



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

A INFLUÊNCIA DA ESTRUTURAÇÃO GEOLÓGICA SOBRE O FLUXO
DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS
NO VALE DO CARIRI – BACIA SEDIMENTAR DO ARARIPE -
CEARÁ – BRASIL

CLYVIHK RENNA CAMACHO

Fortaleza, Ceará
2016

**A INFLUÊNCIA DA ESTRUTURAÇÃO GEOLÓGICA SOBRE O FLUXO
DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS
NO VALE DO CARIRI – BACIA SEDIMENTAR DO ARARIPE -
CEARÁ – BRASIL**

CLYVÍHK RENNA CAMACHO

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-graduação em Geologia do Departamento de Geologia do Centro de Ciências da Universidade Federal do Ceará, como requisito parcial para a obtenção do Título de Mestre em Geologia. Área de Concentração: Hidrogeologia e Gestão Hidroambiental.

Orientador: Prof. Dr. Itabaraci Nazareno Cavalcante. UFC/DEGEO.

Co-Orientador: Dr. Mickaelon Belchior Vasconcelos. CPRM/REFO.

Fortaleza, Ceará

2016

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

Gerada automaticamente pelo módulo Catalog, mediante os dados fornecidos pelo autor.

C17i Camacho, Clyvikh Renna.

A INFLUÊNCIA DA ESTRUTURAÇÃO GEOLÓGICA SOBRE O FLUXO DAS ÁGUAS
SUBTERRÂNEAS NO VALE DO CARIRI – BACIA SEDIMENTAR DO ARARIPE - CEARÁ –
BRASIL / Clyvikh Renna Camacho. – 2016.

133 f. : il. color.

Dissertação (mestrado) – Universidade Federal do Ceará, Departamento de Geologia,
Programa de Pós-graduação em Geologia, Fortaleza, 2016.

Orientação: Prof. Dr. Itabaraci Nazareno Cavalcante.

Coorientação: Dr. Mickaelon Belchior Vasconcelos.

1. Modelo Hidrogeológico. 2. Sensoriamento Remoto. 3. Geofísica Aplicada. 4. Bacia Sedimentar do
Araripe. I. Título.

CDD 551

A INFLUÊNCIA DA ESTRUTURAÇÃO GEOLÓGICA SOBRE O FLUXO
DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS
NO VALE DO CARIRI – BACIA SEDIMENTAR DO ARARIPE -
CEARÁ – BRASIL

CLYVIVHK RENNA CAMACHO

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-graduação em Geologia do Departamento de Geologia do Centro de Ciências da Universidade Federal do Ceará, como requisito parcial para a obtenção do Título de Mestre em Geologia. Área de Concentração: Hidrogeologia e Gestão Hidroambiental.

Orientador: Prof. Dr. Itabaraci Nazareno Cavalcante. UFC/DEGEO.

Co-Orientador: Dr. Mickaelon Belchior Vasconcelos. CPRM/REFO.

Aprovado em: 07 / 12 / 2016

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Itabaraci Nazareno Cavalcante
Universidade Federal do Ceará

Prof. Dr. Prof. Dr. Michael Vandesteem Silva Souto
Universidade Federal do Ceará

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

“Imagination is more important than knowledge. For knowledge is limited to all we now know and understand, while imagination embraces the entire world, and all there ever will be to know and understand.”

Albert Einstein.

AGRADECIMENTOS

Ao professor Itabaraci Nazareno Cavalcante, pela orientação e presteza.

Ao meu co-orientador Mickaelom B. Vasconcelