante o bombeamento, a água bombeada é derivada do armazenamento tanto das fraturas como dos blocos da matriz e o rebaixamento no aquífero segue a curva de Theis (KRUSEMAN e RIDDER, 2000).

Uma das características marcantes do arenito Serra Grande na área pesquisada é seu alto grau de silicificação e fraturamento, o que lhe confere um comportamento, por vezes, de aquífero poroso-fissural. Esta condição é atestada pela necessidade crescente de estudos geofísicos para locação de poços tubulares que forneçam vazões consideráveis ($>3 \text{ m}^3/\text{h}$). É comum a ocorrência de poços secos ou com vazões insignificantes ($<0,5 \text{ m}^3/\text{h}$) locados sem critérios técnicos. A Figura 3.9 mostra um afloramento do arenito Serra Grande próximo ao açude Jaburu I, na divisa dos municípios de Tianguá e Ubajara, onde o sistema de fraturas ortogonais formam blocos de matriz arenítica maciça com baixa permeabilidade.

Figura 3.9 - Afloramento do arenito Serra Grande, próximo ao açude Jaburu I, mostrando o sistema de fraturas ortogonais e o grau de silicificação dos blocos da matriz arenítica.



Fonte: Elaborada pelo Autor.

Para a estimativa do coeficiente de armazenamento é necessário a medida do rebaixamento em poços de observação, dessa forma, os dados dos testes monitorados no próprio poço induzem em grandes erros nos valores calculados de coeficiente de armazenamento (Xiang, 1996), portanto não sendo determinados neste estudo.

Diversos autores (Theis *et al.*, 1963; Driscoll, 1986; Razack e Huntley, 1991) tem tentado estabelecer uma relação entre a transmissividade, obtida através da interpretação de testes de bombeamento e a vazão específica, dado de mais fácil obtenção. A referida relação baseia-se na aproximação de Thiem-Dupuit, válida para regime de equilíbrio, desde que se usem sempre tempos de bombeamento iguais e que se admita a existência de um raio de influencia igual para todos os ensaios. No entanto, podem admitir-se desvios nesta ultima condição em virtude da pouca sensibilidade dos rebaixamentos às variações no raio de influência (PEREIRA e ALMEIDA, 1997).

De acordo com a aproximação de Thiem-Dupuit, a relação entre o rebaixamento e a transmissividade é dada por:

$$s_p = \frac{Q}{2\pi T} \ln \frac{R}{r_p} \quad (1)$$

Onde R é o raio de influência. Extraíndo o parâmetro T nesta expressão, tem-se:

$$T = \frac{Q}{2\pi s_p} \ln \frac{R}{r_p} = q \frac{1}{2\pi} \ln \frac{R}{r_p} \quad (2)$$

Onde q é a vazão específica (Q/s_p).

Theis *et al.* (1963) calcularam a relação da capacidade específica com a transmissividade, a partir da simplificação da equação de Theis, para o estado transiente de fluxo. No entanto, alertaram que a capacidade específica não pode ser o critério único para a determinação da transmissividade, pois, este parâmetro depende de outros fatores, como o diâmetro e profundidade do poço, comprimento dos filtros e a eficiência do desenvolvimento do poço.

Driscoll (1986), utilizando a equação de Theis e adotando valores em unidades métricas para os parâmetros r e S, calculou que esta relação para a reta teórica é T=1,4 Q/s, para aquífero confinado. Considerar um aquífero livre, esta relação ficou em T=1,06 Q/s.

Apesar do uso frequente das retas teóricas definidas com base nas equações de Theis e Cooper-Jacob, Razack e Huntley (1991) mostraram que a capacidade específica e a transmissividade apresentam uma melhor correlação através de uma análise empírica (IRITANI, *et al.*, 2000).

Portanto, para complementar os dados de transmissividade calculados a partir da interpretação dos testes de vazão, e assim, conhecer a distribuição espacial deste parâmetro, para uma avaliação mais precisa do aquífero Serra Grande, utilizou-se a metodologia proposta por Razack e Huntley (1991) e confirmada por Iritani *et al.* (2000) e Vidal (2003), que se baseia na correlação existente entre a transmissividade e a capacidade específica através de uma análise empírica.

Esta análise permite estabelecer uma equação relacionando os valores de capacidade específica dos poços com os valores de transmissividade obtidos na interpretação dos testes, o que possibilita gerar um maior número de dados para elaboração do mapa de isotransmissividade da área estudada.

Os valores obtidos para os parâmetros hidráulicos do aquífero, pelas duas metodologias, foram então correlacionados para se verificar as possíveis discrepâncias entre os dois métodos, e comparados com os valores apresentados em outros estudos para a mesma região.

3.3.3 Elaboração do balanço hídrico

O balanço hídrico é um sistema contábil de monitoramento da água do solo e resulta da aplicação do princípio de conservação de massa para a água num volume de solo. Em função da tomada de decisão, o balanço hídrico pode ser classificado como: balanço hídrico normal e; balanço hídrico sequencial. O balanço hídrico normal ou climatológico é frequentemente apresentado na escala mensal e para um “ano médio”, de maneira cíclica, sendo uma importante ferramenta para o planejamento agrícola e a caracterização climática de uma região. Enquanto, o balanço hídrico sequencial permite acompanhar a disponibilidade de água no solo no momento de seu cálculo, podendo ser a escala de tempo compatível com as tomadas de decisões, ou seja, diária, semanal, decendial ou mensal.

O balanço hídrico climatológico, descrito por Thornthwaite e Mather (1955) é uma das diversas maneiras de se monitorar o armazenamento de água no solo. Partindo-se do suprimento natural de água para o solo, representado pelas chuvas e da demanda atmosfera, simbolizada pela evapotranspiração potencial, e com um armazenamento máximo apropriado para a planta cultivada, o balanço hídrico fornece estimativas do armazenamento de água no solo, evapotranspiração real, da deficiência hídrica e do excedente hídrico em diversas escalas de tempo.

O balanço hídrico aqui apresentado tem por objetivo fornecer uma estimativa da água de precipitação disponível para a recarga subterrânea que constitui a reserva renovável e, em certas circunstâncias, pode ser considerada como recurso explotável. Esta parcela do balanço hídrico é aqui denominada de infiltração efetiva (I_e), e é calculada por diferença através da avaliação dos demais elementos do balanço hídrico a partir de dados de médias de totais mensais de precipitação e médias mensais de precipitação de séries históricas destes dados.

Considerando as restrições impostas para cálculos desta natureza, acreditamos que este método estabelece uma ordem de grandeza a respeito da recarga do sistema de aquíferos livres.

Castany (1975), partindo do balanço hídrico global para um ano hidrológico, propõe uma expressão para o balanço hídrico de aquíferos livres a partir de simples discriminação das parcelas em que se divide a água proveniente da precipitação.

Sabe-se que a lâmina de água precipitada sobre o solo (PPT) pode ser dividida em três parcelas: o escoamento superficial (ES), a infiltração total (I_T) e a evapotranspiração real (ETR). Portanto, a expressão geral do balanço hídrico médio é:

$$PPT = ES + ETR + I_T \quad (3)$$

A infiltração total (I_T) inclui a água retida no solo (I_r) e a água que penetra no sistema formado pelo aquífero livre (I_e), denominada infiltração eficaz, que corresponde à parcela da precipitação que alimenta a reserva subterrânea. Esta parcela está diretamente relacionada com as flutuações da superfície potenciométrica que refletem a variação das reservas de água subterrânea.

As regras gerais de balanço hídrico, originalmente utilizadas em bacias hidrográficas, são aplicáveis no caso de aquíferos livres, sendo que o principal aporte de um aquífero livre é a infiltração eficaz (I_e).

Castany (1975) sugere a introdução da infiltração eficaz (I_e), calculada por diferença a partir da precipitação (PPT), da evapotranspiração real (ETR) e do escoamento superficial (ES), segundo a expressão:

$$I_e = PPT - (ETR + ES) \quad (4)$$

No caso de balanço hídrico de aquíferos, dependendo das características do solo, o escoamento superficial (ES) pode ser considerado insignificante por conta da morfologia do solo. Quando é importante, uma parte infiltra, outra evapora e o resto volta ao fluxo. Todas estas quantidades já estão contabilizadas no balanço e, portanto, pode-se omitir o escoamento superficial (ES) e escrever a seguinte expressão para a obtenção da infiltração eficaz:

$$I_e = PPT - ETR \quad (5)$$

A evapotranspiração real (ETR) é o termo mais importante, porém o menos conhecido, de um balanço hídrico. Em geral, sua determinação é feita com a utilização de fórmulas empíricas baseadas em fatores climáticos: temperatura média, altura de precipitação e, às vezes, insolação e velocidade dos ventos. No caso de regiões com estações secas e chuvosas bem distintas, a variação dos fatores

climáticos com o tempo, no decorrer de um ano hidrológico, é de extrema importância para a avaliação da evapotranspiração real (ETR), e a altura média mensal de precipitação é muito mais importante que dados anuais.

Deste modo, dentre algumas das diversas fórmulas propostas para a determinação da evapotranspiração real (COUTAGNE e TURC, *apud* CASTANY, 1975), o método proposto por Thornthwaite é o que melhor se adapta às áreas com as características climáticas que apresentam alternância de períodos secos e chuvosos bem diferenciados (VASCONCELOS, 1996).

A equação de Thornthwaite, considerando a temperatura média mensal, fornece a evapotranspiração potencial mensal (ETP), em milímetros, através da seguinte fórmula:

$$ETP = 16 (10T/I)^a K \quad (6)$$

Onde, (T) é a temperatura média mensal em °C, (I) é o índice térmico e (K) é um fator de correção que depende da latitude (VILELA e MATTOS, 1975).

O índice térmico (I) é obtido da seguinte maneira:

$$I = \sum_{i=1}^{12} I_i \quad (7)$$

Onde,

$$I_i = (T_i / 5)^{1,5} \quad (8)$$

Sendo: (T) a temperatura média de cada mês do ano, portanto, (i) varia de 1 a 12 e os índices térmicos mensais, assim obtidos, somados darão o índice térmico anual.

O termo (a) é obtido em função do índice térmico através da seguinte expressão:

$$a = 0,49239 + 1792 \times 10^{-5} I - 771 \times 10^{-7} I^2 + 675 \times 10^{-9} I^3 \quad (9)$$

A evapotranspiração real (ETR) é obtida a partir da comparação da evapotranspiração potencial (ETP) com a precipitação (PPT), estabelecendo-se um valor para a quantidade máxima de água que o solo pode armazenar. Este valor é arbitrado de acordo com a natureza do terreno. Sabe-se que é de 50 mm em solos arenosos e 200 mm em solos argilosos (CASTANY, 1975), e corresponde à quantidade de água retida no solo (C) que é denominada de capacidade de retenção do solo e correlacionável com a capacidade de campo utilizada em agronomia.

Então, a evapotranspiração real (ETR) é determinada para cada um dos meses do ano, considerando a retenção de água no solo (C), as médias mensais de precipitação (PPT) e os valores de evapotranspiração potencial (ETP), calculados para a série de anos utilizada na determinação das médias mensais de precipitação e temperatura.

Com a evapotranspiração real (ETR) e a precipitação (PPT) chega-se a uma estimativa para a infiltração eficaz (I_e) que corresponde à recarga subterrânea e que, na ausência de medidas diretas da variação de carga hidráulica anual, pode ser também uma estimativa para a reserva renovável do sistema aquífero.

Para a elaboração do balanço hídrico da área de estudo foram coletados dados pluviométricos de 26 postos existentes na área e no seu entorno, disponibilizados no site da Agência Nacional de Águas (ANA, 2016). Ao analisar esses dados, optou-se por suprimir das séries os anos que apresentavam falhas.

A partir dos dados pluviométricos consistidos, foi obtida a infiltração efetiva para cada um destes postos, calculando-se a evapotranspiração potencial (ETP) mensal pela fórmula de Thornthwaite, em seguida a evapotranspiração real (ETR) mensal e a infiltração efetiva (I_e), admitido que a retenção da água de precipitação no solo é de 100 mm. Vale ressaltar que as temperaturas médias mensais utilizadas nestes cálculos foram estimadas por regressão múltipla e fornecidas pela Fundação Cearense de Pesquisa e Meteorologia (Funceme).

A infiltração efetiva calculada corresponde à disponibilidade da água de precipitação para a recarga subterrânea. Mesmo partindo da hipótese de que o sistema aquífero é homogêneo, no que se refere à porosidade efetiva e condutividade hidráulica, sabe-se que a recarga assimilada por este sistema é variável em função da posição, tendo em vista que a transmissividade e a carga hidráulica assumem valores distintos para diferentes locais. Desta forma, a estimativa de recarga exige a consideração de hipóteses simplificadoras tornando qualquer avaliação quantitativa vulnerável a questionamentos. A avaliação aqui apresentada estabelece essas considerações, sem as quais seria impossível chegar-se a qualquer avaliação quantitativa da recarga direta para a área de estudo.

Através dos valores calculados de infiltração efetiva foi gerada uma malha de interpolação quadrada com 1,5 km de lado, utilizando-se o procedimento de krigagem, com modelo de variograma linear. Desta forma foi possível traçar um mapa de isolinhas de infiltração efetiva revelando sua variação espacial.

3.3.4 Estimativa das reservas hídricas subterrâneas

Os volumes hídricos armazenados nos sistemas aquíferos representam as reservas e podem ser avaliadas segundo o ponto de vista natural ou utilitário. Tradicionalmente essas reservas são classificadas como renováveis (reguladoras) e não renováveis (permanentes). As reservas totais são obtidas pela somatória das reservas renováveis e permanentes.

As reservas renováveis (R_r), conforme Gaspar (2006), consistem no volume hídrico acumulado no meio aquífero por alimentação natural (precipitação) no ano hidrológico. Este volume, correspondente a recarga do aquífero, é diretamente dependente do regime de precipitação, e pode variar anualmente tanto em função da precipitação como das condições de uso do solo, que podem acarretar mudanças no volume infiltrado.

Existem diversos métodos para a determinação da recarga de água subterrânea, com destaque para as classificações apresentadas por Peralta *et al.* (2003) e por Oliveira (2004). No entanto, nesta tese, optou-se pelo agrupamento dos métodos existentes em três grandes grupos: os métodos físicos; os métodos químicos; e os métodos numéricos, conforme abordado por Santos (2012).

Os modelos hidrológicos de base física utilizam equações e parâmetros que tentam representar com fidelidade o comportamento físico dos processos. São aqueles que se baseiam na medição direta de algum fluxo e/ou variável hidrológica, e a partir deste, a estimativa da recarga.

Os métodos químicos se baseiam na utilização de traçadores, artificiais ou naturais, para estimativa da taxa de recarga. São métodos com um longo histórico de utilização e ainda largamente aplicados.

Os métodos numéricos são baseados em modelos matemáticos e tem seu desenvolvimento associado à própria evolução dos métodos computacionais para solução das equações que governam o escoamento da água em meios porosos.

Segundo Costa (2000), a reserva permanente (R_p) é o volume hídrico acumulado no meio aquífero, em função da porosidade eficaz e do coeficiente de armazenamento, não variável em decorrência da flutuação sazonal da superfície potenciométrica.

O cálculo da reserva permanente depende do tipo de aquífero avaliado. Nos aquíferos intergranulares não confinados (livres) é igual ao volume de saturação (V_s), enquanto que nos aquíferos confinados corresponde a soma do volume armazenado sob pressão (V_p) com o de saturação (V_s).

Considerando que o aquífero Serra Grande na borda nordeste da Bacia do Parnaíba não é confinado, o cálculo da sua reserva permanente é realizado através da equação:

$$R_p = A \times b \times \eta_e \quad (10)$$

Onde: A é a área de ocorrência do aquífero (L^2); b é a espessura saturada do aquífero livre (L) e η_e é a porosidade efetiva do aquífero (adimensional),

Além das reservas renovável e permanente, existe também a reserva explotável, a qual Costa (*op. cit.*) denomina de Potencialidade e a define como sendo o volume hídrico que pode ser utilizado anualmente, incluindo, por vezes, uma parcela das reservas permanentes, passíveis de serem explotadas, com descarga constante, durante um determinado período de tempo. Ou seja:

$$P_o = R_r + (\mu \times R_p) \quad (11)$$

Onde: P_o é a Potencialidade, R_r é a reserva renovável, R_p é a reserva permanente e μ é um percentual da reserva permanente. Em geral, adota-se 30% da reserva permanente para cinquenta anos de explotação.

Outro termo conceituado por Costa (*op. cit.*) foi a disponibilidade hídrica subterrânea, que pode ser: Virtual, representada pela parcela máxima que pode ser aproveitada anualmente da potencialidade, correspondendo à vazão anual que pode ser extraída do aquífero ou do sistema aquífero, sem que se produza um efeito indesejável de qualquer ordem; Efetiva, é o volume anual passível de explotação através das obras de captação existentes, com base na vazão máxima de explotação ou vazão ótima e num regime de bombeamento de 24 horas diárias, em todos os dias do ano e; Atual, é o volume anual atualmente explotado nas obras existentes.

A disponibilidade efetiva atual é geralmente inferior a disponibilidade efetiva instalada, pois, em geral, sobretudo em obras privadas, as vazões captadas são inferiores a vazão ótima e o regime de bombeamento dificilmente ultrapassa 8h/24h, sendo até mesmo comum, o uso em dias descontínuos; além do mais, muitos dos poços existentes se acham desativados ou abandonados.

4 CARACTERÍSTICAS GERAIS DA ÁREA

As características geoambientais da área de estudo são fundamentais para a avaliação hidrogeológica do aquífero Serra Grande. O regime de precipitação e temperatura anuais, assim como, os aspectos geomorfológicos, tipos de solos e, até mesmo, a vegetação, influenciam diretamente no comportamento do aquífero e podem interferir de maneira significativa na preservação do mesmo.

4.1 Localização e Acesso

A área de estudo situa-se na borda nordeste da Bacia Sedimentar do Parnaíba, no nordeste do estado do Piauí e noroeste do estado do Ceará, onde afloram os sedimentos do Grupo Serra Grande. Está inserida no polígono delimitado pelas seguintes coordenadas geográficas: no limite superior, 03°05'14"S e 41°57'44"W; no limite inferior, 05°31'27"S e 41°36'00"W (Figura 4.1).

Os sedimentos do Grupo Serra Grande, alvo dessa pesquisa, têm área aflorante de 12.533,5 km², abrangendo totalmente, ou em parte, 27 municípios, sendo dezessete no estado do Ceará e dez do estado do Piauí. A Tabela 4.1 apresenta a relação desses municípios e o respectivo Estado.

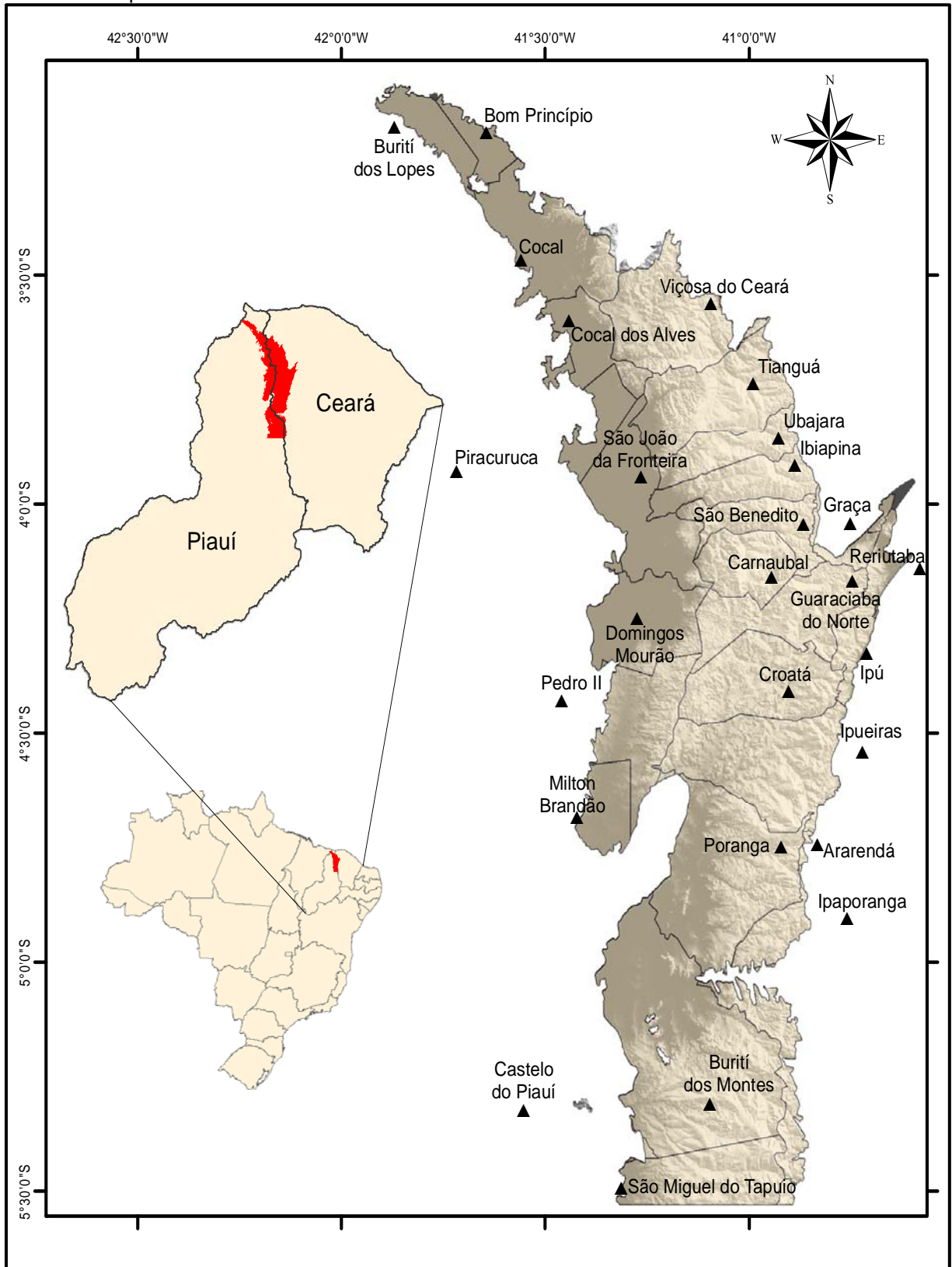
O acesso à área, a partir de Teresina, capital do estado do Piauí, se faz pela BR-343 na direção da cidade de Parnaíba e a BR-222 até a divisa com o estado do Ceará, numa distância aproximada de 200 km, e depois por rodovias estaduais. A partir de Fortaleza, capital do estado do Ceará, se faz pela BR-222 na direção da cidade de Tianguá, distante cerca de 300 km, e em seguida por rodovias estaduais.

Tabela 4.1 - Relação dos municípios inseridos, em parte ou totalmente, na área de estudo, com o respectivo Estado.

ESTADOS	MUNICÍPIOS
Ceará	Granja, Viçosa do Ceará, Tianguá, Ubajara, Ibiapina, São Benedito, Carnaubal, Guaraciaba do Norte, Croata, Ipú, Reriutaba, Graça, Pacujá, Ipueiras, Poranga, Ipaporanga e Crateús.
Piauí	Buriti dos Lopes, Bom Princípio, Cocal, Cocal dos Alves, Piracuruca, São João da Fronteira, Domingos Mourão, Pedro II, Milton Brandão e Buriti dos Montes.

Fonte: Elaborado pelo Autor.

Figura 4.1 - Mapa de localização da área de pesquisa e das principais cidades da região com seus limites municipais.



Fonte: Elaborado pelo Autor

4.2 Geomorfologia

Em um estudo pioneiro sobre a geologia do Piauí e parte do Ceará, SMALL (1913) descreveu que o estado do Piauí tem inúmeras chapadas, diferentemente do estado do Ceará, cuja topografia, em sua grande parte é de morros ondulados e serras.

Conforme a compartimentação do relevo brasileiro, a geomorfologia da área de estudo é representada, predominantemente, pelo Planalto da Ibiapaba (70,5%) e a Depressão do Meio Norte (28,5%), além, de uma pequena faixa de Planície Fluvial (0,1%).

O Planalto da Ibiapaba compreende a área abrangida pela porção nordeste da Bacia Sedimentar do Parnaíba e constitui-se de um planalto sedimentar do tipo cuestiforme. O relevo é dessimétrico constituído por uma sucessão alternada das camadas com diferentes resistências ao desgaste e que se inclinam numa direção, formando um declive suave no reverso, e um corte abrupto ou íngreme na chamada frente de cuesta (GUERRA, 2001). As altitudes variam de 300 m ao sul a 800 m no reverso imediato da Ibiapaba, com uma inclinação aproximada entre 11° e 8° decrescendo rumo ao centro da bacia (BRASIL, 1973)

A Depressão do Meio Norte, também denominada de Superfície Aplainada da Bacia do Rio Parnaíba ou Patamar do Rio Parnaíba, consiste em uma vasta superfície arrasada por processos de erosão generalizados do relevo em diferentes níveis altimétricos, invariavelmente em cotas baixas, entre 50 e 300 m. Nessa extensa zona topograficamente rebaixada, foram instalados os principais sistemas de drenagem do estado, como os rios Parnaíba, Longá e Potí, dentre outros, apresentando uma rede de canais de padrão dendrítico a subparalelo.

As Planícies Fluviais representam relevos de agradação, em zonas de acumulação atual. São superfícies sub-horizontais, constituídas de depósitos arenoargilosos a argiloarenosos, apresentando gradientes extremamente suaves e convergentes em direção aos cursos d'água principais, com terrenos imperfeitamente drenados nas planícies de inundação, sendo periodicamente inundáveis e bem drenados nos terraços. A amplitude de relevo nessas áreas é praticamente nula, apresentando inclinação máxima de três graus (PFALTZGRAFF, TORRES e BRANDÃO, 2010).

4.3 Solos

Conforme o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos - SiBCS (EMBRAPA, 2009), na área de estudo ocorrem, predominantemente, três tipos de solos: Neossolo Quartzarênico (51%), Neossolo Litólico (23%) e Latossolo Vermelho-Amarelo (18%). Ocorrem ainda, em menor proporção, Luvisolo Crômico (4,9%), Argissolo Vermelho-Amarelo (2,5%), Planossolo Hidromórfico (0,2%) e Plintossolo Pétrico (0,2%), distribuídos espacialmente conforme mostra a Figura 4.2.

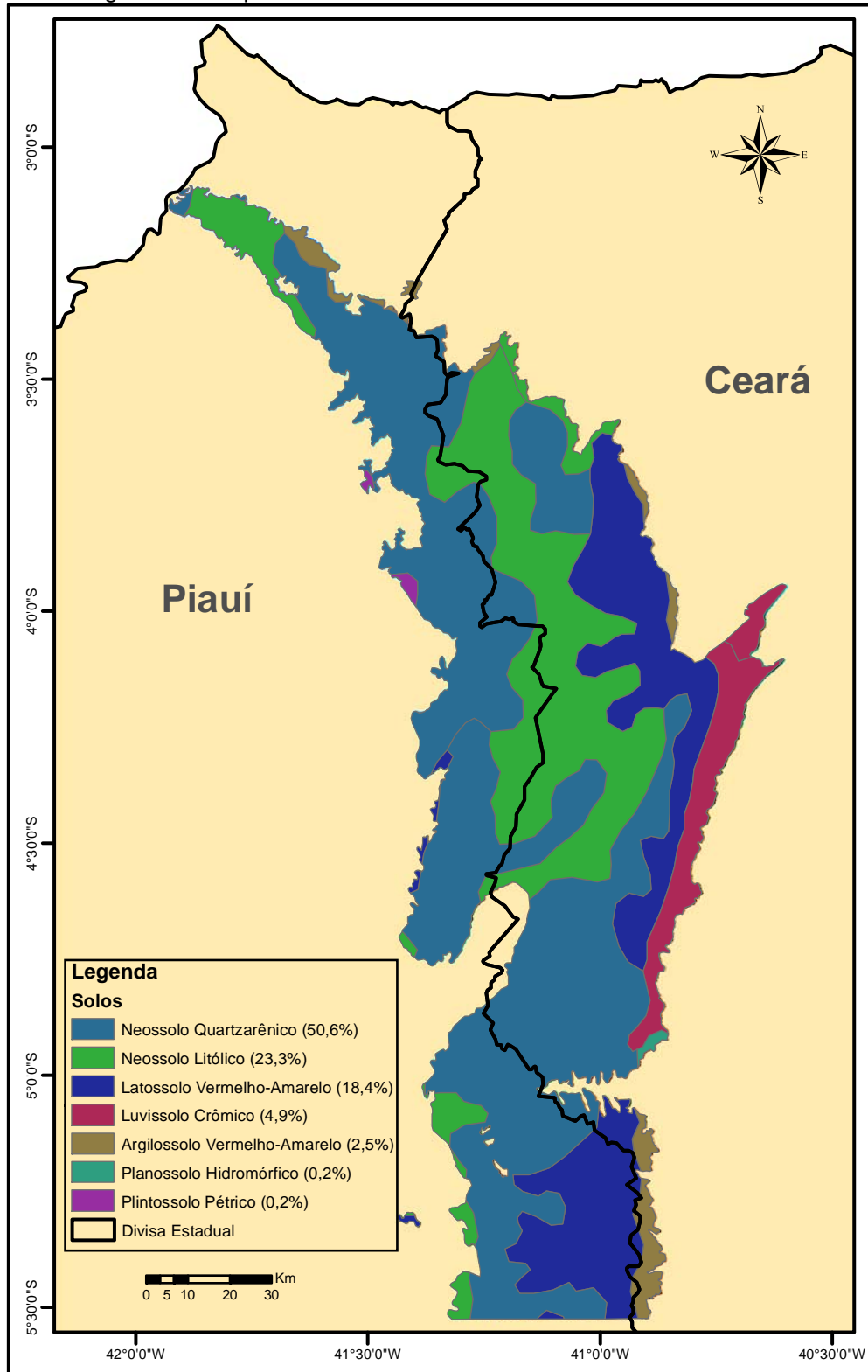
Os Latossolos Vermelho-Amarelos são identificados em extensas áreas dispersas em todo o território nacional associados aos relevos planos, suaves ondulados ou ondulados. Ocorrem em ambientes bem drenados, sendo muito profundos e uniformes em características de cor, textura e estrutura em profundidade. São muito utilizados para agropecuária, apresentando limitações de ordem química em profundidade. Em condições naturais, os teores de fósforo são baixos, sendo indicada a adubação fostatada. Outra limitação ao uso desta classe de solo é a baixa quantidade de água disponível às plantas (EMBRAPA, 2013).

Os Neossolos Quartzarênicos ocorrem em relevo plano ou suave ondulado, apresentam textura arenosa ao longo do perfil e cor amarelada uniforme abaixo do horizonte A, que é ligeiramente escuro. Considerando-se o relevo de ocorrência, o processo erosivo não é alto, porém, deve-se precaver com a erosão devido à textura ser essencialmente arenosa. Por serem profundos, não existe limitação física para o desenvolvimento radicular em profundidade, mas a presença de caráter álico ou do caráter distrófico limita o desenvolvimento radicular em profundidade, agravado devido a reduzida quantidade de água disponível (textura essencialmente arenosa). Os teores de matéria orgânica, fósforo e micronutrientes são muito baixos. A lixiviação de nitrato é intensa devido à textura essencialmente arenosa. Solos mais apropriados para reflorestamento, sendo, porém, nos estados de São Paulo, Ceará e Bahia, utilizados para cultura de cana-de-açúcar. No nordeste, verificam-se grandes áreas cultivadas com cajueiro (EMBRAPA, 2013).

Os Neossolos Litólicos compreendem solos rasos, onde geralmente a soma dos horizontes sobre a rocha não ultrapassa 50 cm, estando associados normalmente a relevos mais declivosos. As limitações ao uso estão relacionadas a pouca profundidade, presença da rocha e aos declives acentuados associados às áreas de ocorrência destes solos. Estes fatores limitam o crescimento radicular, o

uso de máquinas e elevam o risco de erosão. Sua fertilidade está condicionada à soma de bases e à presença de alumínio. Podem ser utilizados para culturas de milho, feijão e algodão (EMBRAPA, 2013).

Figura 4.2 - Mapa de solos da borda nordeste da Bacia do Parnaíba.



Fonte: Embrapa (2009)

Os Luvisolos Crômicos são solos de cores bastante fortes, vermelhas ou amarelas. Apresenta o caráter eutrófico, que favorece o enraizamento em profundidade. Outro aspecto refere-se à presença de minerais primários facilmente intemperizáveis. Ocorrem em regiões de elevada restrição hídrica, restringindo-se ao Nordeste do Brasil, onde se distribuem principalmente na zona semiárida, geralmente em áreas de relevo suave ondulado. São solos rasos, ou seja, raramente ultrapassam um metro de profundidade e apresentam usualmente mudança textural abrupta. As limitações de uso relacionam-se à quantidade de pedras no horizonte superficial que pode dificultar o uso de mecanização agrícola e a suscetibilidade à compactação. Devido à mudança textural abrupta, são suscetíveis à erosão. Há também a limitação quanto à água disponível no solo, sendo maior em locais mais secos (clima semiárido) (EMBRAPA, 2013).

Os Argissolos Vermelho-Amarelos estão presentes em todo o território nacional, do Amapá ao Rio Grande do Sul, constituindo a classe de solo das mais extensas no Brasil, ao lado dos Latossolos. Ocorrem em áreas de relevos mais acidentados e dissecados do que os relevos nas áreas de ocorrência dos Latossolos. As principais restrições são relacionadas à fertilidade, em alguns casos, e susceptibilidade à erosão (EMBRAPA, 2013).

Os Planossolos Hídromórficos são solos minerais que apresentam desargilização (perda de argila) vigorosa da parte superficial e acumulação ou concentração intensa de argila no horizonte subsuperficial. O potencial de uso agrícola destes solos está relacionado ao ambiente de ocorrência, principalmente aos relevos plano e suave ondulado. Verifica-se a utilização dos hidromórficos com o arroz irrigado. As limitações ou restrições estão relacionadas à permeabilidade lenta ou muito lenta, normalmente adensados devido ao acúmulo de argila em sua superfície. A presença de horizonte endurecido ou cimentado é responsável pela formação de lençol d'água sobreposto (suspenso), de existência periódica e presença variável durante o ano. Condição essa que responde pela restrição à percolação de água, independente da posição do lençol freático, ocasionando retenção temporária de água. Constituem, também, limitações ao uso a textura superficial arenosa pelas implicações na retenção de umidade e na deficiência nutricional, e a presença de teores elevados de sódio que podem afetar o desenvolvimento da maioria das culturas (EMBRAPA, 2013).

Os Plintossolos são solos constituídos por material mineral, apresentando horizonte plíntico, litoplíntico ou concrecionário, todos provenientes da segregação localizada de ferro, que atua como agente de cimentação. São típicos de zonas quentes e úmidas, mormente com estação seca bem definida. Ocorrem em terços inferiores de encostas ou áreas de surgentes, sob condicionamento quer de oscilação do lençol freático, quer de alagamento ou encharcamento periódico por efeito de restrição à percolação ou escoamento de água. Encontram-se normalmente em bordas de platôs e áreas ligeiramente dissecadas de chapadas e chapadões das regiões do Piauí e Maranhão. Apresentam potencial agrícola, sendo muito utilizado com o cultivo de arroz irrigado. Os concrecionários podem ser utilizados para produção de material para construção da base de estradas. As principais limitações desta classe de solo para o uso agrícola estão relacionadas à baixa fertilidade natural, acidez elevada e drenagem (EMBRAPA, 2013).

4.4 Vegetação

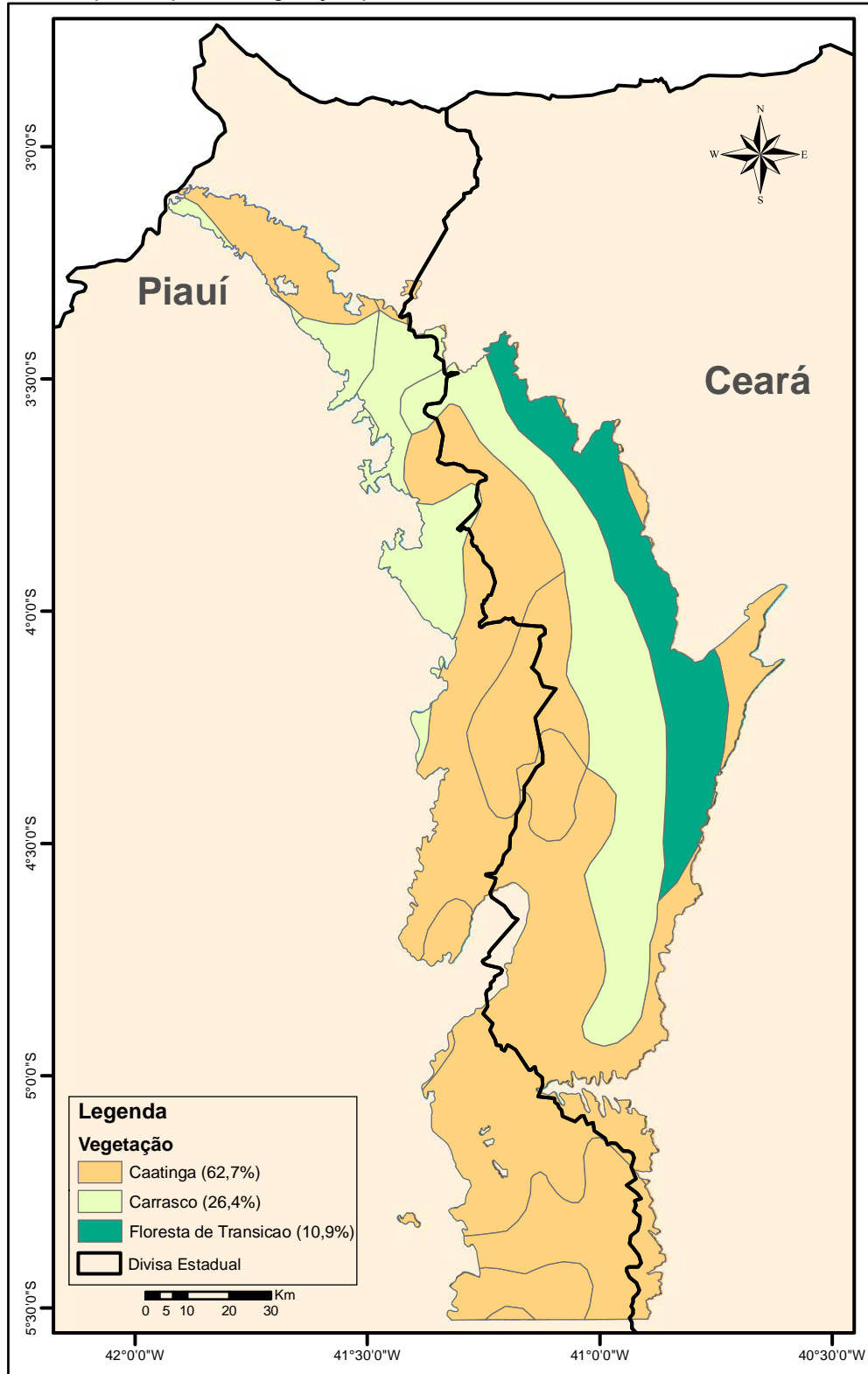
A vegetação primária que compõe o planalto da Ibiapaba é representada essencialmente por caatingas densas, “carrascos” e matas plúvio-nebulares. Elas são reflexos das interações dos fatores abióticos onde as diferentes condições ecológicas repercutem como mecanismo para estabelecer as condições ecodinâmicas (Figura 4.3).

O setor setentrional configura-se como um ambiente de exceção em relação ao domínio das caatingas semiáridas, pois o obstáculo topográfico proporciona a ocorrência de chuvas orográficas a partir da ascensão de ventos úmidos provenientes de sudeste. As condições climáticas úmidas permitem a fixação de uma expressiva mata de encosta caracterizando-se num verdadeiro brejo de altitude (SANTOS e SOUZA, 2012).

O restante da área constitui-se de uma zona de transição entre a caatinga, floresta tropical e a vegetação litorânea. A caatinga se constitui de espécies xerófitas e caducifólias, totalmente adaptadas ao clima seco, com predominância de cactáceas e bromeliáceas. A floresta tropical é a mais rica em espécies do que a maioria das outras. A vegetação litorânea é uma formação presente nas terras baixas e planícies do litoral e suas espécies são bastante

variadas, porém, típica de regiões alagadas e salobras que abrigam manguezais, gramíneas e plantas rasteiras.

Figura 4.3 - Mapa do tipos de vegetação predominantes na borda nordeste da Bacia do Parnaíba.



Fonte: IBGE (2004)

4.5 Hidrografia

Levando-se em conta o ciclo hidrológico em suas várias fases, pode-se considerar a precipitação como a fonte de alimentação dos mananciais. Sendo assim, a precipitação média anual sobre determinada região corresponderia ao recurso hídrico renovável máximo de que se poderia dispor. Porém, grande parte dessa água precipitada é consumida no processo de evapotranspiração, restando pois, uma fração relativamente pequena para compor o escoamento superficial direto, a infiltração e, em seguida, o escoamento subterrâneo. No nordeste brasileiro as taxas de evaporação são tão altas que, enquanto chove 800 mm/ano, a evaporação chega a 2100 mm anual (CEARÁ, 2008)

Na região existem duas estações distintas: a estação de chuva, que ocorre no primeiro semestre (predominantemente, de fevereiro a maio) e a estação seca. As concentrações de chuvas num curto período impõem a característica de intermitência a todos os rios que correm na região. Na época invernososa, o regime das correntes d'água é de acentuada torrencialidade. Terminadas as chuvas, o escoamento superficial cessa e, apenas nos rios de leito arenoso e poroso, forma-se lençol freático situado próximo à superfície.

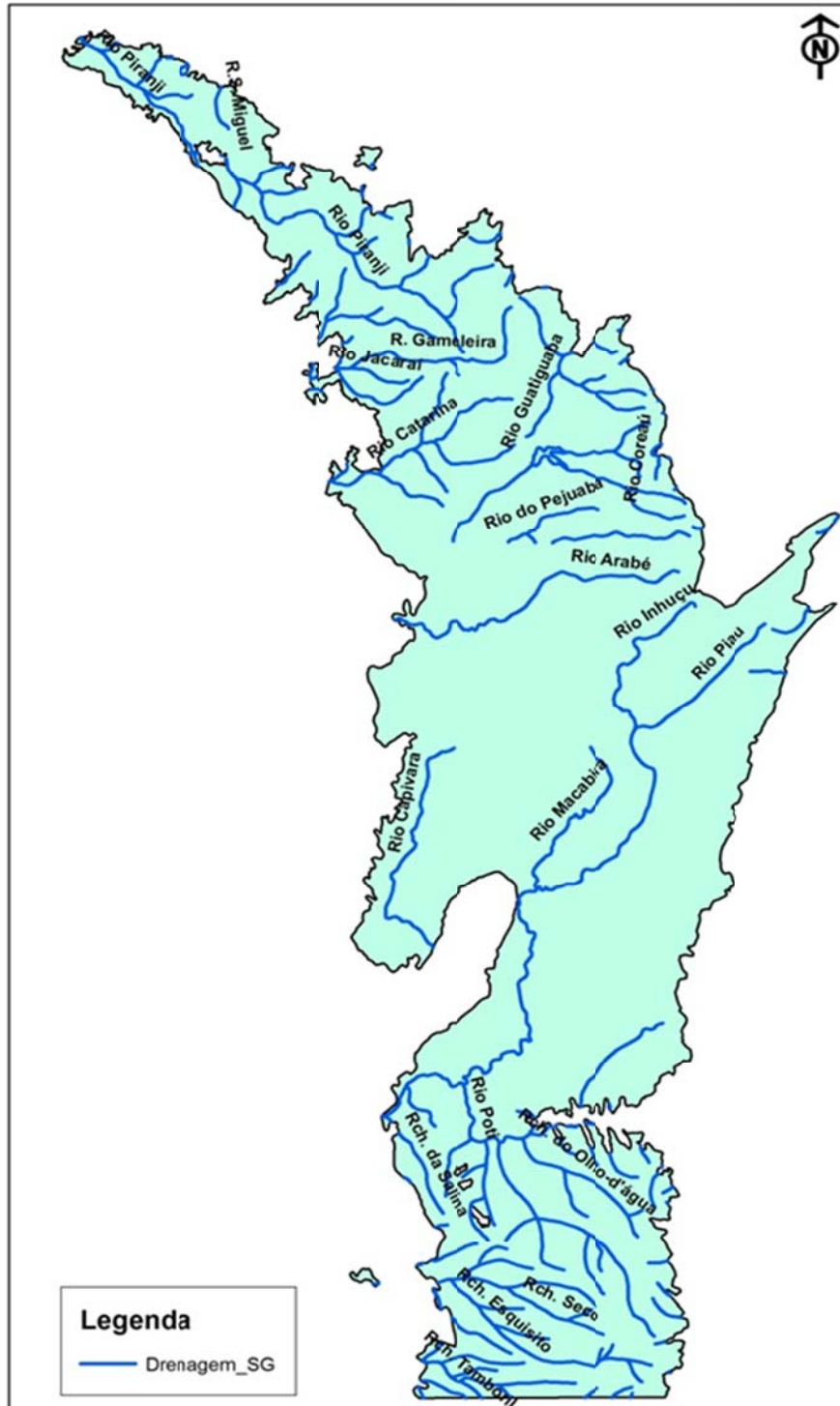
O regime fluvial recebe influência da temperatura, pela ação da evaporação, constituição geológica e pedológica das áreas, relevo e vegetação. Nas serras e pés-de-serras, os cursos d'água têm vazão assegurada durante a maior parte do ano pela favorabilidade desses fatores, como na serra da Ibiapaba. Além das mais baixas temperaturas, a maior porosidade e permeabilidade dos terrenos, diminuem o escoamento superficial e o regime torna-se mais regular, da mesma forma como a presença da vegetação densa contribui para tal fato.

De acordo com a Resolução nº 32 do Conselho Nacional de Recursos Hídricos, de 15 de outubro de 2003, que institui a divisão hidrográfica nacional, cerca de 95% dos corpos d'água da área de estudo estão inseridos na região hidrográfica do Parnaíba, os restantes pertencem a região do Atlântico Nordeste Oriental.

Além do rio Parnaíba, que limita a área de estudo na extremidade noroeste, destacam-se outros importantes corpos d'água na região (Figura 4.4). O rio Poti, relevante contribuinte do rio Parnaíba, que nasce no Ceará e escoar para o Piauí, cortando toda porção sul da área. O rio Macambira, principal afluente o rio Poti, que nasce nos altiplanos de Carnaubal e Croatá. Os rios Jaburu e Arabê, que

escoam no sentido leste-oeste da área e afluem para o rio Longá, outro contribuinte do rio Parnaíba. Inclusive, as águas do rio Jaburu são barradas, no município de Ubajara, pelo açude Jaburu I, com capacidade de acumulação de 141 milhões de metros cúbicos e é responsável pelo abastecimento d'água de 313 mil habitantes das principais cidades da serra da Ibiapaba (CEARÁ, 2009).

Figura 4.4 - Mapa da rede hidrográfica da borda nordeste da Bacia do Parnaíba.



Fonte: Elaborado pelo Autor

4.6 Aspectos Climatológicos

Na região a circulação atmosférica é regida, principalmente, por três sistemas sinóticos geradores de precipitação: a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT); o Centro de Vorticidade Ciclônica (VCAS); e as Linhas de Instabilidade (LI). A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) é a de maior importância, pelos seus constantes deslocamentos nos dois hemisférios que atuam no Nordeste provocando chuvas (CEARÁ, 1992).

A ZCIT é uma banda de nuvens que circunda a faixa equatorial do globo terrestre, formada principalmente pela confluência dos ventos alísios do hemisfério norte com os ventos alísios do hemisfério sul. De maneira simplista, pode-se dizer que a convergência dos ventos faz com que o ar, quente e úmido ascenda, carregando umidade do oceano para os altos níveis da atmosfera ocorrendo a formação das nuvens. A ZCIT é mais significativa sobre os Oceanos e por isso, a Temperatura da Superfície do Mar-TSM é um dos fatores determinantes na sua posição e intensidade (FUNCEME, 2002).

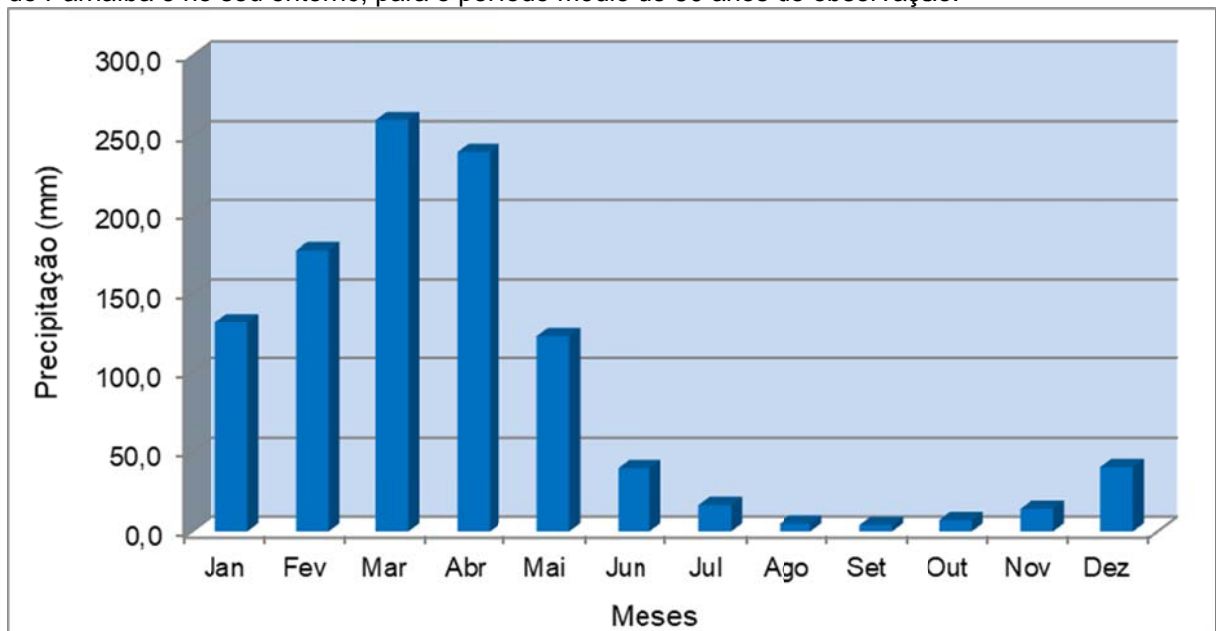
Os Vórtices Ciclônicos de Ar Superior (VCAS) que atingem a região Nordeste do Brasil formam-se no Oceano Atlântico entre os meses de outubro e março e sua trajetória normalmente é de leste para oeste, com maior frequência entre os meses de janeiro e fevereiro. Os VCAS são um conjunto de nuvens que, observado pelas imagens de satélite, têm a forma aproximada de um círculo girando no sentido horário. Na sua periferia há formação de nuvens causadoras de chuva e no centro há movimentos de ar de cima para baixo (subsidiência), aumentando a pressão e inibindo a formação de nuvens (FUNCEME, 2002).

As Linhas de Instabilidade (LI), que se formam principalmente nos meses de verão no hemisfério sul (dezembro a março), encontram-se ao sul da Linha do Equador influenciando as chuvas no litoral norte do Nordeste e regiões adjacentes e ocorrem no período da tarde e início da noite. São bandas de nuvens causadoras de chuva, normalmente do tipo cumulus, organizadas em forma de linha, daí o seu nome. Sua formação se dá basicamente pelo fato de que com a grande quantidade de radiação solar incidente sobre a região tropical ocorre o desenvolvimento das nuvens cumulus, que atingem um número maior à tarde, quando a convecção é máxima, com consequentes chuvas (FUNCEME, 2002).

4.6.1 Precipitação pluviométrica

A precipitação pluviométrica na área é caracterizada pela concentração de chuvas em poucos meses, o que torna a estação chuvosa bem definida. Cerca de 90% das precipitações anuais ocorrem no primeiro semestre do ano, sendo o período de fevereiro a abril considerado o mais chuvoso, conforme ilustrado na Figura 4.5, que ainda mostra a distribuição das precipitações médias mensais nos 24 postos pluviométricos existente na área de estudo e no seu entorno, para o período médio de 50 anos de observação.

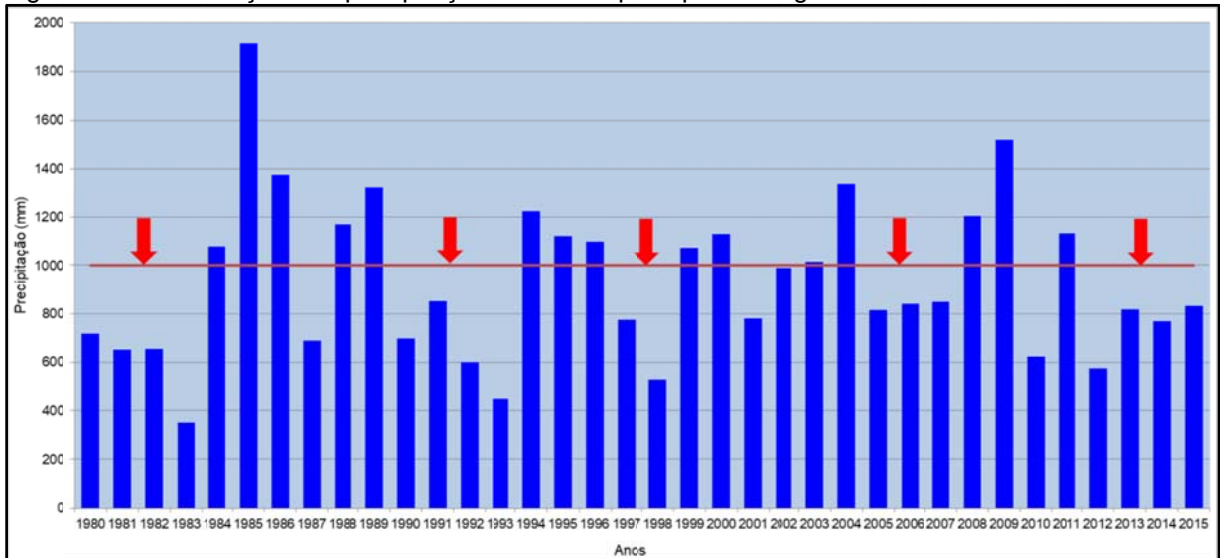
Figura 4.5 – Distribuição das precipitações médias mensais na borda nordeste da Bacia Sedimentar do Parnaíba e no seu entorno, para o período médio de 50 anos de observação.



Fonte: ANA (2016).

Esta grande variabilidade temporal e volumétrica também ocorre a nível anual, com anos extremamente chuvosos ou extremamente secos. Quando essa estiagem persiste por longo período, aliada as altas taxas de temperatura e evaporação, tem-se a configuração do fenômeno da Seca. A Figura 4.6 ilustra a distribuição regional das chuvas médias acumuladas no período de 1980 a 2015. A linha pontilhada representa a média pluviométrica calculada para a região, que é 1.000 mm. Os valores inferiores a esse, já podem caracterizar um quadro de escassez hídrica ou seca. As setas indicam os principais períodos de estiagem que ocorreram durante esse período de observação.

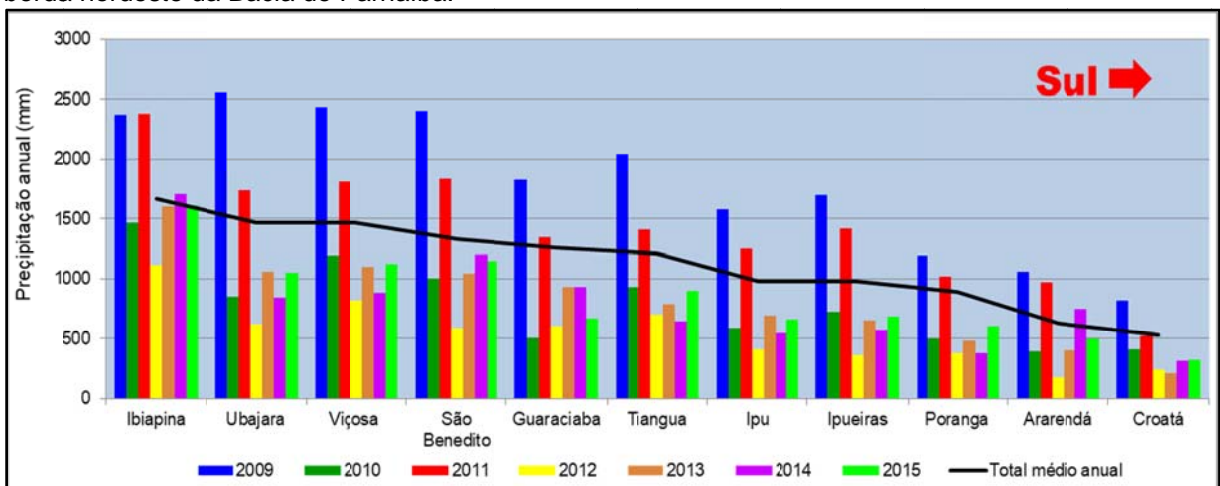
Figura 4.6 - Distribuição das precipitações anuais e principais estiagens ocorridas entre 1980 a 2015.



Fonte: ANA (2016). As setas indicam os principais períodos de estiagem.

A Figura 4.7 mostra a distribuição das precipitações, entre os anos de 2009 e 2015, em postos pluviométricos inseridos na área de estudo. Observa-se, uma nítida diminuição nos volumes precipitados em direção ao sul da área, onde estão localizados os municípios de Ipueiras, Poranga, Ararendá e Croatá. Isto ocorre, muito provavelmente, devido a diminuição na altitude da serra da Ibiapaba, amenizando o efeito das chuvas orográficas, assim como, pelo aumento da distância dessa região para o litoral, onde as chuvas são sempre mais frequentes. Verifica-se, também, que a região vem enfrentando um longo período de estiagem, com chuvas bem abaixo da média história de cada município, a exceção dos anos de 2009 e 2011.

Figura 4.7 - Precipitações totais anuais entre 2009 e 2015 nos principais postos pluviométricos da borda nordeste da Bacia do Parnaíba.



Fonte: ANA (2016).

4.6.2 Temperatura

A variação térmica anual na área é muito grande, sendo os meses de setembro a novembro os mais quentes, com temperaturas variando de 27 °C a 32 °C, e os meses de junho, julho e agosto, logo após a quadra chuvosa, como os mais frios, com mínimas em torno de 18 °C e 20 °C. As amplitudes térmicas variam de 8 °C, no mês de abril, até 12 °C, nos meses de setembro a novembro. As temperaturas médias ficam sempre abaixo dos 23 °C.

Devido à altitude, variando de 700 m a 900 m, os municípios localizados no topo da serra da Ibiapaba apresentam as temperaturas mais amenas, com a ocorrência de neblina no começo da manhã e a noite.

4.6.3 Classificação Climática

Para a classificação climática da área foi utilizado o método de Köppen-Geiger, extensamente usado para classificar os climas do mundo, seja na sua forma original ou com modificações.

Na determinação dos tipos climáticos de Köppen-Geiger são considerados a sazonalidade e os valores médios anuais e mensais da temperatura do ar e da precipitação. Cada grande tipo climático é denotado por um código, constituído por letras maiúsculas e minúsculas, cuja combinação denota os tipos e subtipos considerados.

Sendo assim, por apresentar temperatura média anual em torno de 23°C e duas estações bem definidas, que são o inverno (seco) e o verão (chuvoso), o clima na área enquadra-se no grupo A (Tropical). Considerando que cerca de 90% da precipitação na região ocorre entre fevereiro e maio, o verão-outono no hemisfério sul, então enquadra no tipo w'. Portanto, conforme a classificação de Köppen-Geiger, o clima da área de pesquisa é o Aw'(Tropical com estação seca no inverno).

4.7 Uso dos Recursos Hídricos

A área de estudo abrange 27 municípios entre os estados do Ceará e Piauí. No entanto, dezessete desses municípios têm sua sede ou mais da metade de seu território inserido na área pesquisada e, conforme estimativa do IBGE (IBGE, 2015), possuem uma população de aproximadamente 450 mil habitantes, onde metade vive na zona urbana.

Para suprir as necessidades hídricas de cerca de 78% dessa população, o estado do Ceará construiu, em 1983, o açude Jaburu I no município de Ubajara, com a capacidade de acumular 141 milhões de metros cúbicos de água (Figura 4.8). Posteriormente, em 1994, foi construída uma adutora com 150,50 km de extensão para abastecer os oito municípios cearenses localizados na serra da Ibiapaba (CEARÁ, 2015). Além de abastecer a população e de sua balneabilidade, as águas desse açude também são intensamente utilizadas na irrigação e agroindústria.

O Governo do Estado do Ceará planeja construir outro açude nesta região, com capacidade para 347 milhões de metros cúbicos de água, barrando o rio Inhuçu. O projeto prevê uma barragem mista de terra e enrocamento com núcleo argiloso, com altura máxima de 57 metros e cerca de 1200 metros de comprimento (CEARÁ, 2015).

A área de estudo conta também com cerca de 1400 poços cadastrados no banco de dados do Sistema de Informações de Águas Subterrâneas (Siagas), conforme pesquisa realizada em outubro de 2016 no site do Serviço Geológico do Brasil (CPRM, 2016). Porém, acredita-se que essa quantidade seja bem maior, pois, a população não abastecida com água do açude Jaburu I, cerca de cem mil habitantes, utiliza exclusivamente água subterrânea como fonte hídrica, além de uma parte considerável da população abastecida por água superficial que também possuem poços. Os constantes períodos de estiagem induzem a intensa perfuração de poços, geralmente, de forma descontrolada e sem critérios técnicos, nem observância das legislações em vigor.

Figura 4.8 - Vista aérea do açude Jaburu I, construído em 1983, no município de Ubajara (CE), com capacidade de acumular 141.000.000 m³ de água.



Fonte: Google (<http://ascom.cogerh.com.br/A%C3%A7udes/Fotos%20de%20A%C3%A7udes/>)

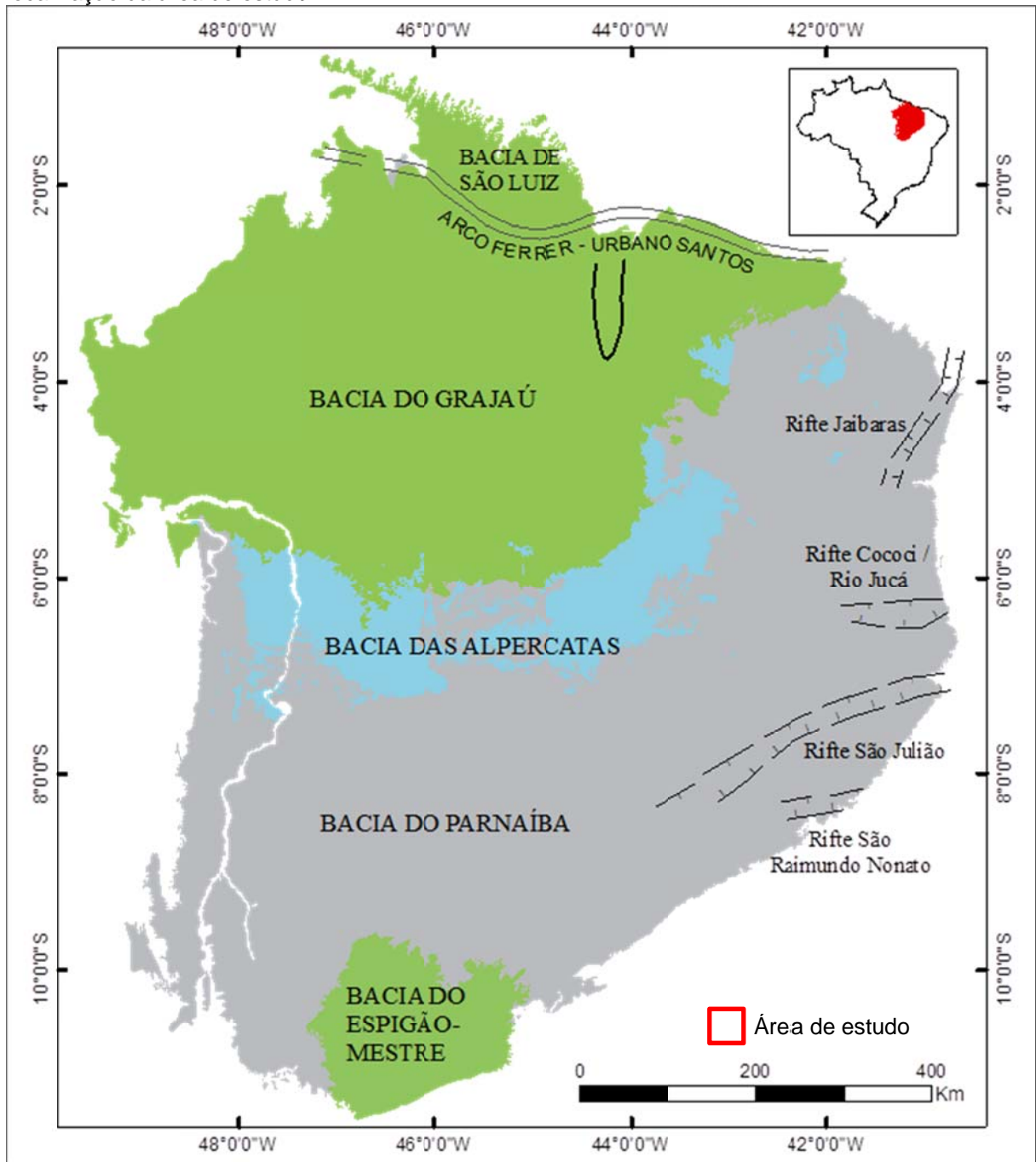
5 CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS DA ÁREA

A área de estudo está situada no nordeste da Plataforma Sul-Americana, mais especificamente na porção norte limítrofe entre as províncias Borborema e Parnaíba, no nordeste do Brasil. A Província Borborema (PB) representa extenso segmento geológico pré-cambriano, cuja geometria atual é decorrente da colisão entre os crátons Amazônico, São Luiz/Oeste Africano e São Francisco/Congo, evento conhecido como Orogenia Brasileira/Pan-Africana ocorrido no final do Neoproterozóico e início do Fanerozóico (BRITO NEVES e CORDANI, 1991; ARTHAUD, *et al.*, 2008; VAN SCHMUS, *et al.*, 2008). Dentro desse contexto, a área de estudo abrange ainda a transição entre dois domínios crustais distintos: Médio Coreá (DMC) e Ceará Central (DCC), cujo contato ocorre ao longo da Zona de Cisalhamento Sobral-Peró II (ZCSP-II) que configura a parte norte do Lineamento Transbrasileiro (LTB).

Por sua vez, a Província Parnaíba, em função da complexidade do quadro tectono-sedimentar e evolução policíclica, é compartimentada nas bacias sedimentares do Parnaíba, Alpercatas, Grajaú e Espigão-Mestre, conforme mostra a Figura 5.1, modificada de Góes, (1995). Bizzi *et al.* (2003) limitam a província a norte pelo Arco Ferrer-Urbano Santos, a leste e a sudeste pelas zonas de cisalhamento Tauá e Senador Pompeu, a oeste pelo Lineamento Tocantins-Araguaia e a noroeste pelo Arco Tocantins. A área de estudo está situada na borda nordeste da Bacia Sedimentar do Parnaíba. A implementação da bacia ocorreu sobre riftes cambro-ordovicianos (Jaibaras) o que a configura como do tipo IF/IS (Fratura Interior/Depressão Interior) (Góes, 1995; Bizzi *et al.*, 2003). Segundo Góes e Feijó, 1994, compreende três superssequências: Siluriana (Grupo Serra Grande), Devoniana (Grupo Canindé) e Carbonífera-Triássica (Grupo Balsas).

O conhecimento tectono-estratigráfico da bacia do Parnaíba provém dos vários estudos realizados a partir do início do século passado, complementados por trabalhos desenvolvidos pela Petrobras, através da perfuração de poços e estudos geofísicos para a pesquisa de petróleo. Destacam-se os trabalhos de Small (1913), Lisboa (1914), Mesner e Wooldridge (1964), Aguiar (1971), Lima e Leite (1978), Caputo (1984), Della Fávera, (1990), Góes e Feijó (1994) e Góes (1995).

Figura 5.1 - Unidades geotectônicas da Província Parnaíba com destaque, em vermelho, para a localização da área de estudo.



Fonte: modificado de Góes (1995).

5.1 Arcabouço Pré-Siluriano da Bacia do Parnaíba

Segundo Góes e Feijó (1994), a Bacia do Parnaíba desenvolveu-se diretamente sobre um substrato composto principalmente por rochas metamórficas oriundas de processos tectonomagmáticos, não mais antigos que o

Mesoproterozóico, sobre os quais se superpõem grabens preenchidos no Neoproterozóico e no Cambro-Ordoviciano. Sua origem ou subsidência inicial, provavelmente, esteja ligada às deformações e eventos térmicos finais a pós-orogênicos do Ciclo Brasileiro ou ao Estágio de Transição da plataforma. Essas estruturas grabeniformes, segundo Oliveira e Mohriak (2003), teriam controlado o deslocamento inicial da bacia.

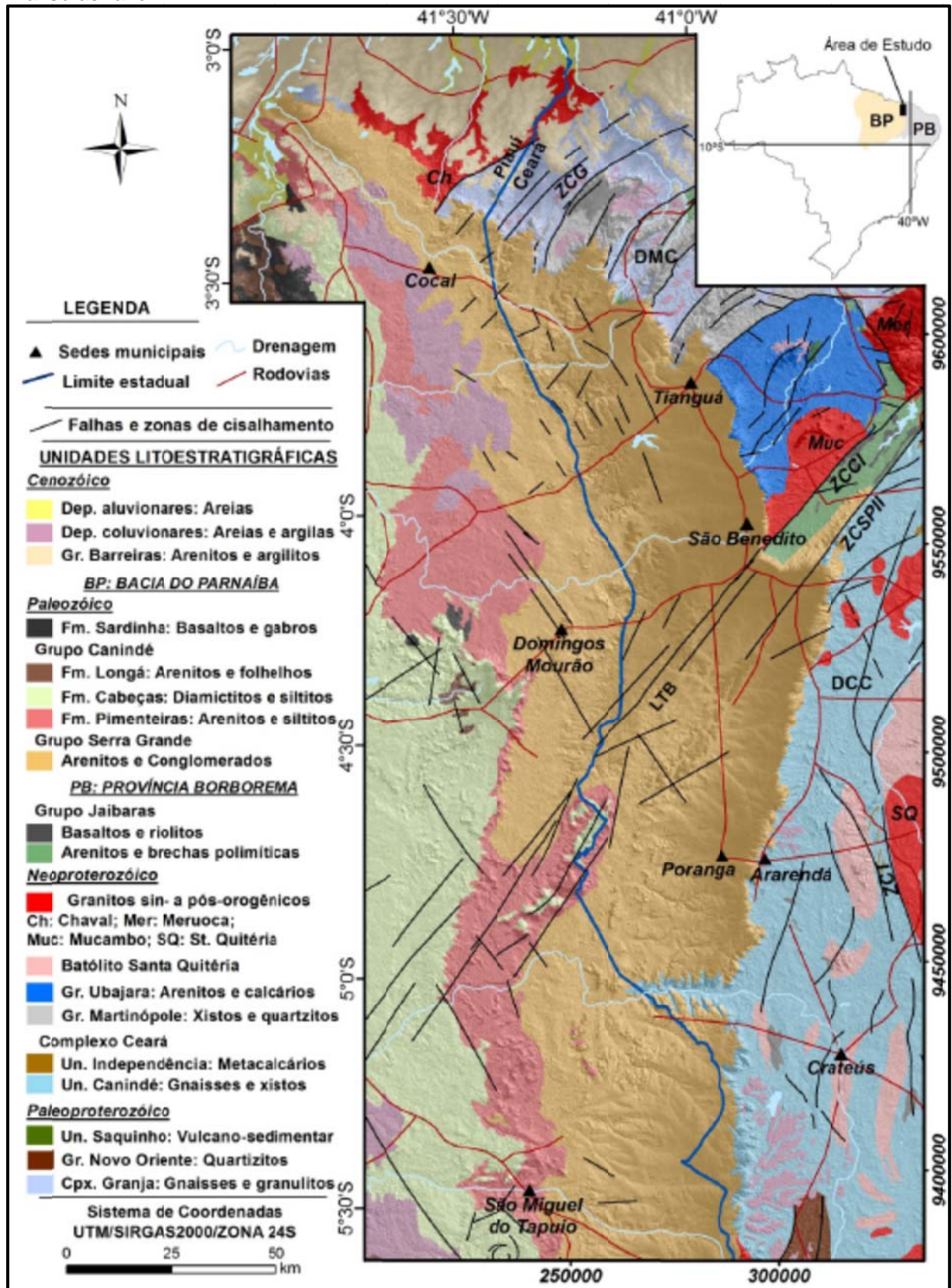
Para Vaz *et al.* (2007), esses sítios deposicionais, ou riftes precussores da Bacia do Parnaíba, seriam correlacionáveis ao Gráben Jaibaras e também a outros grábens, como, por exemplo, Jaguarapi, Cococi e São Julião, situados na Província Borborema, que foram gerados num sistema de riftes do final do Proterozóico - início do Paleozóico.

No Ceará, tais sistemas de riftes deposicionais desenvolveram-se sobre o embasamento composto por: a) gnaisses, migmatitos e granitos de idade Neoproterozóica ou anterior, a exemplo das rochas do Complexo Ceará, do Complexo Tamboril - Santa Quitéria, de Granja e das suítes máficas indiferenciadas; b) rochas de baixo grau metamórfico do Grupo Ubajara (ardósias, filitos, mármore e metarenitos) e metavulcanosedimentares do Grupo Martinópolis (xistos, filitos, ardósias e metariolitos).

O Complexo Granja está localizado no extremo nordeste da área de estudo (Figura 5.2), sendo formado por rochas metamórficas de alto grau (fácies granulito e anfibolito alto). Representa a unidade geológica mais antiga do DMC. Estudos geocronológicos realizados por Fetter (1999) e Fetter *et al.* (2000), pelos métodos U/Pb e Sm/Nd, determinam idades do Paleoproterozóico (2,36 – 2,29 Ga).

O Grupo Novo Oriente aflora no extremo sudeste da área de estudo (Figura 5.2). Trata-se de sequência metavulcanossedimentar, composta de duas formações: Bonsucesso (metavulcânicas básicas e quartizitos) e Caraúbas (sequência metapelítica-vulcanocarbonática) (Cavalcante *et al.*, 2003). Araújo *et al.* (2010) propõem dois modelos prováveis para reconstrução do ambiente do Grupo Novo Oriente. O primeiro representa uma bacia sedimentar desenvolvida a partir de processos extensionais durante o Mesoproterozóico e o segundo está relacionado a partes de um ambiente de margem passiva desenvolvidos durante a quebra do supercontinente Rodínia.

Figura 5.2 - Mapa geológico do arcabouço estrutural da borda nordeste da Bacia do Parnaíba. Domínios estruturais: DMC – Médio Coreaú; DCC – Ceará Central. Zonas de cisalhamento: ZCG – Granja; ZCSP II – Sobral–Pedro II; ZCCI – Café-Ipueiras; ZCT - Tauá. LTB – Lineamento Transbrasiliano



Fonte: LGPSR/UFC (2014). Modificado de Cavalcante *et al.*, 2003; Bizzi *et al.*, 2003; Santos *et al.*, 2002, 2008.

O Grupo Ceará está localizado na porção leste da área de estudo e é representado pelas unidades Canindé e Independência (Figura 5.2), que se caracterizam por sequência típica de terrenos de rochas metassedimentares, dominada por metapelitos (Cavalcante *et al.*, 2003). As associações litológicas são compostas por quartzitos, micaxistos ricos em cianita e silimanita, lentes de mármore e rochas calciossilicáticas, frequentemente associadas com anfibolitos, compondo, segundo Vasconcelos *et al.* (1998), uma típica sequência depositada em ambiente marinho plataformar.

Partes das principais unidades pertencentes ao Grupo Martinópolis afloram na porção nordeste da área de estudo (Figura 5.2), sobrepostas de forma discordante às rochas do Complexo Granja. É constituída essencialmente de metapelitos, metagrauvacas e quartzitos, com intercalações e lentes de rochas calciossilicáticas, metacarbonatos e metavulcânicas (Santos *et al.*, 2008). Essas rochas metassedimentares clásticas são interpretadas como de origem marinha, formando depósitos turbidíticos continentais.

As rochas do Grupo Ubajara situam-se no extremo nordeste da área de estudo e estão em contato com as rochas do embasamento – Complexo Granja e do Grupo Martinópolis a NE e NW, com os granitos Meruoca e Mucambo e o Rifte de Jaibaras a leste. A oeste, seu contato é com as rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba (Figura 5.2). É caracterizado por ciclo tectonosedimentar completo em margem continental, apresentando litofácies psamíticas proximais e distais com passagens laterais e interdigitadas (Brito Neves, 1983). Apresenta sequência metacarbonática marinha, culminando numa sequência metarcosiana e metagrauváquica.

Os corpos granitóides aflorantes nas porções norte e leste da área de estudo (Figura 5.2) estão relacionados ao padrão de desenvolvimento tectônico da orogênese Brasileira, o que permite reconhecer dois grandes grupos de intrusões: sin- e pós-orogênicas (Santos *et al.*, 2008). Por exemplo, os granitos Mucambo e Meruoca, que são os mais importantes da região e estão em contato com o Rifte de Jaibaras não se encontram deformados e são os mais representativos do plutonismo pós-tectônico que ocorreu no DMC (Santos *et al.*, *op.cit.*). Por outro lado, o granito Chaval, localizado no extremo norte da área (Figura 5.2), exibe feições deformacionais características da orogênese brasileira, com foliação concordante as estruturas regionais e carácter *sin-cinemático* bem marcado (Santos *et al.*, *op.cit.*).

O Rifte de Jaibaras (Figura 5.2) faz parte das bacias do estágio de transição Proterozóico-Fanerozóico da Província Borborema (Parente *et al.*, 2004). Do ponto de vista geológico e geocronológico é a mais importante bacia de idade cambro-ordoviciano que ocorre em terrenos pré-cambrianos da Província Borborema e do Escudo Nigeriano (Oliveira, 2001). Sua formação se deu no Eopaleozóico e está intimamente relacionada à subsequente formação da Bacia Sedimentar do Parnaíba, durante o Paleozóico e Mesozóico (Oliveira e Mohriak, 2003). Trata-se de uma feição alongada de direção NE-SW, resultado de reativações de descontinuidades miloníticas crustais pertencentes ao LTB – ZCSPII (Figura 5.2). A estratigrafia da Bacia do Jaibaras é marcada por duas sequências distintas, uma denominada Alfa Inferior representada pelas Formações Massapê (brechas polimíticas), Pacujá (arenitos e siltitos) e Suíte Parapuí (basaltos e riolitos), e outra denominada Alfa Superior representada também pela suíte Parapuí e pela Formação Aprazível (brechas polimíticas).

5.2 Bacia Sedimentar do Parnaíba

Conforme Soares *et al.* (1978) e Góes *et al.* (1992) in Góes e Feijó (1994), o preenchimento desta bacia processou-se através de cinco sequências deposicionais, correlacionáveis a ciclos tectônicos de caráter global. Sequência Siluriana (Grupo Serra Grande); Sequência Devoniana (Grupo Canindé); Sequência Carbonífero-Triássica (Grupo Balsas); Sequência Jurássica (Grupo Mearim) e Sequência Cretácea (formações Grajaú, Codó e Itapecuru).

A Sequência Siluriana corresponde ao Grupo Serra Grande. Trata-se de um ciclo transgressivo-regressivo completo, representativo da primeira ingressão marinha nesta bacia. Admite-se que o início da sedimentação tenha ocorrido como consequência da atuação de um megassistema de fraturas, associado a contração térmica ocorrida no final da Orogenia Brasileira. O término da sedimentação é atribuído aos reflexos da Orogenia Caledoniana.

A Sequência Devoniana corresponde ao Grupo Canindé e representa a maior ingressão marinha na bacia. Acredita-se que a carga sedimentar preexistente tenha causado a subsidência e expansão da bacia, resultando na implantação de novo ciclo transgressivo-regressivo. O término da sedimentação é atribuído ao soergimento provocado pelos reflexos da Orogenia Eoherciniana.

A Sequência Carbonífero-Triássica corresponde ao Grupo Balsas e marca mudanças estruturais e ambientais profundas na região ocupada pela Bacia do Parnaíba. Os mares abertos, com ampla circulação e clima temperado, cederam lugar a mares com circulação restrita e clima quente, em virtude do deslocamento dos principais eixos deposicionais em direção ao centro da bacia. Este ciclo também é transgressivo-regressivo, no entanto em condições marinhas rasas e restritas, caracterizando mais propriamente uma sedimentação controlada por condições severas de aridez, responsáveis pela deposição de evaporitos e pela implantação de desertos no início e fim desse ciclo de sedimentação. O término da sedimentação é atribuído a um soerguimento generalizado resultante da Orogenia Gonduanide.

A Sequência Jurássica corresponde ao Grupo Mearim. De distribuição e espessuras bastante reduzidas, este ciclo marca condições de deposição exclusivamente continentais na bacia. Credita-se a deposição dessa sequência ao peso da carga vulcânica resultante do magmatismo básico ocorrido na bacia durante o Triássico.

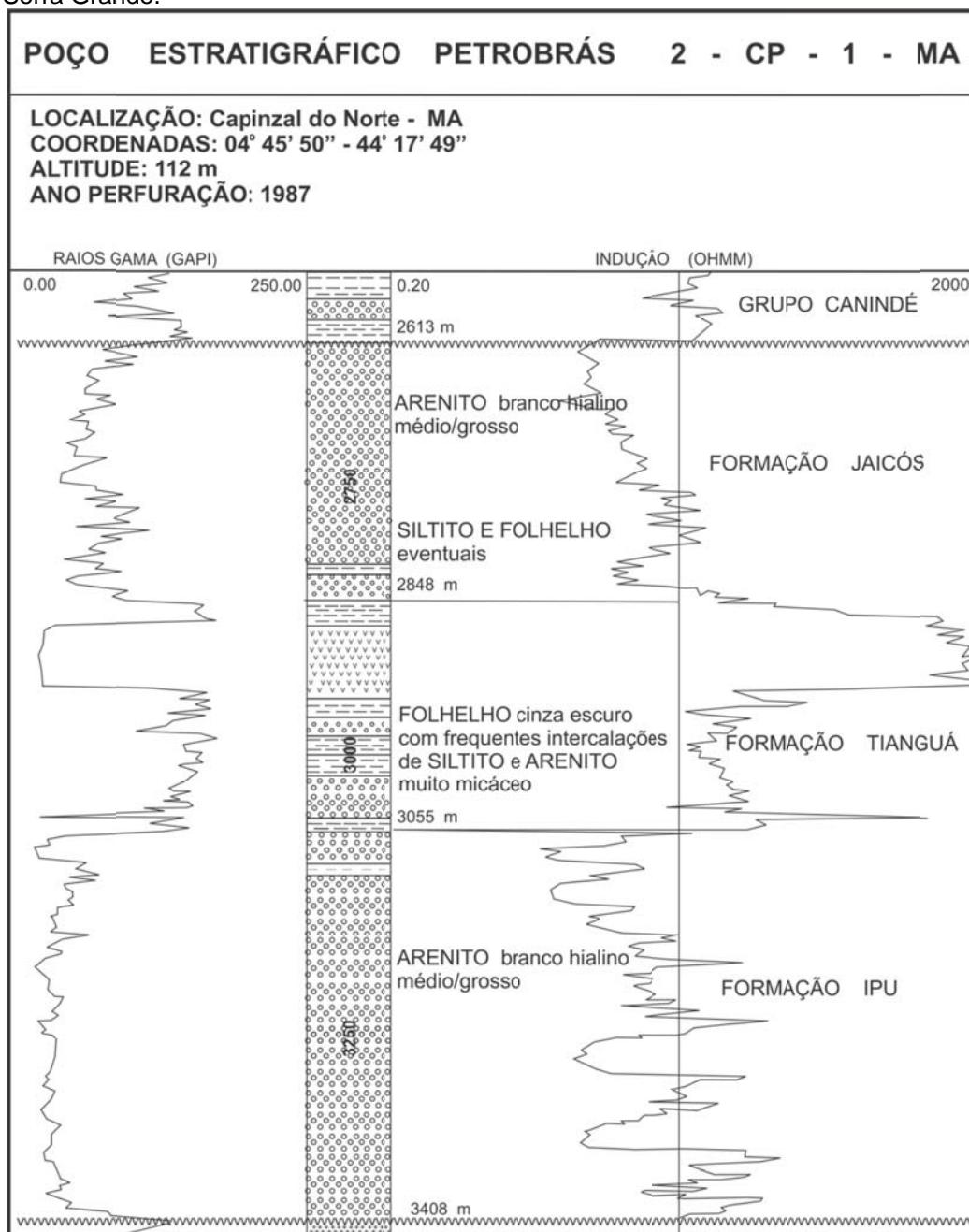
A Sequência Cretácea corresponde as formações Grajaú, Codó e Itapecuru e registra o retorno da sedimentação à Bacia do Parnaíba, em consequência direta dos esforços de ruptura da margem equatorial brasileiro no Neocomiano. As condições tectônicas estabelecidas resultaram em subsidência e na implantação de novo ciclo de sedimentação, caracterizado por uma rápida transgressão, seguida da retirada definitiva do mar, implantando-se conseqüentemente condições de deposição exclusivamente continentais e do encerramento do ciclo sedimentar.

5.3 Grupo Serra Grande

As unidades litológicas que compõem o Grupo Serra Grande afloram por todo flanco oriental, meridional e parte da faixa ocidental da Bacia do Parnaíba. Sendo que, na região leste e nordeste ocorrem as maiores espessuras e áreas de afloramento, apresentando extensos chapadões tabuliformes de bordos festonados, com suave declive para oeste, em direção à calha do rio Parnaíba. No extremo norte e norte-nordeste e em algumas regiões da faixa sul, não se observa exposições da unidade Serra Grande, por estarem recobertos por sedimentos mesozoicos e cenozoicos.

Segundo Lima e Leite (1978), Aguiar (1969) assinala que a seção mais espessa em subsuperfície foi atravessada na região de Floriano, com 938 m, e que Campbell (1949) mediu em superfície 1.080 metros desta unidade na região de Ipu. No entanto, Góes e Feijó (1994) utilizou como perfil de referência dessa unidade o intervalo 2.613 m a 3.408 m do poço 2-CP-1-MA, perfurado pela Petrobras em 1987, próximo ao município de Capinzal do Norte, no estado do Maranhão, conforme mostra a Figura 5.3.

Figura 5.3 - Perfil do poço 2-CP-1-MA, utilizado por Góes e Feijó (1994) como perfil de referência do Grupo Serra Grande.



Fonte: modificado de Góes e Feijó (1994).

Além dessas áreas aflorantes na bacia, Costa *et al.* (1973) mencionam um testemunho da seção basal do Grupo Serra Grande a leste da escarpa da Ibiapaba e a nordeste da cidade de Santana do Acaraú, fora dos limites da área do projeto, preservada em uma estrutura de gráben alongado de direção NE-SW condicionado a um dos períodos de reativação do lineamento Sobral-Pedro II.

A seção Serra Grande, da Bacia do Parnaíba, é uma das mais discutidas quanto à idade, subdivisões e ambiente de sedimentação. Neste trabalho, adotou-se o conceito de Caputo e Lima (1984), que consideraram essa unidade como um grupo, de acordo com a concepção de Carozzi *et al.* (1975), subdividindo-a, porém, em três formações: Ipu, Tianguá e Jaicós.

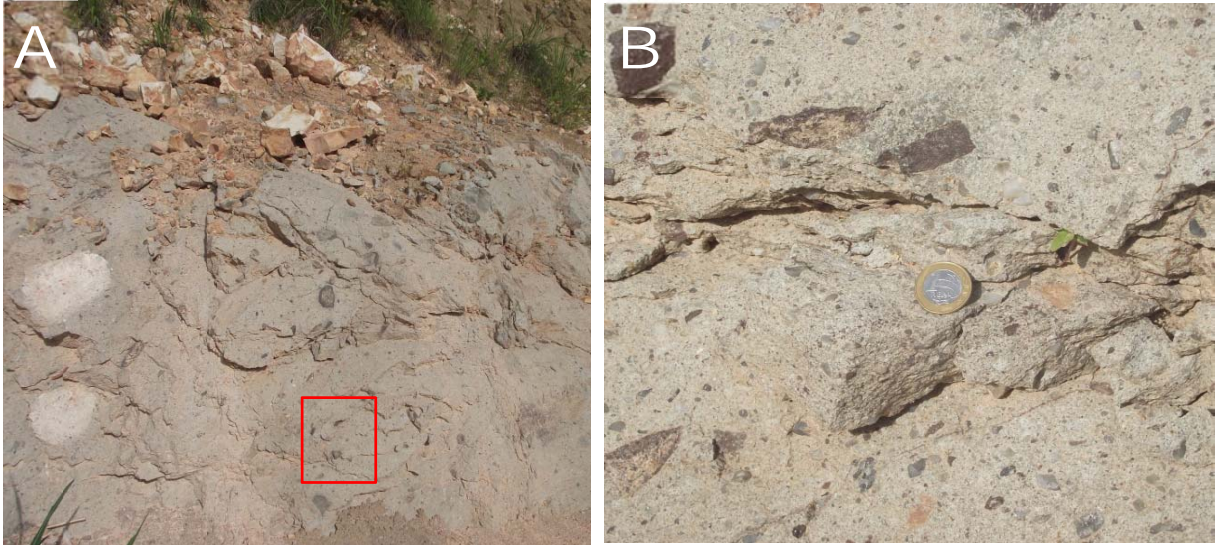
5.3.1 Formação Ipu

Campbell (1949) foi quem primeiro utilizou o termo Ipu para designar a seção basal da escarpa da Serra Grande. Posteriormente, este termo foi descartado por Kegel (1953), tendo a seção correspondente sido incluída na sequência denominada de Serra Grande. Neste trabalho, utiliza-se o termo Ipu na categoria de formação, para designar a seção basal do Grupo Serra Grande, que Carozzi *et al.* (1975) designaram de Formação Mirador. Porém, a Formação Mirador é uma unidade mais velha (pré-ordoviciana), pertencente a um ciclo sedimentar anterior ao do Grupo Serra Grande.

Litologicamente, a Formação Ipu é composta de arenitos conglomeráticos branco a creme, maciços ou com estratificação cruzada, bem cimentados e conglomerados com seixos e matacões de até 50 cm, principalmente de quartzo e quartizito. Em alguns locais da bacia ocorrem níveis de diamictitos de até seis metros de espessura. Expressivos afloramentos destas rochas foram encontrados, durante a etapa de campo realizada nesse estudo, na rodovia estadual CE-257, próximo ao distrito de Matriz, em Ipueiras (CE), nas coordenadas 4°35'39"S e 40°48'21"O, conforme mostra a Figura 5.4, e também na CE-231, rodovia que interliga as cidades de São Benedito e Graça, e CE-265, entre Ararendá e Poranga, todas rodovias no estado do Ceará.

Caputo e Lima (1984) sugerem um ambiente deposicional de leques aluviais glaciais e periglaciais para a Formação Ipu, passando para leques deltaicos e frentes de leques deltaicos no interior da bacia.

Figura 5.4 - Afloramento da Formação Ipu na margem direita da rodovia CE-257 no sentido de Ipueriras à Croatá, no Ceará. (A) Visão ampliada do diamictito e (B) Detalhe dos seixos de xistos, granitos e quartzo que compõe este litótipo.



Fonte: Elaborado pelo Autor.

A Formação Ipu atinge até 300 m de espessura na porção nordeste da bacia, se acunhando e desaparecendo nas direções oeste e norte. Com base nas informações do poço 1-CL-1-MA (Carolina - MA), Caputo e Lima (1984) afirmam não ocorrer o Grupo Serra Grande, o que indica que na região oeste da Bacia do Parnaíba, a delgada seção basal, vista em afloramentos e considerada como Serra Grande, é, na realidade, a Formação Itaim. Em certos locais na região oeste, esta formação encontra-se encoberta pela Formação Pimenteirias depositada sobre o embasamento.

5.3.2 Formação Tianguá

Rodrigues (1967) propõe a denominação de Membro Tianguá à uma seção, da antiga Formação Serra Grande, composta de folhelhos, siltitos e arenitos finos, encontrados em subsuperfície e em afloramentos na região do município de Tianguá, na parte nordeste da Bacia. Entretanto, coube a Carozzi *et al.* (1975) a promoção desse membro à categoria de formação.

Conforme Caputo e Lima (1984) a Formação Tianguá é composta de três membros: (1) folhelho preto a cinza escuro, siderítico, bioturbado ou laminado, síltico; (2) arenito fino a médio, com intercalações de folhelho feldspático, cinza e branquiado e; (3) folhelho e siltito intercalados, cinza escuros a verdes, micáceos, sideríticos.

A Formação Tianguá situa-se concordantemente sobre a Formação Ipu e sob a Formação Jaicós. Na área do município de Tianguá, a formação localiza-se a cerca de 100 metros acima da base do Grupo Serra Grande, com espessura em torno de 25 metros. Em subsuperfície, a Formação Tianguá alcança 270 metros (CAPUTO e LIMA, 1984).

Carozzi *et al.* (1975) consideraram que a deposição dessa unidade se estendeu desde o Eo-siluriano até o fim do Eo-devoniano, sem qualquer interrupção na sedimentação. Em estudos palinológicos, realizados em sedimentos da Formação Tianguá, constata-se a ocorrência de quitinozoas, acritarcas e miosporos que, também, sugerem idade eo-siluriana. No entanto, Quadros (1982) atribuiu à Formação Tianguá, com base fundamentalmente em acritarcas, a idade eo-devoniana.

Para Caputo e Lima (1984), a falta de esporos esculturados indica seguramente uma idade pré-mesogediniense. Na Formação Tianguá, a presença de rochas do Siluriano foi confirmada, principalmente, através do reconhecimento dos quitinozoários e, secundariamente, dos acritarcas, comparáveis àqueles ocorrentes em bacias silurianas da África e em algumas outras da Europa e América do Norte.

Considera-se que a Formação Tianguá foi depositada em ambiente marinho raso, durante a fase de máxima extensão da transgressão glacio-eustática mundial que se seguiu à fusão de gelo do norte da África. A ausência dos gêneros *Domasia* e *Deunffia*, comumente encontrados em áreas tropicais do Siluriano (Europa e América do Norte), deve-se ao clima frio reinante no Continente Gondwana, posicionado em alta latitude.

5.3.3 Formação Jaicós

Plummer (1946) propôs o nome Jaicós para designar, sob a categoria de formação, os arenitos e conglomerados que ocorrem nas escarpas da Serra Grande, porém, devido à prioridade do termo Serra Grande (Small, 1913), a denominação de Jaicós caiu em desuso. Carozzi *et al.* (1975) utilizaram o nome Jaicós para designar, como formação, a seção sobreposta à Formação Tianguá que corresponde à parte inferior da Formação Itaim, de Mesner e Wooldridge (1964), e ao topo da Formação Serra Grande de Kegel (1953).

A Formação Jaicós é constituída por arenitos textural e mineralogicamente imaturos, de cor esbranquiçada a creme e castanha, médios a grossos e conglomeráticos, mal selecionados, friáveis e com estratificação cruzada. O contato inferior com a Formação Tianguá é concordante, enquanto que o contato superior com a Formação Pimenteirias é marcado por uma discordância erosional e paralela, difícil de ser percebida, pois ambas são arenosas, diferenciando-se apenas pela granulometria mais grosseira do arenito Jaicós. A espessura máxima dessa unidade atinge cerca de 400m na porção nordeste da bacia (CAPUTO e LIMA, 1984).

Quadros (1982), com base fundamentalmente em acritarcas, atribuiu à Formação Jaicós idade eodevoniana (gediniana-siegeniana). Steemans *et al.* (2005) também atribuem uma idade eodevoniana (Plagiano superior – Emsiano inferior) aos depósitos mais superiores da Formação Jaicós com base em seus quitinozoários e miosporos, estabelecendo desta forma uma idade acurada para o final da deposição do Grupo Serra Grande.

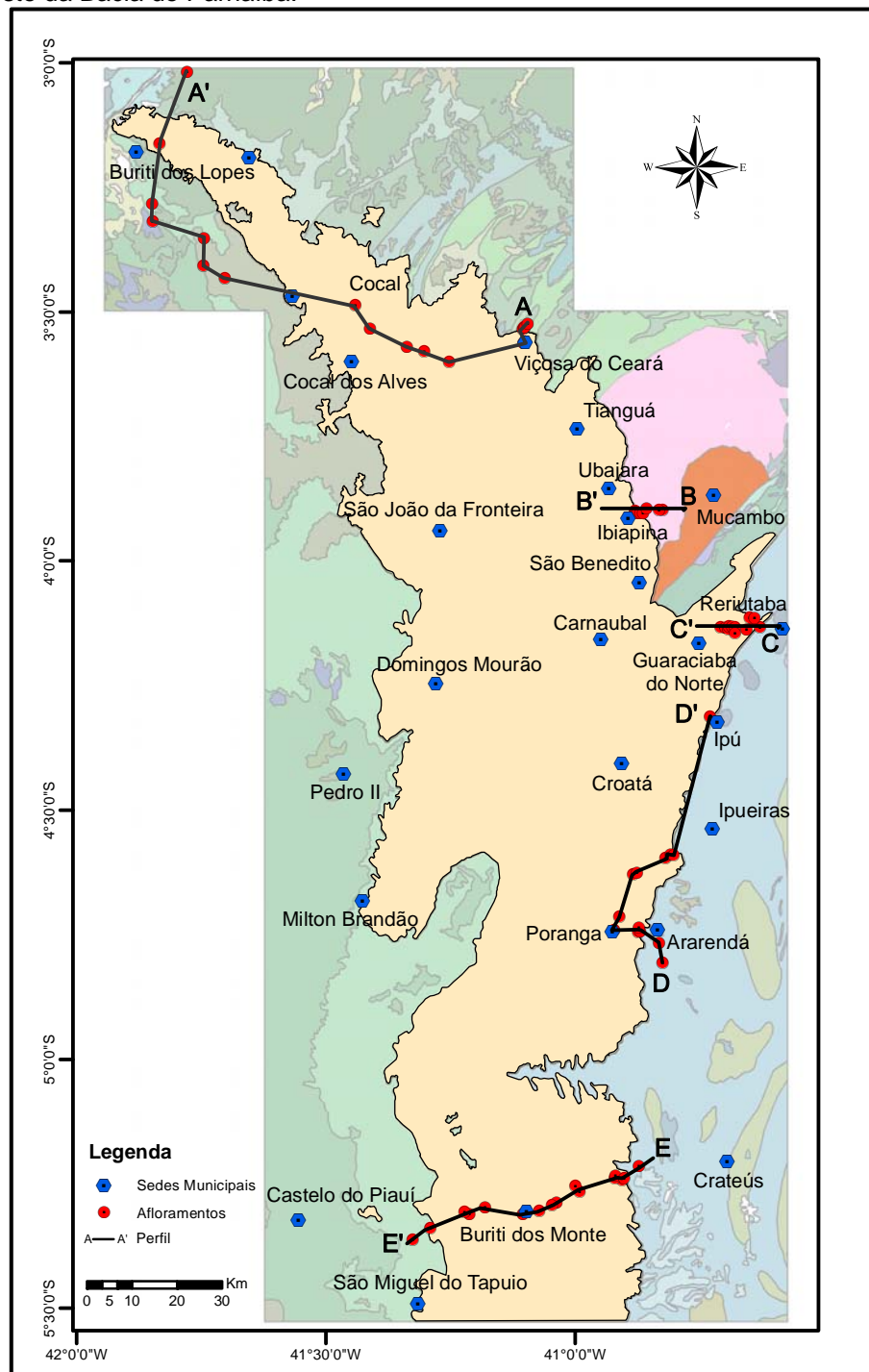
Caputo e Lima (1984) interpretaram a sedimentação regressiva da Formação Jaicós como depositada em leques aluviais e deltaicos nas áreas de afloramentos e, em subsuperfície, também, em frente de leque deltaico. Neste sistema deposicional, parte das fácies de pró-frente de leque deltaico e de mar raso seriam representadas por folhelhos e siltitos da Formação Tianguá. Observa-se que em direção à parte leste da bacia, ocorre gradual empobrecimento faunístico na Formação Tianguá, devido à mudança no ambiente deposicional - maior afluxo de clásticos, águas mais rasas e clima frio mais severo. A ausência geral de indicadores de clima quente no Grupo Serra Grande sugere que sua sedimentação deu-se em clima frio.

5.4 Atualização Geológica de Campo

Além das informações fornecidas pelo extenso levantamento bibliográfico, também foi realizado uma etapa de campo para identificar as unidades geológicas aflorantes na área e verificar os indicadores tectônicos que possam afetar as características hidrogeológicas do aquífero Serra Grande na porção nordeste da Bacia do Parnaíba.

Este levantamento foi executado através de análise de afloramentos ao longo das estradas e rodovias que cortam a região estudada, conforme a Figura 5.5, e constatou que sucessivas atividades tectônicas geraram estruturas que localmente condicionaram os sentidos de acamamentos e do fluxo de água subterrânea para os quadrantes leste e nordeste, contrário ao fluxo regional para oeste.

Figura 5.5 - Localização dos perfis realizados durante a etapa de campo para revisão lito-estrutural na borda nordeste da Bacia do Parnaíba.



Fonte: Elaborado pelo Autor

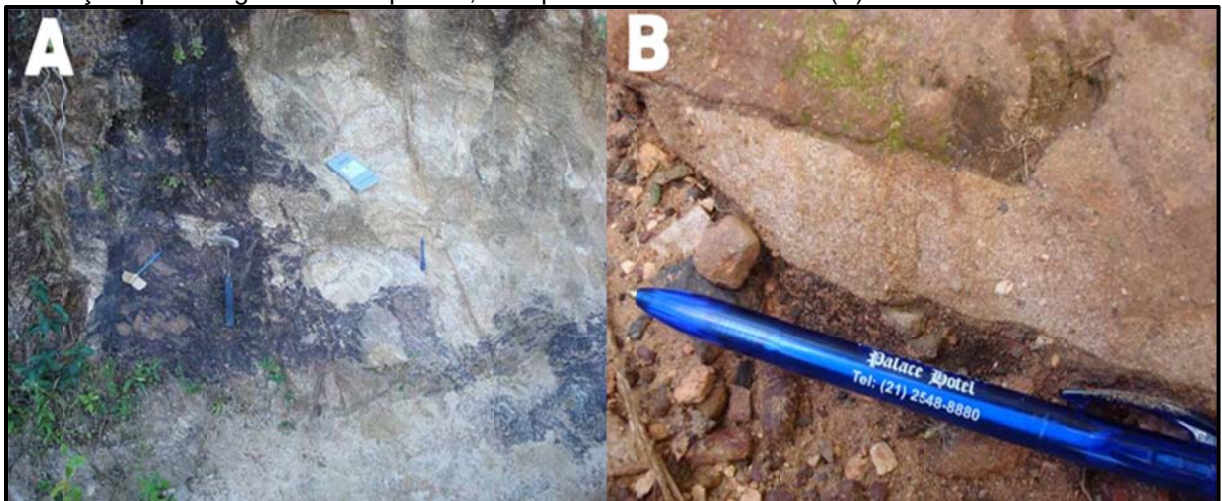
Tais estruturas caracterizam-se, em escala de afloramento, por juntas ou falhas cisalhantes e normais, com rejeitos centimétricos a métricos que, na escala regional, relacionam-se aos lineamentos estruturais. Em geral, os sistemas cisalhantes são mais frequentes do que os falhamentos normais.

O perfil A-A', que vai do distrito de Tope, em Viçosa do Ceará, à Buriti dos Lopes, no Piauí, foi o que mais adentrou na estratigrafia da Bacia do Parnaíba. Nele foram encontrados representantes das sequências Paleoproterozóica (Complexo Granja), Siluriana (Grupo Serra Grande), Mesodevoniana (Grupo Canindé), rochas magmáticas Eocretáceas (Formação Sardinha?) e os depósitos coluvionares Terciários, chamados localmente de Tabuleiros.

No domínio do embasamento, foram encontrados somente os ortognaisses graníticos, correlacionáveis ao Complexo Granja. Nos pontos visitados, entre 626 m e 632 m de altitude, a rocha apresenta elevado grau de alteração e fraturamento e, frequentemente, coberto por colúvio arenoso. Em seguida, ocorrem os arenitos de granulação grossa com grãos de quartzo, feldspato e minerais máficos da Formação Ipu, base do Grupo Serra Grande (Figura 5.6).

Na cidade de Viçosa do Ceará, na cota 775 m, encontram-se arenitos médios, bem selecionados, com estratificação plano-paralela e intercalações de níveis finos ($\pm 0,40$ m) de arenito fino e silte, de cor cinza clara, laminados ou com marcas de ondulação, típicos da Formação Tianguá. Todo pacote arenítico mergulha para noroeste, assim como as estratificações tangenciais.

Figura 5.6 - Aspectos do ortognaisse alterado do Complexo Granja (A) e do arenito grosseiro da Formação Ipu com grânulos de quartzo, feldspato e minerais máficos (B).



Fonte: Aguiar e Veríssimo (2014)

Os afloramentos de arenitos da Formação Tianguá, que ocorrem próximos à escarpa da serra, a partir da cota 775 m, apresentam características deposicionais de ambiente marinho transicional. No entanto, mais para dentro da bacia, há uma gradação para arenitos homogêneos, com quartzo e feldspato, granulação média e fraca estratificação tangencial, até chegar aos arenitos grossos a médios, com estratificação tangencial de grande porte e sigmoidal, que marcam o fácies deltaico dessa formação.

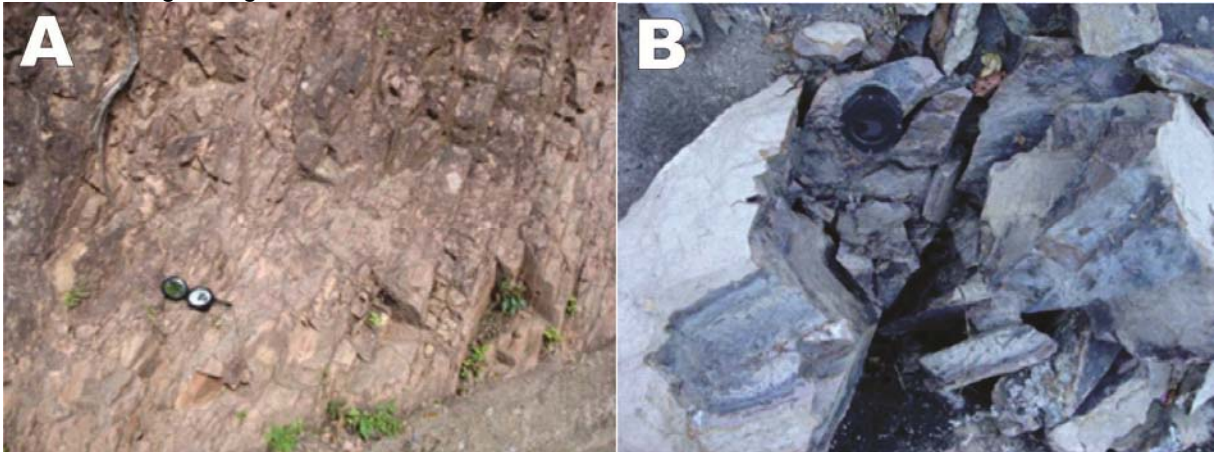
Após a cidade de Cocal (PI), encontra-se o contato entre os arenitos do Grupo Serra Grande e os estratos intercalados de folhelhos e arenitos finos do Grupo Canindé. Em geral, observa-se intenso processo de alteração e laterização desses sedimentos, o que provoca perda de permeabilidade e porosidade primárias, decorrente da precipitação do óxido de ferro na matriz da rocha, sendo substituídas pela porosidade secundária através de fraturas. Nos casos mais intensos, a porção alterada da rocha age como uma barreira para o fluxo de água subterrânea, criando níveis potenciométricos locais mais elevados do que o nível regional.

Blocos de basalto/diabásio alterados foram encontrados próximos a cidade de Buriti dos Lopes, ao longo da BR-343 e algumas estradas vicinais, indicando a presença de vulcanismo fissural, na forma de diques intrusivos, pertencentes a Formação Sardinha, do Eocretáceo. Após a cidade de Buriti dos Lopes, na direção de Parnaíba (norte), no leito do rio Pirangi, reaparecem os arenitos quartzosos da Formação Tianguá (Grupo Serra Grande).

O perfil B-B' foi realizado ao longo da rodovia estadual CE-253, que interliga os municípios cearenses de Mucambo a Ibiapina. As rochas do embasamento estão representadas por metassiltito, metarenito e silexito, provavelmente, da Formação Caiçaras (Grupo Ubajara). A ocorrência de tais rochas deve-se à influência termal da granitogênese Meruoca/Mucambo, de idade Cambriana (Figura 5.7).

Na base da chapada e as encostas mais altas da região, também, foram encontrados depósitos consolidados de tálus com blocos e matações do arenito Serra Grande. Uma idade Terciária é admitida à litologia devido a consolidação da matriz granular areno-siltosa. Os leitos das drenagens são constituídos de depósitos de blocos e seixos, caracterizando a alta energia deste ambiente provavelmente de idade Quaternária.

Figura 5.7 - Aspecto da foliação no metassiltito (A) e detalhe do silexito (B), ambos resultantes da influência da granitogenese Meruoca/Mucambo sobre as rochas cambrianas do embasamento.



Fonte: Aguiar e Veríssimo (2014)

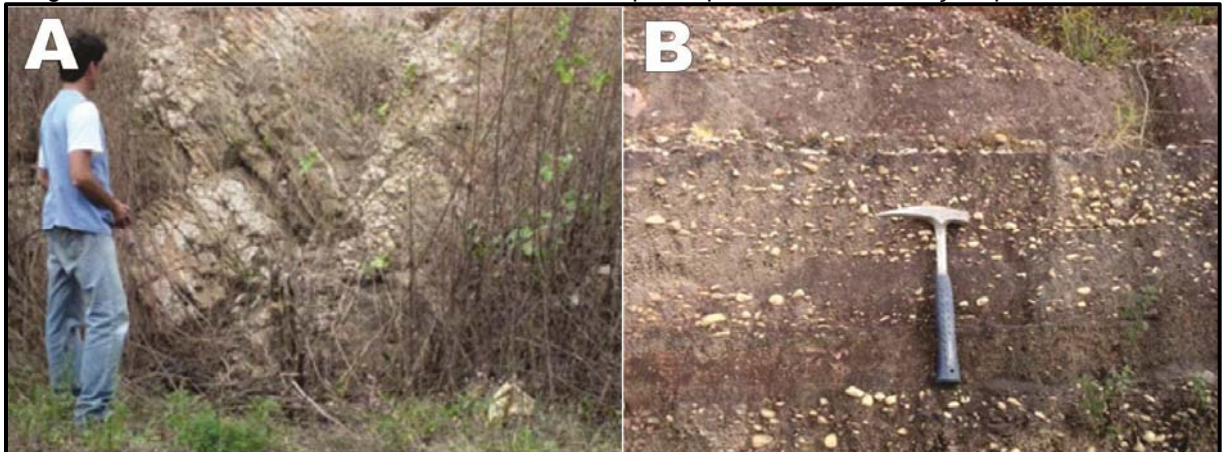
A partir da cota de 700 m até o topo da chapada, a 904 m de altitude, afloram os arenitos de granulação média, com estratos cruzados mergulhando para NW, e níveis plano-paralelos de arenitos finos. Tais características litológicas permitem classificá-los como pertencentes a Formação Tianguá, do Grupo Serra Grande, depositada diretamente sobre os metassiltitos cambrianos do embasamento.

A inexistência dos conglomerados da Formação Ipu pode ser justificada devida a região ter sido um alto morfo-estrutural no Siluriano. Esta hipótese baseia-se nos contatos por falhamento entre as unidades Caiçara, Mucambo e Meruoca, que atestam forte tectonismo que pode ter soerguido num pré-deposição da Bacia do Parnaíba.

No perfil C-C', ao longo da rodovia estadual CE-366 que liga Reriutaba a Guaraciaba do Norte, o embasamento é representado por biotita-gnaisses parcialmente migmatizados ou com maior deformação dúctil, pertencente a Unidade Canindé do Complexo Ceará. Estas rochas apresentam-se medianamente a pouco alteradas e o bandamento gnáissico mergulha para o quadrante oeste-noroeste, enquanto a foliação de transposição orienta-se para leste.

Acima das rochas do embasamento gnáissico, afloram os conglomerados, com seixos arredondados, e arenitos grossos da Formação Ipu. Esta sequência se repete até o topo da chapada, na altitude de 913 m, em Guaraciaba do Norte, onde ocorrem os arenitos de textura grosseira intercalados por níveis de arenito fino e silte, correspondendo aos litótipos da Formação Tianguá. A Figura 5.8 ilustra as duas litologias predominantes neste perfil: Biotita-gnaisse e conglomerado Ipu.

Figura 5.8 - Biotita-gnaissse com veio de quartzo injetado por entre o bandamento gnaissico (A) e conglomerado com seixos centimétricos em estratos plano-paralelos da Formação Ipu.



Fonte: Aguiar e Veríssimo (2014)

O perfil D-D' teve início na cidade de Ararendá (CE), no sopé da serra da Ibiapada, e seguiu ao longo da rodovia estadual CE-265 (ou BR-404) até a cidade de Poranga, atravessando as rochas do embasamento gnáissico, até o topo da serra, onde aflora os litótipos do Grupo Serra Grande. A partir da cidade de Poranga (CE), o perfil tomou o rumo norte, em direção ao distrito de Bonsucesso e depois seguiu para leste, descendo a chapada em direção a cidade de Ipu (CE).

O embasamento desta seção acha-se representado por gnaisses migmatíticos do Complexo Ceará, muito alterado e recoberto por solo eluvionar e bastante vegetação, o que impossibilitou sua melhor caracterização.

Acima das rochas do embasamento encontra-se um siltito marrom a amarelado, extremamente fraturado, seguido por arenitos médios e seixos, com laminação plano-paralela, correspondendo a Formação Tianguá do Grupo Serra Grande.

Na cidade de Poranga há uma exposição vertical da Formação Tianguá com siltitos e argilitos intercalados a arenitos finos a médios. Falhamentos normais deformam as camadas com deslocamentos de até 0,5 m (Figura 5.9).

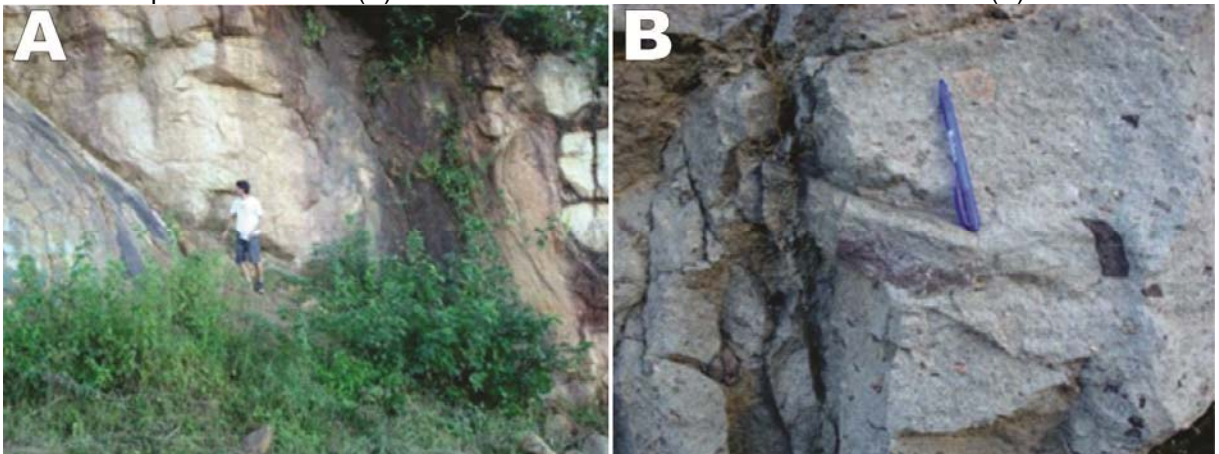
Os arenitos grossos com seixos modelam as porções superiores da estrada vicinal Bonsucesso-Pitombeiras. A partir do distrito de Matriz, o perfil desce na estratigrafia até encontrar conglomerados/diamictitos amarelados com três metros de espessura (Figura 5.10). Neste ponto, o conglomerado/diamictito está sobreposto a um diamictito com matriz esverdeada e blocos de rochas máficas foliadas, gnaisses, anfíbolitos, granitos prórfiros e quartzo retrabalhado.

Figura 5.9 - Afloramento da Formação Tianguá na cidade de Poranga (CE). Estratos de arenitos finos a médios sobrepostos a siltitos, com lâminas de argilitos. Seção vertical de 4 m, com destaque para a falha normal (F) com deslocamento de cerca de 0,5 m.



Fonte: Aguiar e Veríssimo (2014)

Figura 5.10 - Contato do diamictito (Formação Riachão?) com o conglomerado da Formação Ipu, base do Grupo Serra Grande (A) e detalhe da matriz máfica e clastos do diamictito (B).



Autor: Aguiar e Veríssimo (2014)

Depósitos de talus, com espessura maior do que dois metros e não consolidados são comuns na encosta da Serra da Ibiapaba e são considerados como Tércio-Quaternário. No topo da chapada ocorrem de modo generalizado, colúvio marrom escuro, com matriz arenosa grossa e fração mais fina e seixos. A cor escura deriva dos restos de matéria orgânica.

O perfil E-E' tem início próximo ao distrito de Tucuns, no município de Crateús (CE), ao longo da rodovia federal BR-226, que liga esta cidade as cidades de Buriti dos Montes (PI) e Castelo do Piauí (PI). A seção atravessa rochas do embasamento, adentrando na bacia sedimentar, com o Grupo Serra Grande, ate a base do Grupo Canindé.

O embasamento cristalino está representado por um ortognaisse porfiroclástico migmatizado que, segundo Bizzi *et al.* (2003) corresponde ao Complexo Granito-Gnaiss-Migmatítico ou, conforme Cavalcante (2003), ao Complexo Tamboril-Santa Quitéria.

A partir da cota 567 m de altitude, são encontrados os arenitos conglomeráticos quartzosos e arenitos grossos da Formação Ipu, base do Grupo Serra Grande. Conglomerados grossos e diamictitos típicos dessa formação não foram localizados neste perfil.

A Formação Tianguá pode estar representada nos afloramentos próximos da localidade de Tranqueira, em Buriti dos Montes (PI), onde os primeiros psamitos bioturbados foram encontrados em arenitos médios (Figura 5.11). Também são encontrados arenitos médios cinza, com níveis de seixos, estão intercalados a níveis métricos de arenito fino e siltito, cinza escuro e estratos plano-paralelo, bioturbados.

Após Buriti dos Montes, na localidade de Carnaúba dos Soares, são encontrados arenitos médios a grossos, com estratificação cruzada de pequeno porte (± 7 cm), seixos de quartzo e feldspato e de arenitos médios (extraclasto). Há marca de ondulações de pequeno porte, com sentido nordeste (Figura 5.12).

O último ponto deste perfil foi entre as localidades de Nova Olinda e Picos, próximo a interseção da BR-226 com a PI-120, e pode representar o início da Formação Jaicós, em função da ocorrência de arenitos médios, maciço ou estratificado, com níveis plano-paralelos de arenitos finos. Este ponto situa-se sobre colinas, acima de 350 m de altitude, em cujos topos foram observados solos coluvionares avermelhados e fragmentos de crostas limoníticas. Todavia, a base geológica utilizada indica que este afloramento pertence a Formação Pimenteiras.

Os depósitos terciários estão representados por depósitos coluvionares com areia grosseira e grânulos, predominado o quartzo, mas com presença de fragmentos lateríticos, predominado no topo de colinas acima da cota de 300 m. Processos lateríticos, representados pela precipitação limonita, desenvolvem-se no interior dos sedimentos coluvionares ou penetrando em juntas abertas.

Figura 5.11 – Afloramento da Formação Tianguá, Grupo Serra Grande, na localidade de Tranqueira, município de Buriti dos Montes (PI). (A) Siltito e (B) Arenito fino claro, com bioturbação.



Fonte: Aguiar e Veríssimo (2014)

Figura 5.12 - Nível sedimentar com maior energia dentro de sequência marinha transgressiva, Formação Tianguá do Grupo Serra Grande. (A) arenito médio a grosso, com estratificação cruzada de pequeno porte; (B) Sentido de marcas de ondulação apontado pela caneta.



Fonte: Aguiar e Veríssimo (2014)

6 CARACTERIZAÇÃO GEOMÉTRICA POR MÉTODOS GEOFÍSICOS

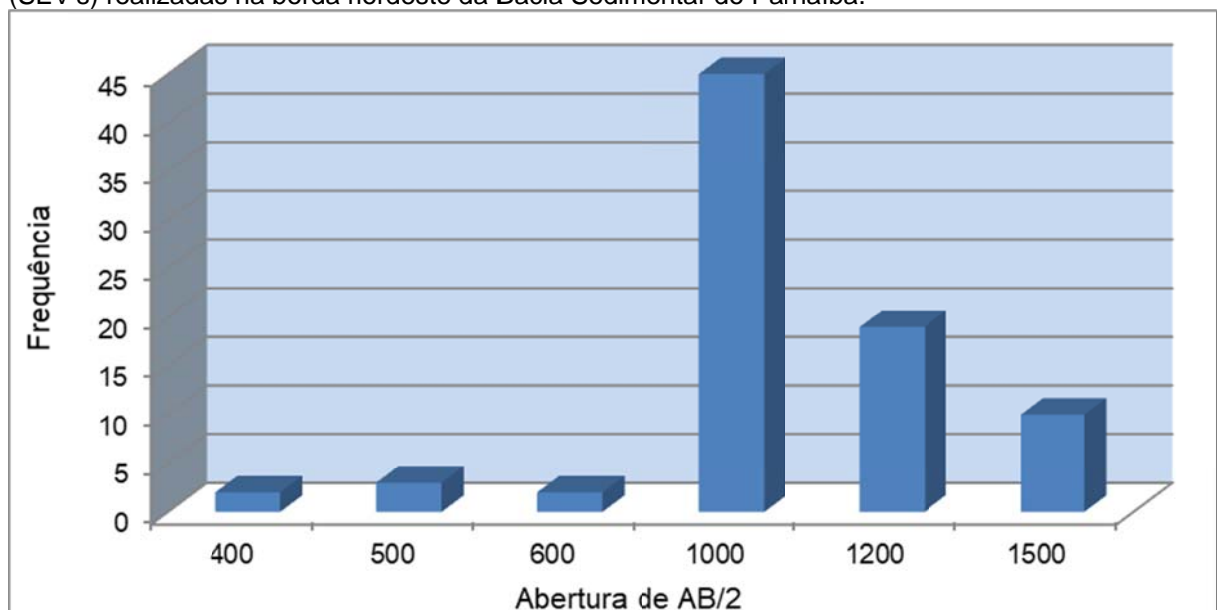
Os estudos geofísicos realizados no âmbito desta pesquisa visaram à avaliação da espessura dos sedimentos do Grupo Serra Grande e definição do arcabouço da bacia, com o objetivo de estimar as reservas hídricas subterrâneas. Utilizou-se para este fim, dois métodos já consagrados neste tipo de estudo: a eletrorresistividade e a gravimetria.

6.1 Eletrorresistividade

Dois características importantes num levantamento por eletrorresistividade são: o valor máximo de abertura dos eletrodos de corrente ($AB/2$) e; conseqüentemente, a profundidade de investigação de cada SEV. Os valores de $AB/2$ são obtidos diretamente das planilhas de campo, enquanto as profundidades de investigação são calculadas através de programas computacionais utilizados para interpretação das SEV's.

A Figura 6.1 apresenta o histograma de frequência para as aberturas máximas de $AB/2$ utilizadas neste estudo. Observa-se que as aberturas máximas de $AB/2$ variaram de 1500 m a 400 m. Porém, a grande maioria das sondagens teve abertura máxima de $AB/2$ igual ou superior a 1000 m.

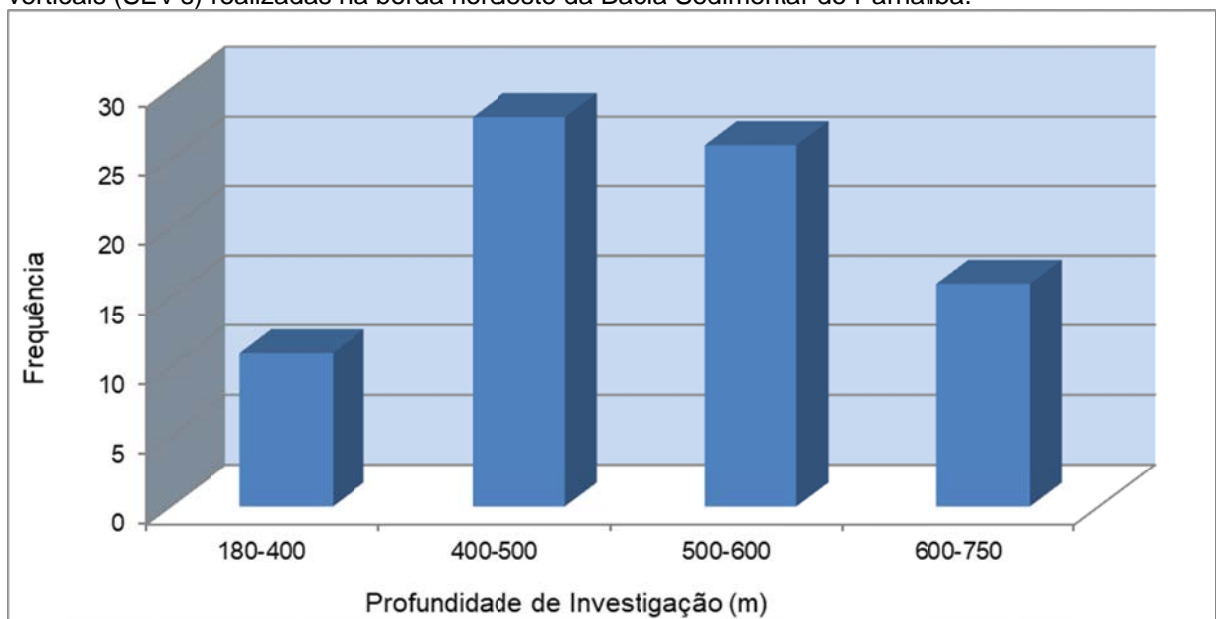
Figura 6.1 -Histograma de frequência para as aberturas de $AB/2$ nas sondagens elétricas verticais (SEV's) realizadas na borda nordeste da Bacia Sedimentar do Parnaíba.



Fonte: Aguiar e Veríssimo (2014)

A Figura 6.2 mostra o histograma de frequência para as profundidades de investigação alcançadas durante este levantamento. Verifica-se que, a grande maioria das SEV's investigou profundidades superiores a 400 m, bem maiores que as profundidades dos poços perfurados em toda esta região. Isto significa, que o método da eletrorresistividade, embora indireto, deve contribuir para o conhecimento geológico/hidrogeológico da área estudada.

Figura 6.2 - Histograma de frequência para as profundidade investigadas nas sondagens elétricas verticais (SEV's) realizadas na borda nordeste da Bacia Sedimentar do Parnaíba.



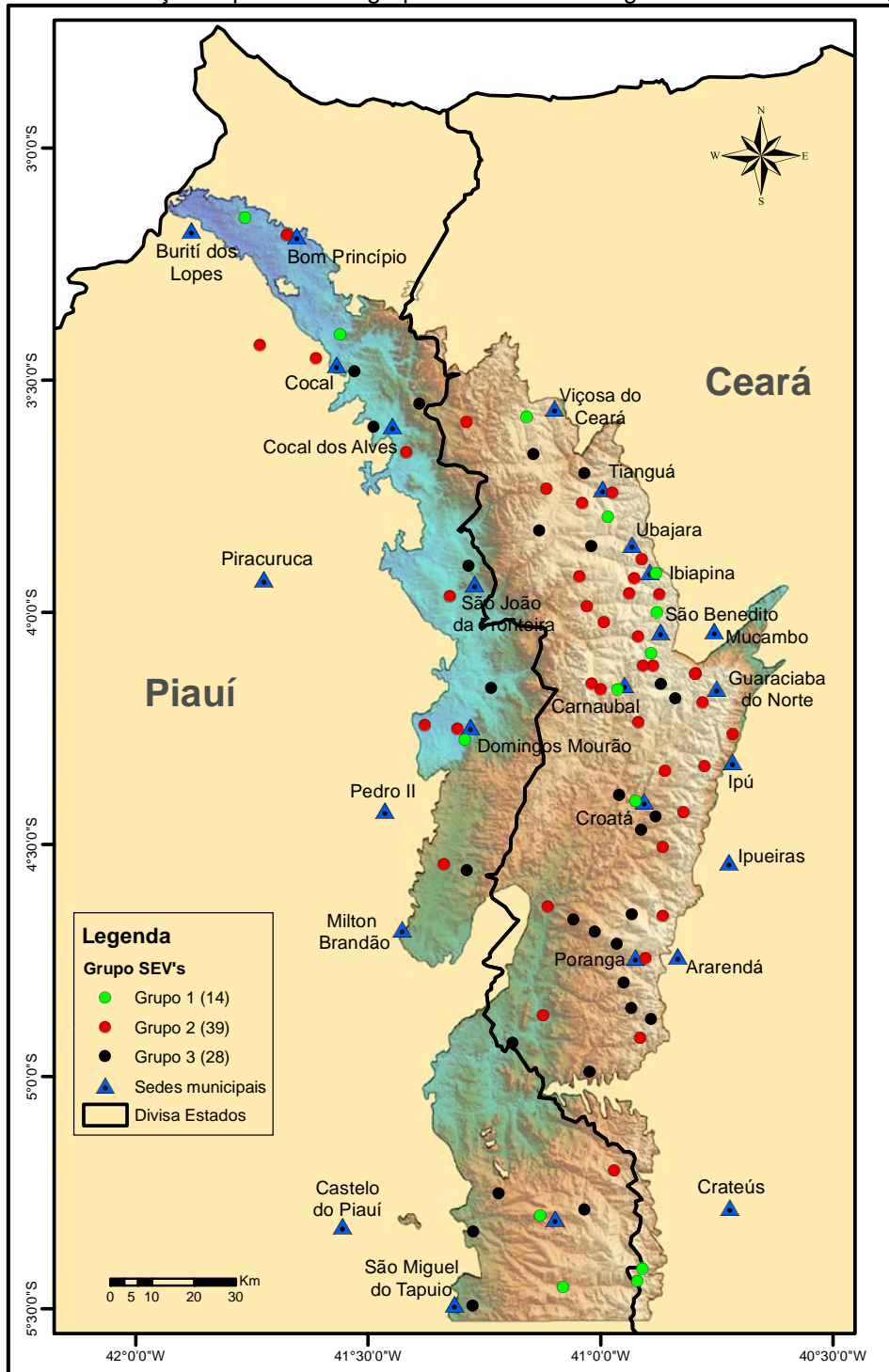
Fonte: Aguiar e Veríssimo (2014)

As curvas de resistividade aparente guardam estreita relação com a distribuição de resistividades e espessuras das unidades geoeletricas em subsuperfície. Para orientar a interpretação das SEV's, foram realizadas 21 sondagens paramétricas, ou seja, sondagens próximas de poços com perfis litológicos disponíveis. Em virtude da ausência de poços estratigráficos ou mesmo poços produtores que atravessem toda sequência sedimentar até o embasamento cristalino, foram utilizados os poços tubulares com informações técnicas.

Analisando as colunas geoeletricas e o imageamento das SEV's interpretadas pelo software Resin (MARINHO, 2011b) e baseado na geologia de superfície da área de pesquisa, foi possível reuni-las em três grupos. No Grupo I estão as 47 SEV's realizadas nas zonas de afloramento do arenito Serra Grande muito resistivo, provavelmente insaturado, ou sobre coberturas secas (solos). O

Grupo II engloba as 27 sondagens localizadas sobre o arenito Serra Grande pouco resistivo, certamente saturado (aquífero). Por último, o Grupo III que reúne as sete sondagens realizadas sobre os níveis argilosos, muito condutivos, do Grupo Serra Grande (Formação Tianguá?) ou da Formação Pimenteiras, pertencente ao Grupo Canindé. A Figura 6.3 ilustra a distribuição desses grupos na área de pesquisa.

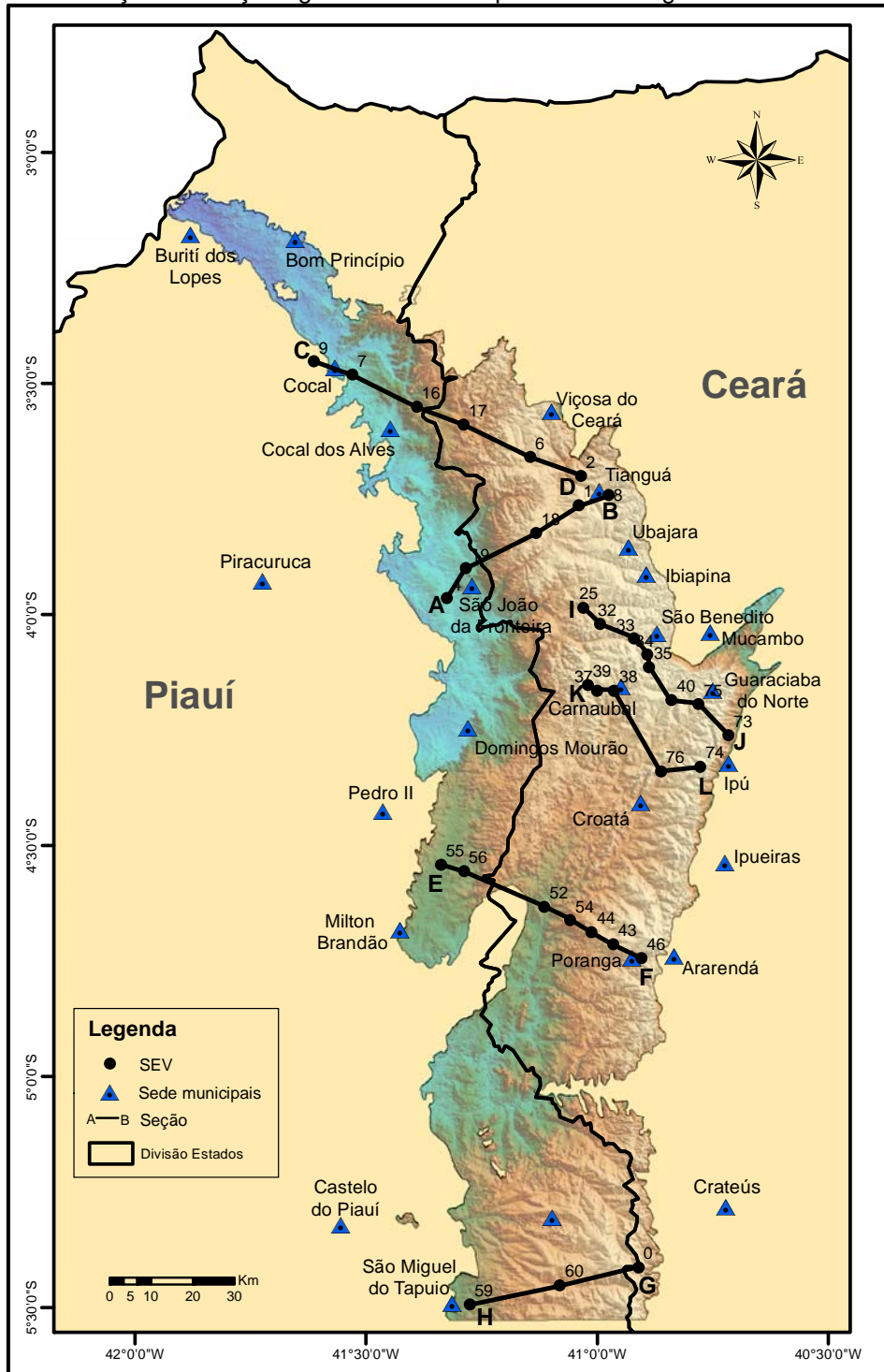
Figura 6.3 - Distribuição espacial dos agrupamentos de sondagens elétricas verticais (SEV's).



Fonte: Elaborado pelo Autor.

Uma vez que a investigação de uma SEV fornece informações pontuais, foram elaboradas seis seções geolétricas, através da correlação dos dados de imageamento das SEV's, em uma determinada direção, para propor um modelo geológico/hidrogeológico da região investigada. A Figura 6.4 mostra a localização destas seções.

Figura 6.4 - Localização das seções geolétricas e respectivas sondagens elétricas verticais (SEV's).

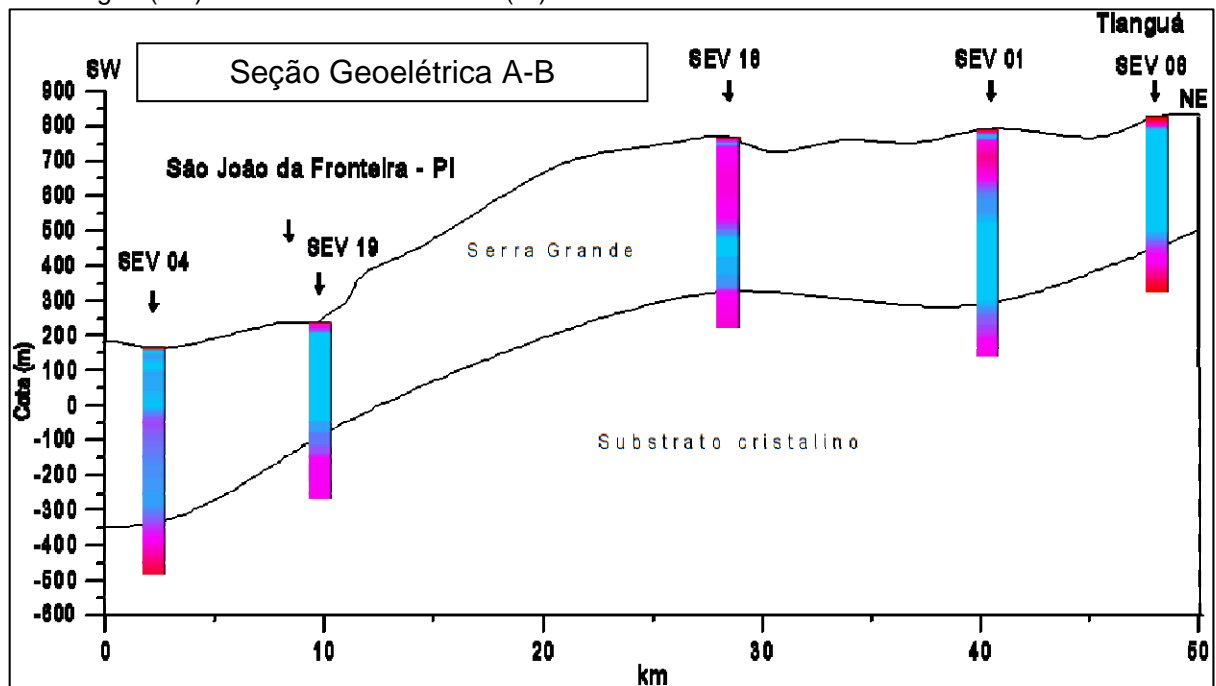


Fonte: Elaborado pelo Autor.

Nas seções geolétricas elaboradas se convencionou que a tonalidade azul nas colunas indica o aquífero Serra Grande. As tonalidades de vermelho e magenta indicam estratos resistivos, podendo ser: coberturas secas, quando ocorrem na parte superficial da coluna; arenito Serra Grande não saturado, quando aparecem no meio da coluna; ou embasamento, quando estão na parte basal da coluna.

A seção geolétrica A-B situa-se ao longo da BR-222, entre as cidades de São João da Fronteira (Piauí) e Tianguá (Ceará). Conforme se pode observar pela Figura 6.5, nas SEV's 01 e 18 ocorre um aquífero superior raso separado do aquífero inferior por uma camada resistiva. Este aquífero superior não teve continuidade para a NE, na SEV 08, nem para SW, nas SEV's 19 e 04. A ocorrência de olhos d'água entre as SEV's 18 e 19 evidencia esta afirmativa.

Figura 6.5 - Seção geolétrica A-B, localizada ao longo da rodovia federal BR-222, entre as cidades de Tianguá (CE) e São João da Fronteira (PI).

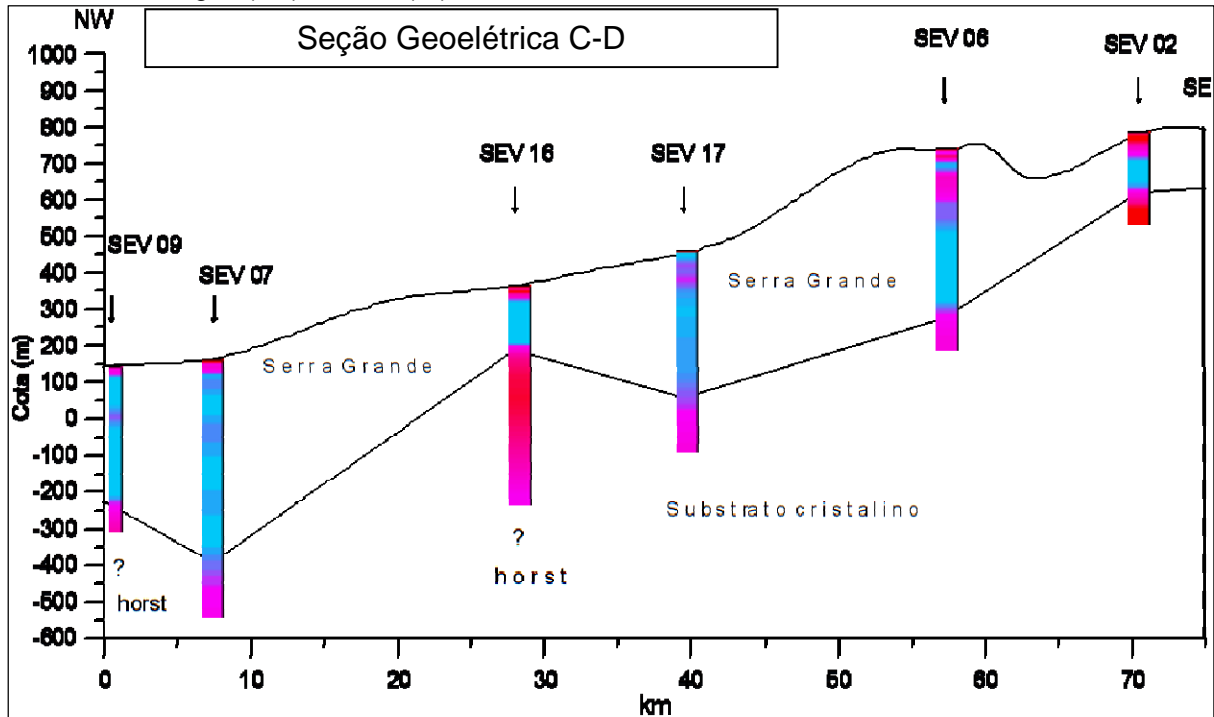


Fonte: Aguiar e Veríssimo (2014).

As interpretações das sondagens desta seção indicam a presença do embasamento cristalino em todas elas. Porém, este fato deve ser investigado mais atentamente utilizando outras tecnologias geofísicas de melhor resolução ou através da construção de poço estratigráfico. O estudo gravimétrico realizado nesta área indica o embasamento bem mais profundo.

A seção geolétrica C-D, localizada entre as cidades de Cocal (Piauí) e Tianguá (Ceará) é exibida na Figura 6. 6. As interpretações das SEV's 09 e 16 indicam a presença de estrutura do tipo graben afetando o embasamento cristalino. O aquífero Serra Grande também aparece em toda seção.

Figura 6. 6 - Seção geolétrica C-D, ao longo das rodovias estaduais CE-232 e PI-213, que liga as cidades de Tianguá (CE) e Cocal (PI).

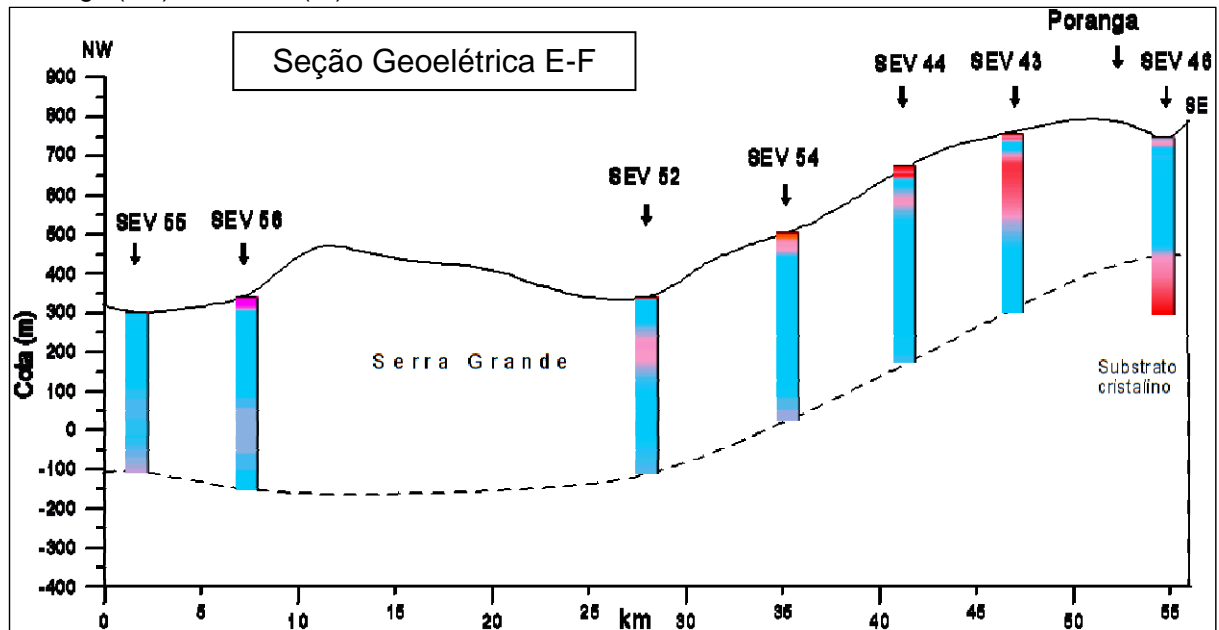


Fonte: Aguiar e Veríssimo (2014).

A seção geolétrica E-F, ilustrada na figura 6.7, está situada ao longo da BR-404, entre as cidades de Poranga (Ceará) e Pedro II (Piauí). O embasamento foi alcançado apenas na SEV 46, que está mais próxima da borda leste da bacia. As curvas são muito regulares e as condições hidrogeológicas melhoram em direção ao centro da bacia. Esta região no entorno da cidade de Poranga tem se destacado das demais da área pesquisada pela presença de poços relativamente rasos (60–70m) com vazões elevadas (20-70m³/h), assim como, de surgências (olhos d'água).

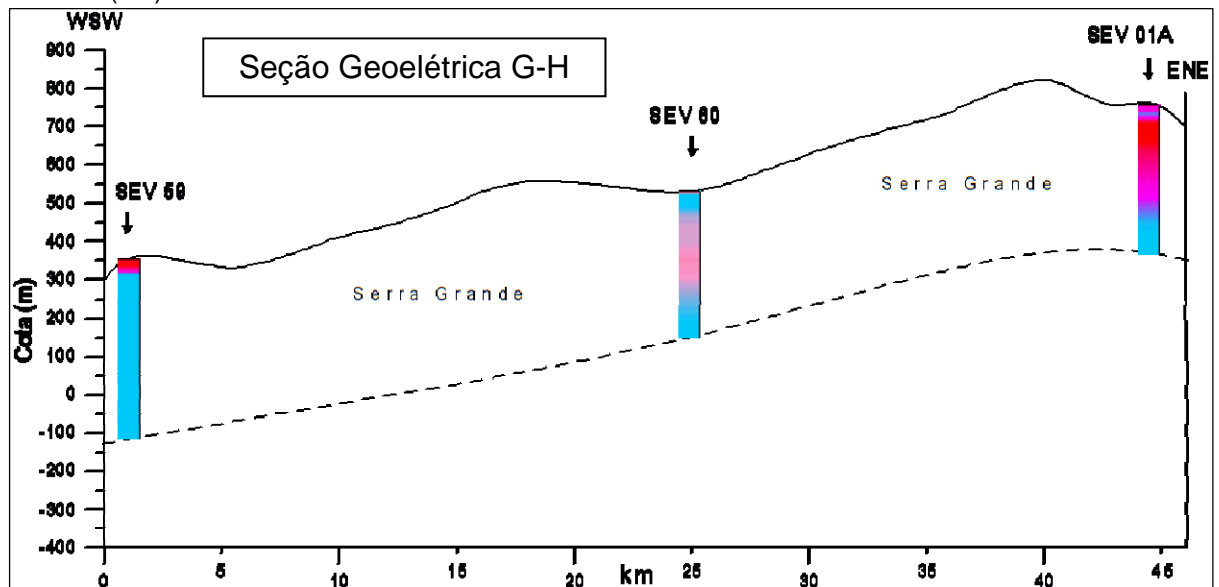
A Figura 6.8 apresenta a seção geolétrica G-H, localizada no extremo sul da área de pesquisa, entre os municípios de Crateús (Ceará) e São Miguel do Tapuio (Piauí). O substrato cristalino não foi alcançado em nenhuma das três SEV's utilizadas. O padrão geológico/hidrogeológico da seção é semelhante ao de toda área investigada.

Figura 6.7 - Seção geolétrica E-F, ao longo da rodovia federal BR-404, que liga os municípios de Poranga (CE) e Pedro II (PI).



Forte: Aguiar e Veríssimo (2014).

Figura 6.8 - Seção geolétrica G-H, localizada entre os municípios de São Miguel do Tapuio (PI) e Crateús (CE).

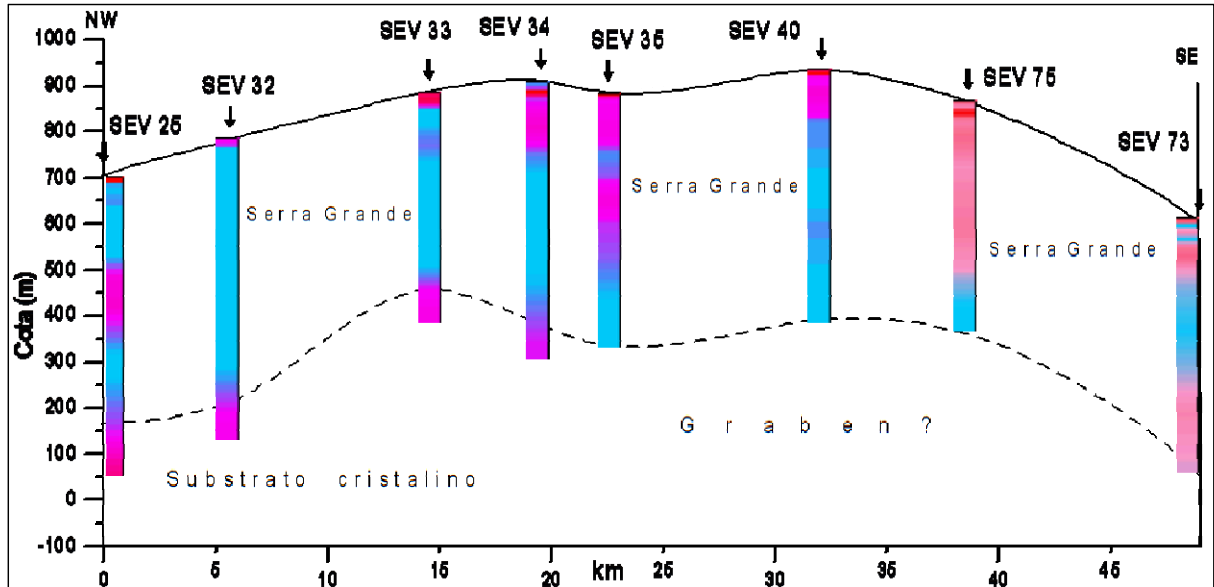


Fonte: Aguiar e Veríssimo (2014).

Durante o trabalho de campo, observou-se que o embasamento cristalino não era alcançado em muitas SEV's na borda leste, na região entre São Benedito e Guaraciaba do Norte. Como o mapa geológico regional (Bizzi, et al., 2003) indica que o lineamento Sobral-Pedro II e a falha Café-Ipueiras se prolongam na Serra da Ibiapaba, decidiu-se fazer duas seções transversais as tais estruturas para analisar o caso. A seção I-J, apresentada na Figura 6.9, mostra que o substrato cristalino foi

alcançado nas SEV's 25, 32, 33 e 34, situadas do lado noroeste da seção, enquanto nas demais SEV's as profundidades investigadas não ultrapassaram o aquífero Serra Grande, sugerindo a presença de uma estrutura do tipo graben.

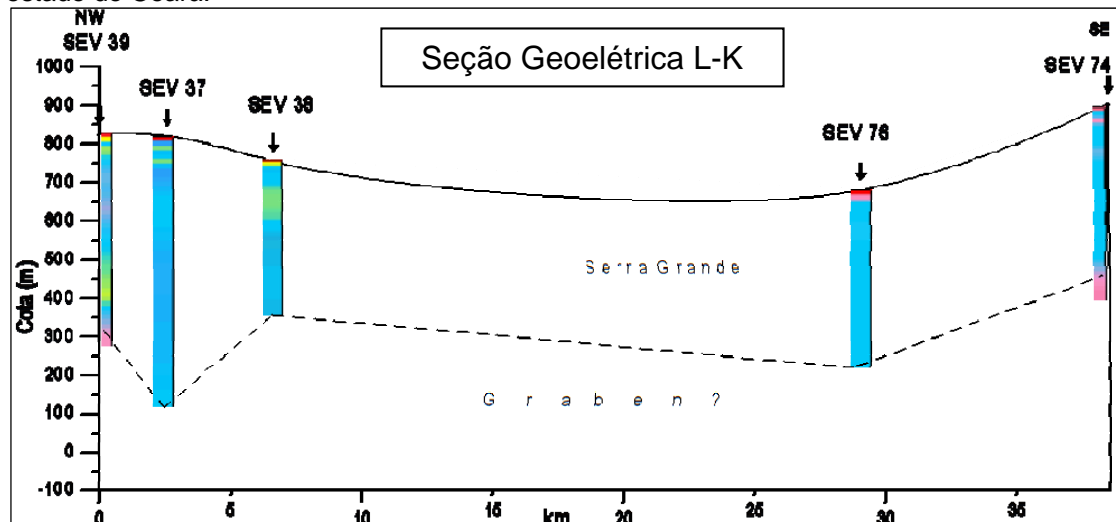
Figura 6.9 - Seção geológica I-J, localizada entre os municípios de Guaraciaba do Norte e São Benedito, ambos no estado do Ceará.



Fonte: Aguiar e Veríssimo (2014).

Por outro lado, na seção geológica L-K mostrada na Figura 6.10, paralela a seção I-J, as sondagens 37, 38 e 76 não atingiram o substrato cristalino, enquanto as SEV's extremas 39 e 74 da seção o fizeram, sugerindo também a presença do graben.

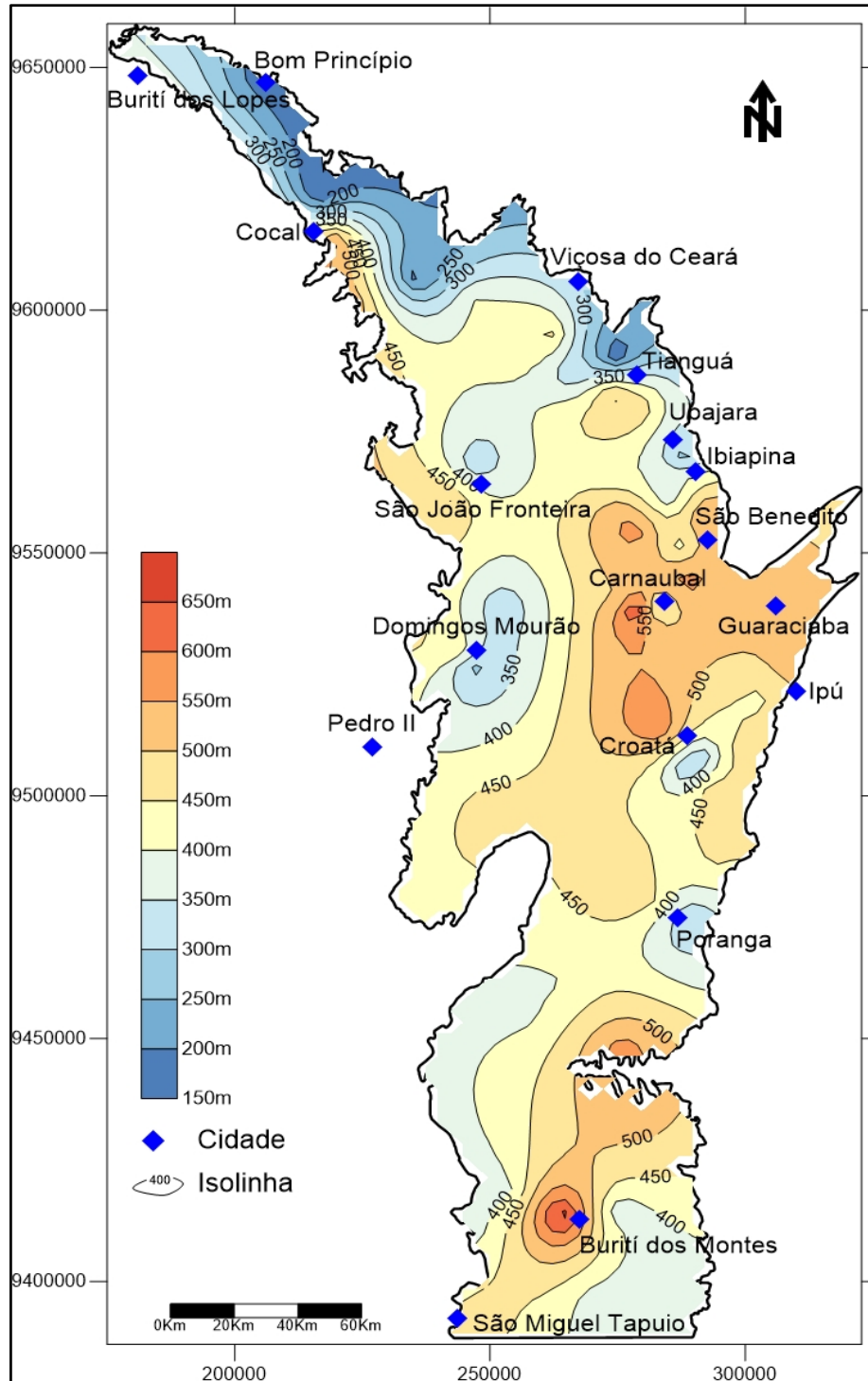
Figura 6.10 - Seção geológica L-K, localizada entre os municípios de Ipu e Carnaubal, ambos no estado do Ceará.



Fonte: Aguiar e Veríssimo (2014).

Apesar da descontinuidade do aquífero em muitas sondagens e o fato da investigação, em grande parte das sondagens, não ter alcançado o embasamento cristalino, foi elaborado o mapa de profundidade mínima do embasamento cristalino (Figura 6.11).

Figura 6.11 - Mapa de estimativa da profundidade mínima do topo do embasamento cristalino na borda nordeste da Bacia Sedimentar do Parnaíba.



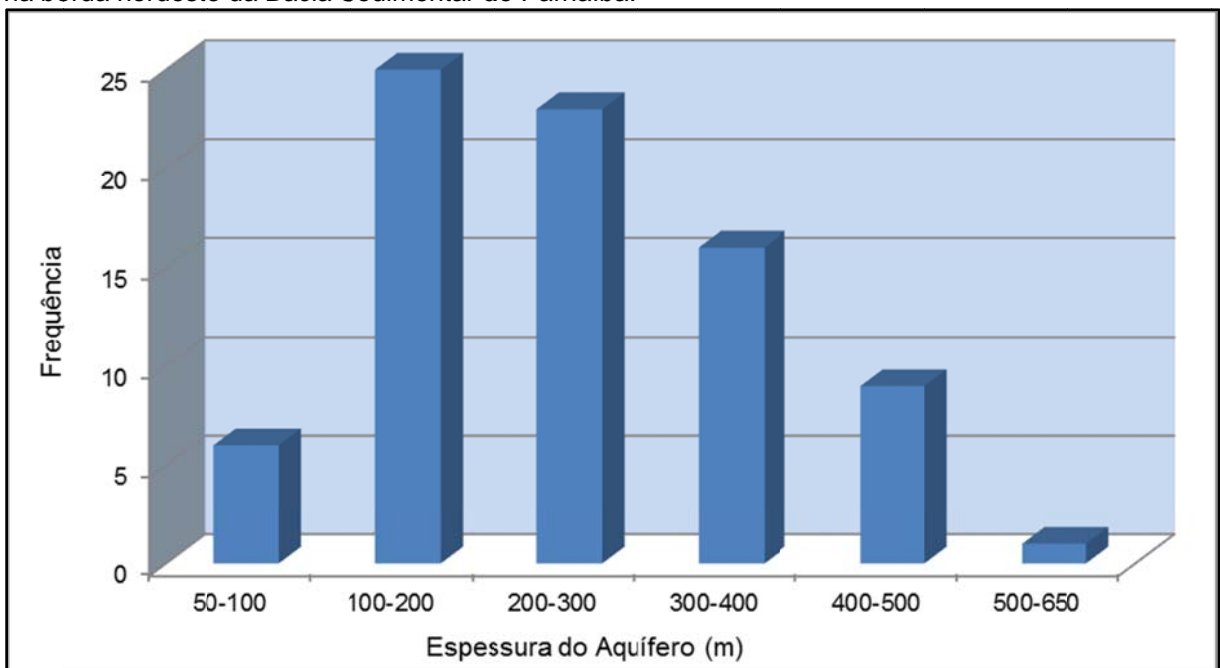
Fonte: Elaborado pelo Autor.

O termo “mínima”, como explicado anteriormente, se deve ao fato de algumas sondagens, por razões operacionais e de logística, não terem investigado toda espessura sedimentar, especialmente nas partes central e sul da área pesquisada. Portanto, o mapa deve ser visto com restrições.

O mapa mostra, no geral, um aumento da espessura para oeste, como era de se esperar. No entanto, no trecho entre Guaraciaba do Norte, São Benedito e Carnaubal, os resultados sugerem que as profundidades ao topo do embasamento cristalino são as maiores e alinhadas na direção nordeste, conforme indicado nas secções I-J (Figura 6.13) e L-K (Figura 6.14). Fato idêntico ocorre no sul da área, incluindo o município de Buriti dos Montes.

Através das informações das sondagens e das medidas do nível estático de poços utilizados na parametrização das curvas, determinaram-se as espessuras saturadas do aquífero Serra Grande, conforme valores apresentados no histograma da Figura 6.12. Portanto, verifica-se que 80% dos valores estão concentrados entre 100 m e 400 m, o que induz a considerar uma espessura saturada média de 300 m para o aquífero em questão. Ressaltando-se, mais uma vez, que estes valores estão subestimados, ou seja, a potencialidade do aquífero Serra Grande deve ser maior.

Figura 6.12 - Histograma de frequência das espessuras (sub) estimadas do aquífero Serra Grande, na borda nordeste da Bacia Sedimentar do Parnaíba.



Fonte: Elaborado pelo Autor.

6.2 Gravimetria

As anomalias gravimétricas são convencionalmente representadas na forma de perfis ou então de mapas de contornos isogálicos. A interpretação dos mesmos pode ser facilitada com a utilização de técnicas digitais, como imagens de relevo coloridas e sombreadas que podem revelar estruturas que não são facilmente diferenciáveis nos mapas não processados (FERNANDES, 2010).

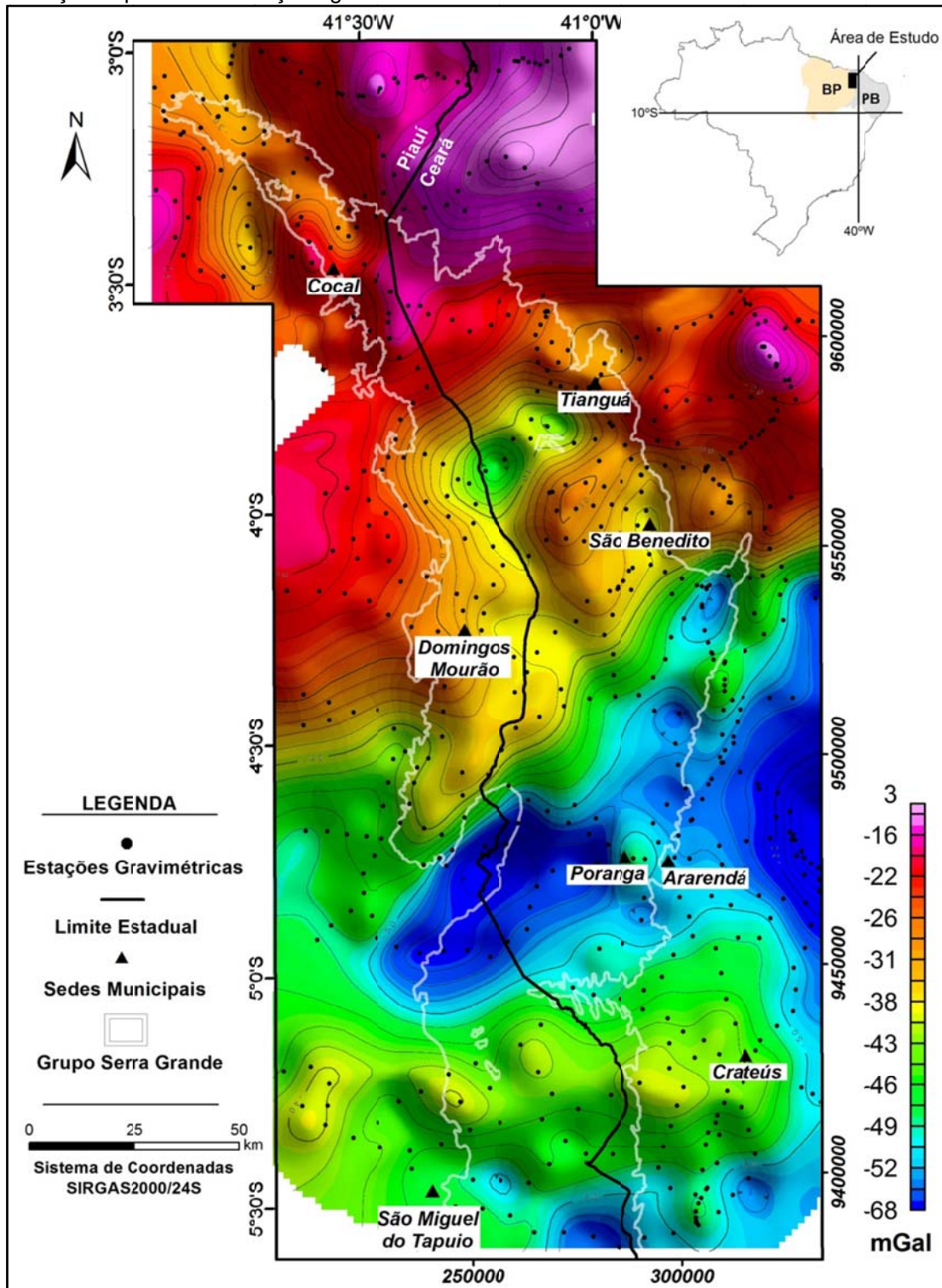
Após as devidas reduções e correções dos dados gravimétricos obtidos em campo, foi elaborado o mapa de anomalias Bouguer. Este mapa revela a somatória dos efeitos gravitacionais produzidos por fontes de origem rasa e profunda. As anomalias com grande comprimentos de onda são associadas a fontes de origem profunda e caracterizam as estruturas regionais, já aquelas com pequenos comprimentos são associadas às fontes de origem rasa e caracterizam as heterogeneidades crustais.

A Figura 6.13 apresenta o mapa de anomalias Bouguer da área de estudo, cuja porção norte apresenta anomalias de maior comprimento de onda (50 km) e amplitudes máximas de 3 mGal, orientadas segundo a direção preferencial NE-SW. Já as porções centro-sul e centro-leste apresentam dois expressivos mínimos gravimétricos (≤ 60 mGal), separados por anomalias arredondadas e de menor comprimento de onda (10 a 20 km) e localizadas na borda nordeste da Bacia Sedimentar do Parnaíba.

Com a intenção de realçar as anomalias rasas, isto é, relacionadas às altas frequências, foi utilizado um filtro de separação regional-residual que se baseia na distribuição gaussiana das fontes gravimétricas em função de suas profundidades. Para tanto foi estabelecido o valor de corte (*cutoff*) de acordo com o espectro de potencia radial, que limitou em ressaltar as frequências relacionadas às profundidades inferiores a 40 km (anomalias residuais), e rejeitar as superiores a esta (anomalias regionais).

Estabelecido este valor, foi gerado o mapa de anomalias gravimétricas residuais, correspondendo a componente residual do campo sem influência das anomalias de maior comprimento de onda da componente regional, conforme mostrado na Figura 6.14. Observa-se a assinatura gravimétrica de relevo bastante acidentado, com anomalias negativas e positivas de comprimento de onda curto e intermediário (5 a 25 km).

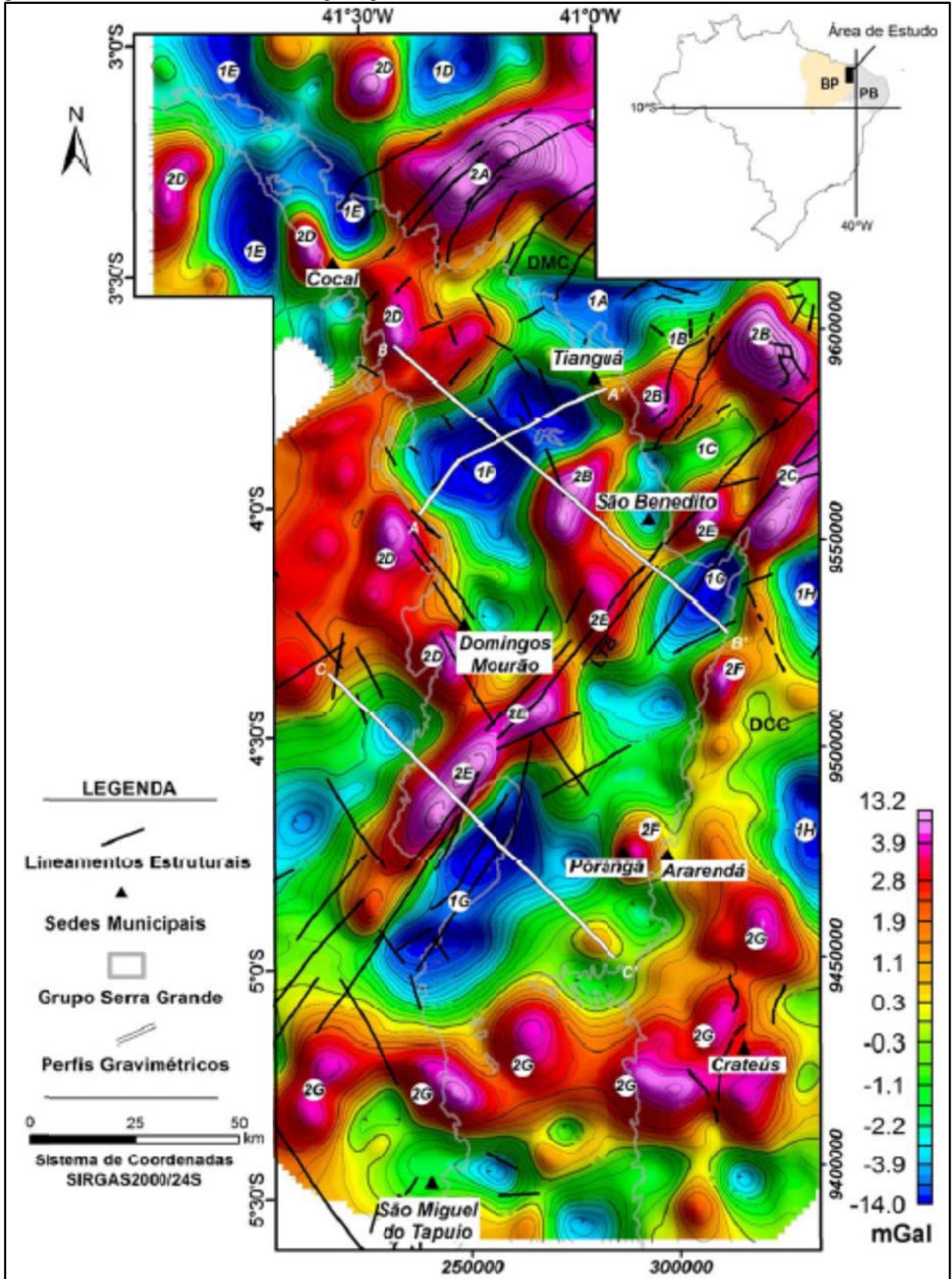
Figura 6.13 - Mapa de anomalias Bouguer da borda nordeste da Bacia Sedimentar do Parnaíba, com a distribuição espacial das estações gravimétricas.



Fonte: Aguiar e Veríssimo (2014)

A assinatura gravimétrica da porção norte da área é marcada por anomalias negativas e positivas (-5 a 10 mGal) de médio a longo comprimento de onda (até 25 km). Essa região é fortemente influenciada por feições estruturais e pelos litótipos do Domínio Médio Coreaú e da borda leste da Bacia do Parnaíba.

Figura 6.14 - Mapa de anomalias gravimétricas Bouguer residuais da borda nordeste da Bacia Sedimentar do Parnaíba, com a localização dos principais lineamentos estruturais e perfis gravimétricos utilizados na modelagem gravimétrica 2-D.



Fonte: Aguiar e Veríssimo (2014). DCM = Domínio Médio Coreau; DCC = Domínio Ceará Central.

Com base nos estudos de Oliveira (2008) e Pedrosa Jr. *et al.* (2010), as anomalias negativas 1A, 1B, 1C e 1D estão relacionadas à sequência de rochas supracrustais neoproterozóicas dos Grupos Martinópolis e Ubajara e, ainda, com os corpos graníticos Mucambo e Granja.

As anomalias positivas 2A, 2B, e 2C estão relacionadas à granulitos e ao conjunto de zonas de cisalhamentos do Complexo Granja, além de sequências de rochas vulcano-sedimentares aflorantes ou não, como Saquinho e Jaibaras.

No extremo noroeste e centro-oeste da área, anomalias positivas de forma arredondada e grande amplitude – anomalias 2D (10 mGal) podem estar associadas a rochas vulcânicas da Formação Sardinha ou, ainda, com altos estruturais do embasamento cristalino. Essas anomalias estão circundadas por baixos gravimétricos (1E), possivelmente relacionados com granitos ou grabens na porção norte da Bacia Sedimentar do Parnaíba.

À sudoeste de Tianguá encontra-se um expressivo baixo gravimétrico, de -12 mGal (anomalia 1F) de forma elipsoidal e *trend* NE-SW. Tal feição é característica de estrutura grabenforme na borda da Bacia Sedimentar do Parnaíba, pois, este tipo de feição também foi observado na borda sudeste da Bacia Sedimentar do Parnaíba, conforme consta em Pinheiro (2011) e Cunha (2012).

O conjunto de anomalias 2E apresentam curto comprimento de onda (5 km), seguindo direção preferencial NE-SW e valores próximos a 10 mGal. Tal padrão anômalo parece estar relacionado a heterogeneidades do arcabouço estrutural que é formado por rochas vulcânicas do *rifte* de Jaibaras, associadas às zonas de cisalhamento Café-Ipueiras e Sobral-Pedro II (parte norte do Lineamento Transbrasiliano - LTB) e que afloram a leste da cidade de São Benedito. À sudeste dessas anomalias aparecem dois baixos gravimétricos (1G), seguindo o mesmo *trend* NE-SW e comprimento de onda intermediário (10 km). Essas anomalias podem estar refletindo o pacote sedimentar mais espesso na porção leste da bacia ou rochas sedimentares da fase *rifte* não aflorantes do Grupo Jaibaras.

Oliveira (2008) interpreta a região norte da área como dois pares de anomalias Bouguer, um negativo e outro positivo, cuja orientação se dá ao longo do LTB. Na porção mais ao norte as anomalias negativas estão associadas as rochas supracrustais dos grupos Martinópolis e Ubajara e as anomalias positivas aos granulitos do Complexo Granja (1A, 1D, 1E, 1F, 2A e 2D). O segundo par de anomalias negativo-positivo, mais a sul, é correlacionado ao Batólito de Santa

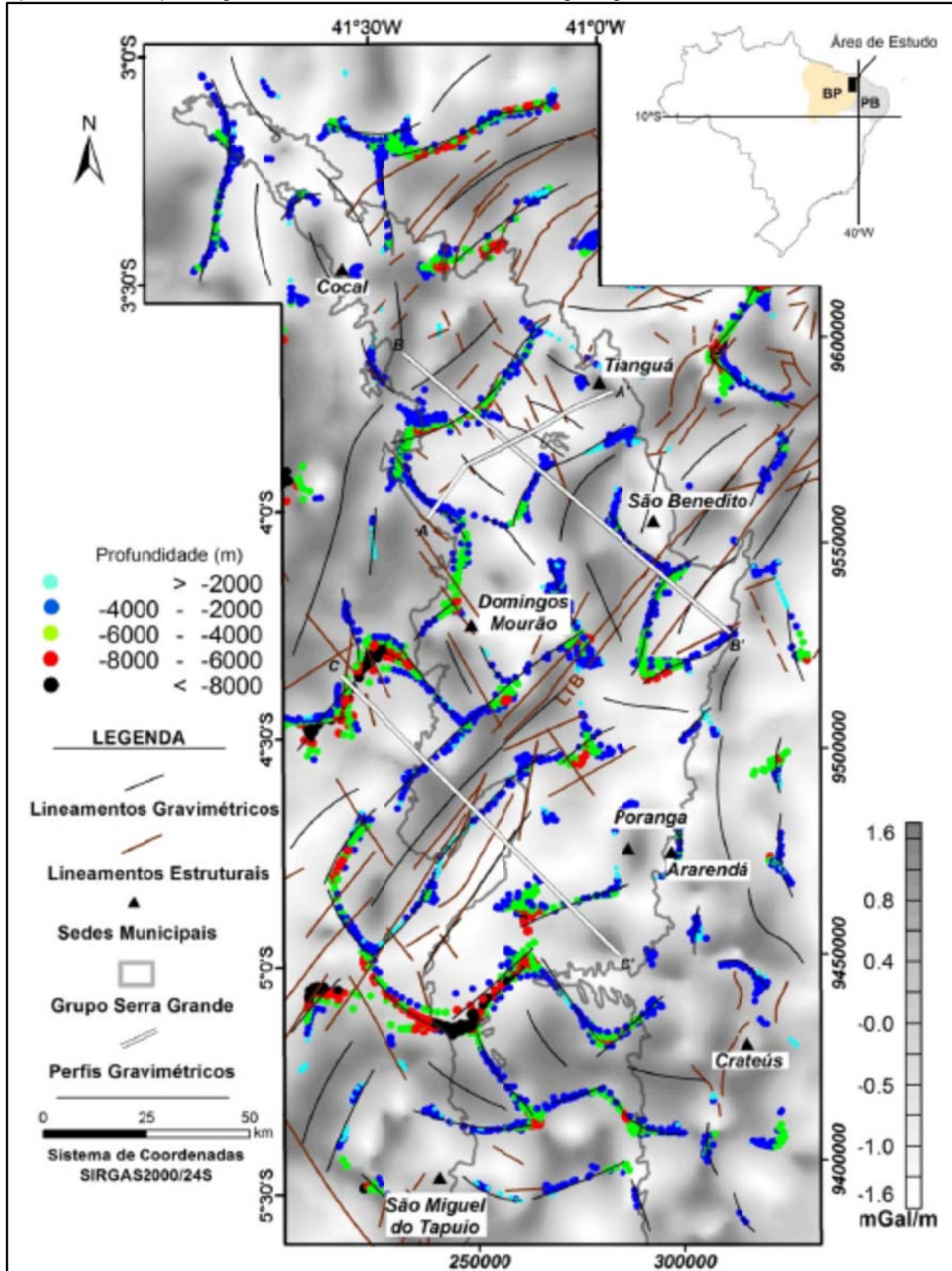
Quitéria e às rochas vulcano-sedimentares do *rifte* de Jaibaras, respectivamente (1H, 1G, 2C e 2E).

A porção centro-leste da área, onde afloram as rochas do Domínio Ceará Central (DCC), é representada por anomalias gravimétricas positivas arredondadas e de alta amplitude (5 mGal), que se prolongam junto a borda NE da Bacia Sedimentar do Parnaíba (anomalias 2F) e anomalias negativas de maior comprimento de onda no extremo leste da área (anomalias 1H). Esses baixos gravimétricos estão associados às rochas supracrustais do Grupo Ceará, enquanto que os valores intermediários e as anomalias positivas de alta amplitude podem representar corpos anfibolíticos aflorantes ou não do Grupo Ceará e rochas mais densas do Batólito de Santa Quitéria, como por exemplo, dioritos e anfibolitos. A região sul da área apresenta anomalias semelhantes, porém de maior tamanho, segundo o *trend* principal, aquele orientado E-W (anomalias 2G).

No intuito de estimar a profundidade das principais fontes gravimétricas na porção mais superior da crosta terrestre, foi aplicado o método de deconvolução de Euler 3D. Neste procedimento empregou-se uma janela espacial de 12,5 km, com tolerância máxima da profundidade de 15% e índice estrutural 0,0, associada à soleiras, diques e falhas.

A Figura 6.15 apresenta o mapa da primeira derivada vertical do campo gravimétrico anômalo com os principais lineamentos gravimétricos interpretados e ainda as principais nuvens de soluções geradas na deconvolução de Euler 3D. A região em estudo apresenta estruturação gravimétrica com lineamentos dispostos na direção preferencial NE-SW e lineamentos de segunda ordem com direções NW-SE, E-W e N-S. As nuvens das soluções de Euler mostram concentração maior de dados ao longo das regiões de gradiente gravimétrico mais acentuado e profundidades entre 1 e 15 km. Ao longo do LTB a maioria das fontes gravimétricas concentra-se em profundidades inferiores a 4 km, sendo as fontes mais rasas percebidas na região central da área de estudo. Concentração de soluções profundas (>6 km) encontra-se principalmente a oeste de Domingos Mourão e a 40 km a norte de São Miguel do Tapuio. Próximo a essas regiões, afloram basaltos e gabros da Formação Sardinha. Fontes rasas (<2 km) na região da Bacia Sedimentar do Parnaíba são notadas ao longo das direções NE-SW e NW-SE e podem representar descontinuidades interbaciais, principalmente, associadas a reativações de falhas do embasamento, sendo importantes no ponto de vista hidrogeológico.

Figura 6.15 - Primeira derivada vertical do campo gravitacional anômalo com a localização das nuvens de soluções da Deconvolução de Euler 3D, das principais estruturas gravimétricas interpretadas e os perfis gravimétricos utilizados na modelagem gravimétrica 2D.

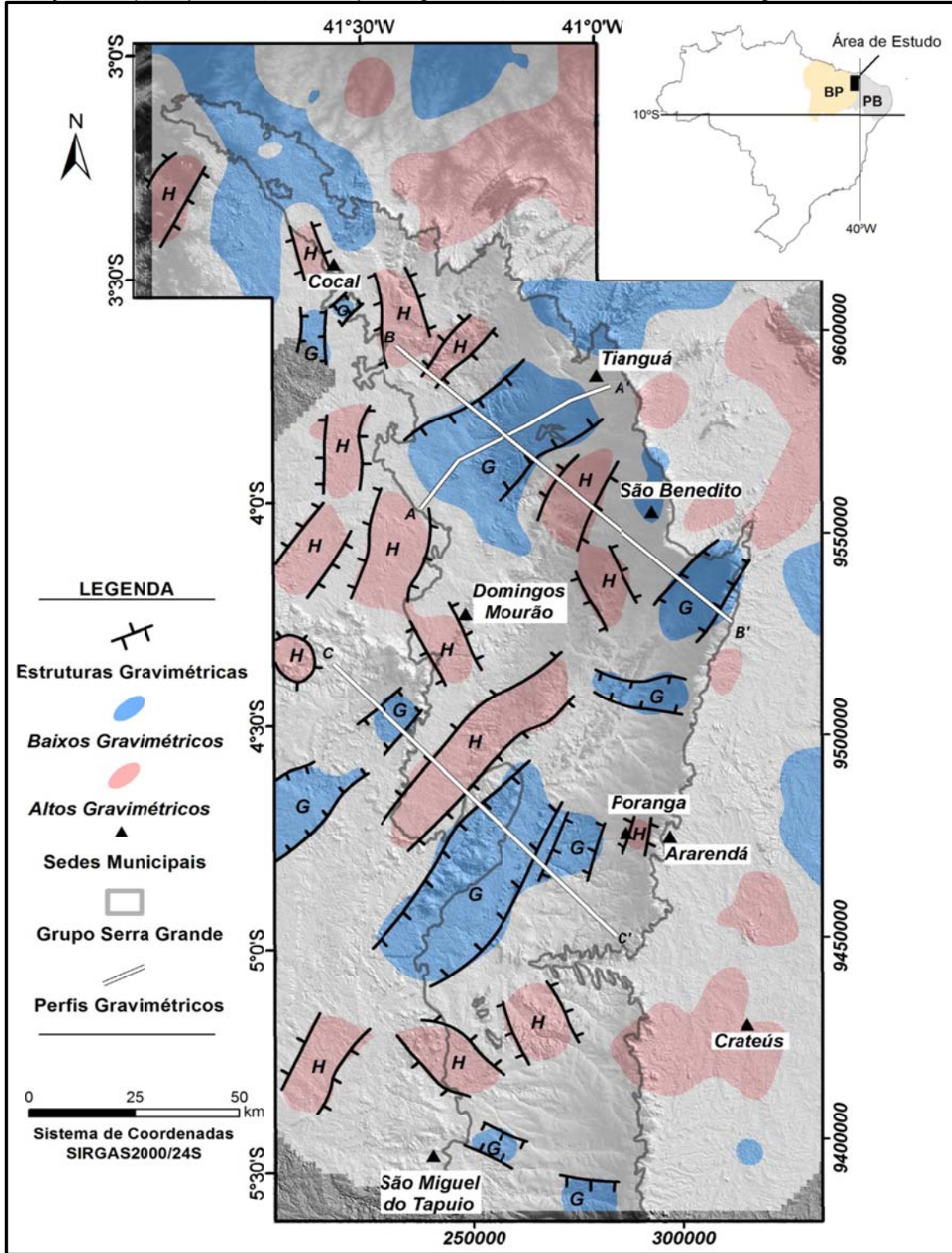


Fonte: Aguiar e Veríssimo (2014)

A Figura 6.16 apresenta a interpretação obtida a partir do mapa gravimétrico de anomalias Bouguer residuais, no qual estão destacadas as anomalias positivas e negativas de maior amplitude e estruturas gravimétricas

lineares. Essas estruturas gravimétricas são associadas à grabens e *horsts* na região nordeste da Bacia Sedimentar do Parnaíba.

Figura 6.16 - Interpretação gravimétrica na borda nordeste da Bacia Sedimentar do Parnaíba, com a localização das principais estruturas e perfis gravimétricos utilizados na modelagem.



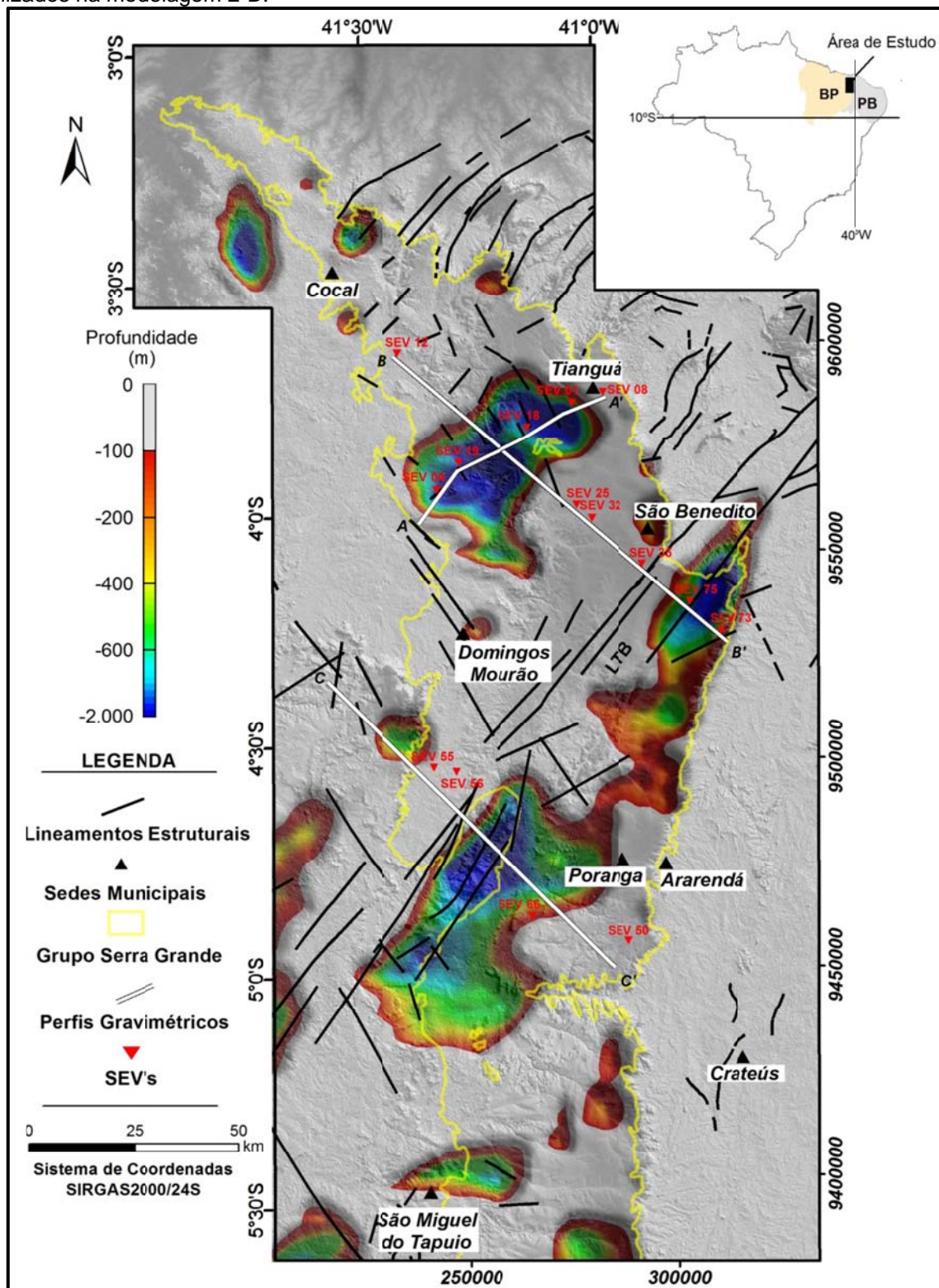
Fonte: Aguiar e Veríssimo (2014). G = Grábens e H = Horsts.

Na intenção de estimar as profundidades do relevo do embasamento da bacia, foi realizada a modelagem 3D dos dados gravimétricos através de procedimento computacional desenvolvido por Castro e Castelo Branco (1999). As profundidades são estimadas a partir das espessuras de prismas verticais justapostos, centrado sobre a malha regular obtida pela interpolação das observações gravimétricas. Nas áreas onde a anomalia gravimétrica observada é positiva, o algoritmo assume uma espessura igual a zero para o prisma.

A Figura 6.17 apresenta o mapa de estimativas de profundidades do topo do embasamento. À sudoeste de Tianguá, a anomalia 1F, interpretada como gráben, apresenta pacote sedimentar com cerca de 2 km de profundidade. Tal estrutura tem forma elipsoidal, com cerca de 40 km de extensão na direção NE-SW e ocupa área de aproximadamente 1000 km². Estruturas semelhantes de menor tamanho e mais rasas (± 1 km) são percebidas ao longo de toda borda da Bacia Sedimentar do Parnaíba. O conjunto de anomalias negativas 1G está fortemente controlado pela parte norte do LTB. Ao longo dessa região são identificados pacotes sedimentares mais espessos na borda NE da Bacia Sedimentar do Parnaíba, sendo as porções mais profundas ou depocentros (± 2 km) situadas a sudeste de São Benedito, no contato geológico do *rift* de Jaibaras e o Grupo Serra Grande, e 35 km a oeste de Poranga, no contato entre as litologias do Grupo Serra Grande e a Formação Pimenteiras. O extremo sul da área é dominado por estruturas semelhantes (2G), de comprimento de onda intermediário (20 km), assumindo direções preferenciais N-S e E-W. Tais litotipos menos densos que o embasamento regional possuem espessuras inferiores a 500 metros.

Vale ressaltar que a modelagem gravimétrica 3D não detecta o pacote sedimentar da porção onde as anomalias gravimétricas assumem valores positivos. Essa porção da bacia, que é dominada por fontes gravimétricas positivas do embasamento cristalino, mascara a pequena contribuição ao campo gravimétrico local do pacote sedimentar. Tais regiões podem estar relacionadas a altos estruturais do embasamento cristalino e/ou rochas vulcânicas aflorantes e não aflorantes que ocorrem ao longo da Bacia Sedimentar do Parnaíba e do LTB. Visto que a presença dessas fontes interfere nos valores do campo de gravidade, optou-se por realizar a modelagem 2D em três perfis, baseando-se em informações das SEV's realizadas nesta pesquisa, em seções sísmicas e em informações obtidas na literatura (CUNHA, 2012 e PINHEIRO, 2011).

Figura 6.17 - Arquitetura interna da borda nordeste da Bacia Sedimentar do Parnaíba, com as estimativas de profundidades do topo do embasamento e localização dos perfis gravimétricos utilizados na modelagem 2-D.



Fonte: Aguiar e Veríssimo (2014)

Para essa modelagem 2D, foram selecionadas três seções gravimétricas regionais (A-A', B-B' e C-C), cujas posições estão mostradas nas figuras anteriores (6.4, 6.5, 6.6 e 6.7).

A Tabela 6.1 apresenta uma síntese das densidades utilizadas para os litotipos envolvidos nas modelagens das três seções gravimétricas. As rochas Pré-Silurianas modeladas/interpretadas apresentam, densidades semelhantes ao pacote Serra Grande, como pode ser observado para todas as seções. Para as rochas do embasamento Pré-Cambriano foi utilizado valor de densidade de 2,75 g/cm³.

Tabela 6.1 - Síntese das litologias e das densidades utilizadas nas modelagens das seções gravimétricas na borda nordeste da Bacia Sedimentar do Parnaíba.

Grupo/Rochas	Litotipos	Densidade (g/cm³)
Grupo Serra Grande	Arenitos e conglomerados	2,45
Rochas Pré-Silurianas	Arenitos e brechas	2,45
Rochas Vulcânicas	Diques básicos	2,90
Grupo Ubajara	Calcários	2,55
Rochas Pré-Cambrianas	Granitos e gnaisses	2,75

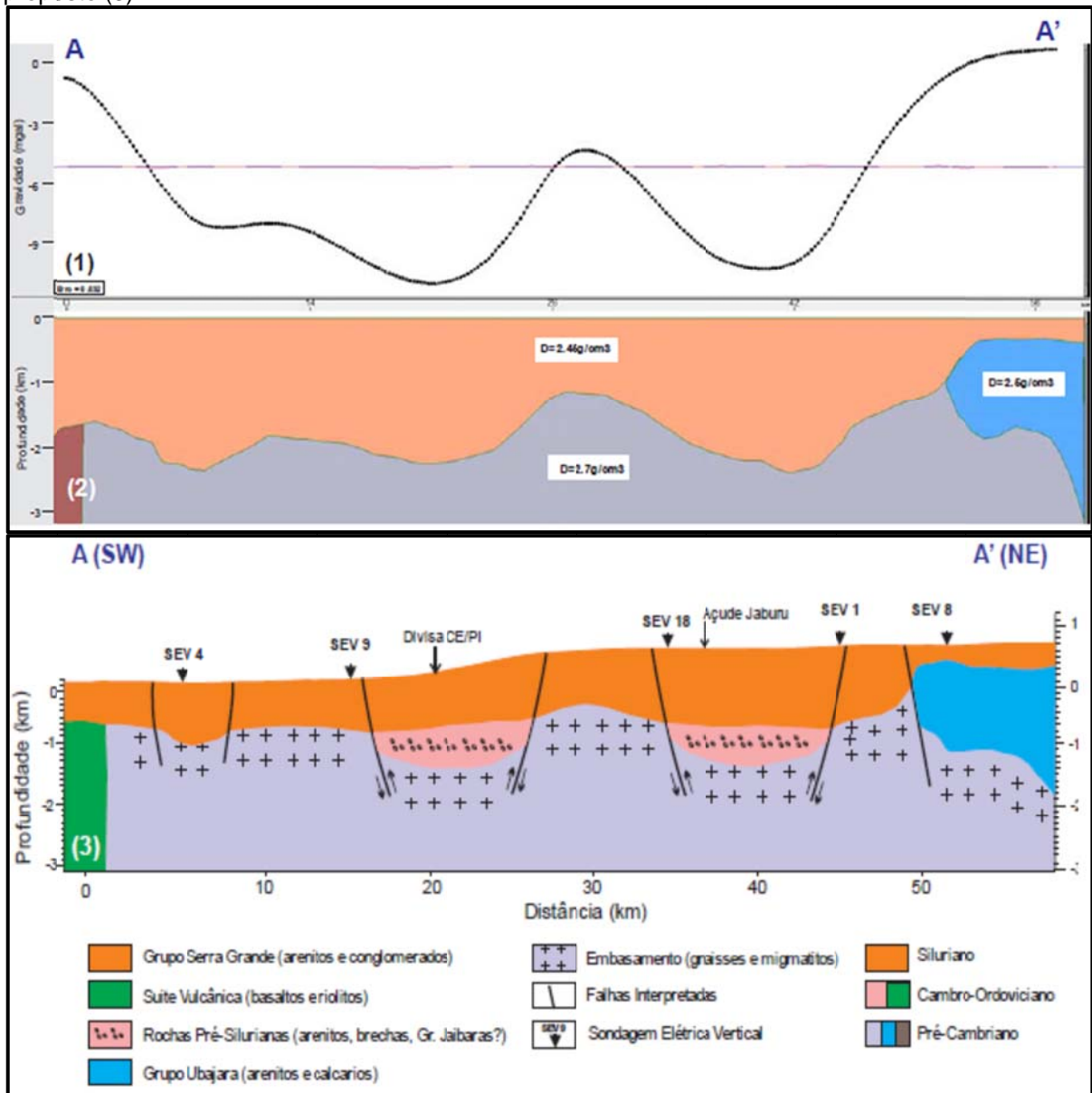
Fonte: Aguiar e Veríssimo (2014)

Seção A – A'

Destaca-se neste perfil, mostrado na Figura 6.18, a presença de dois baixos gravimétricos na porção central da seção, muito bem separados por um alto gravimétrico. A este baixo, ou conjunto de baixos gravimétricos, designou-se o nome de Baixo Gravimétrico de São João da Fronteira. Ressalta-se, também, a forte subida de valores gravimétricos em direção às extremidades SW e NE dessa seção.

Para estimar as profundidades no modelo, utilizou-se o conhecimento da geologia da região e, ainda, as informações da SEVs 8 e 9, que estão posicionadas sobre esta seção e detectaram horizontes mais resistivos por volta dos 400 m de profundidade. Este fato é bem mais claro na SEV 8. Outras três SEV's realizadas ao longo desta seção não conseguiram atravessar o Grupo Serra Grande, o que realmente corrobora com um aumento de espessura do pacote frente ao modelo gravimétrico obtido. Desta forma, é possível estimar que ao longo desta seção a espessura do Grupo Serra Grande pode variar entre 350 m e 1.850 m.

Figura 6.18 - Modelagem gravimétrica 2D da seção A-A': com curva gravimétrica observada (1); modelo teórico com as densidades adotadas (2) e; interpretação geológica para o modelo teórico proposto (3).



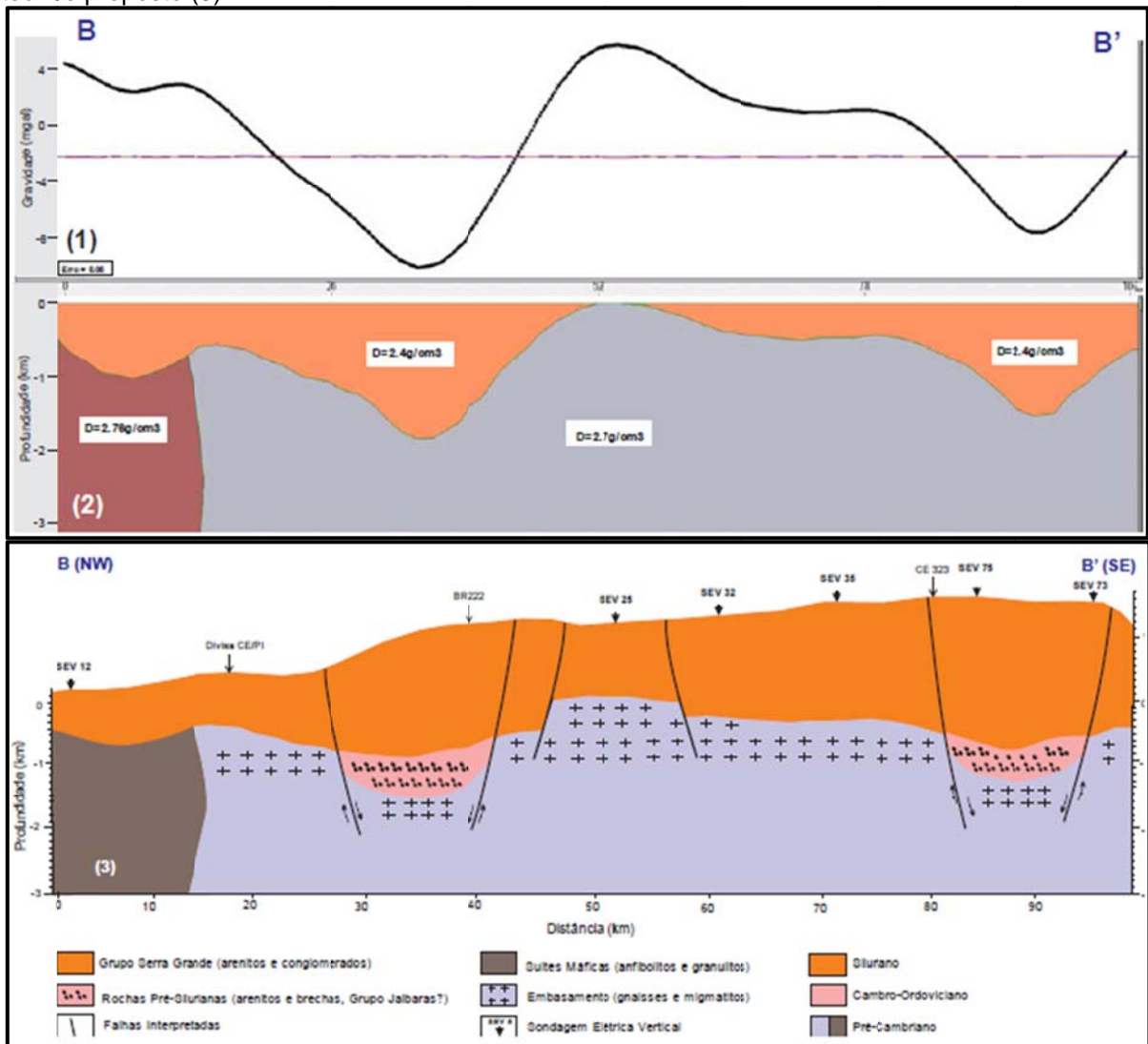
Fonte: Aguiar e Veríssimo (2014)

A julgar pelo contexto geológico e tectônico envolvido nesta porção da bacia e pelos resultados gravimétricos aqui apresentados, é provável que ao longo desta seção ocorram, em sua porção central, sistemas do tipo graben e *horst*, como bem demonstram os resultados das modelagens 3D e 2D. Nesta interpretação fica também evidenciada, a possibilidade de que nos sistemas grabeniformes ocorram rochas de formações Pré-Silurianas, semelhantes àsquelas do Grupo Jaibaras, representadas essencialmente por arenitos e brechas polimíticas. As falhas inferidas também encontram suporte no formato das anomalias e, por evidências, de campo.

Seção B – B'

Este perfil, ilustrado na Figura 6.19, apresenta orientação noroeste para sudeste, portanto, transversal ao perfil anterior, e o baixo gravimétrico mais proeminente corresponde ao Baixo Gravimétrico de São João da Fronteira, já mencionado na seção anterior. O segundo baixo gravimétrico presente nesta seção, posicionado no extremo sudeste, é designado de Baixo Gravimétrico de Guaraciaba do Norte. Destacam-se, ainda, dois altos gravimétricos proeminentes. O maior, posicionado quase no meio da seção e próximo a cidade de Carnaubal, e o outro, localizado a 55 km a sul da cidade de Tianguá.

Figura 6.19 - Modelagem gravimétrica 2D da seção B-B': com curva gravimétrica observada (1); modelo gravimétrico com as densidades adotadas (2) e; interpretação geológica para o modelo teórico proposto (3).



Fonte: Aguiar e Veríssimo (2014)

É importante observar que os altos e baixos gravimétricos visualizados no mapa de anomalias Bouguer residuais (Figura 6.14) e também nessa seção, estão ao longo do LTB. Desta forma, esse lineamento controla, em seu lado oeste, os altos gravimétricos e, em seu lado leste, os baixos gravimétricos. Também, os altos e baixos gravimétricos estão controlados/seccionados por feições gravimétricas orientadas para noroeste.

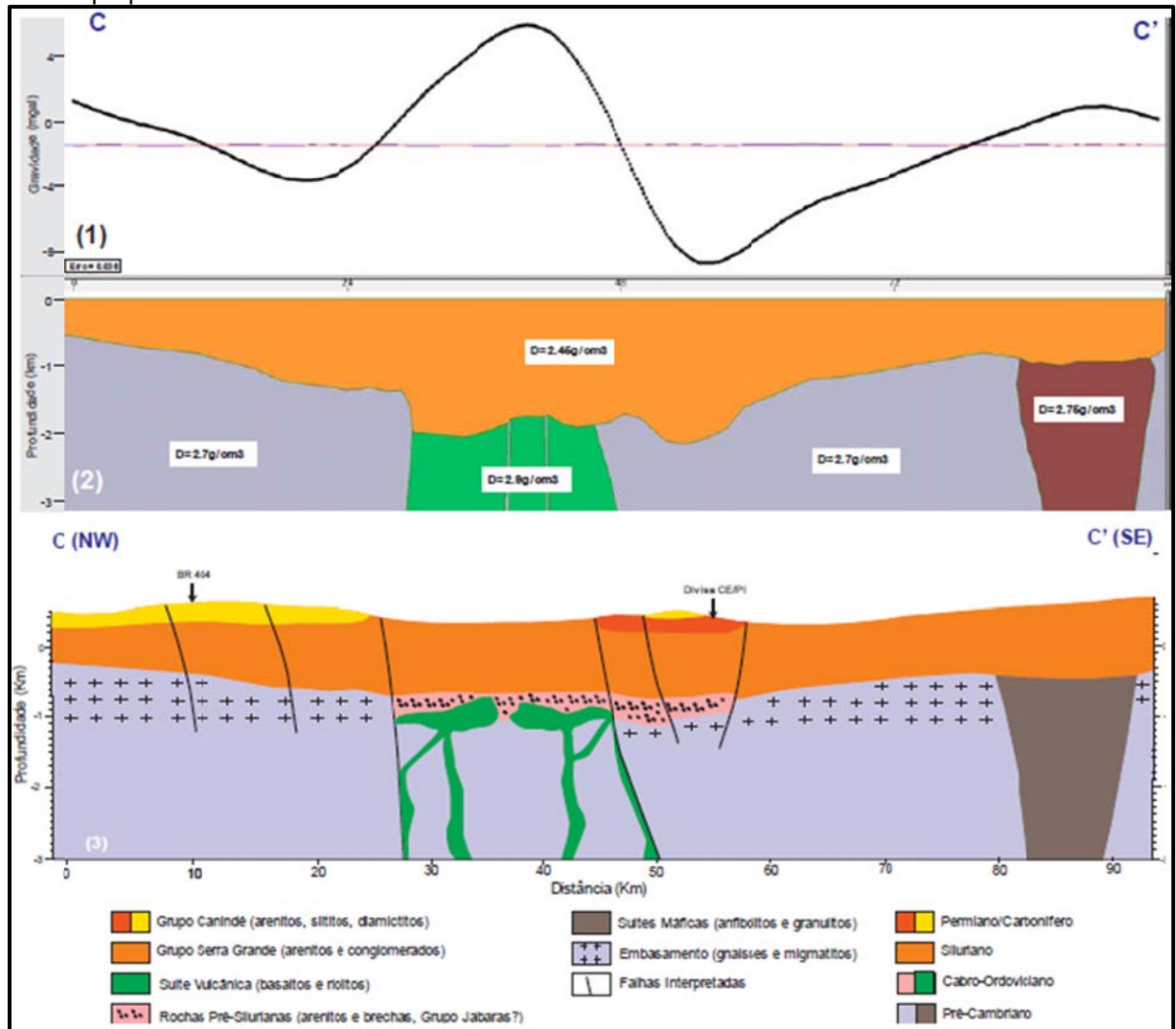
Na modelagem desta seção foram adotados os contrastes de densidades já apontados e o modelo é muito bem ajustado, novamente, para um sistema de grabens e *horsts*, ortogonais à seção e de modo análogo ao da seção A-A'. Neste caso específico, a diferença reside na necessidade de inserção de um corpo mais denso em subsuperfície e do lado NW, no início da seção. Neste caso a interpretação condizente seria a de presença de rochas máficas, do tipo anfibolitos e/ou granulitos, conforme sugerido no modelo geológico. As SEV's posicionadas ao longo desta seção (SEV's 12, 25, 32, 35, 75 e 73) tiveram profundidades de investigação em torno de 500m, mas não chegaram a alcançar em profundidade, estratos geolétricos indicativos de outros litotipos diferentes dos presentes no Grupo Serra Grande. Dentre as seis SEV's realizadas ao longo da seção, quatro delas para o lado SE, que indicam que o pacote sedimentar pode estar realmente aumentando de espessura para este lado, corroborando com a modelagem gravimétrica apresentada. Nesta região as espessuras modeladas para o pacote sedimentar Serra Grande podem variar entre os 800 m e 2.600 m; as espessuras mais elevadas estariam associadas aos sistemas grabeniformes. Novamente, em termos de recursos hídricos subterrâneos trata-se de uma boa indicação para o Sistema Aquífero Serra Grande.

Seção C – C'

Este perfil está localizado na porção centro-sul da área de estudo, sendo o mais regional entre as seções modeladas, com mais de 90 km de extensão, e a exemplo da seção anterior, cruza a zona do LTB (Figura 6.20). Esta seção é caracterizada por um proeminente alto gravimétrico em sua porção mediana, próximo aos 35 km, e dois baixos gravimétricos nas posições 23 km (Pedro II) e 54 km (Pitombeiras), sendo este último o baixo gravimétrico mais acentuado. Estes dois baixos gravimétricos estão separados pelo Alto Gravimétrico de Chapadão.

Esse alto está muito bem orientado para nordeste e tem forte expressão geográfica nesta direção, coincidindo com a ocorrência do LTB; já o Baixo Gravimétrico de Pitombeiras, também com forte expressão areal, está a leste da zona de ocorrência do LTB e também fortemente orientado para nordeste.

Figura 6.20 - Modelagem gravimétrica 2D da seção C-C', com (1) curva gravimétrica observada; (2) modelo gravimétrico com as densidades adotadas e; (3) interpretação geológica para o modelo teórico proposto.



Fonte: Aguiar e Veríssimo (2014)

O modelo geológico adotado para esta seção inclui rochas vulcânicas similares às encontradas no *rift* de Jaibaras, uma vez que a forte anomalia gravimétrica positiva (Alto Gravimétrico de Chapadão) somente poderia ser ajustada com a inclusão de massas mais densas alojadas na base do pacote sedimentar Serra Grande, onde também é de fácil entendimento, a presença de rochas Pré-silurianas. No modelo apresentado foram também inseridos, por razões óbvias,

suítes máficas (anfíbolitos e granulitos) no extremo sudeste da seção e as litologias aflorantes do Permiano e do Carbonífero (Grupo Canindé: formações Pimenteiras e Cabeças, com seus arenitos, siltitos e diamictitos). O exame do modelo sugere que estas formações mais superiores estão controladas por lineamentos estruturais.

Por fim, o pacote Serra Grande apresenta certa homogeneidade horizontal, quebrada, em sua porção central, pelo Alto Gravimétrico de Chapadão que está limitado por estruturas verticalizadas. Pela modelagem realizada nesta seção, o pacote sedimentar Serra Grande nesta área apresenta espessuras variando entre 500 m e 1.300 m.

7 CARACTERIZAÇÃO HIDROGEOLÓGICA

Os primeiros estudos hidrogeológicos no nordeste brasileiro foram realizados pela Inspetoria de Obras Contra a Seca (IOCS), atualmente denominado Departamento Nacional de Obras Contra as Secas (DNOCS). De junho de 1913 a janeiro de 1914, o engenheiro Horatio Small empreendeu uma expedição pelos estados do Ceará e Piauí com a finalidade de determinar a relação das águas subterrâneas com a geologia da região, ficando provada a sua importância para os trabalhos de perfuração de poços.

Apesar dos conhecimentos geológicos terem avançado após a criação do IOCS/DNOCS, muitos poços foram construídos por leigos, de forma empírica. Somente após a criação da Superintendência do Desenvolvimento do Nordeste (Sudene), em 1959, com a vinda de vários técnicos de missões estrangeiras, é que realmente se deu o grande desenvolvimento da hidrogeologia do Nordeste, através da construção de poços com técnicas avançadas que são utilizadas até os dias atuais. Aliado a este fato, a criação dos cursos de geologia no Brasil, em 1957, e a formação das primeiras turmas de geólogos nas universidades brasileiras no início da década de 1960, deu-se um grande impulso no conhecimento hidrogeológico, não somente na região nordeste como também em todo o Brasil.

No entanto, Kegel (1953) realizou um estudo na Bacia Sedimentar do Parnaíba, onde recomendava a exploração do aquífero Serra Grande, através da perfuração de poços com profundidades de 150 metros, de modo a se atender o crescimento da demanda hídrica do município de Picos, no Piauí. Imaginava ele ser esta a principal unidade armazenadora de água na região e ter grande probabilidade de conter pressão artesianas.

Outro trabalho executado por Kegel (1961) confirma a capacidade artesianas do referido aquífero, apesar dos poços perfurados na cidade de Picos (PI) terem atingido apenas a profundidade de 120 m e atravessado uma pequena porção da parte superior da formação produtora. Recomendava neste estudo que deveria ser perfurado um poço que atingisse o embasamento cristalino, atravessando toda a extensão do referido aquífero.

Ainda na década de 1960, a Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste (Sudene) concebeu o Inventário Hidrogeológico Básico do Nordeste, como um instrumento essencial de pesquisa dos recursos de água subterrânea do Polígono das Secas, destinado a prover os conhecimentos de caráter regional, indispensáveis à definição dos estudos locais de exploração. Os trabalhos foram sintetizados em doze relatórios com mapas (1:500.000), que cobrem uma superfície de 580.000 km², correspondendo a cerca de 70% da área do Polígono das Secas.

Conforme Costa (1996), o primeiro estudo de avaliação das reservas hídricas subterrâneas da bacia sedimentar do Parnaíba, foi executado pela Sudene através de Rebouças e Gaspary (1966). Este estudo mostrou que, numa área de 450 mil km², a recarga anual ou vazão de escoamento natural foi de 3×10^9 m³/ano, com reservas permanentes de 2×10^{12} m³ e reservas exploráveis de 10^{10} m³/ano.

Os estudos desenvolvidos por Cruz e França (1970), foram os primeiros a analisar o rebaixamento da superfície potenciométrica na região de Picos (Pi), apresentando dados bastante consistentes quanto ao regime de exploração ao qual começava a ser submetido o aquífero Serra Grande.

No ano de 1975, tem início o Projeto Estudo Global dos Recursos Minerais da Bacia Sedimentar do Parnaíba, através do Convênio DNPM/CPRM. Devido à importância das águas subterrâneas, foi criado o Subprojeto Hidrogeologia, semelhante ao Inventário Hidrogeológico Básico do Nordeste (Sudene), objetivando a execução do inventário hidrogeológico das Folhas Rio São Francisco – NO (ARAUJO, *et al.*, 1979) e SO (SILVA, *et al.*, 1979), Teresina – NO (SOARES FILHO, 1979) e SO (ARAUJO, 1979) e São Luís – NO (MIRANDA, 1979) e SO (SILVA, 1979).

Outro estudo importante visando o levantamento de dados da Bacia Sedimentar do Parnaíba foi desenvolvido por Verhagen *et al.* (1991) para avaliação da recarga de aquíferos em regiões áridas e semiáridas, com um capítulo sobre o estado do Piauí. Foram utilizadas técnicas de análise hidrológica por isótopos, especialmente ¹³C e ¹⁴C, para estimar a taxa de infiltração e a direção do fluxo subterrâneo das águas na região. Nesse trabalho, também há referência ao artesianismo do aquífero Serra Grande, explicado resumidamente pela pequena diferença de potencial entre as águas desta unidade e as do aquífero Cabeças, fato que possibilita um fluxo vertical, ascendente e descendente, entre as duas formações, através do aquífero Pimenteiras.

Com o objetivo de conhecer a estratigrafia e os aspectos estruturais e tectônicos, em associação com a distribuição de água subterrânea, na porção sudeste da Bacia Sedimentar do Parnaíba, Lima (2000) fez uma investigação geolétrica (SEV-MT-TEM) ao longo de um perfil de 300 km de extensão, que cruza a bacia desde sua porção meio-leste até o embasamento cristalino exposto na borda sudeste. Os resultados permitiram mapear a distribuição lateral dos aquíferos e identificar as principais feições estruturais que exercem influência sobre o regime hidrodinâmico da bacia e sugerem que as falhas são muito profundas (± 8 km) e a profundidade do graben de São Raimundo Nonato sendo de 4 km. Os resultados ainda mostram que o sudeste da bacia é extremamente falhada e este fato tem uma enorme influência na distribuição de água subterrânea, resultando em um fluxo hidrodinâmico muito complexo.

Abreu (2002) realizou um estudo geofísico utilizando os métodos magnetotelúricos (MT) e eletromagnético transiente (TEM), visando uma contribuição maior para o conhecimento hidrogeológico da borda leste da Bacia Sedimentar do Parnaíba. Foram realizadas 28 estações MT e TEM, dispostas em três perfis transversais às principais estruturas da área. As seções de resistividade sugerem, para a bacia, uma profundidade do embasamento variando de 100 m a 1300 m. Essas profundidades do embasamento dá a oportunidade da exploração de aquíferos profundos para abastecimento das áreas urbanas dos municípios inseridos na área de estudo.

Em 2003, o Serviço Geológico do Brasil (CPRM), realizou o Cadastro de Fontes de Abastecimento por Água Subterrânea do Estado do Piauí. O projeto teve o objetivo de realizar o cadastro de todos os poços tubulares, poços escavados representativos e fontes naturais existentes no Estado. As informações levantadas foram armazenadas em banco de dados e sintetizadas em Relatórios Diagnósticos Municipais, formando o Atlas Digital dos Recursos Hídricos Subterrâneos do Piauí (CPRM, 2004), que foram encaminhados aos gestores municipais da época.

Diversos outros estudos hidrogeológicos foram realizados na Bacia Sedimentar do Parnaíba, tanto no âmbito regional como em áreas específicas. Destacando-se: Santiago, *et al.* (1981), Geyh *et al.* (1991), Frischkorn e Santiago (1992), e que tratam da idade e movimento das águas subterrâneas dessa região.

7.1 Aquífero Serra Grande

A Bacia Sedimentar do Parnaíba constitui uma das principais províncias hidrogeológica do nordeste brasileiro, em função da sua aptidão em armazenar e liberar grandes quantidades de água. Essa vocação está intimamente relacionada à evolução geológica da bacia, caracterizada pela alternância de períodos de rápida subsidência, que condicionou a acumulação de espessos sedimentos clásticos grosseiros, e de períodos de maior estabilidade, onde ambientes marinhos de água rasa favoreceram a sedimentação de clásticos finos.

Estes depósitos sedimentares da Bacia Sedimentar do Parnaíba podem ser representados por unidades hidroestratigráficas diferenciadas com base nas suas propriedades hidráulicas. Desta forma os aquíferos e aquíferos na bacia são, em geral, coincidentes com seus representantes estratigráficos. A Tabela 7.1 relaciona os principais aquíferos da bacia, suas idades, espessuras médias e litologias.

Tabela 7.1 - Sequência dos aquíferos da Bacia Sedimentar do Parnaíba, com as respectivas espessuras e litologias.

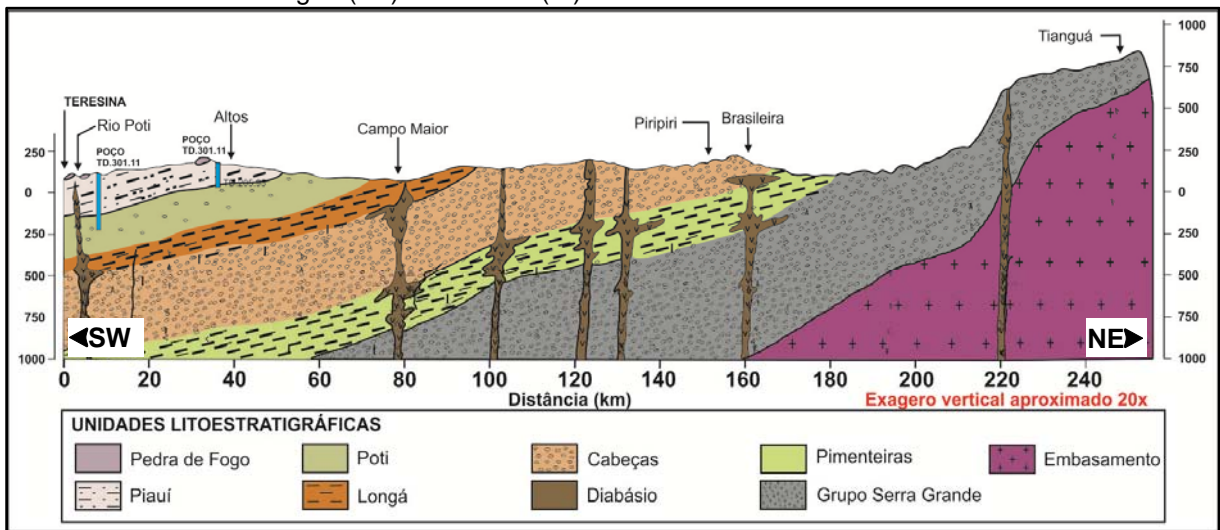
Idade	Aquífero	Espessura Média (m)	Litologia
Quaternário	Aluvial	5	Areias e argilas
Cretáceo	Itapecuru	100	Arenitos, folhelhos, siltitos
	Codó	220	Arenitos, folhelhos, calcários
	Corda	160	Arenitos, folhelhos, siltitos
Jurássico	Pastos Bons	180	Arenitos, calcários
Carbonífero	Piauí	200	Arenitos, folhelhos
	Poti	200	Arenitos, folhelhos
Devoniano	Cabeças	300	Arenitos, siltitos
	Serra Grande	500	Arenitos, grosseiros

Fonte: Modificado de Costa (1996)

Para melhor entendimento da geometria das sequências estratigráficas da bacia sedimentar do Parnaíba, é apresentada na Figura 7.1, de forma esquemática, a seção transversal NE-SW, onde são evidenciadas as formações geológicas sedimentares, apoiadas sobre rochas do embasamento cristalino. Pode-se observar também que essa disposição estratigráfica permite o confinamento de alguns aquíferos da bacia.

O aquífero Serra Grande é constituído por arenitos grossos a médios, com intercalações de siltitos a arenitos finos, sendo considerado o melhor aquífero da região. Os litótipos que formam o Grupo Serra Grande afloram nas bordas leste e sul da bacia, limitando-se com o embasamento impermeável, numa área total de aproximadamente 31.650 km², com variações de espessuras de 50 a 1.000 metros.

Figura 7.1 - Seção geológica esquemática da Bacia Sedimentar do Parnaíba, na direção NE-SW, entre as cidades de Tianguá (Ce) e Teresina (Pi).



Fonte: Vasconcelos, *et al.* (2014).

A alimentação do aquífero Serra Grande é efetuada pela infiltração das precipitações pluviométricas nas áreas de recarga, pela infiltração de águas dos rios e a infiltração vertical dos sedimentos subjacentes.

A descarga natural da zona de recarga se processa essencialmente através da evapotranspiração, que o DNOCS (Brasil, 1973) estabeleceu em 751,4 mm/ano, equivalente a 92,4% da precipitação média sobre a área do projeto de irrigação no vale do Gurgueia. Na zona de águas sob pressão, o principal exutório é representado pelos processos de infiltração vertical ascendente através dos níveis pouco permeáveis da Formação Pimenteiras.

Os resultados dos estudos realizados por Leal (1970) e Cruz e França (1970), quando da realização do Inventário Hidrogeológico Básico do Nordeste, mostraram que o aquífero Serra Grande apresenta transmissividade de $2,6 \times 10^{-3}$ m²/s e coeficiente de armazenamento igual a $4,9 \times 10^{-4}$. Para uma área de 11.650 km², a recarga anual ou vazão de escoamento natural foi de $4,9 \times 10^7$ m³/ano, com reservas permanentes de $13,2 \times 10^9$ m³ e reservas exploráveis de 5×10^8 m³/ano.

Estudo realizado no vale do Gurguéia e relatado por Silva (1979) determinou, para esse aquífero, uma transmissividade de $2,3 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$, uma condutividade hidráulica de $9,1 \times 10^{-6} \text{ m/s}$ e um coeficiente de armazenamento de $6,0 \times 10^{-4}$.

Pessoa (1979), trabalhando no extremo sul do estado do Piauí (Folha nº 18 São Francisco – NE), encontrou os seguintes valores médios para os parâmetros hidrodinâmicos do aquífero Serra Grande: Transmissividade de $3,02 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$; Permeabilidade de $9,10 \times 10^{-6} \text{ m/s}$; Coeficiente de Armazenamento de $4,29 \times 10^{-4}$ e; Vazão Específica igual a $3,5 \text{ m}^3/\text{h/m}$. Estimou, ainda, uma vazão de escoamento natural de $51,3 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{ano}$ e o volume de exploração de $40,6 \times 10^6 \text{ m}^3$, que representa uma reserva total explotável de $91,9 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{ano}$.

Segundo Costa (1996), o aquífero Serra Grande é explorado principalmente em condições de artesianismo, proporcionando poços jorrantes ao longo da borda oriental da bacia sedimentar desde Pedro II, ao norte, até São João do Piauí ao sul. Os poços apresentam boa produtividade, com capacidade específica superior a $4 \text{ m}^3/\text{h/m}$ e vazões superiores a $100 \text{ m}^3/\text{h}$, para rebaixamento do nível de 25 metros.

Vidal (2003) determinou a transmissividade, condutividade hidráulica e o coeficiente de armazenamento do aquífero Serra Grande, utilizando dados de dez poços produtores do município de Picos (PI), que foram submetidos a teste de vazão de acordo com as normas exigidas, porém sem a utilização de poços de observação. Analisando os resultados (Tabela 7.2), verificou que os valores de transmissividade obtidos pelos métodos de Theis e Hantush mostraram-se normalmente próximos, sendo 80% coincidentes, enquanto os obtidos pelo método de Cooper e Jacob apresentaram-se normalmente maiores. Esta diferença pode ser explicada pela influência das características construtiva dos poços, do material da formação que os envolvem e pelos próprios métodos, que enfatizam fases distintas do teste de bombeamento.

Verificou, também, que os valores do coeficiente de armazenamento calculados pelos três métodos mostraram uma grande variação. Os valores pelo método de Cooper e Jacob variaram de $3,0 \times 10^{-6}$ a $1,2 \times 10^{-3}$ e de $8,0 \times 10^{-6}$ a $1,8 \times 10^{-2}$ quando calculados por Hantush. Os coeficientes obtidos pelo método de Theis foram os que apresentaram a menor variação, com valores entre $1,0 \times 10^{-5}$ e $1,6 \times 10^{-2}$.

Tabela 7.2 - Parâmetros hidráulicos obtidos com a interpretação dos testes de bombeamento pelos métodos de Theis, Hantush e Cooper e Jacob.

Poço	T (m ² /s)			K (m/s)			S		
	Theis	Hantush	Cooper e Jacob	Theis	Hantush	Cooper e Jacob	Theis	Hantush	Cooper e Jacob
AG002C	1,2x10 ⁻³	1,2x10 ⁻³	1,2x10 ⁻³	3,4x10 ⁻⁶	3,4x10 ⁻⁶	3,3x10 ⁻⁶	2,9x10 ⁻³	2,6x10 ⁻³	2,4x10 ⁻³
AG003C	1,6x10 ⁻⁴	1,7x10 ⁻⁴	1,7x10 ⁻⁴	4,5x10 ⁻⁷	5,0x10 ⁻⁷	4,9x10 ⁻⁷	9,6x10 ⁻⁴	3,8x10 ⁻⁴	5,1x10 ⁻⁴
AG004L	2,5x10 ⁻³	2,5x10 ⁻³	2,4x10 ⁻³	7,1x10 ⁻⁶	7,1x10 ⁻⁶	6,9x10 ⁻⁶	8,6x10 ⁻³	7,7x10 ⁻³	7,5x10 ⁻³
AG012L	2,9x10 ⁻³	2,9x10 ⁻³	3,2x10 ⁻³	8,4x10 ⁻⁶	8,4x10 ⁻⁶	9,3x10 ⁻⁶	1,6x10 ⁻²	1,8x10 ⁻²	7,0x10 ⁻³
AG013C	3,3x10 ⁻⁴	3,3x10 ⁻⁴	3,5x10 ⁻⁴	9,5x10 ⁻⁷	9,5x10 ⁻⁷	1,0x10 ⁻⁶	1,0x10 ⁻⁵	8,0x10 ⁻⁶	3,0x10 ⁻⁶
AG014L	2,3x10 ⁻³	2,3x10 ⁻³	2,7x10 ⁻³	6,7x10 ⁻⁶	6,7x10 ⁻⁶	7,8x10 ⁻⁶	8,1x10 ⁻³	8,1x10 ⁻³	1,2x10 ⁻³
AG015C	8,4x10 ⁻⁴	8,1x10 ⁻⁴	1,0x10 ⁻³	2,4x10 ⁻⁶	2,3x10 ⁻⁶	2,9x10 ⁻⁶	1,1x10 ⁻³	1,2x10 ⁻³	2,0x10 ⁻⁴
AG016C	1,3x10 ⁻³	1,3x10 ⁻³	1,2x10 ⁻³	3,7x10 ⁻⁶	3,7x10 ⁻⁶	3,4x10 ⁻⁶	2,1x10 ⁻⁵	2,1x10 ⁻⁵	1,9x10 ⁻⁵
AG017C	2,3x10 ⁻³	2,3x10 ⁻³	2,9x10 ⁻³	6,6x10 ⁻⁶	6,6x10 ⁻⁶	8,3x10 ⁻⁶	2,4x10 ⁻⁴	1,9x10 ⁻⁴	1,5x10 ⁻⁵
AG018C	2,7x10 ⁻³	2,7x10 ⁻³	3,4x10 ⁻³	7,8x10 ⁻⁶	7,8x10 ⁻⁶	9,8x10 ⁻⁶	2,2x10 ⁻⁴	2,2x10 ⁻⁴	2,2x10 ⁻⁴
Média	1,6x10 ⁻³	1,6x10 ⁻³	1,8x10 ⁻³	4,7x10 ⁻⁶	4,7x10 ⁻⁶	5,3x10 ⁻⁶	3,8x10 ⁻³	3,8x10 ⁻³	1,9x10 ⁻³

Fonte: modificado de Vidal (2003)

Outra constatação de Vidal (2003) foi que as diversas atividades antrópicas existentes na região estudada, tais como as práticas agrícolas e industriais, modificam os mecanismos físicos naturais e, conseqüentemente, influenciam em todos os setores e, particularmente, os recursos hídricos subterrâneos, tanto em termos quantitativos quanto qualitativos. Várias são as fontes potencialmente capazes de fornecer substâncias poluentes para as águas, tais como: a ausência de saneamento básico; as águas superficiais poluídas; as atividades agrícolas; as atividades industriais; os poços abandonados e/ou construídos de maneira incorreta; cemitérios; postos de combustíveis etc.

Cruz e Melo (1973) realizaram um estudo em 1.200 análises químicas de águas de fontes e poços na Bacia Sedimentar do Parnaíba. Nas áreas de rochas sedimentares, as águas subterrâneas apresentaram baixo teor de sólidos totais dissolvidos (abaixo de 500 mg/L). Ocorrem águas bicarbonatadas de cálcio e magnésio, com predominância das águas mistas em certas áreas de recarga dessa bacia. Uma extensiva zona de águas cloretadas de sódio prevalece nas áreas de rochas cristalinas e em algumas áreas sedimentares.

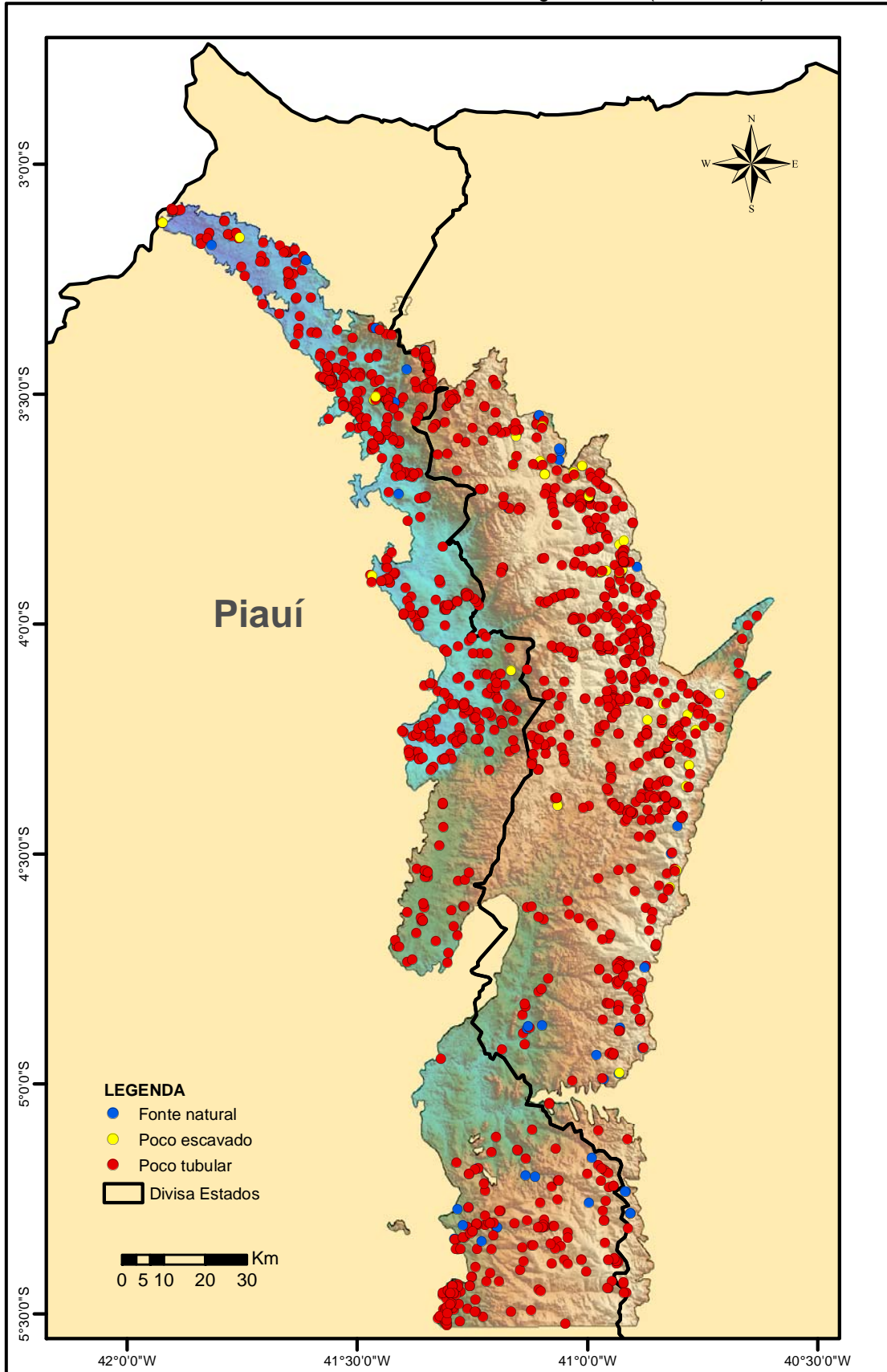
Barreto (2006) realizou um estudo da carga contaminante na água subterrânea através do monitoramento dos poços localizados no município de Tianguá, Ceará. Especificamente, avaliou o nível de contaminação na água subterrânea quanto à presença dos pesticidas *atrazina*, *simazina*, *metil paration*, *metamidofós* e nitrato e estimou a vulnerabilidade do aquífero Serra Grande, aplicando modelos georeferenciados e correlacionando as medidas de pesticidas e nitrato com os mapas de vulnerabilidade dos índices DRASTIC e DRASTIC pesticidas, usando o método de classificação hierárquica de Ward. Ficou constatado a presença desses compostos em 126 amostras (82%) de um total de 153 amostras analisadas, sendo a maioria (54%) das determinações em desacordo com o Valor Máximo Permitido (VMP) definido na portaria 518/2004 do Ministério da Saúde (MS) e na Resolução 357/2005 do CONAMA. Na etapa quantitativa, em 36 amostras analisadas para cada composto, verificou-se que *atrazina*, *simazina* e *metil paration* foram detectados em, respectivamente, 17 amostras (47%), 21 amostras (55%) e 14 amostras (39%) em desacordo com o VMP definido na legislação. O nitrato foi detectado acima do limite em apenas um poço. O índice DRASTIC agrupou quatro classes de vulnerabilidade: insignificante, muito baixa, baixa e moderada, predominando a classe muito baixa (628,7 km² ou 67,2%). O índice DRASTIC pesticidas indicou cinco classes de vulnerabilidade: muito baixa, baixa, moderada, alta e muito alta, predominando a classe moderada (553,2 km², ou 59,1%).

7.2 Pontos de Captação de Água Subterrânea

De acordo com as informações extraídas, em julho/2015, do banco de dados do Siagas/CPRM, estavam cadastrados na área delimitada para o estudo 1.486 pontos d'água, sendo, 1.400 poços tubulares, 45 poços escavados e 41 fontes naturais, distribuídos espacialmente conforme mostra a Figura 7.2.

Como o objetivo do estudo é avaliar o comportamento das águas subterrâneas através de uma rede de poços representativos, então foram considerados apenas os poços tubulares construídos na área de exposição dos litótipos que compõem o Grupo Serra Grande, descartando-se os localizados em terreno de rochas cristalinas e em outras formações que compõem a Bacia Sedimentar do Parnaíba, assim como, as fontes naturais e os poços escavados.

Figura 7.2 – Distribuição espacial dos ponto d'água cadastrados na borda nordeste da Bacia Sedimentar do Parnaíba, conforme o banco de dados do Siagas/CPRM (Julho/2015).



Fonte: Elaborado pelo Autor.

A Tabela 7.3 apresenta a estatística descritiva de alguns parâmetros dos 1.400 poços tubulares existentes na porção oriental da Bacia Sedimentar do Parnaíba. Observa-se uma grande variabilidade na distribuição dos valores, com a profundidade variando de 8 m a 257 m, o nível estático indo de 0 m a 140 m, assim como o nível dinâmico e a vazão, que variaram de 1 m a 162 m e 0,2 m³/h a 80 m³/h, respectivamente. Essa discrepância de valores faz da média uma medida não apropriada para representar os dados, sendo mais coerente utilizar os valores da mediana. A moda representa o valor que ocorre com maior frequência, e também é utilizada para representar a tendência central do conjunto de observações. O desvio padrão serve para confirmar a variabilidade do conjunto dos dados analisados.

Tabela 7.3 - Estatística descritiva dos principais parâmetros dos poços tubulares da área de estudo.

Parâmetros	Profundidade (m)	NE (m)	ND (m)	Vazão (m ³ /h)
Nº de Elementos	1204	756	284	707
Valor Máximo	257	140	162	80
Valor Mínimo	8	0	1	0,2
Média	71	13	39	6
Mediana	61	8	36	4
Moda	60	6	36	5
Desvio Padrão	36	16	26	7

Fonte: Elaborado pelo Autor. NE = Nível Estático; ND = Nível Dinâmico.

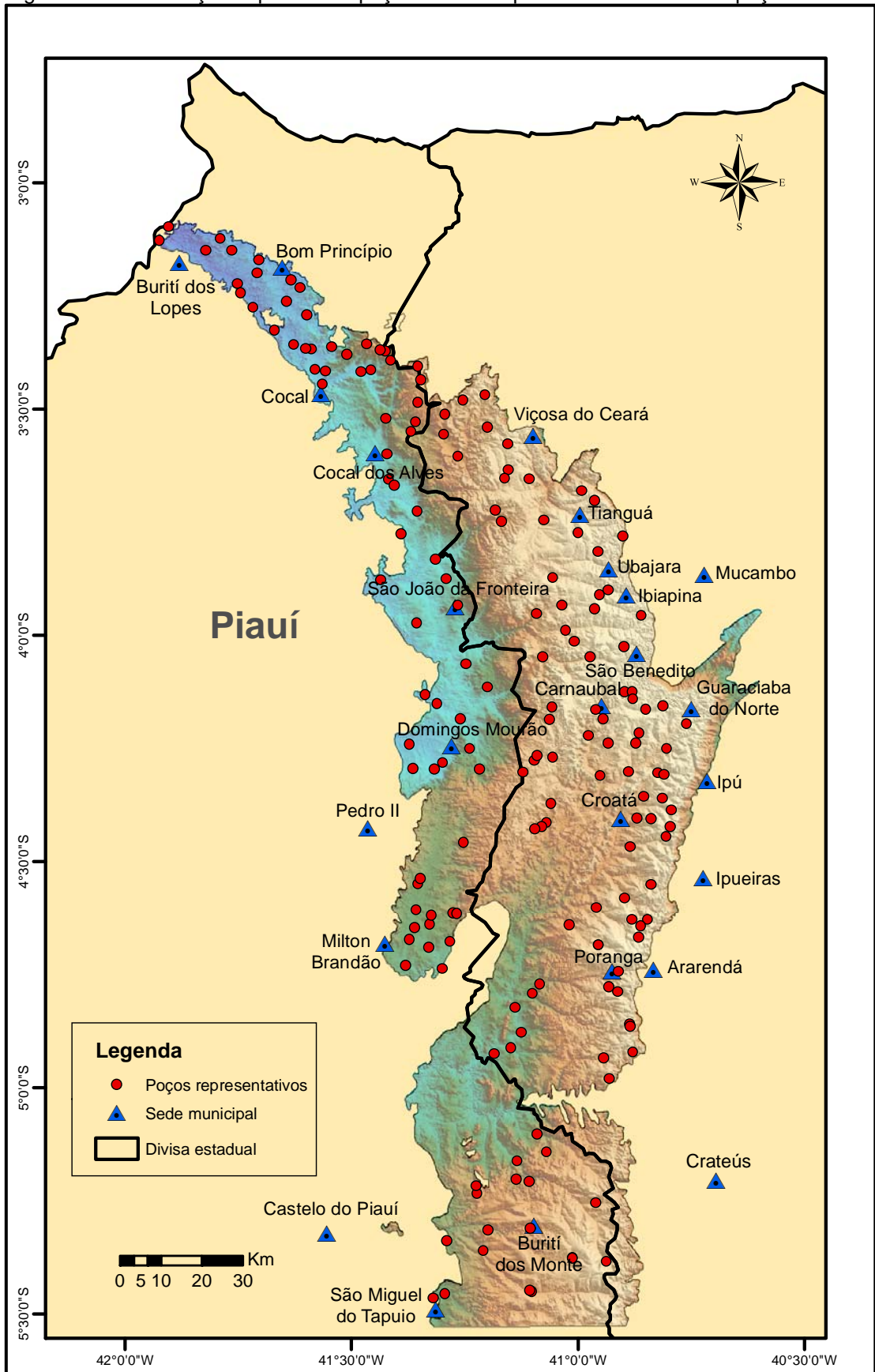
Baseados nessas informações e na distribuição espacial dos poços na área de estudo, foram selecionados 178 poços tubulares para compor a rede de poços representativos. A Tabela 7.4 apresenta a estatística descritiva desses poços, enquanto a Figura 7.3 mostra a distribuição espacial dos mesmos.

Tabela 7.4 - Estatística descritiva dos principais parâmetros dos poços tubulares da rede de poços.

Parâmetros	Profundidade (m)	NE (m)	ND (m)	Vazão (m ³ /h)
Nº de Elementos	122	86	27	71
Valor Máximo	190	60	75	20
Valor Mínimo	11	0	5	0,3
Média	69	15	38	5
Mediana	62	10	32	4
Moda	60	10	25	5
Desvio Padrão	31	13	21	4

Fonte: Elaborado pelo Autor. NE = Nível Estático; ND = Nível Dinâmico

Figura 7.3 - Distribuição espacial dos poços tubulares pertencentes a rede de poços da área.



Fonte: Elaborado pelo Autor.

7.3 Mapas Potenciométricos

Para entender o comportamento da variável “carga hidráulica” foi realizada uma análise exploratória dos dados coletados nas três etapas de medição e determinadas as medidas de tendência central, dispersão e forma da distribuição.

A Tabela 7.5 apresenta as estatísticas básicas descritiva da variável “carga hidráulica” para as três etapas de medição.

Tabela 7.5 - Análise estatística descritiva da variável carga hidráulica (h) para as três etapas de medição do nível estático.

Variável	Qtd.	Mínimo (m)	Máximo (m)	Média (m)	Mediana (m)	Desvio Padrão	Coefficiente Variação	Coefficiente Assimetria
Carga 2009	99	15,83	896,74	437,83	438,12	267,70	61%	0,02
Carga 2010	122	13,84	896,30	450,38	451,86	266,58	59%	0,00
Carga 2011	90	13,96	896,76	435,11	375,74	277,28	64%	0,10

Fonte: Elaborado pelo Autor. Qtd.= Quantidade de amostras.

Observa-se que a média apresentou valores muito semelhantes à mediana, indicando que a distribuição de frequência dos dados é simétrica, fato este, comprovado pelos valores dos coeficientes de assimetria próximos de zero.

Os valores do coeficiente de variação, que expressa a relação percentual do desvio padrão em relação à média, variaram de 59% a 64%, indicando uma reduzida dispersão dos dados em torno do valor médio.

A Figura 7.4 mostra as superfícies potenciométricas do aquífero Serra Grande, referente às três etapas de medição de nível. Esses mapas foram interpolados por krigagem ordinária com base no variograma linear e sem considerar anisotropia.

Analisando estes mapas potenciométricos, observa-se que há uma predominância do fluxo de água subterrânea de leste para oeste, até alcançar as depressões dos vales dos principais rios que drenam esta porção da bacia e que, conseqüentemente, vão desaguar no rio Parnaíba. A exceção ocorre apenas numa pequena porção nordeste da área, onde o fluxo de água subterrânea está para leste.

Nota-se também, tanto nos mapas potenciométricos quanto na estatística descritiva dos dados, que as variações dos valores de carga hidráulica entre as etapas de medição dos níveis potenciométricos foram muito pequenas. A explicação provável para este comportamento é o baixíssimo volume de água precipitada em

toda região durante o ano de 2010. Esta estiagem influenciou negativamente na recarga anual do aquífero, pois mesmo voltando a chover acima da média local em 2011, não foi suficiente para recarregar plenamente o aquífero.

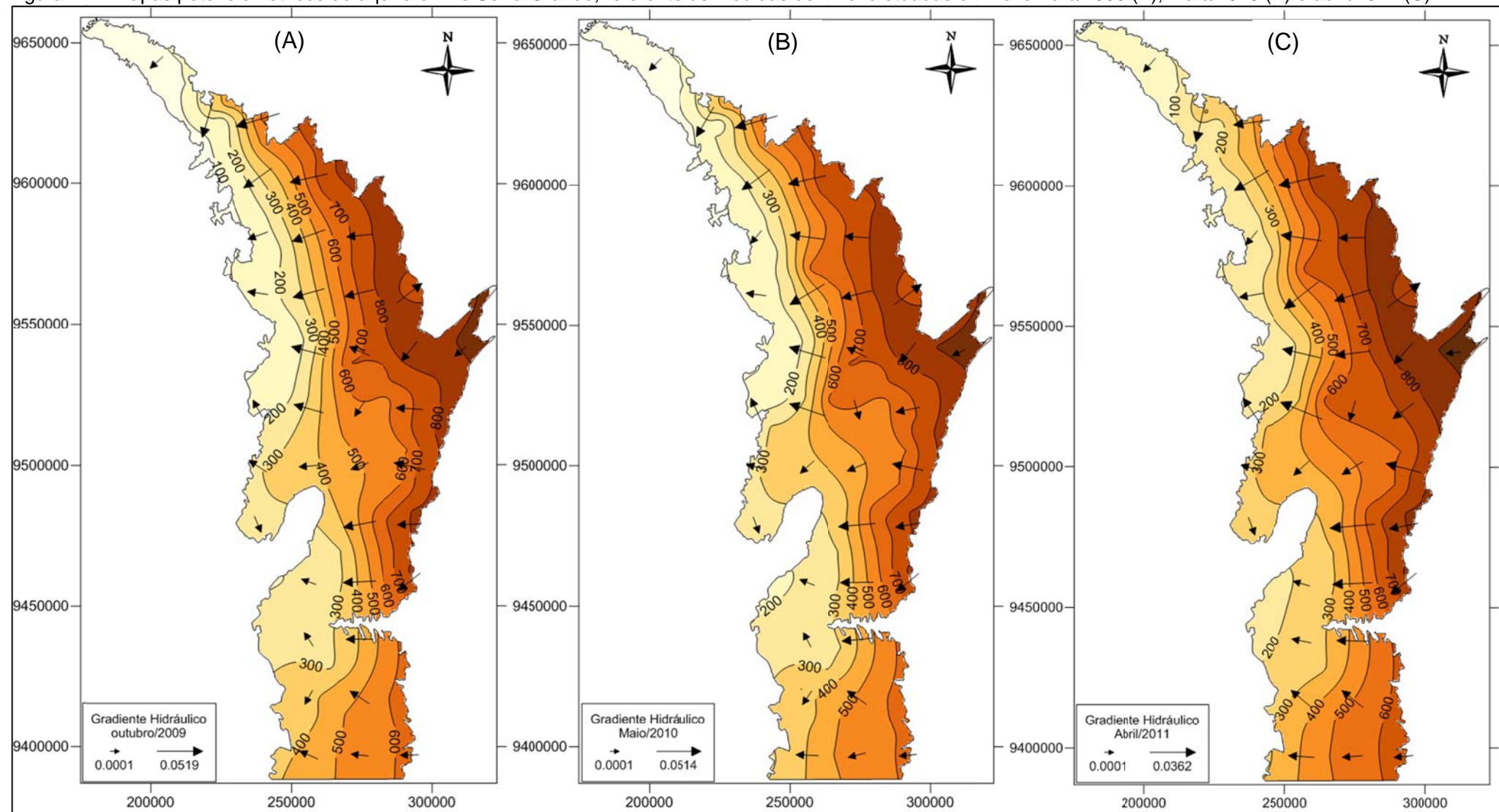
Conseqüentemente, constatou-se que os valores dos gradientes hidráulicos, indicadores da velocidade do fluxo subterrâneo, praticamente não variaram de 2009 a 2010, porém os valores máximos, sempre decrescentes registraram maior decréscimo de 2010 para 2011. Em novembro de 2009, o valor máximo de gradiente hidráulico foi de 0,0519 e o mínimo de 0,0001. Em maio de 2010, a valor máximo foi de 0,0514 e o mínimo de 0,0001. O valor máximo de abril de 2011 foi de 0,0362 e o mínimo continuou com valor de 0,0001.

Procedendo-se a análise estrutural da variável “carga hidráulica”, foram construídos diversos variogramas, em várias direções, tentando medir as relações estatísticas – pelas covariâncias - que existem entre as amostras espaçadas de sucessivos valores \bar{h} . Em todos eles foi usado um espaçamento (Lag) de 1 km até um limite de 10 km, sendo ajustados através do modelo esférico. O formato retangular da área proporcionou uma melhor definição dos variogramas em duas direções principais N-S (0^0) e E-W (90^0).

Na Figura 7.5 são apresentados, para cada etapa de medição, os variogramas experimentais da variável “carga hidráulica”, ajustados ao modelo esférico, nas direções de maior (0^0) e menor (90^0) extensão da área, ambos com abertura angular de 25^0 e patamar (C_1) de 50 km.

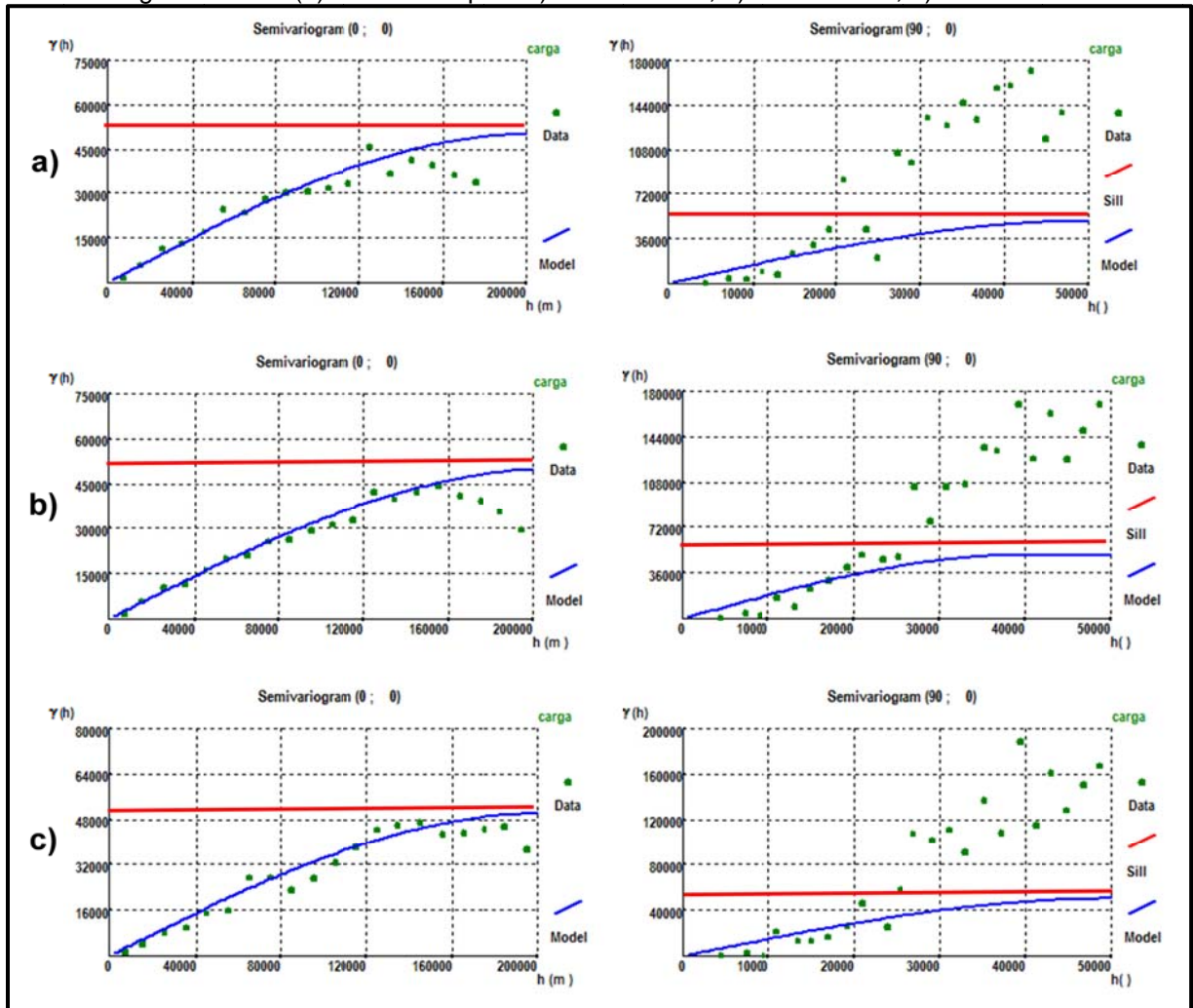
Os variogramas ajustados não apresentaram efeito pepita (C_0), indicando, do ponto de vista geoestatístico, valor reduzido dos erros de amostragem e/ou uma continuidade natural do fenômeno estudado. As amplitudes (alcances) variaram nas duas direções, sendo 50 km no menor eixo (90^0) e 200 km no eixo maior (0^0), caracterizando uma anisotropia. A direção em que o alcance é menor, representa a direção de maior variabilidade da variável em estudo (h). Por apresentar variogramas com os mesmos patamares e efeitos pepita, mas com alcances diferentes, tem-se uma anisotropia geométrica.

Figura 7.4 - Mapas potenciométricos do aquífero livre Serra Grande, referente às medidas de nível efetuadas em novembro/2009 (A), maio/2010 (B) e abril/2011 (C).



Fonte: Elaborado pelo Autor.

Figura 7.5 - Variogramas ajustados nas direções de maior (0°) e menor (90°) amplitude para a variável carga hidráulica (h) nas três etapas: a) outubro/2009; b) maio/2010 e; c) abril/2011.



Fonte: Elaborado pelo Autor.

Os variogramas na direção de maior amplitude apresentaram o patamar bem definido, enquanto aqueles na direção de menor amplitude apresentaram-se mais dispersos. Provavelmente, este comportamento se deve a menor extensão da área nesta direção e/ou as características da variável, que obedece a hipótese intrínseca, mas não apresenta estacionariedade de 2ª ordem.

Definidos os variogramas nas duas direções preferenciais, foi realizada a krigagem ordinária conforme os parâmetros apresentados da Tabela 7.6.

Com o intuito de comparar os valores medidos e os valores estimados e, assim, verificar o desempenho de cada um dos três modelos utilizados na krigagem ordinária, foram construídos os diagramas de dispersão dos valores estimados em relação aos valores medidos em cada uma das etapas de medição da carga hidráulica, conforme mostrado na Figura 7.6.

Tabela 7.6 - Parâmetros utilizados para definir a malha de estimação por krigagem.

Eixos	Coordenadas UTM		Número Blocos	Espaçamento (m)	Raio Elipsóide (m).
	Mínimo	Máximo			
X	175.000	320.000	291	500	200.000
Y	9.387.000	9.659.000	545	500	50.000

Fonte: Elaborado pelo Autor.

Estes diagramas de dispersão indicam que os valores estimados para a variável carga hidráulica (h), através dos três modelos variográficos, estão compatíveis com os valores medidos em todas as etapas de campo, pois todos apresentaram coeficientes de determinação acima de 0,9. A krigagem com modelo linear isotrópico mostra uma correlação ligeiramente mais forte entre os valores medidos e estimados, com o coeficiente de determinação (r^2) variando de 0,9477 a 0,9611.

Outro indicativo de eficiência dos modelos utilizados na krigagem são os baixos valores residuais obtidos pela diferença entre os valores estimados e medidos em campo, conforme mostra a Tabela 7.7.

Tabela 7.7 - Estatística dos valores residuais da krigagem ordinária para os três modelos teóricos em cada uma das etapas de medição do nível d'água.

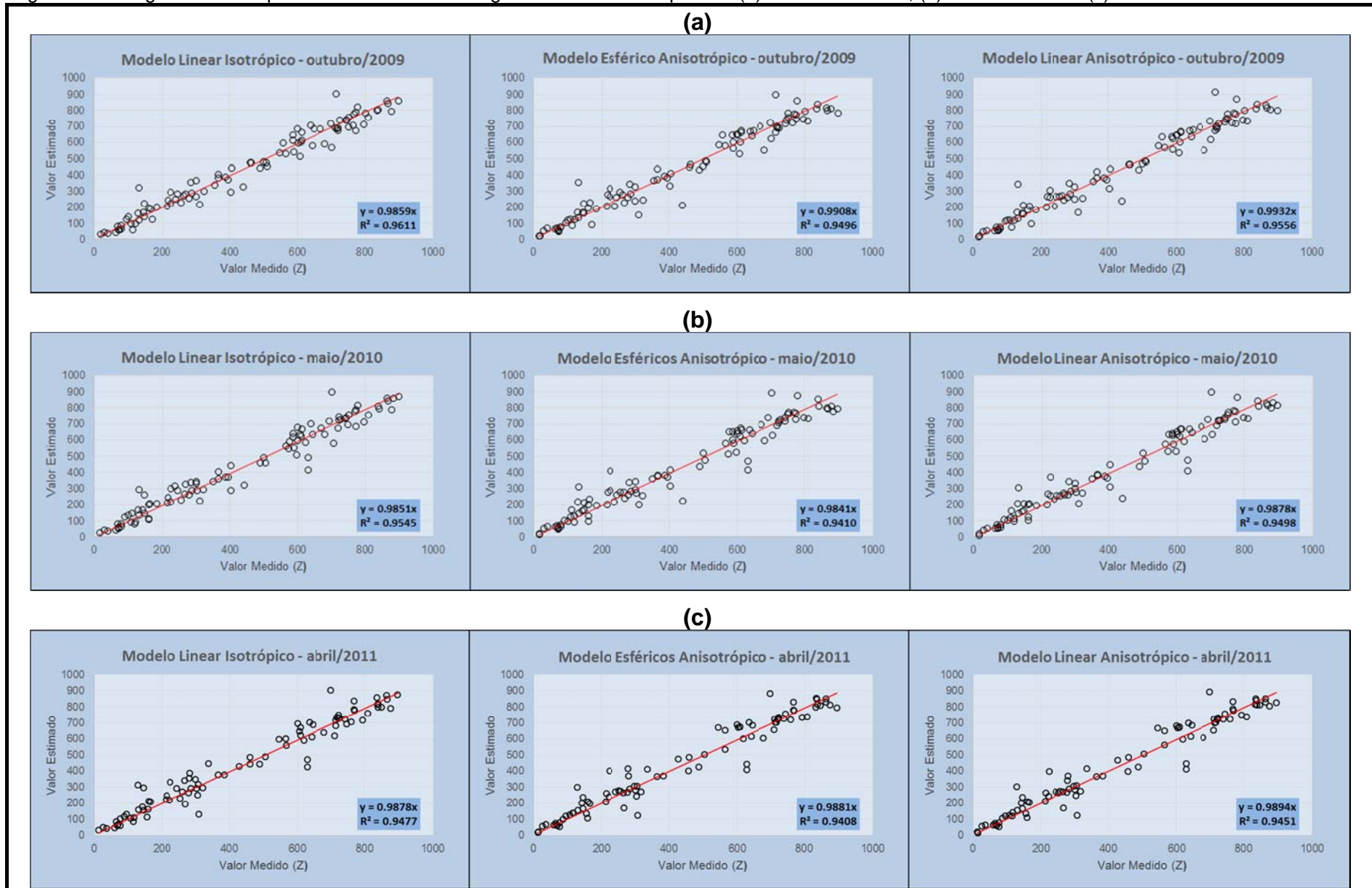
Parâmetro	Linear Isotrópico			Esférico Anisotrópico			Linear Anisotrópico		
	Out/09	Mai/10	Abr/11	Out/09	Mai/10	Abr/11	Out/09	Mai/10	Abr/11
Média	-0,77	-0,01	1,77	2,02	1,38	2,06	1,83	0,94	1,84
D. Padrão	52,06	54,5	62,30	59,18	61,96	66,38	55,93	57,09	64,16
Mínimo	-131,27	-212,18	-204,06	-222,63	-213,86	-221,74	-195,74	-216,63	-221,17
Máximo	195,75	199,06	198,73	228,64	191,79	179,61	218,53	197,97	190,12

Fonte: Elaborado pelo Autor. D. Padrão – Desvio Padrão

Desta tabela, infere-se que nenhum dos modelos está “grosseiramente incorreto”. Então, pelo princípio da Parcimônia, largamente utilizado nas ciências experimentais, escolhe-se o modelo mais simples como correto, evitando-se a larga probabilidade de erro associada às explicações mais complexas ou múltiplas.

Portanto, podem-se considerar as superfícies potenciométricas mostradas na Figura 7.4, como representativas da superfície hidrostática do aquífero Serra Grande na borda nordeste da Bacia Sedimentar do Parnaíba.

Figura 7.6 - Diagramas de dispersão dos valores de carga hidráulica nas etapas de: (a) outubro de 2009, (b) maio de 2010 e (c) abril de 2011.



Fonte: Elaborado pelo Autor.

7.4 Parâmetros Hidrodinâmicos

A partir do cadastro de poços da área pesquisada, foram regatados 98 planilhas com dados de testes de bombeamento, porém, após uma primeira consistência, foram analisados 85 deles através do software *AquiferTest Pro v.2011.1*, resultando na seleção de 58 testes com dados consistentes e necessárias para a determinação dos parâmetros hidráulicos do sistema aquífero Serra Grande.

Tendo em vista as características litológicas do aquífero Serra Grande, onde predominam intercalações de sedimentos finos e grossos, e considerando que a área de pesquisa corresponde à zona de recarga deste manancial, esperava-se que o mesmo apresentaria, predominantemente, um comportamento livre e, em casos pontuais, semi-confinado. Entretanto, as configurações das curvas tempo versus rebaixamento dos testes analisados mostraram que o aquífero se comporta, em geral, como confinado drenante e, em alguns locais, confinado.

Dos 58 testes analisados, tem-se que, em 38 deles as curvas se adaptaram melhor ao método de Hantush (Hantush e Jacob, 1955), nove pelo método de Theis (1935) e onze foram interpretados através do método de Dupla Porosidade (Warren e Root, 1963).

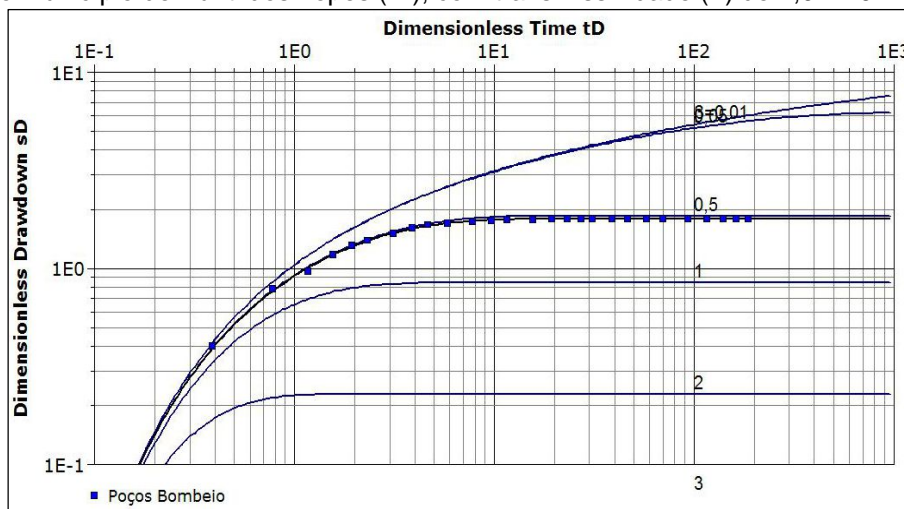
A Figura 7.7 ilustra o comportamento da curva rebaixamento x tempo do poço de observação 2200045224, pertencente a Rede de Monitoramento de Água Subterrânea (Rimas/CPRM), na cidade de Buriti do Lopes – Piauí, interpretada através do método de Hantush.

A curva rebaixamento versus tempo do poço tubular 2300020568, pertencente a Prefeitura Municipal de Ubajara, localizado em uma escola no distrito de Porteira, é apresentada na Figura 7.8. Este teste foi interpretado através do método de Theis.

A Figura 7.9 apresenta a curva rebaixamento x tempo do poço tubular 2300021635, pertencente a Indústria de Água Mineral Orvalho da Serra (Nieta), no município de Guaraciaba do Norte (CE), interpretada através do método de Dupla Porosidade.

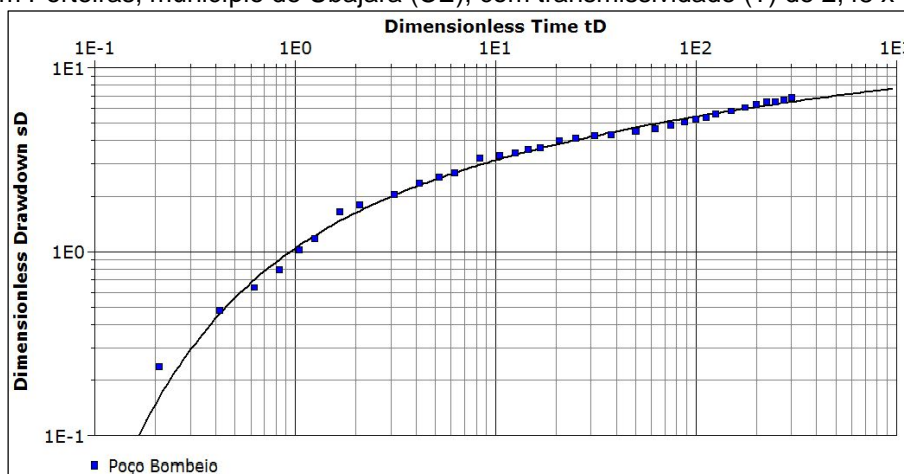
Para se visualizar a distribuição espacial dos poços que tiveram seus testes de bombeamento analisados foi elaborado o mapa que está mostrado na Figura 7.10. Na Tabela 7.8 tem-se a relação destes poços com suas coordenadas e os valores dos principais parâmetros.

Figura 7.7 - Interpretação do teste de bombeamento, pelo método de Hantush, no poço da Rimas, localizado no município de Buriti dos Lopes (PI), com transmissividade (T) de $4,9 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{h}$.



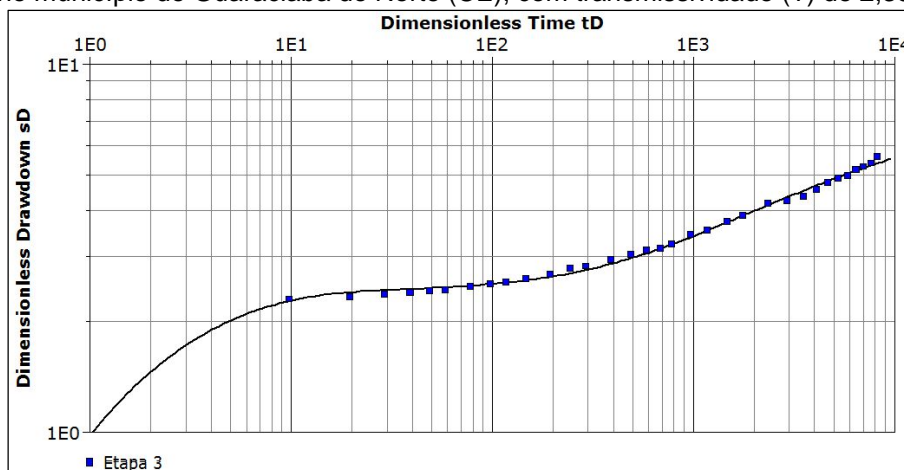
Fonte: Elaborado pelo Autor.

Figura 7.8 - Interpretação do teste de bombeamento, pelo método de Theis, no poço tubular localizado em Porteirias, município de Ubajara (CE), com transmissividade (T) de $2,48 \times 10^{-2} \text{ m}^2/\text{h}$.



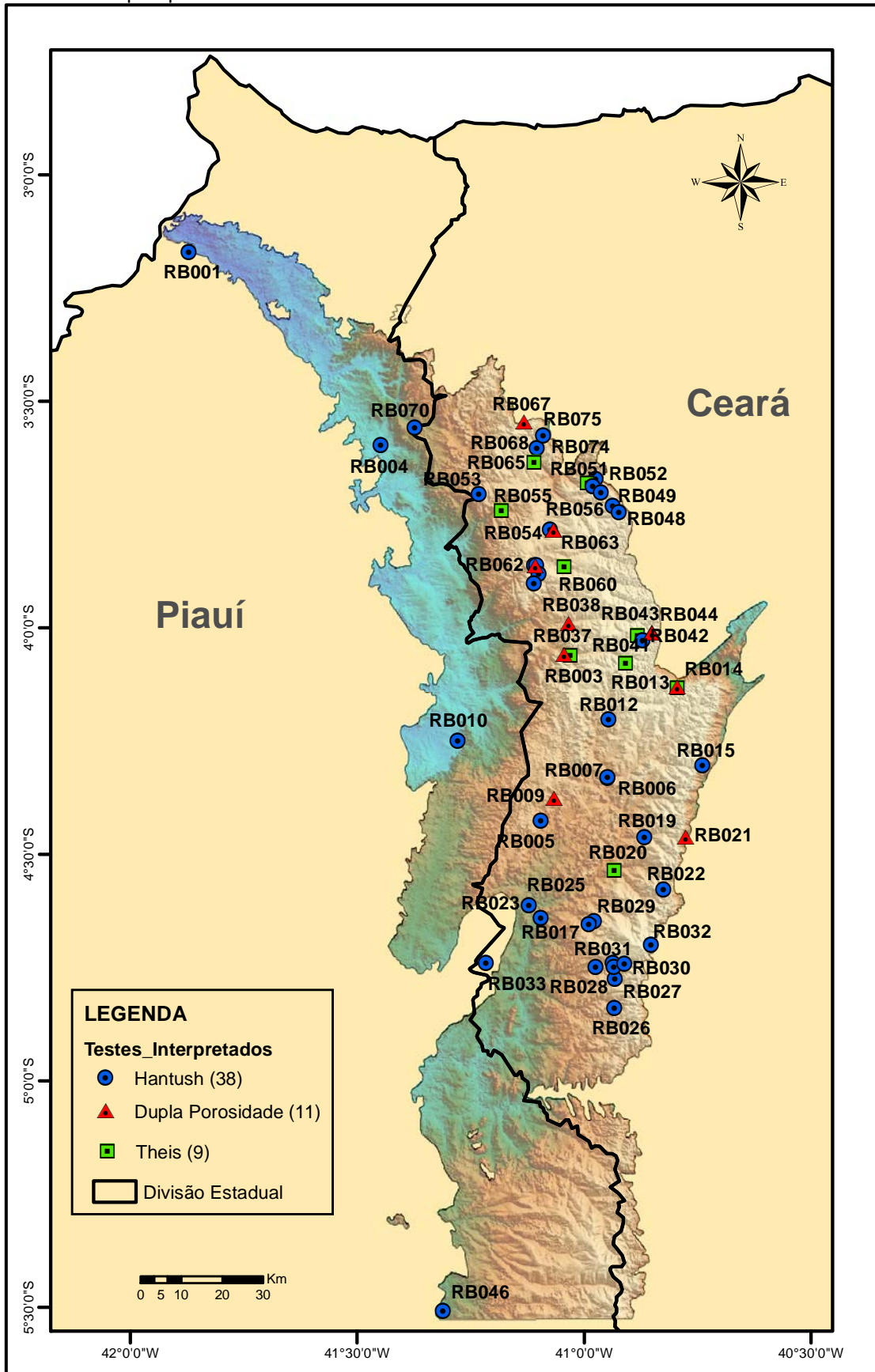
Fonte: Elaborado pelo Autor.

Figura 7.9 - Interpretação do teste de bombeamento, pelo método de Dupla Porosidade, no poço localizado no município de Guaraciaba do Norte (CE), com transmissividade (T) de $2,35 \times 10^{-2} \text{ m}^2/\text{h}$.



Fonte: Elaborado pelo Autor.

Figura 7.10 - Distribuição espacial dos poços tubulares cujos testes de bombeamento foram analisados nesta pesquisa.



Fonte: Elaborado pelo Autor.

Tabela 7.8 - Relação dos poços com teste de bombeamento analisados e seus respectivos parâmetros hidráulicos e coordenadas geográficas.

NR	Município	UTM-N	UTM-E	Prof. (m)	Q (m ³ /h)	NE (m)	ND (m)	s (m)	Q/s (m ³ /h/m)	T (m ² /h)	Método de interpretação
RB001	Buriti dos Lopes	9648969	181805	90,0	1,6	6,0	50,5	44,5	3,50E-02	4,97E-03	Hantush
RB003	Carnaubal	9550361	275051	72,0	0,8	13,6	16,4	2,8	2,81E-01	2,65E-01	Theis
RB004	Cocal dos Alves	9601753	228815	93,0	1,6	9,0	80,0	71,0	2,25E-02	2,77E-03	Hantush
RB005	Croatá	9520426	284109	72,0	10,1	6,0	42,9	36,9	2,75E-01	1,10E-01	Hantush
RB006	Croatá	9520604	284127	62,0	3,0	2,5	13,8	11,3	2,65E-01	5,91E-02	Hantush
RB007	Croatá	9515436	271027	80,0	6,6	13,8	49,9	36,1	1,83E-01	7,05E-02	Dupla Porosidade
RB009	Croatá	9509898	267774	60,0	3,4	8,3	39,3	31,0	1,10E-01	6,96E-02	Hantush
RB010	Domingos Mourão	9529513	247585	90,0	2,4	12,2	60,0	47,8	5,10E-02	2,14E-03	Hantush
RB012	Guaraciaba	9534776	284402	80,0	2,5	15,0	56,0	41,0	6,10E-02	1,64E-02	Hantush
RB013	Guaraciaba	9542558	301062	71,0	1,2	19,4	42,1	22,7	5,29E-02	5,01E-02	Theis
RB014	Guaraciaba	9542682	301059	190,0	5,0	46,0	140,8	94,8	5,27E-02	2,35E-02	Dupla Porosidade
RB015	Ipu	9523496	307358	85,0	5,8	9,9	70,0	60,1	9,60E-02	4,29E-04	Hantush
RB017	Ipueiras	9485309	280839	102,0	4,6	8,2	29,5	21,3	2,16E-01	3,03E-02	Hantush
RB018	Ipueiras	9479702	294773	80,0	0,5	52,1	62,4	10,3	4,85E-02	1,23E-02	Hantush
RB019	Ipueiras	9505912	293170	100,0	0,2	15,4	81,3	65,9	3,03E-03	3,90E-04	Hantush
RB020	Ipueiras	9497977	285810	84,0	4,9	19,5	40,7	21,2	2,31E-01	2,25E-01	Theis
RB021	Ipueiras	9505917	303165	65,0	1,0	22,6	57,8	35,2	2,84E-02	1,05E-02	Dupla Porosidade
RB022	Ipueiras	9493093	297781	51,0	1,1	12,8	32,1	19,3	5,70E-02	1,69E-02	Hantush
RB023	Poranga	9486214	267800	48,0	1,5	8,9	16,3	7,3	2,05E-01	6,13E-02	Hantush
RB025	Poranga	9489240	264904	54,0	1,9	8,0	41,0	33,0	5,76E-02	2,04E-02	Hantush
RB026	Poranga	9464206	285768	85,0	1,6	37,4	58,0	20,6	7,77E-02	4,33E-02	Hantush
RB027	Poranga	9471216	285969	60,0	4,2	2,4	32,0	29,6	1,43E-01	7,24E-02	Hantush
RB028	Poranga	9475332	285434	104,0	1,2	34,0	58,0	24,0	5,00E-02	1,72E-02	Hantush
RB029	Poranga	9484630	279629	60,0	6,2	4,0	28,0	24,0	2,60E-01	1,33E-01	Hantush
RB030	Poranga	9474262	285599	54,0	1,1	5,7	43,3	37,6	3,03E-02	6,83E-03	Hantush
RB031	Poranga	9474149	281251	90,0	1,5	23,0	67,4	44,4	3,38E-02	5,58E-03	Hantush
RB032	Poranga	9474965	288316	48,0	6,3	17,0	26,0	9,0	6,98E-01	3,86E-01	Hantush
RB033	Poranga	9475351	254511	102,0	4,2	2,4	68,0	65,6	6,36E-02	1,63E-02	Hantush
RB037	São Benedito	9550725	273474	51,0	2,3	10,0	21,0	11,0	2,05E-01	5,34E-02	Dupla Porosidade
RB038	São Benedito	9558213	274671	51,0	2,1	5,4	20,0	14,6	1,47E-01	3,64E-02	Dupla Porosidade
RB040	São Benedito	9555358	291413	56,0	0,4	19,0	34,0	15,0	2,53E-02	8,86E-03	Theis
RB041	São Benedito	9548540	288564	80,0	5,7	15,8	43,2	27,4	2,07E-01	1,33E-01	Theis
RB042	São Benedito	9554079	292650	68,0	4,8	10,0	44,0	34,0	1,41E-01	7,21E-02	Hantush
RB043	São Benedito	9556028	294962	102,0	2,7	16,8	37,1	20,3	1,33E-01	1,08E-03	Dupla Porosidade
RB044	São Benedito	9555948	294907	100,0	2,7	20,2	68,8	48,6	5,60E-02	4,64E-04	Dupla Porosidade
RB046	São Miguel Tapuio	9390278	243974	80,0	6,0	4,1	27,3	23,2	2,59E-01	8,11E-02	Hantush
RB047	Tianguá	9593429	281222	54,0	6,7	10,7	26,8	16,1	4,16E-01	9,07E-02	Hantush
RB048	Tianguá	9586931	285339	60,0	1,4	8,4	45,6	37,2	3,73E-02	1,15E-02	Hantush
RB049	Tianguá	9585451	286851	102,0	1,4	21,8	76,2	54,4	2,57E-02	8,33E-03	Hantush
RB050	Tianguá	9592492	279216	78,0	0,4	18,7	65,7	47,0	8,09E-03	1,20E-02	Theis
RB051	Tianguá	9591600	280515	78,0	1,9	21,0	57,0	36,0	5,14E-02	7,86E-03	Hantush
RB052	Tianguá	9590240	282479	60,0	1,4	15,5	45,0	29,5	4,68E-02	8,27E-03	Hantush
RB053	Tianguá	9585886	258205	96,0	2,3	44,0	66,0	22,0	1,06E-01	7,24E-02	Theis
RB054	Tianguá	9581150	270094	136,0	2,7	30,6	66,5	35,9	7,43E-02	1,94E-02	Hantush
RB055	Tianguá	9581093	270835	126,0	2,3	28,5	87,6	59,2	3,93E-02	2,85E-04	Dupla Porosidade
RB056	Tianguá	9580959	270835	120,0	3,9	34,0	91,6	57,6	6,75E-02	4,74E-04	Dupla Porosidade
RB057	Ubajara	9572083	273466	108,0	2,9	8,0	72,0	64,0	4,56E-02	2,48E-02	Theis
RB058	Ubajara	9572397	266209	300,0	17,9	75,2	165,6	90,4	1,98E-01	2,50E-02	Hantush
RB059	Ubajara	9572466	266801	300,0	7,9	84,2	196,8	112,7	7,01E-02	3,40E-02	Hantush
RB060	Ubajara	9570430	267265	318,0	7,3	92,0	173,8	81,8	8,93E-02	3,60E-02	Hantush
RB062	Ubajara	9568000	266188	270,0	39,3	49,8	127,2	77,4	5,08E-01	3,39E-01	Hantush
RB063	Ubajara	9572212	266495	300,0	20,1	68,7	123,0	54,3	3,70E-01	1,79E-01	Dupla Porosidade
RB065	Viçosa do Ceará	9589663	252586	220,0	2,0	117,8	162,0	44,2	4,52E-02	6,90E-03	Hantush
RB067	Viçosa do Ceará	9607367	263757	88,0	1,3	23,3	66,8	43,5	3,03E-02	1,51E-02	Dupla Porosidade
RB068	Viçosa do Ceará	9601038	266879	80,0	2,1	9,8	62,8	53,0	3,90E-02	2,56E-02	Hantush
RB070	Viçosa do Ceará	9605948	237055	53,0	4,7	2,5	30,0	27,5	1,69E-01	3,41E-02	Hantush
RB074	Viçosa do Ceará	9597614	266136	72,0	4,7	14,8	36,5	21,7	2,19E-01	1,16E-01	Theis
RB075	Viçosa do Ceará	9604030	268397	104,0	1,3	38,4	86,5	48,1	2,70E-02	1,02E-02	Hantush

Fonte: Elaborado pelo Autor.

A Tabela 7.9 contém um resumo da estatística descritiva dos valores de transmissividade calculados através dos métodos de Hantush, Theis e Dupla Porosidade. Verifica-se que este parâmetro apresenta uma grande variação na área pesquisada, com valores oscilando entre $2,85 \times 10^{-4}$ a $3,86 \times 10^{-1} \text{ m}^2/\text{h}$. Os valores médios de transmissividade também variaram de $3,55 \times 10^{-2}$ a $1,01 \times 10^{-1} \text{ m}^2/\text{h}$.

Tabela 7.9 - Estatística descritiva dos valores de transmissividade, em m^2/h .

Estatística Descritiva	Métodos de Interpretação (m^2/h)		
	Hantush	Theis	Dupla Porosidade
Média	$4,99 \times 10^{-2}$	$1,01 \times 10^{-1}$	$3,55 \times 10^{-2}$
Mediana	$1,99 \times 10^{-2}$	$7,24 \times 10^{-2}$	$1,51 \times 10^{-2}$
Desvio Padrão	$8,16 \times 10^{-2}$	$9,30 \times 10^{-2}$	$5,31 \times 10^{-2}$
Máximo	$3,86 \times 10^{-1}$	$2,65 \times 10^{-1}$	$1,79 \times 10^{-1}$
Mínimo	$3,90 \times 10^{-4}$	$8,86 \times 10^{-3}$	$2,85 \times 10^{-4}$

Fonte: Elaborado pelo Autor.

Comparando estes resultados com os valores apresentados nos estudos de Cruz e França (1970), Silva (1979), Vidal (2003) e Correia Filho *et al.* (2009) (Tabela 7.10), desenvolvidos no mesmo aquífero, porém em áreas localizadas no sudeste da Bacia Sedimentar do Parnaíba, observa-se que estas transmissividades apresentam valores muito inferiores aos encontrados por estes autores. Provavelmente, esta discrepância nos valores de transmissividade, deve-se às características lito-estruturais do arenito na borda nordeste da bacia e às suas menores profundidades neste setor da bacia.

Tabela 7.10 - Outros valores de transmissividade para o aquífero Serra Grande na Bacia Sedimentar do Parnaíba

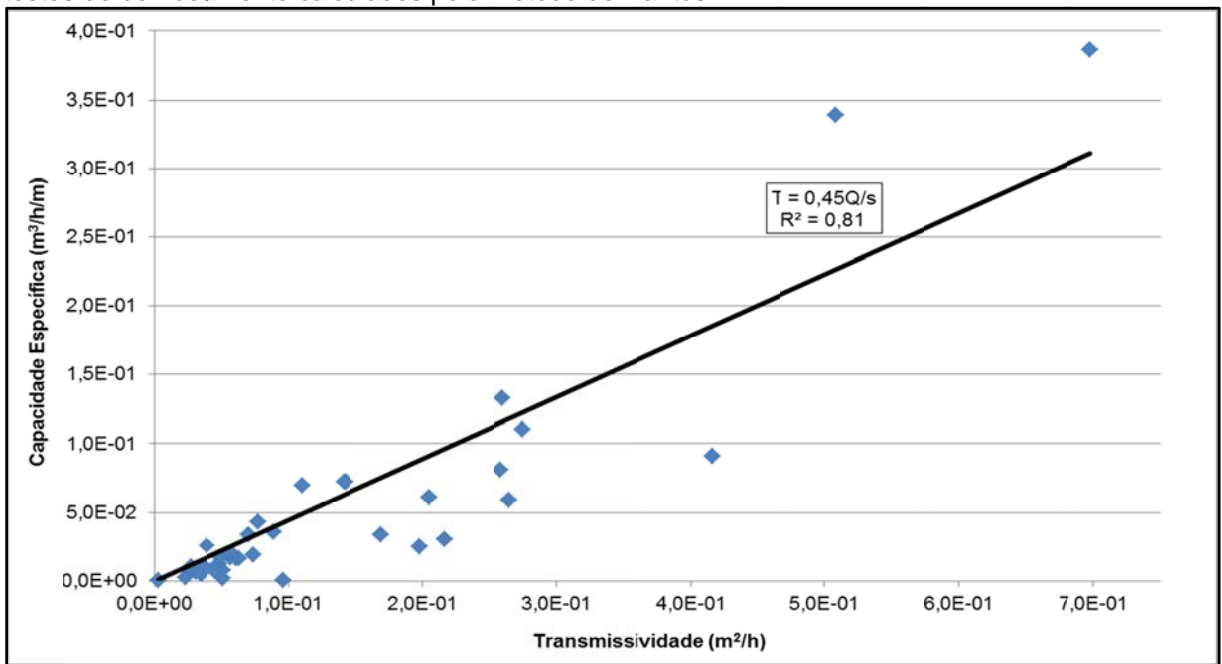
Autores	Cruz e França (1970)	Silva (1979)	Vidal (2003)	Correia Filho (2009)
T (m^2/h)	9,36	8,28	6,66	13,28

Fonte: Elaborado pelo Autor.

Visando obter uma maior quantidade de valores de transmissividade e melhor caracterizar a sua distribuição na área de pesquisa, estabeleceu-se a correlação entre os valores de capacidade específica e transmissividade, utilizando para estes os valores calculados anteriormente através dos testes de bombeamento.

A Figura 7.11 apresenta o gráfico de correlação linear de Q/s x T obtida a partir da interpretação dos ensaios com o método de Hantush, tendo em vista que o arenito Serra Grande se comporta, em geral, como um aquífero confinado drenante. A equação empírica que melhor correlacionou estes dados foi $T = 0,45 Q/s$, com um coeficiente de correlação linear de 81%.

Figura 7.11 - Correlação linear da capacidade específica com a transmissividade, obtida a partir dos testes de bombeamento calculados pelo método de Hantush.

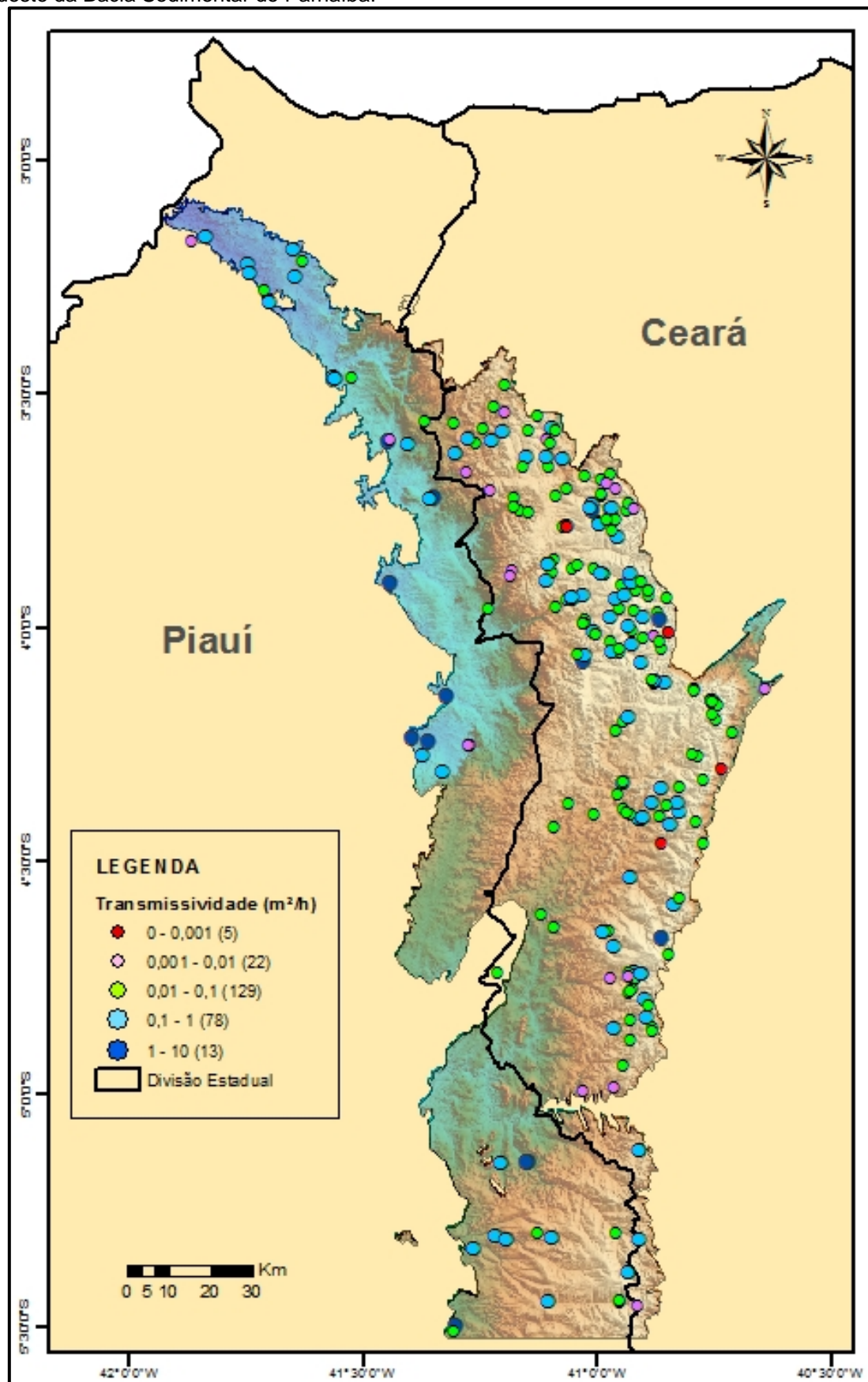


Fonte: Elaborado pelo Autor.

A partir desta equação e dos dados disponíveis de capacidade específica de outros 189 poços, foram calculados novos valores de transmissividade da área. Os valores obtidos variaram de $2,34 \times 10^{-3}$ a $8,18 \text{ m}^2/\text{h}$, com média de $3,42 \times 10^{-1} \text{ m}^2/\text{h}$ e mediana de $7,88 \times 10^{-2} \text{ m}^2/\text{h}$.

Agregando-se estes novos valores aos 58 dados de transmissividade encontrados através da interpretação dos testes de bombeamento, se tem um conjunto de 247 valores de transmissividade, com os quais foi elaborado o mapa de distribuição deste parâmetro na área estudada, conforme é apresentado na Figura 7.12.

Figura 7.12 - Mapa de distribuição espacial da transmissividade do aquífero Serra Grande na porção nordeste da Bacia Sedimentar do Parnaíba.



Fonte: Elaborado pelo Autor.

A análise destes dados permite identificar que há uma grande predominância de valores de transmissividade no intervalo entre 10^{-2} m²/h e 1 m²/h e que estes valores estão distribuídos por toda área de estudo. No entanto, os maiores valores de transmissividade ($1 \text{ m}^2/\text{h} < T < 10 \text{ m}^2/\text{h}$) se concentram na região centro-oeste da área, refletindo a ocorrência de poços com melhor produtividade. Deve-se ressaltar que esses valores possuem certo grau de incerteza devido a dois principais fatores. O primeiro fator refere-se à veracidade da informação coletada nos cadastros sobre a vazão e o rebaixamento dos poços, que pode ter valores superestimados pelos perfuradores e/ou proprietários e, conseqüentemente, elevar o valor da capacidade específica. O segundo, diz respeito ao tipo de teste utilizado para o cálculo dos parâmetros hidráulicos, onde o nível d'água é medido no próprio poço bombeado, quando o ideal é usar valores de nível medidos em poços de observação.

8 ESTIMATIVA DA RECARGA HÍDRICA SUBTERRÂNEA

Nos estudos de sistemas hídricos de uma determinada região é fundamental o conhecimento dos elementos atuantes no ciclo hidrológico e a elaboração do balanço hídrico, sendo os processos de infiltração e escoamento superficial os fatores que devem ser analisados mais criteriosamente.

A parcela da precipitação que infiltra através da zona não saturada do solo e alcança o sistema aquífero é definida como recarga subterrânea. Podendo ocorrer naturalmente, através da precipitação ou infiltração em leitos de rios e lagos, ou induzida, por atividades antrópicas como a irrigação e urbanização.

Para Oliveira (2004), a quantificação da recarga de águas subterrâneas é um processo estimativo, uma vez que não é passível de ser medido diretamente, e existem normalmente dificuldades no que concerne à validação dos resultados obtidos pela aplicação de qualquer método. Devido a esta complexidade inerente de tratar o problema de recarga, existem vários métodos, com resultados mais ou menos confiáveis, para fazer uma boa estimativa da recarga da água subterrânea.

Sendo assim, a solução encontrada para estimar com maior segurança a recarga do aquífero Serra Grande na porção nordeste da Bacia Sedimentar do Parnaíba, foi a aplicação de duas metodologias: 1) através do cálculo da parcela do balanço hídrico que infiltra no solo e; 2) avaliando a flutuação do nível de água nos poços da região. Ambas contemplam a caracterização de variáveis diferentes.

8.1 Método do Balanço Hídrico

Para a elaboração do balanço hídrico da porção nordeste da Bacia do Parnaíba foram coletados dados de 26 postos pluviométricos existentes na área e no seu entorno, através do banco de dados do Sistema Nacional de Informações de Recursos Hídricos (SNIRH), disponibilizado no *site* da Agência Nacional de Águas (ANA, 2014). Ao analisar esses dados, optou-se por suprimir da série os anos que apresentavam falhas. A Tabela 8.1 apresenta a relação desses postos, com suas respectivas coordenadas, instituição operadora, anos de observação e série de dados.

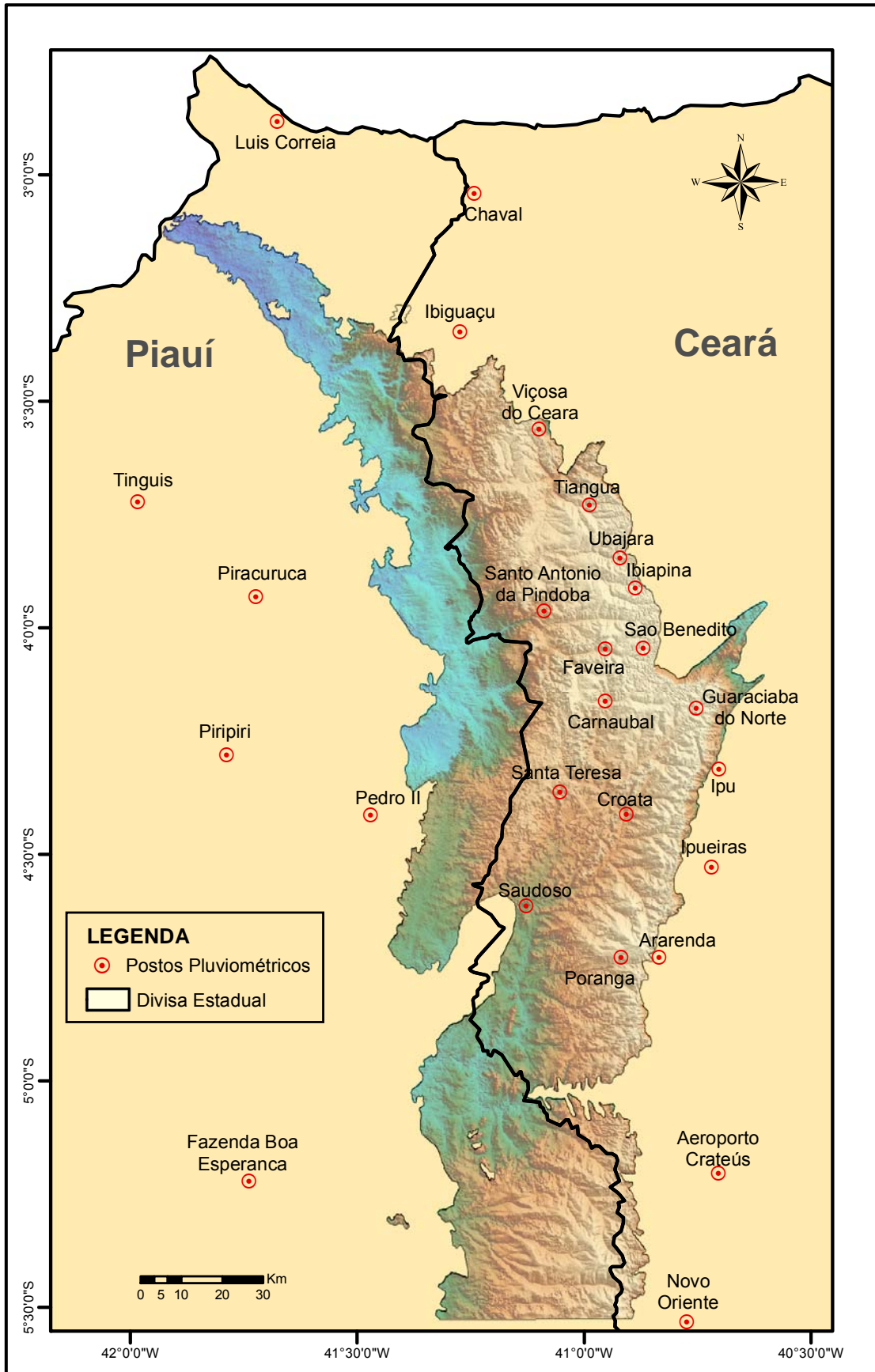
Tabela 8.1 - Postos pluviométricos utilizados para elaboração do balanço hídrico da borda nordeste da Bacia do Parnaíba.

Posto Pluviométrico	Município	Coordenadas		Operador	Anos/Série
		UTM E	UTM N		
Ararendá	Ararendá	296682	9476576	Funceme	1990-2011 (22)
Carnaubal	Carnaubal	283541	9539184	Funceme	1962-2009 (46)
Chaval	Chaval	218434	9664425	Funceme	1922-2011 (57)
Croatá	Croatá	288699	9511578	CPRM	1962-2011 (50)
Santa Teresa	Croatá	272495	9517034	Funceme	1994-2011 (17)
Ibiguaçu	Granja	248138	9629430	Funceme	1999-2010 (10)
Guaraciaba	Guaraciaba do Norte	305753	9537423	Funceme	1912-2011 (97)
Pindoba	Ibiapina	290911	9566851	Funceme	1912-2011 (93)
Ibiapina	Ibiapina	268708	9561269	Funceme	1992-1988 (21)
Ipu	Ipu	311337	9522660	Funceme	1974-2011 (38)
Ipueiras	Ipueiras	309542	9498727	Funceme	1912-2011 (90)
Poranga	Poranga	287405	9476551	CPRM	1912-2011 (74)
Saudoso	Poranga	264248	9489174	CPRM	1977-2011 (15)
Faveira	São Benedito	283509	9552087	Funceme	1999-2011 (11)
São Benedito	São Benedito	292764	9552109	Funceme	1974-2011 (38)
Novo Oriente	Novo Oriente	303494	9387501	Funceme	1934-2011 (71)
Aeroporto	Crateús	311183	9423787	Funceme	1911-2011 (94)
Tianguá	Tianguá	279756	9587132	Funceme	1912-2011 (98)
Ubajara	Ubajara	287161	9574215	Funceme	1912-2009 (96)
Viçosa do Ceará	Viçosa do Ceará	267367	9605784	Funceme	1974-2011 (38)
Boa Esperança	Castelo do Piauí	196619	9421868	CPRM	1968-2009 (42)
Luís Correia	Luís Correia	203531	9680986	DNOCS	1912-2000 (81)
Pedro II	Pedro II	226246	9511364	DNOCS	1913-2001 (81)
Piracuruca	Piracuruca	198296	9564783	DNOCS	1913-2001 (73)
Tinguis	Piracuruca	169439	9587987	CPRM	1984-2011 (27)
Piripiri	Piripiri	191052	9526025	DNOCS	1913-2001 (79)

Fonte: (ANA, 2014)

A Figura 8.1 apresenta a distribuição espacial dos 26 postos pluviométricos selecionados na porção nordeste da Bacia do Parnaíba. Ressalta-se, que vinte postos estão localizados no estado do Ceará, sendo treze deles inseridos na área de trabalho. Tendo em vista a ausência de postos pluviométricos em alguns municípios inseridos na área de estudo, utilizou-se os dados de estações existentes em outros municípios para complementar essas informações e contribuir na determinação dos parâmetros do balanço hídrico.

Figura 8.1 - Distribuição espacial dos postos pluviométricos utilizados na elaboração do balanço hídrico da borda nordeste da Bacia do Parnaíba.



Fonte: Elaborado pelo Autor.

A Tabela 8.2 apresenta os valores das médias totais anuais de precipitação, evapotranspiração real e a infiltração efetiva calculada, assim como, a porcentagem de água que, provavelmente, infiltra no aquífero para cada posto pluviométrico selecionado.

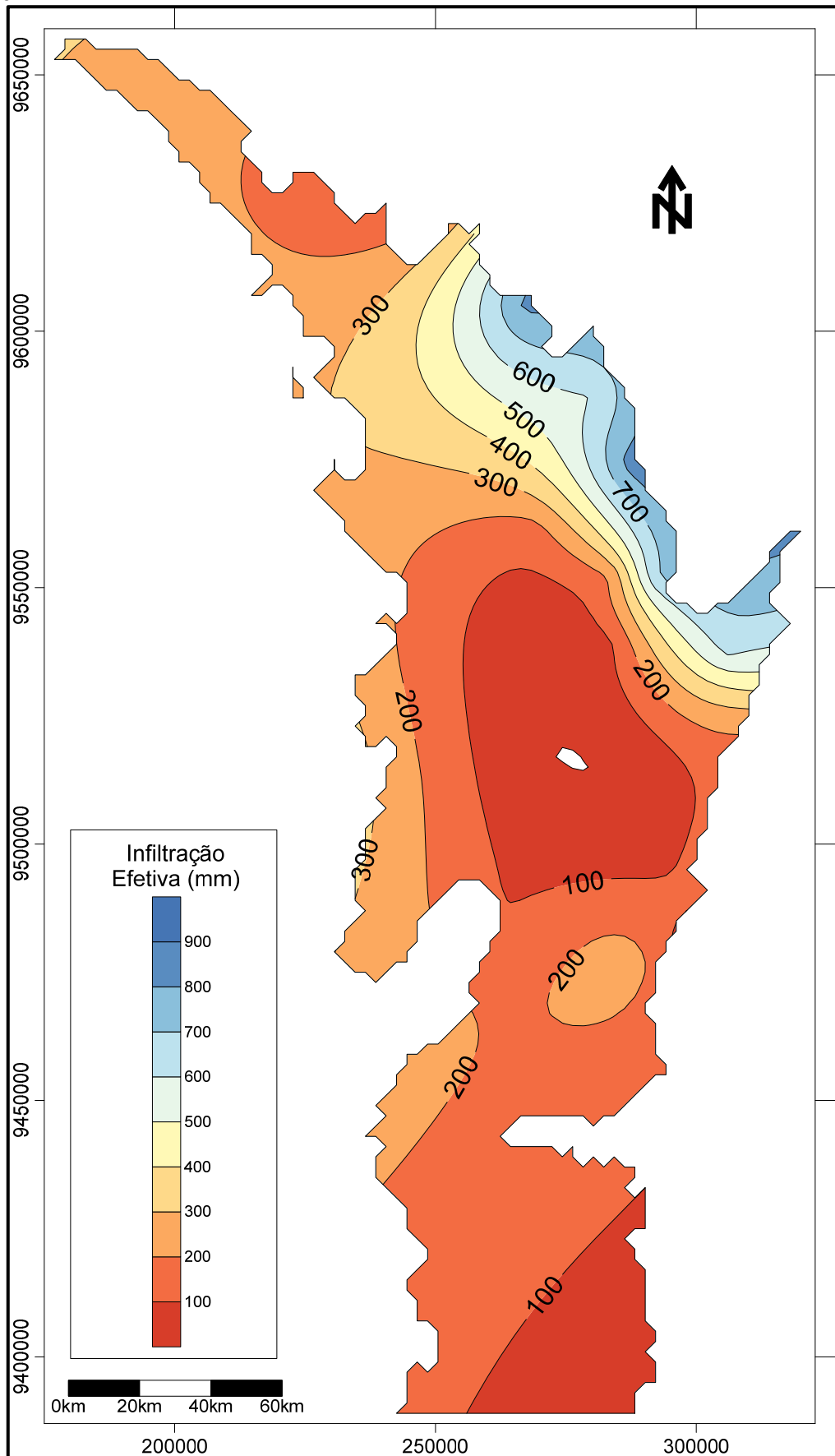
Tabela 8.2 - Postos pluviométricos com os respectivos valores das médias totais anuais de precipitação (PPT), evapotranspiração real (ETR), infiltração efetiva calculada (I_e) e porcentagem (%) de água disponível para infiltração no solo.

Posto Pluviométrico	Município	UF	PPT (mm)	ETR (mm)	I_e (mm)	(%)
Piripiri	Piripiri	Piauí	1.681,06	805,49	495,30	29,46
Ibiapina	Ibiapina	Ceará	1.679,33	862,67	776,15	46,22
Viçosa do Ceará	Viçosa do Ceará	Ceará	1.520,70	588,77	831,93	54,71
Ubajara	Ubajara	Ceará	1.498,10	562,45	835,65	55,78
Tinguis	Piracuruca	Piauí	1.396,39	928,53	367,86	26,34
São Benedito	São Benedito	Ceará	1.364,60	559,67	704,93	51,66
Piracuruca	Piracuruca	Piauí	1.325,05	868,48	365,15	27,56
Guaraciaba do Norte	Guaraciaba do Norte	Ceará	1.279,32	562,43	616,89	48,22
Tianguá	Tianguá	Ceará	1.226,35	530,26	596,09	48,61
Luís Correia	Luís Correia	Piauí	1.219,25	769,53	349,72	28,68
Pedro II	Pedro II	Piauí	1.166,25	621,67	444,58	38,12
Boa Esperança	Castelo do Piauí	Piauí	1.153,50	795,95	257,55	22,33
Chaval	Chaval	Ceará	1.067,69	625,76	458,40	42,93
Ipu	Ipu	Ceará	1.018,40	718,63	206,73	20,30
Ipueiras	Ipueiras	Ceará	993,07	702,23	190,85	19,22
Poranga	Poranga	Ceará	916,77	539,95	276,82	30,20
Ibiguaçu	Granja	Ceará	768,86	641,77	27,11	3,53
Pindoba	Ibiapina	Ceará	754,39	471,88	157,49	20,88
Faveira	São Benedito	Ceará	737,30	433,27	204,03	27,67
Aeroporto	Crateús	Ceará	723,32	594,10	60,09	8,31
Novo Oriente	Novo Oriente	Ceará	666,64	560,26	6,37	0,96
Saudoso	Poranga	Ceará	664,80	469,39	95,41	14,35
Ararendá	Ararendá	Ceará	655,86	524,71	32,15	4,90
Carnaubal	Carnaubal	Ceará	606,98	419,34	87,64	14,44
Santa Teresa	Croatá	Ceará	588,22	523,03	0,00	0,00
Croatá	Croatá	Ceará	576,60	518,74	0,00	0,00

Fonte: Ana (2014).

Através dos valores de infiltração efetiva calculada foi gerada uma malha de interpolação quadrada com 2 km de lado, utilizando-se o procedimento de *krigagem*, com modelo de variograma linear. Desta forma foi possível traçar um mapa de isolinhas de infiltração efetiva revelando sua variação espacial, conforme mostra na Figura 8.2.

Figura 8.2 - Mapa de isolinhas de infiltração efetiva calculada para a borda nordeste da Bacia do Parnaíba.



Fonte: Elaborado pelo Autor.

Na tentativa de estimar a quantidade de água disponível para recarga subterrânea na área de estudo, para efeito de cálculo, foram consideradas quatro classes correspondentes à infiltração efetiva: i) inferior a 200 mm; ii) entre 200 e 400 mm; iii) de 400 a 600 mm; e iv) superior a 600 mm. Para a primeira área foi considerada uma infiltração efetiva de 100 mm numa extensão de 7.052,8 km², para a segunda área com 3.747,3 km² foi considerado o valor de 300 mm, para a terceira o valor de 500 mm numa área de 1.018,1 km², e por ultimo, 700 mm para uma área de 715,3 km², conforme mostra a Tabela 8.3

Tabela 8.3 - Estimativa de recarga subterrânea para a borda nordeste da Bacia do Parnaíba.

Setor	le (mm)	Área (km ²)	Recarga (x10 ³ m ³ /ano)
I _e <200 mm	100	7.052,8	705.280
200<I _e <400 mm	300	3.747,3	1.124.190
400<I _e <600 mm	500	1.018,1	509.050
I _e >600 mm	700	715,3	500.710
Total		12.533,5	2.839.230

Fonte: Elaborado pelo Autor.

Portanto, considerando que a área de estudo na Bacia Sedimentar do Parnaíba possui 12.533,5 km², teremos uma disponibilidade hídrica anual para recarga do aquífero Serra Grande de cerca de 2,8 bilhões de metros cúbicos, equivalente a 22% da precipitação média anual calculada para a região.

8.2 Método da Flutuação do Nível Potenciométrico

Neste método o aumento dos níveis freáticos, que ocorre como consequência das precipitações pluviométricas, é utilizado para estimar valores de recarga, partindo do princípio que o aumento é devido, exclusivamente, a infiltração da água da chuva e que outros fatores externos, tais como, bombeamentos de poços ou irrigação, não tem influência naquela variação. Neste caso, considerando o aquífero Serra Grande como regionalmente livre, o valor da recarga é dado pela seguinte expressão:

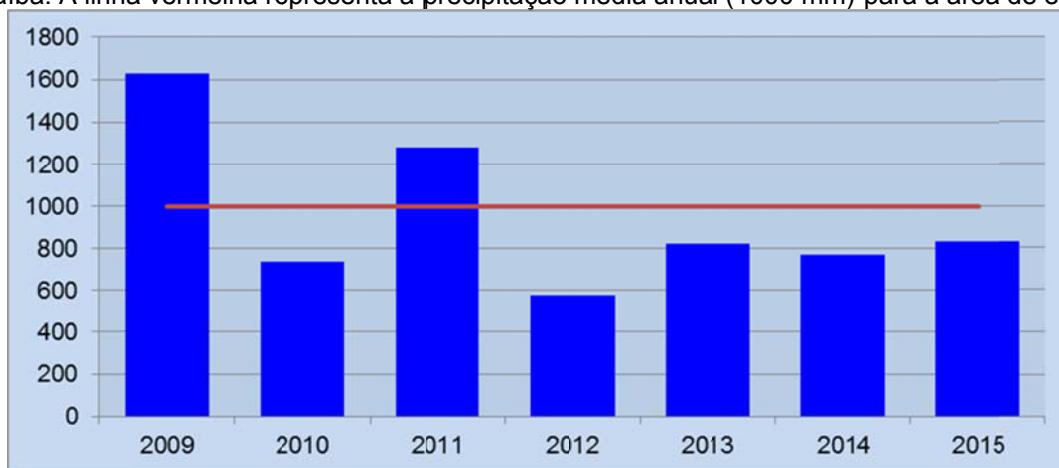
$$R = A \times \Delta h \times \eta_e \quad (12)$$

Onde: A é a área de estudo na bacia; Δh representa a variação do nível potenciométrico medido nos poços e; η_e é a porosidade efetiva do aquífero Serra Grande (3%), conforme o valor utilizado por Correia Filho *et al.* (2012).

Foram realizadas três campanhas de medições dos níveis potenciométricos dos poços tubulares selecionados na área de estudo. A primeira etapa de medição de nível ocorreu em novembro de 2009, onde foram medidos 99 poços. A segunda campanha foi em maio de 2010, onde foram medidos 122 poços. A terceira e última medição ocorreu em abril de 2011, onde foram medidos 90 poços. Comparando-se os valores de 98 poços medidos em novembro de 2009 e maio de 2010, tem-se que 28 deles indicaram um acréscimo médio de 1,11 m de água no nível do aquífero. Fazendo-se a comparação dos valores de níveis dos 89 poços medidos em maio de 2010 e abril de 2011, observa-se em 39 deles o acréscimo médio de 0,79 m de água no aquífero.

Essa diferença significativa entre os valores médios de elevação dos níveis potenciométricos observados em cada etapa, deve-se ao baixíssimo volume de água precipitada em toda região nordeste brasileira durante o ano de 2010, como é possível observar na Figura 8.3. No ano de 2011, mesmo voltando a chover acima da média regional (1.000 mm/ano), não foi suficiente para recarregar efetivamente o aquífero.

Figura 8.3 - Pluviometria média anual para o período de 2009 a 2015 na borda nordeste da Bacia do Parnaíba. A linha vermelha representa a precipitação média anual (1000 mm) para a área de estudo.

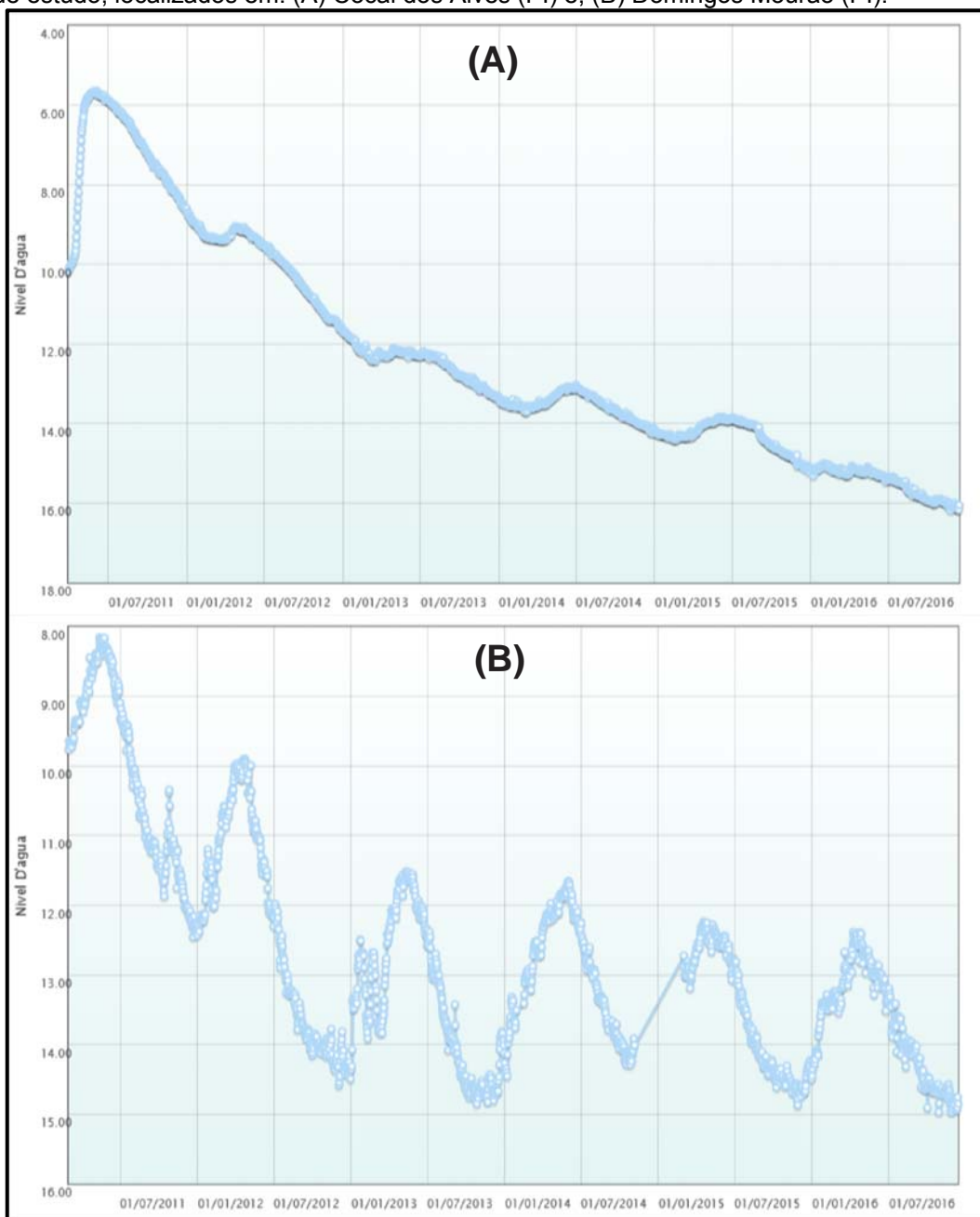


Fonte: SNIRH/ANA.

Assim, na tentativa de mensurar a recarga ocorrida na região no período de novembro/2009 a maio/2010, aplicou-se os valores encontrados na equação 12 e obteve-se uma recarga do aquífero de cerca de $4,2 \times 10^8 \text{ m}^3$. Para o período de maio/2010 a abril/2011 a recarga foi de aproximadamente $3,0 \times 10^8 \text{ m}^3$. Ressalta-se que, além da estiagem ocorrida ano de 2010, o maior período entre uma medida e outra, influenciou no menor volume de recargar calculado para o aquífero.

Para comprovar que as recargas no aquífero Serra Grande estão cada vez menores, em função do período de estiagem que se estende até os dias atuais, a Figura 8.4 apresenta os gráficos da variação do nível potenciométrico, no período de julho/11 a julho/2016, de dois poços de observação inseridos na área de estudo e pertencentes a Rede Integrada de Monitoramento de Águas Subterrâneas (RIMAS) do Serviço Geológico do Brasil.

Figura 8.4 - Variação do nível d'água em dois poços monitorados pelo Serviço Geológico do Brasil na área de estudo, localizados em: (A) Cocal dos Alves (PI) e; (B) Domingos Mourão (PI).



Fonte: Rimas/CPRM (2016).

9 GESTÃO DOS RECURSOS HÍDRICOS SUBTERRÂNEOS

A expressão “gestão de recursos hídricos”, em sentido amplo, é a forma pela qual se pretende equacionar e resolver as questões de escassez relativa dos recursos hídricos, bem como fazer o uso adequado, visando a otimização dos recursos em benefício da sociedade (SETTI, *et al.*, 2000).

Conforme Campos e Vieira (1993), o gerenciamento de águas é uma função ampla que exige conhecimento profundo da hidrologia regional, coordenação institucional e um aparato jurídico adequado. Os papéis das instituições que lidam com o problema devem ser bem definidos, sob pena de indesejáveis conflitos.

Quando se aplica esses conceitos às águas subterrâneas, verifica-se que existe uma desvalorização da sua importância dentro do contexto dos recursos hídricos, sendo relegada constantemente ao segundo plano. Ainda hoje se lê, traduz e interpreta recursos hídricos por águas superficiais. Os recursos hídricos englobam também as águas subterrâneas e as águas atmosféricas. Muitas pessoas sabem o que é o ciclo hidrológico, mas não sabem o que significa.

O entendimento e a compreensão do ciclo hidrológico permite a visualização de um sistema integrado, onde as águas apenas estão subterrânea ou superficial ou atmosférica. As diferenças encontram-se no seu tempo de residência e na velocidade de fluxo. As águas superficiais são função das águas subterrâneas e são dependentes, pois, em geral, são os aquíferos que mantêm as vazões de base dos rios e lagos. Por isso, quando não chove o rio continua a correr. Onde os rios não são perenes é porque os aquíferos ou são muito profundo ou não têm capacidade hidráulica (HAGER, *et al.*, 2002).

Embora a dominialidade das águas subterrâneas seja dos estados, estas estão sendo tratadas em um programa nacional, haja vista a necessidade da gestão integrada deste recurso e o fato dos aquíferos quase sempre extrapolarem os limites das bacias hidrográficas, estados e países, sendo necessários mecanismos de articulação entre os entes envolvidos. Também não deve ser esquecido o papel dos municípios na gestão de recursos hídricos, pois estes são os responsáveis pela política de uso e ocupação do solo, que tem relação direta com a proteção das águas subterrâneas (BRASIL, 2016).

9.1 Aspectos Legais

Até a promulgação da Constituição Federal de 1988, a gestão de recursos hídricos brasileiros era baseada no Código de Águas de 1934, na Política Nacional do Meio Ambiente de 1981 e nas legislações complementares. Para Rebouças (1998), estas legislações seguiam modelos adotados pelos países de clima úmido e são aplicáveis, basicamente, às águas de superfície para geração de energia elétrica. A parte do Código relativa às águas subterrâneas e às regiões periodicamente assoladas pelas secas deixou de receber a complementação e regulamentação necessárias, por ele previstas, o que resultou no quadro caótico do uso das águas subterrâneas em nosso país.

A partir da Constituição de 1988 houve reformulações e novos dispositivos jurídicos que culminaram na Lei da Água de 1997. Sendo assim, ao conferir às águas subterrâneas o caráter de bem público de propriedade dos Estados e Distrito Federal (Artigo 26, parágrafo I), modificou seu status e estabeleceu um novo regime de propriedade. Em decorrência dessa nova situação, deveria ser regulamentada pelo Estado a exploração desses recursos hídricos, todavia, segundo o item VI do art.22 da Constituição Federal, cabe com exclusividade à União, legislar sobre águas em todo o território nacional.

Pela Constituição Federal vigente, cabe à União fixar as normas gerais para os recursos hídricos do país e, na ausência dessas, aos Estados e ao Distrito Federal legislar a fim de atender às suas peculiaridades. A constituição permite também que os municípios, quando se tratar de interesse local, suplementem a legislação federal e estadual no que couber (VIDAL, 2003).

Em função dessa abertura propiciada pela Constituição Federal, alguns Estados brasileiros despertaram para a necessidade de criar mecanismos de gerenciamento dos recursos hídricos. Nesse movimento, vários Estados elaboraram suas legislações na tentativa de disciplinar a gestão e garantir o planejamento do uso da água em todas as suas formas. Destaca-se, assim, o estado do Ceará, com aprovação da Lei nº 11.996, de 24 de julho de 1992, que dispõe sobre a Política Estadual de Recursos Hídricos e institui o Sistema Integrado de Gestão de Recursos Hídricos. Anteriormente, somente São Paulo possuía uma lei específica para os recursos hídricos. No Piauí, a implantação de um modelo de gestão dos recursos hídricos surgiu em 17 de agosto de 2000 com a promulgação da Lei nº 5.165.

Apesar do estado do Ceará ser um dos pioneiros na implantação dos instrumentos de gestão dos recursos hídricos, ainda é muito pequena a quantidade de concessões de outorgas de água, em especial as subterrâneas, na bacia da Serra da Ibiapaba. Segundo as informações da Companhia de Gestão dos Recursos Hídricos, existem nessa bacia 104 registros de outorgas para águas subterrâneas, sendo 57 concedidas, trinta em análise e sete negadas ou expiradas. Quanto ao uso destas águas, 81 destinam-se à irrigação, seis ao uso industrial (incluindo indústrias de água mineral), quatro para abastecimento humano, três à dessedentação animal e dez para os demais usos, como recreação e aquicultura.

Segundo Rebouças (1997, *apud* COSTA e SANTOS, 2000), é importante, no Brasil, que a abordagem extrativista tradicional da água subterrânea seja substituída pelo gerenciamento efetivamente integrado e descentralizado dos recursos hídricos. Para tanto, torna-se necessário superar a falta de conhecimento hidrogeológico básico, responsável, certamente, por boa parte do tratamento cheio de preconceitos e mal entendidos hidrológicos.

9.2 Uso e Ocupação do Solo

Cerca de setenta por cento da área desta pesquisa está inserida na região denominada de Planalto da Ibiapaba, também conhecida como Serra Grande, Chapada da Ibiapaba ou Serra da Ibiapaba. Uma região montanhosa que atravessa de norte a sul o extremo oeste do Ceará, limitando-o com o estado do Piauí. Caracterizando-se como uma cuesta, seu relevo possui uma escarpa íngreme voltada para o Ceará e outra, cujo declive, é bastante suave e gradual em direção ao oeste, voltada para o Piauí.

Uma região atraente em riquezas naturais que já era habitada por diversas etnias indígenas, com destaque para os índios tabajaras e tapuias, que inspiraram o escritor cearense José de Alencar a retratar, no livro *Iracema*, os banhos da “índia dos lábios de mel” na bica do Ipu, uma cachoeira de 135 m de altura que fica no sopé da serra da Ibiapaba. A cidade mais antiga da serra da Ibiapaba é Viçosa do Ceará, que foi colonizada pelos padres jesuítas da Companhia de Jesus a partir do século XVI.

Conforme o Censo 2010 (IBGE, 2015) esta região abriga uma população de cerca de 340 mil habitantes, distribuídos em nove municípios, que ocupam uma área aproximadamente 6.000 km². A agricultura sempre foi a atividade responsável pelo seu crescimento e desenvolvimento. No início, com a monocultura da cana de açúcar em pequenas propriedades, que ao longo dos anos foi sendo substituída pelo agronegócio hortifrutigranjeiro, e agora, desponta o setor de floricultura, que coloca o Ceará como segundo maior exportador nacional de rosas, ficando atrás apenas de São Paulo.

Toda essa expansão agrícola, aliada ao crescimento populacional e econômico da região, têm ocasionado transformações significativas no meio físico. O consumo de água para suprir o abastecimento humano e a irrigação aumentou significativamente, assim como, a geração de resíduos sólidos e líquidos que, em geral, são descartados em locais inapropriados, conforme ilustra a Figura 9.1. Os desmatamentos para ampliação das áreas agrícolas e industriais têm avançado sobre os resquícios de mata atlântica que bordeja a serra e, conseqüentemente, proporcionado um aumento das zonas de carrasco, um tipo particular de caatinga.

Figura 9.1 - Descarte inadequado de resíduos sólidos nos municípios de Guaraciaba do Norte (A) e Ubajara (B).



Fonte: Liano Veríssimo

Para agravar toda essa situação, tem-se que o uso de pesticidas nos municípios da Ibiapaba é considerado como um dos maiores do estado do Ceará. Este fato torna-se relevante, uma vez que pode haver comprometimento da qualidade das águas subterrâneas da região, sobretudo no que se refere aos riscos à saúde da população (BARRETO, 2006).

Ressalta-se que grande parte dessas agressões acontece dentro ou no entorno de duas Unidades de Conservação (UC) federal. A mais antiga, é o Parque Nacional de Ubajara, criado em 30 de abril de 1959, abrangendo os municípios de Ubajara, Tianguá e Frecheirinha. A outra é a Área de Proteção Ambiental (APA) da Ibiapaba, criada em 26 de novembro de 1996, contemplando vinte municípios do Piauí e seis do Ceará. Porém, dos municípios da serra da Ibiapaba, apenas Viçosa do Ceará (100%) e Tianguá (60%) estão inseridos nesta UC. Conforme Barreto (2006), este fato é atribuído ao “lobby” político e econômico, liderado por empresas multinacionais que comercializam agrotóxicos, que sentiram a ameaça de perda do mercado, ficando de fora os municípios de São Benedito, Carnaubal, Guaraciaba do Norte, Croatá, Ubajara e Ibiapina.

A expansão das atividades agroindustriais e os constantes períodos de estiagem prolongada, típicos da região nordeste brasileira, proporcionam uma verdadeira “corrida” em busca de água subterrânea. Esta demanda acelerada gera um descontrole na construção de poços tubulares, em geral, sendo locados, perfurados e operacionalizados sem nenhum critério técnico ou registro nos órgãos responsáveis pela gestão dos recursos hídricos.

A Figura 9.2 ilustra uma situação absurda encontrada na localidade de Araras, no município de Ipaporanga, onde o poço que abastece a comunidade (poço 1) foi revestido de forma inadequada, utilizando-se filtro na parte superior, e não possui a laje de proteção sanitária no seu entorno. Este atitude facilita a entrada de contaminantes no aquífero e pode colocar em risco a saúde da população. Outro agravante é a existência de um poço abandonado (poço 2), a cerca de três metros do primeiro, também sem proteção sanitária e tampa.

Figura 9.2 - Vista geral de captação em Ipaporanga. (A) Disposição dos poços 1 (produtor) e 2 (abandonado); (B) Detalhe do poço 1 revestido com filtro na parte externa.



Fonte: Elaborado pelo Autor

9.3 Vulnerabilidade do Aquífero

Segundo Hirata e Fernandes (2008) a vulnerabilidade das águas subterrâneas à contaminação pode ser definida em função de um conjunto de características físicas, químicas e biológicas da zona não saturada e/ou aquífero confinante que, juntos, controlam a chegada do contaminante ao aquífero. As metodologias de determinação da vulnerabilidade de aquíferos são atualmente utilizadas como ferramentas de auxílio às propostas de proteção das águas subterrâneas, associadas a atividades de gestão dos recursos hídricos e de planejamento e ordenamento territorial (RIBEIRO, ROCHA e GARCIA, 2011).

As diversas atividades do homem, tais como as práticas agrícolas e industriais, modificam os mecanismos físicos naturais e, conseqüentemente, influenciam em todos os setores e, particularmente, os recursos hídricos subterrâneos, tanto em termos quantitativos quanto qualitativos. Várias são as fontes potencialmente capazes de fornecer substâncias poluentes para as águas, tais como: a ausência de saneamento básico; as águas superficiais poluídas; as atividades agrícolas; as atividades industriais e; os poços abandonados e/ou construídos de maneira incorreta. Além das fontes citadas anteriormente, outras formas potenciais de poluição das águas subterrâneas podem ser enumeradas, a exemplo de cemitérios, postos de combustível etc., pesando significativamente, a localização relativa à zona de vulnerabilidade.

A premissa básica da avaliação da vulnerabilidade à contaminação de aquíferos é o mapa de vulnerabilidade, onde são levados em consideração os mecanismos de recarga do aquífero e a capacidade de atenuação do solo, que variam amplamente devido à diversidade das condições geológicas do terreno (Foster *et al.* 2002).

Barreto (2006) realizou um estudo da carga contaminante na água subterrânea por pesticidas e nitrato através do monitoramento dos poços localizados no município de Tianguá (CE). Especificamente, avaliou o nível de contaminação na água subterrânea quanto à presença de pesticidas e nitrato e estimou a vulnerabilidade do aquífero Serra Grande. Constatou a presença desses compostos em 126 amostras de um total de 153 analisadas, sendo a maioria (54%) das determinações em desacordo com o VMP definido na portaria 518/2004 do MS e na Resolução 357/2005 do CONAMA.

Aguiar e Veríssimo (2014) executaram um projeto na região oriental da Bacia do Parnaíba com o objetivo de avaliar o potencial hídrico do aquífero Serra Grande, contemplando a caracterização hidroquímica e o risco de contaminação das águas subterrâneas na Serra da Ibiapaba. De acordo com a legislação vigente, as águas analisadas apresentaram concentrações de cátions e ânions dentro dos limites permitidos e a maioria delas é cloretada sódica ou cloretada mista. Apesar da intensa atividade agrícola na área de estudo, não foi detectado resíduo de agrotóxicos, com exceção de um poço que apresentou uma concentração de 0,08 µg/L do composto *Imidacloprid*. Esta dificuldade de detecção pode ser decorrente do uso descontínuo de agrotóxico e por eles terem, em geral, meia-vida curta. Foram definidas duas zonas de vulnerabilidade natural do aquífero: Média e Alta. Nas zonas com médio índice de vulnerabilidade as águas do aquífero estão expostas a uma susceptibilidade relativa à contaminação, podendo sofrer alterações quando atingidas por contaminantes. As áreas com alto índice de vulnerabilidade as águas do aquífero são mais suscetíveis aos contaminantes.

Sousa (2016) desenvolveu no município de Tianguá (CE) um estudo comparativo entre várias metodologias de avaliação da vulnerabilidade natural de aquífero, a fim de apontar o método que melhor se adequa à área estudada. Paralelamente, foi feito um levantamento dos níveis de nitrato. Os resultados demonstraram que o DRASTIC foi o modelo que melhor se ajustou à área estudada. Os resultados encontrados para nitrato mostraram que 96,3% das análises ficaram abaixo do valor máximo permitido, não devendo, as mesmas, serem desconsiderados, pois estas concentrações estão associadas ao intenso uso de fertilizantes nitrogenados. Ressalta-se ainda que 77,8% dos poços analisados estão locados nas áreas desmatadas para práticas agrícolas. Também se observou que as melhores regiões para ocupação são aquelas classificadas com vulnerabilidade baixa, pois apresentam certa distância às margens dos rios e estão associadas a relevos suavemente ondulados. Por sua vez, as áreas com vulnerabilidade insignificante a muito baixa estão associados a relevos ondulados a montanhosos, o que dificultaria a ocupação do território. Por outro lado, as zonas de vulnerabilidade moderada e alta deveriam ser aquelas com menor índice de ocupação, mas por estarem associadas a feições geomorfológicas mais aplainadas apresentam alto índice de ocupação, seja ela por urbanização ou zonas agricultáveis.

9.4 Reservas e Disponibilidades Hídricas Subterrâneas

O cálculo das reservas hídricas para o aquífero Serra Grande neste trabalho tem a finalidade de propor uma estimativa preliminar do volume de água armazenada nos arenitos, com o objetivo de avaliar a potencialidade desse manancial e fomentar seu processo de gestão. Para tanto, os parâmetros envolvidos nos cálculos das reservas são valores médios obtidos através dos levantamentos de campo desta pesquisa, assim como, valores encontrados na bibliográfica.

Como a área pesquisada coincide com a zona de afloramento do aquífero Serra Grande na borda nordeste da Bacia do Parnaíba, onde ocorre boa parte de sua recarga, considera-se este manancial como não confinado.

O cálculo da reserva renovável, que corresponde ao volume acumulado no aquífero em função dos aportes sazonais de água da precipitação, foi feito com base na observação da oscilação do nível potenciométrico em dois períodos: maio de 2010 e abril de 2011.

A observação da variação do nível d'água em vários poços previamente selecionados na área durante dois anos hidrológicos permitiu determinar a oscilação do nível (Δh , em metros) e, juntamente com o valor da porosidade efetiva do aquífero (η_e) e a área de ocorrência do aquífero (A , em m^2), determinar a reserva renovável (m^3 /ano) através da equação $R_r = A \times \Delta h \times \eta_e$, para os dois anos de observação.

A área de ocorrência do aquífero Serra Grande na porção nordeste da Bacia do Parnaíba corresponde a $1,5 \times 10^{10} m^2$. Conforme Correia Filho, *et al.* (2012), a porosidade efetiva do aquífero Serra Grande é de 3%. Em maio/2010 a variação média do nível d'água nos poços foi de 1,11 m, resultando numa reserva renovável em torno de $4,2 \times 10^8 m^3$ /ano. Devido os efeitos da estiagem de 2010, a oscilação média observada em abril/2011 foi apenas de 0,79 m, o que resultou numa reserva renovável de cerca de $3,0 \times 10^8 m^3$ /ano. Logicamente, coincidente com o valor calculado para a recarga no capítulo anterior.

A reserva permanente, que representa o volume armazenado abaixo do nível mínimo de água, medido no período de estiagem, corresponde ao volume saturado (V_s) do aquífero livre Serra Grande. Para calcular esse volume, necessita-se da área de ocorrência do aquífero (A), da espessura saturada média do aquífero (b) e da porosidade efetiva do aquífero (η_e).

A espessura saturada média do aquífero foi obtida a partir das sondagens elétricas realizadas na área pesquisada e que constatou uma espessura saturada média em torno de 300 m. Ressalta-se que este valor é subestimado, conforme explicado no Capítulo 6. Sendo assim, a reserva permanente do aquífero Serra Grande na borda nordeste da Bacia do Parnaíba é de $11,3 \times 10^{10} \text{ m}^3$, ou seja, cerca de 113 bilhões de metros cúbicos.

A potencialidade do aquífero Serra Grande pode ser avaliada a partir do somatório da reserva renovável com uma parcela da reserva permanente, que pode vir a ser explorada. No entanto, esse cálculo é bastante controverso devido a definição do percentual da reserva permanente que deve ser explorada e, até mesmo, se a reserva renovável deva ser utilizada totalmente.

Tendo em vista o pouco conhecimento dos atributos do aquífero Serra Grande na borda nordeste da Bacia do Parnaíba, principalmente, seu regime de recarga, sua real espessura e as condições gerais de circulação hídrica, além dos constantes períodos de escassez que ocorrem na região nordeste brasileira, influenciando fortemente na recarga dos mananciais, adota-se neste trabalho o percentual de 10% da reserva permanente. Sendo assim, a reserva explorável ou potencialidade, conforme conceitua Costa (2000), do aquífero Serra Grande será de $1,16 \times 10^{10} \text{ m}^3/\text{ano}$, ou seja, mais de onze bilhões de metros cúbicos anuais.

Ressalta-se que o percentual adotado neste trabalho é subjetivo e deve ser discutido a medida que os conhecimentos sobre o aquífero avancem e que sejam adotadas medidas mais efetivas de gerenciamento dos recursos hídricos na Bacia do Parnaíba, tanto pelo estado do Ceará como pelo Piauí.

Estima-se, baseado nos dados do Siagas (CPRM, 2014), que existem na área de estudo cerca de 1.400 poços tubulares, com vazões variando de $80,0 \text{ m}^3/\text{h}$ a $0,14 \text{ m}^3/\text{h}$, porém, com valor médio de $6,0 \text{ m}^3/\text{h}$ e moda de $5,0 \text{ m}^3/\text{h}$. Considerando que todos esses poços funcionem num regime de bombeamento de 24 horas, com vazão de $5,0 \text{ m}^3/\text{h}$, durante o ano (8.760 h), tem-se uma disponibilidade efetiva instalada (D_{ei}) de $61,3 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{ano}$. Isto representa 22% da reserva renovável calculada para abril de 2011, ano subsequente ao período de estiagem.

Tendo em vista que esses poços dificilmente ultrapassam o regime de bombeamento de 8 horas diárias, tem-se que a disponibilidade efetiva atual (D_{ea}) é de $2,0 \times 10^7 \text{ m}^3/\text{ano}$, ou seja, pouco mais de 7% da reserva renovável de abril/2011. Alerta-se que esses são subjetivos, necessita-se uma atualização em campo.

9.5 Proposta de Gestão e Monitoramento do Aquífero

As propostas apresentadas a seguir visam contribuir para a efetivação e eficiência da gestão dos recursos hídricos, principalmente, na serra da Ibiapaba, onde se concentra os maiores aglomerados urbanos e atividades agroindustriais da borda nordeste da Bacia Sedimentar do Parnaíba.

Numa região que existem 1.400 poços tubulares cadastrados, mas apenas 87 deles possuem outorga concedida ou em análise, demonstra total desinformação e descumprimento dos usuários à legislação vigente. As políticas de recursos hídricos dos estados do Ceará e do Piauí preveem, dentre os instrumentos de gestão, a outorga do direito de uso de recursos hídricos. O que se sugere neste trabalho é a efetiva implementação desses instrumentos de gestão, iniciando-se com a realização de campanhas educativas de conscientização pública e social sobre a importância, para as atuais e futuras gerações, do uso racional da água nas atividades econômicas e suprimento das necessidades básicas. Paralelo a esta ação, realizar o recadastramento georreferenciado dos poços na região, identificando os principais usuários de água subterrânea e convencendo-os a solicitar a outorga de direito para o uso deste recurso hídrico.

Outra atividade de conscientização deve ser implantada junto as prefeituras municipais que, em desobediência a Lei nº 12.305/10 que institui a Política Nacional de Resíduos Sólidos, não dão uma destinação ambientalmente adequada aos rejeitos e acabam depositando sobre o solo (Lixão), sem medidas de proteção ao meio ambiente ou à saúde pública. No lixão não há nenhum controle ou monitoramento dos resíduos depositados, onde nesse caso, resíduos domiciliares e comerciais de baixa periculosidade podem ser depositados juntamente com os industriais e hospitalares, de alto poder poluidor. Como não há impermeabilização, o chorume, líquido gerado pela decomposição da matéria orgânica, não é coletado, podendo penetrar no solo e contaminar o lençol freático. Ressalta-se que esta região estudada representa a zona de recarga do importante aquífero Serra Grande.

Além dessas ações iniciais, os órgãos gestores dos recursos hídricos e meio ambiente dos dois estados devem intensificar a fiscalização referente a disposição das embalagens de agrotóxicos utilizados nas lavouras. Os solos arenosos da região facilitam a percolação dessas substâncias para o aquífero, além daquele volume que já é aplicado nas plantações.

Apesar de existir na área de pesquisa seis poços de observação pertencentes a Rimas/CPRM, que monitoram o nível d'água do aquífero Serra Grande, é necessário a ampliação dessa rede com a implantação de mais quatro poços localizados nos municípios cearenses de Tianguá, Ibiapina, Guaraciaba e Poranga. Assim, será possível avaliar com mais precisão as oscilações do nível potenciométrico deste aquífero. Inclusive, que alguns destes novos poços de monitoramento sejam perfurados ate atingir as rochas do embasamento, ultrapassando toda sequência sedimentar da borda da bacia.

Outra recomendação relevante e de grande contribuição para a avaliação do balanço hídrico da Bacia do Parnaíba, é a instalação de estações fluviométricas nos principais rios da região e a reativação da única estação meteorológica existente na área, que se encontra desativada há mais de cinco anos.

Com a implementação dessas ações, espera-se obter o disciplinamento do uso das águas e a conservação do meio ambiente, além, gerar informações relevantes para o gerenciamento sustentável desse importante manancial subterrâneo do nordeste brasileiro.

10 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

A análise integrada das informações existentes e a aplicação de uma abordagem sistêmica e multidisciplinar para compreensão dos aspectos que influenciam e condicionam a dinâmica do fluxo subterrâneo do aquífero Serra Grande, conduziram a avanços importantes na caracterização hidrogeológica da borda nordeste da Bacia Sedimentar do Parnaíba.

O aquífero Serra Grande é constituído, litologicamente, por arenitos médios a grossos, até conglomeráticos, com intercalações de siltitos a arenitos finos. Estas rochas siliciclásticas, em geral, apresentam alto grau de compactação e um intenso fraturamento, provavelmente, resultantes das sucessivas atividades tectônicas ocorridas na bacia. Estas características tendem a influenciar no comportamento hidrodinâmico do aquífero, devido à presença simultânea de dois sistemas, um de blocos porosos, com permeabilidade baixa, mas com elevada capacidade de armazenamento, e outro de fraturas, com permeabilidade mais elevada em direções preferenciais, mas com escassa capacidade de armazenamento. Portanto, a sobreposição desses dois sistemas, um representando a rede de fraturas e o outro os blocos porosos, dão origem ao termo “dupla porosidade” (PAULA e CAMPOS, 2016).

Para definição do arcabouço desta porção da bacia e determinação da espessura do aquífero Serra Grande, foram empregados os métodos geofísicos de eletrorresistividade e gravimetria. As SEV's realizadas neste trabalho investigaram até 750 m de profundidade, porém, nem todas atingiram o embasamento da bacia, o que impossibilitou a determinação da espessura do pacote sedimentar. Mesmo assim, numa avaliação subestimada, as interpretações das sondagens conduzem a um resultado em que as espessuras saturadas, mais frequentes, do aquífero Serra Grande estão em torno de 300 m.

Outra importante constatação obtida a partir das SEV's foi a ocorrência de duas zonas aquíferas, que se pode denominar de “superior” e “inferior”, as quais estão separadas por camada resistiva, que se constitui, localmente, em uma barreira hidrogeológica. A zona superior, em geral, é pouco espessa, ao contrário da inferior, que muitas vezes não foi totalmente atravessada pelas sondagens. Essas zonas, em geral, estão interconectadas através do intenso fraturamento existente na área.

O levantamento gravimétrico totalizou 632 estações com dados de aceleração da gravidade e altimetria, demonstrando a notável contribuição deste trabalho para os estudos geocientíficos posteriores na Bacia do Parnaíba e no seu entorno. Constatou-se que o arcabouço da bacia é bastante irregular, com várias anomalias positivas e negativas, condizentes com sistemas de grabens e *horsts*, geralmente, dispostas na direção preferencial NE-SW, e relacionadas ao Lineamento Transbrasiliano (LTB).

Dentre as anomalias negativas interpretadas como grabens, destaca-se a estrutura de forma elipsoidal, com cerca de 40 km de extensão e 2 km de profundidade, que ocorre a sudoeste da cidade de Tianguá (CE). Outras estruturas semelhantes são observadas ao longo de toda borda da Bacia do Parnaíba. Existe a possibilidade dessas estruturas grabeniformes estarem preenchidas com rochas pré-silurianas, semelhantes aos arenitos e brechas polimíticas do Grupo Jaibaras.

O reduzido número de poços que atingem o embasamento nesta área da bacia é insuficiente para modelar com precisão o seu arcabouço, assim como, estimar a espessura do pacote sedimentar subjacente. Portanto, apela-se aos órgãos governamentais e empresas de pesquisa, para que sejam construídos poços estratigráficos na borda desta bacia. Recomenda-se, também, a aplicação de técnicas geofísicas eletromagnéticas com maior poder de investigação vertical e maior resolução, para diminuir a ambiguidade geofísica nos procedimentos de modelagem. Sugere-se a investigação destas anomalias através de técnicas geofísicas com fonte controlada e magnetotelúrico, visando apontar e dimensionar os melhores locais para perfuração desses poços estratigráficos e/ou produtores.

Para construção dos mapas potenciométricos do aquífero Serra Grande, procedeu-se a análise estrutural da variável “carga hidráulica”, através de variogramas em diversas direções, sendo que na direção de maior amplitude o patamar ficou bem definido, enquanto aqueles na direção de menor amplitude ficaram mais dispersos. Este comportamento se deve, provavelmente, a menor extensão da área nesta direção e/ou as características intrínsecas da variável, que não apresenta estacionariedade de 2ª ordem. Após realizar a krigagem ordinária usando os modelos linear (isotrópico e anisotrópico) e esférico (anisotrópico) e comparar os valores estimados com os medidos, verificou-se que o tipo de modelo teórico empregado não interfere no resultado. Portanto, neste caso, deve-se utilizar

o modelo mais simples (linear isotrópico), evitando a larga probabilidade de erro associado às explicações mais complexas ou múltiplas.

Apesar da pequena quantidade de testes de bombeamentos analisados, apenas 58, para uma área tão extensa, pôde-se concluir que o aquífero, que é regionalmente livre, apresenta características localizadas de confinamento e semiconfinamento, assim como, de dupla porosidade. Este comportamento é proporcionado pelo caráter poroso-fraturado das rochas do Grupo Serra Grande nesta porção da bacia. O armazenamento e circulação das águas se dão de forma complexa e distinta, pois apresentam características em comum, e simultâneas, em relação aos modelos clássicos aplicados a sistemas intergranulares, homogêneos e isotrópicos, e fraturados, heterogêneos e anisotrópicos.

As transmissividades calculadas nesta pesquisa apresentam valores muito inferiores aos encontrados em outros trabalhos desenvolvidos no centro-leste da Bacia do Parnaíba. Esta divergência nos valores, certamente, deve-se às características lito-estruturais do arenito nesta região e às suas menores profundidades neste setor da bacia.

Ressalta-se aqui a eficiência da metodologia proposta por Razack & Huntley (1991), que possibilita obter uma maior quantidade de valores de transmissividade através da correlação existente entre a capacidade específica dos poços e a transmissividade obtida na interpretação dos testes.

O balanço hídrico foi calculado com o principal objetivo de fornecer uma estimativa da água de precipitação disponível para a recarga subterrânea. Esta parcela, correspondente a infiltração efetiva, foi avaliada em 2,8 bilhões de metros cúbicos, representando cerca de 22% da precipitação média anual calculada para a borda nordeste da Bacia do Parnaíba. Este volume hídrico representa a reserva renovável do aquífero Serra Grande nesta região.

Utilizou-se, também, para avaliar a recarga do aquífero Serra Grande a variação dos níveis potenciométricos dos poços em dois períodos da pesquisa. Entre novembro de 2009 e maio de 2010 estimou-se uma recarga de torno de 420 milhões de metros cúbicos e entre maio de 2010 e abril de 2011, avaliou-se em cerca de 300 milhões de metros cúbicos. Essa diferença se deve ao baixíssimo volume de água precipitada em toda região nordeste brasileira durante o ano de 2010. No ano de 2011, mesmo voltando a chover acima da média regional (1.000 mm/ano), não foi suficiente para recarregar efetivamente o aquífero.

A reserva permanente, que corresponde ao volume saturado (V_s) do aquífero livre Serra Grande, é de $11,3 \times 10^{10} \text{ m}^3$, ou seja, cerca de 113 bilhões de metros cúbicos. Ressalta-se que este valor é subestimado, tendo em vista os estudos geofísicos sinalizarem espessuras maiores para o pacote sedimentar que formam o aquífero Serra Grande na borda nordeste da Bacia do Parnaíba.

A potencialidade ou reserva explorável do aquífero Serra Grande pôde ser avaliada a partir do somatório da reserva renovável com 10% da reserva permanente, e totalizou $1,16 \times 10^{10} \text{ m}^3/\text{ano}$, ou seja, mais de onze bilhões de metros cúbicos anuais. Enquanto que a disponibilidade efetiva instalada na área é de $61,3 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{ano}$, considerando a vazão média dos poços de $5,0 \text{ m}^3/\text{h}$ e bombeando 24 horas por dia. Portanto, mesmo nesta situação extrema de exploração, o volume possível de ser bombeado representa 0,5% da potencialidade do aquífero.

Tendo em vista que esses poços dificilmente ultrapassam o regime de bombeamento de oito horas diárias, tem-se que a disponibilidade efetiva atual (D_{ea}) é de $2,0 \times 10^7 \text{ m}^3/\text{ano}$, ou seja, 0,2% da reserva explorável.

Destaca-se que alguns parâmetros adotados para avaliar as reservas do aquífero Serra Grande neste trabalho são subjetivos e devem ser discutidos a medida que os conhecimentos sobre o manancial avancem e que sejam adotadas medidas mais efetivas de gerenciamento dos recursos hídricos na Bacia do Parnaíba, tanto pelo estado do Ceará como pelo Piauí.

Fica muito nítida a ausência do poder público no ordenamento e proteção do meio ambiente, em especial dos recursos hídricos, na área da pesquisa. Os municípios insistem em despejarem seus resíduos sólidos em lixões, os desmatamentos de áreas para plantio não obedecem as regras e, é insignificante a quantidade de concessões de outorga de água em relação a quantidade de poços tubulares existentes na região.

O que precisa ser considerado é a integração das políticas públicas no âmbito da bacia. A integração com a gestão ambiental e a articulação da gestão de recursos hídricos com a do uso e ocupação do solo, apontam um caminho difícil, mas indispensável, já que a vida não pode ser exercida sem água e a gestão das águas não pode prescindir de um adequado manejo do solo. A proteção dos recursos hídricos implica em controle dos seus usos e em políticas de usos do solo e da ocupação no território da bacia hidrográfica.

Entre os instrumentos de gestão de recursos hídricos, os planos de bacias hidrográficas são peças fundamentais, tanto para conhecer a realidade regional, como para prognosticar os desejos e intenções para o manejo dos recursos naturais nas referidas unidades de planejamento.

A concessão de outorga para uso da água, se eficientemente implantada, funciona como excelente ferramenta na obtenção de informações sobre as fontes hídricas com poucos dados disponíveis, caso do aquífero Serra Grande, assim como, no disciplinamento do uso da água. Este instrumento é, provavelmente, o mais fácil de implementar e trata diretamente de disponibilidade e qualidade, sendo extremamente sensível às atividades produtivas locais, podendo conferir segurança e sustentabilidade à economia regional.

Conforme a legislação em vigor, as águas subterrâneas são de dominialidade dos estados. No entanto, os aquíferos quase sempre extrapolam os limites das bacias hidrográficas, estados e países, tornando-se necessária a interveniência da União na articulação entre os entes envolvidos. No caso específico do aquífero Serra Grande, que transcende as fronteiras dos estados do Ceará e Piauí, é imprescindível a participação da Agência Nacional das Águas (ANA) no processo de gestão compartilhada deste manancial.

Por fim, espera-se que a sistemática metodológica utilizada e os resultados obtidos nesta pesquisa possam subsidiar os gestores públicos na implementação de políticas de gestão e monitoramento dos recursos hídricos, em especial do aquífero Serra Grande, visando o uso sustentável das águas subterrâneas e possibilitando a preservação dos sistemas aquíferos.

*“Talvez não tenha conseguido
fazer o melhor, mas lutei para que o melhor
fosse feito.” (Martin Luther King)*

REFERÊNCIAS

- ABREU, P. M. **Estudos geofísicos (magnetotelúricos e eletromagnéticos transiente) da porção Leste da Bacia do Parnaíba: contribuição ao conhecimento hidrogeológico**. 2002. 122 p. Dissertação (Mestrado) - Observatório Nacional. Rio de Janeiro.
- AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS. Séries Históricas. **HidroWeb**, 2016. Disponível em: <http://hidroweb.ana.gov.br/HidroWeb.asp?TocItem=1080&TipoReg=7&Mostra>. Acesso em: ago. 2017.
- AGUIAR, G. A. **Bacia do Maranhão: geologia e possibilidades de petróleo**. Belém: Petrobrás, 1969. p. 55. Relatório interno, 371.
- AGUIAR, G. A. Revisão geológica da bacia paleozóica do Maranhão. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25., 1971, São Paulo. **Anais...** São Paulo: SBG - Núcleo Sul, 1971. p. 114-122.
- AGUIAR, R. B.; VERISSÍMO, L. S. **Pesquisa Hidrogeológica em Bacias Sedimentares no Nordeste Brasileiro: Bacia do Parnaíba - Relatório Final**. Fortaleza: CPRM, p. 165. 2014. No prelo.
- ANDRIOTTI, J. L. S. **Fundamentos de estatística e geoestatística**. São Leopoldo: Unisinos, 2009. 165 p.
- ARAUJO, C. C. et al. **Projeto Estudo Global dos Recursos Minerais da Bacia Sedimentar do Parnaíba: Subprojeto Hidrogeologia: Relatório Final**. Folha 17 - Rio São Francisco - NO. Recife: CPRM, 1979.
- ARAUJO, C. E. G. et al. Provenance of the Novo Oriente Group, southwestern Ceará Central Domain, Borborema Province (NE-Brazil): a dismembered segment of a marma-poor passive margin or a restricted rift-related basin?. **Gondwana Research**, v. 18, p. 497-513, set. 2010.
- ARTHAUD, M. H. et al. Geology of the northern Borborema Province, NE Brazil and its correlation with Nigeria, NW Africa. In: PANKHURST, R. J., et al. **West Gondwana: pre-cenozoic correlations across the South Atlantic region**. London: The Geological Society, 2008. p. 49-67. (Geological Society Special Publication, 294).
- BARENBLATT, G. I.; ZHELTOV, I. P.; KOCHINA, I. N. Basic concepts in the theory of seepage of homogeneous liquids in fissured rocks. **Journal of Applied Mathematics and Mechanics**, Amsterdam, v. 24, n. 5, p.1286-1303, 1960.
- BARKER, J. A. Generalized well function evaluation for homogeneous and fissured aquifers. **Journal Hydrology**, v. 76, p. 143,154, 1985.
- BARRETO, F. M. D. S. **Contaminação da água subterrânea por pesticida e nitrato no município de Tianguá, Ceará**. 2006. 183 p. Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Ceará, Fortaleza.

BARRETO, A. B. C. **Avaliação da recarga e de sustentabilidade de recursos hídricos subterrâneos de um micro-bacia usando modelagem numérica**. 2010. 210 p. Tese (Doutorado) - Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro.

BIZZI, L. A. et al. **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Sistema de Informações Geográficas - SIG**. Brasília: CPRM, 2003. 1 CD - Rom.

BORTOLIN, J. R. M. **Monitoramento temporal da pluma de contaminação do aterro controlado de Rio Claro (SP) por meio do método da eletrorresistividade**. 2009. Dissertação (Mestrado em Geociências e Meio Ambiente) - Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho. Rio Claro, SP.

BOULTON, N. S.; STRELTSOVA, T. D. Unsteady flow to a pumped well in a fissured water bearing formation. **Journal Hydrology**, v. 35, p. 257-270, 1977.

BRASIL. Ministério do Meio Ambiente. **Programa Nacional de Águas Subterrâneas**. Disponível em: <<http://www.mma.gov.br/agua/recursos-hidricos/aguas-subterraneas/programa-nacional-de-aguas-subterraneas>>. Acesso em: out. 2017.

BRASIL. Ministério do Meio Ambiente. **Plano nacional de recursos hídricos: documento de introdução: iniciando um processo de debate nacional**. Brasília: MMA, 2003. 51 p.

BRASIL. Ministério do Interior. **Estudos de reconhecimento Vale do Gurguéia**. Teresina: DNOCS, 1973.

BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAM. **Folha SB.23 – Teresina e parte da Folha SB.24 – Jaguaribe**: geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, 1973. (Levantamento de Recursos Naturais, 2).

BRITO NEVES, B. B. de. **O mapa geológico do Nordeste Oriental do Brasil, escala 1:1.000.000**. São Paulo, 1983. 177 p. Tese (Doutorado em Geologia Estrutural) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

BRITO NEVES, B. B. de; CORDANI, U. G. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. **Precambrian Research**, Amsterdam, v. 53, p. 23-40, fev. 1991.

BRUNETTI, S.; PELLEGRINI, M. Estudo dos recursos hídricos subterrâneos do vale do Gurguéia, no Estado do Piauí. **Carta Cepro**, Teresina, v.16, jan./jun. 1999.

CAMARGO, E. C. G. Geoestatística: fundamentos e aplicações. In: INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS. **Geoprocessamento para projetos ambientais**. 2. ed. São José dos Campos: INPE, v. 1, 1998. p. 5.1 - 5.36.

CAMPBELL, D. F. **Revised report on the reconnaissance geology of the Maranhão basin**. Rio de Janeiro: Petrobrás, 1949. p. 71-73..

CAMPOS, J. N. B.; VIEIRA, V. D. P. P. B. Gerenciamento de recursos hídricos: a problemática do Nordeste. **Revista Brasileira de Administração Pública**, Rio de Janeiro, v. 27, n. 2, p. 83-91, 1993.

CAPUTO, M. V.; LIMA, E. C. Estratigrafia, idade e correlação do Grupo Serra Grande - Bacia do Parnaíba. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., 1984, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: SBG, 1984. p. 740-753.

CAROZZI, A. V. et al. Análise ambiental e evolução tectônica sinsedimentar da seção siluro-eocarbonífera da bacia do Maranhão. **Série Ciências-Técnicas-Petróleo**, Rio de Janeiro, v. 7, p. 48, 1975.

CASTANY, G. **Prospección y explotación de las aguas subterráneas**. Barcelona: Omega, 1975. 738 p.

CASTRO, D. L.; CASTELO BRANCO, R. M. G. Caracterização da arquitetura interna das bacias rifte do Vale do Cariri (NE do Brasil), com base em modelagem gravimétrica 3D. **Revista Brasileira de Geofísica**, São Paulo, v.17, n.2 - 3, p. 130 - 144, nov. 1999.

CAVALCANTE, J. C.; VASCONCELOS, A. M.; PAIVA, I. G. **Atlas Digital de Geologia e Recursos Minerais do Ceará - Sistemas de Informações Geográficas –SIG, Escala 1: 500.000**. Fortaleza: CPRM, 2003. CD Rom.

CEARÁ. Secretaria de Recursos Hídricos. Hidroclimatologia. In: CEARÁ. Secretaria de Recursos Hídricos. **Plano Estadual de Recursos Hídricos: Estudo de Base I**. Fortaleza: SRH, 1992. p. 465-864.

CEARÁ. **Consolidação da Política e dos Programas de Recursos Hídricos do Estado do Ceará: Atualização do Plano Estadual de Recursos Hídricos**. Fortaleza: Secretaria de Recursos Hídricos, 2005. 1 CD-Rom.

CEARÁ. Assembleia Legislativa do Estado do Ceará. **Caderno regional das bacias Poti-Longá**. Fortaleza: INESP, 2009. v.10. 111 p. (Coleção Cadernos Regionais do Pacto das Águas, v.10).

CEARÁ. Secretaria de Recursos Hídricos do Estado do Ceará. **Atlas Eletrônico dos Recursos Hídricos do Ceará**. 2015. Disponível em: <<http://atlas.srh.ce.gov.br/>>. Acesso em: 08 ago. 2016.

CEARÁ. Portal Hidrológico do Ceará. **Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos/Companhia de Gestão dos Recursos Hídricos**, 2016. Disponível em: <<http://www.hidro.ce.gov.br/>>. Acesso em: 08 ago. 2016.

CEARÁ. Assembleia Legislativa do Estado do Ceará. **Cenário atual dos recursos hídricos do Ceará**. Fortaleza: Inesp, 2008. 175 p. (Coleção Pacto das Águas).

CORREIA FILHO, F. L.; MONTEIRO, A. B.; SOUSA, N. G. D. **Borda Sudeste da Bacia Sedimentar do Parnaíba**. Teresina: CPRM, 2009. 1 CD-ROM. Programa Água Subterrânea para a Região Nordeste.

CORREIA FILHO, F. L.; MONTEIRO, A. B.; BARRADAS, M. T. Estruturas armazenadoras de água subterrâneas na borda sudeste da Bacia Sedimentar do Parnaíba. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE AGUAS SUBTERRANEAS, 17.; ENCONTRO NACIONAL DE PERFURADORES DE POCOS, 18., 23-26 out. 2012, Bonito, MS. **Resumos Expandidos...** Bonito, MS: ABAS, 2012.

COSTA, A. C. M.; SANTOS, M. A. D. A gestão dos recursos hídricos no Brasil e a questão da água subterrânea. In: CONGRESSO MUNDIAL INTEGRADO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS, 1., 31 jul - 4 ago. 2000, Fortaleza. **Anais...** Fortaleza: ABAS, 2000.

COSTA, M. J. et al. **Projeto Jaibaras**: Relatório Final. Recife. CPRM. 1973. 5 v. v1.

COSTA, W. D. Disponibilidade de água subterrânea na região nordeste do Brasil. SEMINÁRIO DO CENTRO INTERAMERICANO DE RECURSOS DA ÁGUA, 11., 1996, Salvador, BA. **Anais...** Universidade Católica de Salvador. 1996. p. 226-237.

COSTA, W. D. Avaliação de reservas, potencialidade e disponibilidade de aquíferos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS, 10., 9-11 set. 1998, São Paulo, SP. **Anais...** São Paulo: ABAS, 1998. 1 CD-Rom.

COSTA, W. D.; FEITOSA, F. A. C.; COSTA FILHO, W. D. Exploração do aquífero Cabeças para irrigação no vale do rio Gurgueia - PI. **Revista Águas Subterrâneas**, São Paulo, v. 13, n. 1, p. 37 - 47, ago. 1990.

CPRM - SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. **Atlas digital dos recursos hídricos subterrâneos do Estado do Piauí**. Fortaleza: CPRM; PRODEEM, 2004. CD-ROM.

CPRM - SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. **Sistema de Informações de Águas Subterrâneas – Siagas**. Disponível em: <<http://siagasweb.cprm.gov.br/layout/>>. Acesso em: out. 2016.

CRUZ, W. B.; FRANÇA, H. P. M. **Inventário hidrogeológico básico do nordeste brasileiro**: Folha 14, Jaguaribe-SO. Recife: Sudene, 1970. p. 222.

CRUZ, W. B. D.; MELO, F. D. A. F. D. **Estudo geoquímico das águas subterrâneas do Nordeste do Brasil**. Recife: Sudene, 1973. 222 p.

CUNHA, A. R. A. **Conversão em profundidade de dados migrados em tempo da Bacia do Parnaíba**. 2012. 102 p. Monografia (Graduação em Geofísica) - Instituto de Geociências, Faculdade de Geofísica, Universidade Federal do Pará, Belém, 2012.

CUSTODIO, E.; LLAMAS, M. R. **Hidrología subterrânea**. 2. ed. Barcelona: Omega, 1983. Tomo 1, 1157 p.

DELLA FÁVERA, J. **Tempestitos da Bacia do Parnaíba**. Porto Alegre, 1990. 243 p. Tese (Doutorado em Geociências) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

DRISCOLL, F. G. **Groundwater and wells**: a comprehensive study of groundwater and technologies used to locate, extract, treat, and protect this resource. 2. ed. Minnesota: Johnson Filtration System, 1986. 1089 p.

EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. 2. ed. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2009.

EMBRAPA. **Arvore do Conhecimento - Solos Tropicais**. Agência Embrapa de Informação Tecnológica, 2013. Disponível em: <http://www.agencia.cnptia.embrapa.br/gestor/solos_tropicais/arvore/CONT000g05ip3qr02wx5ok0q43a0r3t5vjo4.html>. Acesso em: 21 fev. 2014.

FEITOSA, E. C.; DEMÉTRIO, J. G. A. Hidráulica de captação conjunta dos aquíferos Serra Grande e Cabeças na Bacia do Parnaíba. **Águas Subterrâneas**, São Paulo, v. 13, p. 49-61, ago. 1990.

FEITOSA, F. A. C (Org.) et al. **Hidrogeologia**: conceitos e aplicações. 3. ed. rev. e ampl. Rio de Janeiro: CPRM; LABHID, 2008. 812 p.

FERNANDES, M. A. **Análise, modelagem e interpretação de dados gravimétricos no lineamento Guapiara - região sudeste do estado de São Paulo**. 2010. 95 p. Dissertação (Mestrado em Geologia Regional) - Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.

FETTER, A. H. **U/Pb and Sm/Nd geochronological constraints on the crustal framework and geologic history of Ceará state, NW Borborema province, NE Brazil**: implications for the Assembly of Gondwana. Kansas: University of Kansas, 1999. 164 p. Tese (Doutorado em Geologia) - Department of Geology, University of Kansas, Kansas.

FETTER, A. H. et al. U-Pb and Sm-Nd geochronological constraints on the crustal evolution and basement architecture of Ceara State, NW Borborema Province, NE Brasil: implications for the existence of the Paleoproterozoic supercontinent "Atlantica". **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, p. 102-106, 2000.

FOSTER, S. S. D. et al. **Groundwater quality protection**: a guide for water utilities, municipal authorities and environment agencies. Washington: The World Bank, 2002.

FRISCHKORN, H.; SANTIAGO, M. M. F. **The paleoclimate of Northeast of Brazil according to isotope hydrology**: impacts of climatic variations and sustainable development in semi-arid regions (ICID). Fortaleza: [s.n.], 1992. p. 18.

FUNDAÇÃO CEARENSE DE METEOROLOGIA E RECURSOS HÍDRICOS. **Funceme**, 2002. Disponível em: <http://www.funceme.br/produtos/script/chuvas/Grafico_chuvas_postos_pluviometricos/entender/entender2.htm>. Acesso em: 25 maio 2016.

GASPAR, M. T. P. **Sistema Aquífero Urucuia**: caracterização regional e proposta de gestão. 2006. 158 p. Tese (Doutorado em Geologia) - Universidade de Brasília, Brasília.

GEYH, M. A. et al. **Contribuição para a história climática do nordeste do Brasil**: 20 anos de Cooperação Científica Tecnológica Brasil - República Federal da Alemanha. Julich: KFA. 1991. p. 159-165.

GÓES, A. M. A **Formação Poti (Carbonífero Inferior) da Bacia do Parnaíba**. 1995. 171 p. Tese (Doutorado em Geologia Sedimentar) - Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo, São Paulo.

GÓES, Á. M. O.; FEIJÓ, F. J. Bacia do Parnaíba. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, Rio de Janeiro, p. 57 – 67, jan/mar. 1994.

GOÉS, A. M.O; TRAVASSOS. W. A. S.; NUNES, K. C. **Projeto Parnaíba**: reavaliação da bacia e perspectivas exploratórias. Belém: [s.n.], 1993.

GUERRA, A. T. **Novo dicionário geológico-geomorfológico**. 2. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2001.

HAGER, F. P. V. et al. A problemática da gestão das águas subterrâneas no Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS, 12., 2002, Florianópolis. **Anais...** Florianópolis: ABAS. 2002.

HANTUSH, M. S.; JACOB, C. E. Non-steady Green's functions for an infinite strip of leaky aquifer. **Transactions, American Geophysical Union**, v. 36, n. 1, p. 101-112, 1955.

HIRATA, R.; FERNANDES, A. J. Vulnerabilidade à poluição de aquíferos. In: FEITOSA, F. A. C (Org.) et al. **Hidrogeologia**: conceitos e aplicações. 3. ed. rev. e ampl. Rio de Janeiro: CPRM; LABHID, 2008. p. 405-424.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Estimativas de população**. IBGE, 2015. Disponível em: <http://www.ibge.gov.br/home/estatistica/populacao/estimativa2015/estimativa_tcu.shtm>. Acesso em: 08 ago. 2016.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Mapa de Vegetação do Brasil**. 3. ed. Rio de Janeiro: IBGE, 2004. 1 mapa, color., Escala 1:500.000.

IRITANI, M. A. et al. Avaliação dos valores de transmissividade do aquífero sedimentar no município de Caçapava (SP), com base na capacidade específica. In: CONGRESSO MUNDIAL INTEGRADO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS, 1., 2000, Fortaleza. **Resumos...** Fortaleza: ABAS, 2000. p. 21.

KAZEMI, H.; SETH, M.; THOMAS, G. W. The interpretation of interference tests in naturally fractured reservoirs with uniform fracture distribution. **Journal of Petroleum Technology**, v. 246, p. 462-472, 1969.

KEGEL, W. **Contribuição para o estudo do devoniano da bacia do Parnaíba**. Rio de Janeiro: DNPM, 1953. 48 f. Boletim 141.

KEGEL, W. **Pesquisa sistemática de água subterrânea na bacia do Parnaíba (Piauí e Maranhão) e bacia do Apodi (Rio Grande do Norte)**. Recife: Sudene, 1961. p. 9.

KRUSEMAN, G. P.; RIDDER, N. A. de. **Analysis and evaluation of pumping test data**. 2. ed. Netherlands: ILRI: , 2000. (Publication, 47).

LEAL, O. **Inventário hidrogeológico básico do Nordeste**: Folha n. 9, Jaguaribe-NO. Recife: Sudene, 1970. 178 p. il. 1 mapa anexo (Hidrogeologia, 29).

LIMA, E. D. A. M.; LEITE, J. F. **Projeto Estudo Global dos Recursos Minerais da Bacia Sedimentar do Parnaíba**: integração geológico-metalogenética, relatório final, Etapa III. Texto. Recife: DNPM/CPRM, 1978. p. 190.

LIMA, J. P. R. **Investigação geoeétrica da porção sudeste da Bacia do Parnaíba**: implicações hidrogeológicas e tectônicas. 2000. 240 p. Tese (Doutorado em Ciências) – Departamento de Geofísica, Observatório Nacional - CNPq. Rio de Janeiro. 2000.

LISBOA, M. A. R. The permian geology of Northern Brazil. **American Journal of Science**, New Haven, p. 425 – 443, may 1914.

LOKE, M. H.; BARKER, R. D. Least-squares deconvolution of apparent resistivity pseudosections. **Geophysics**, p. 1682 - 1690, 1995.

MARINHO, J. M. L. **ProcSev V1.0, 2011a**. Programa em Visual Basic para processamento de dados de Sondagem Elétrica Vertical, arranjo Schumberger, para uso próprio.

MARINHO, J. M. L. **Resin V1.0, 2011b**. Programa em Visual Basic para modelagem e inversão de dados de Sondagem Elétrica Vertical, arranjo Schumberger, para uso próprio.

MESNER, J. C.; WOOLDRIDGE, L. C. Estratigrafia das bacias Paleozóica e Cretácea do Maranhão. **Boletim Técnico da Petrobras**, Rio de Janeiro, v 7, n. 2, p. 137 – 164, abr/jun. 1964.

MILSOM, J. **Field geophysics**. 3. ed. West Sussesx [England]: J.Wiley & Sons, 2003. 231 p. (The Geological Field Guide Series).

MIRANDA, J. L. F. **Projeto Estudo Global dos Recursos Minerais da Bacia Sedimentar do Parnaíba**: subprojeto de hidrogeologia. Relatório final. Folha 1 - São Luís NO. Recife: CPRM, 1979. 2v.; v.1.

MOENCH, A. F. Double-Porosity models for a fissured groundwater reservoir with fracture skin. **Water Resources Research**, v. 20, n. 7, p. 831-846, 1984.

NAJURIETA, H. L. A theory for pressure transient analysis in naturally fractured reservoirs. **Journal Petroleum Technology**, v. 269, 1241-1250, 1980.

OLIVEIRA, D. C. Reavaliação da evolução tectono-magmática do Graben de Jaibaras (Nordeste do Brasil). **Acta Geologica Hispanica**, 36 (1/2): 53-95. 2001.

OLIVEIRA, D. C.; MOHRIAK, W. U. Jaibaras Trough: an important element in the early tectonic evolution of the Parnaíba interior sag Basin, Northeastern, Brazil. **Marine and Petroleum Geology**, Guildford, v. 20, n. 3 – 4, p. 351 – 383, mar. 2003.

OLIVEIRA, M. J. P. M. D. **Recarga de Águas Subterrâneas: métodos de avaliação**. 2004. Tese (Doutorado em Geologia) - Faculdade de Ciência, Universidade de Lisboa, Lisboa.

OLIVEIRA, R. G. **Arcabouço geofísico, isostasia e causas do magmatismo cenozóico da província Borborema e de sua margem continental (Nordeste do Brasil)**. 2008. 415 p. Tese (Doutorado em Geodinâmica; Geofísica) - Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal.

PARENTE, C. V.; SILVA FILHO, W. F.; ALMEIDA, A. R. Bacias do estágio de transição do Domínio Setentrional da Província Borborema. In: MANTESSO-NETO, V. (Org.) et al. **Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marque de Almeida**. São Paulo: Beca, 2004. p. 525-536.

PAULA, T. L. F.; CAMPOS, J. E. G. Aquíferos com fluxos controlados simultaneamente por porosidade intergranular e planar: aplicação a rochas metassedimentares do Alto Paraguai, MT. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, Porto Alegre, v. 21, n. 1, p. 11-24, jan/mar. 2016.

PEDROSA JR., N. C. et al. Assinaturas geofísicas do arcabouço estrutural da Bacia de Jaibaras - NE do Brasil. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE GEOFÍSICA, 4., 2010, Brasília. **Anais...** Brasília: novembro 2010. CD-Rom.

PERALTA, E. A. et al. Avaliação da recarga do sistema aquífero dos gabros de Beja segundo critérios múltiplos - Disponibilidade hídricas e implicações agro-ambientais. In: SIMPÓSIO DE HIDRÁULICA E RECURSOS HÍDRICOS DOS PAÍSES DE LÍNGUA OFICIAL PORTUGUESA, 6., 2003. Cabo Verde. **Anais...** Cabo Verde: 2003. p. 501-516.

PEREIRA, M. R.; ALMEIDA, C. Interpretação de ensaios de caudal de aquíferos fracturados em Trás-os-Montes oriental (Portugal) por modelos de porosidade dupla e por métodos clássicos. **Hydrogeology of Hard Rocks**, Madrid, p. 15 - 29, 1997.

PESSOA, M. D. **Inventário Hidrogeológico Básico do Nordeste**. Folha n. 18, São Francisco - NE. Recife: Sudene 1979. 183 p. il. mapa anexo (Hidrogeologia, 59).

PFALTZGRAFF, P. A. S.; TORRES, F. S. M.; BRANDÃO, R. L. **Geodiversidade do estado do Piauí**. Recife: CPRM, 2010. 1 DVD.

PINHEIRO, A. G. **Interpretação sísmica 2D e modelagem geológica 2,5D da bacia do Parnaíba**. 2011. 83 p. Monografia (Graduação em Geofísica) - Universidade Federal do Pará, Belém.

PLUMMER, F. B.; PRINCE, L. I.; GOMES, F. S. **Estados do Maranhão e Piauí: Relatório 1946**. [S.I.]: Conselho Nacional do Petróleo. Rio de Janeiro, 1948. 87-134p.

QUADROS, L. P. Distribuição bioestratigráfica dos Chitinozoa e Acritarchae na Bacia do Parnaíba. **Série Ciência Técnica Petróleo**, Rio de Janeiro, 1982. 1-76.

RAZACK, M.; HUNTLEY, D. Assessing transmissivity from specific capacity in a large and heterogeneous alluvial aquifer. **Groundwater**, v. 29, n. 6, p. 856 - 861, nov. 1991.

REBOUÇAS, A. C. Desenvolvimento das águas subterrâneas no Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS, 10., 9-11 set. 1998, São Paulo, SP. **Anais...** São Paulo: ABAS, 1998. CD-Rom.

REBOUÇAS, A. C.; GASPARY, J. **As águas subterrâneas do Nordeste: estimativas preliminares**. Recife: Sudene, p. 26. 1966.

RIBEIRO, D. M.; ROCHA, W. F.; GARCIA, A. J. V. Vulnerabilidade natural à contaminação dos aquíferos da sub-bacia do rio Siriri, Sergipe. **Águas Subterrâneas**, São Paulo, v. 25, p. 91-102, 2011.

RODRIGUES, R. **Estudo sedimentológico e estratigráfico dos depósitos silurianos e devonianos da Bacia do Parnaíba**. Belém: Petrobras, 1967. p. 49.

SANTIAGO, M. M. F. et al. Idade e movimento das águas subterrâneas na região de Picos - Piauí (Bacia do Parnaíba) e sua evolução hidroquímica. In: BANCO DO NORDESTE DO BRASIL. **Estudo Hidrológico do Nordeste**. Fortaleza: BNB, 1981. p. 73-100. (Série monografia).

SANTOS, F. L. D. A.; SOUZA, M. J. N. Caracterização Geoambiental do planalto cüstiforme da Ibiapaba - Ceará. **Geonorte**, Manaus, v. 2, n. Especial, p. 301 - 309, jun. 2012.

SANTOS, R. M. **Recarga de águas subterrâneas em ambiente de cerrado: Estudo com base em modelagem numérica e simulação hidrológica em uma bacia experimental**. 2012. 197 p. Tese (Doutorado) - Departamento de Engenharia Civil e Ambiental, Universidade de Brasília, Brasília.

SANTOS, T. J. S. et al. Neoproterozoic tectonic and magmatic episodes in the NW sector of Borborema Province, NE Brazil, during assembly of Western Gondwana. **Journal of South American Earth Sciences**, n. 25, p. 271-284, 2008.

SETTI, A. A. et al. **Introdução ao gerenciamento de recursos hídricos**. 2 ed. Brasília: Agência Nacional de Energia Elétrica, 2000.

SILVA, F. A. C. **Projeto Estudo Global dos Recursos Minerais da Bacia Sedimentar do Parnaíba**: relatório final. Folha 22 – Rio São Francisco – SO. Recife: CPRM, 1979. 2 v. v1.

SILVA, F. A. C. et al. **Projeto Estudo Global dos Recursos Minerais da Bacia Sedimentar do Parnaíba**: subprojeto hidrogeologia: relatório final - Folha 22 - Rio São Francisco - SO. Recife: CPRM, 1979.

SMALL, H. L. **Geologia e suprimento de água subterrânea no Piauí e parte do Ceará**. Recife: Inspetoria de Obras Contra Secas, 1913. 80 p.

SOARES FILHO, A. R. **Projeto Estudo Global dos Recursos Minerais da Bacia Sedimentar do Parnaíba**: subprojeto hidrogeologia: relatório final - Folha 07 - Teresina - NO. CPRM. Recife: CPRM, 1979. p. 163.

SOARES, P. C.; LANDIM, P. M. B.; FULFARO, V. J. Tectonic cycles and sedimentary sequences in the Brazilian intracratonic basins. **Geological Society of America Bulletin**, v. 89, p. 181 – 191, feb. 1978.

SOUZA FILHO, O. A.; AGUIAR, R. B.; COLARES, J. Q. S. Emprego de técnicas de realce em imagens Landsat/ETM+ para o detalhamento geológico da borda Leste da Bacia do Parnaíba. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 14., 2013, Foz do Iguaçu. **Anais...** Foz do Iguaçu: INPE, 2013. p. 3664-3671.

SOUSA, R. R. de. **Estudo comparativo entre métodos de avaliação da vulnerabilidade natural de aquífero, aplicado na porção oriental da bacia sedimentar do Parnaíba no município de Tianguá, Ceará**. 2016. 137 p. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Centro de Ciências, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza.

STEEMANS, P.; DE MELO, J. H. G.; GRAHN, Y. Integrated chitinozoan and miospore zonation of the Serra Grande Group (Silurian-Lower Devonian), Parnaíba Basin, northeast Brazil. **Revista Espanhola de Micropaleontologia**, Madrid, v. 37, n. 2, p. 183-204, 2005.

STRELTSOVA, T. D. Hydrodynamics of groundwater flow in a fractured formation. **Water Resources Research**, v. 12, n. 3, p. 405 - 414, 1976.

THEIS, C.V. The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of well using groundwater storage. **Eos, Transactions, American Geophysical Union**, v. 16, p. 519-524, 1935.

THEIS, C. V.; RUSSEL, H. B.; MEYER, R. R. Estimating the transmissibility of aquifers from the specific capacity of wells. In: BENTALL, R. (Comp.). **Methods of determining permeability, transmissibility and drawdown**. Washington: United States Department of the Interior, 1963. p. 331-341. U. S. Geological Survey, Water Supply Paper, 1536-I.

THORNTHWAITE, C. W.; MATHER, J. R. The Water Balance. **Climatology**, New Jersey, v. 8, p. 104, 1955.

VAN SCHMUS, W. R. et al. Proterozoic links between the Borborema Province, NE Brazil, and the Central African Fold Belt. In: PANKHURST, R. J. et al (Ed.). **West Gondwana: pre-cenozoic correlations across the South Atlantic region**. London: The Geological Society of London, 2008. p. 69-99. (Geological Society Special Publication, 294).

VASCONCELOS, A. M.; GOMES, F. E. M. (Org.). **Iguatu - folha SB.24-Y-B**: estado do Ceará. Brasília: CPRM, 1998. 1 CD ROM. . 2 mapas. Escala 1:250.000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB.

VASCONCELOS, A. M. et al. Histórico das perfurações de poços tubulares no estado do Piauí. **Revista de Geologia**, Fortaleza, v. 27, n. 2, p. 111 - 126, 2014.

VASCONCELOS, S. M. S. **Recarga do aquífero Dunas/Paleodunas**. 1999. 100 p. Tese (Doutorado em Hidrogeologia) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

VAZ, P. T. et al. Bacia do Parnaíba. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, p. 253 – 263, maio/nov. 2007.

VERHAGEN, B. T. et al. **Isotope hydrological methods for the quantitative evaluation of groundwater resources in arid areas - Development of a methodology**. Bonn: Federal Ministry for Economic Cooperation, 1991. p. 60-71.

VIDAL, C. L. R. **Disponibilidade e gerenciamento sustentável do aquífero Serra Grande no município de Picos - Piauí**. 2003. 171 p. Tese (Doutorado em Recursos Minerais e Hidrogeologia) - Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo, São Paulo.

VILELA, S. M.; MATTOS, A. **Hidrologia Aplicada**. São Paulo: Editora McGraw Hill, 1975. 245 p.

WARREN, J. E.; ROOT, P. J. The behavior of naturally fractured reservoirs. **Society of Petroleum Engineers Journal**. v. 3, p. 245-255, set. 1963.

XIANG, J. Evaluation of hydraulic conductivity of Carson County well field. **Groundwater**, Amarillo, v.35, n. 6, p. 1042-1049, 1996.

ZOHDY, A. A. R. A new method for the automatic interpretation of Schlumberger and Wenner sounding curves. **Geophysics**, p. 245 - 253, 1989.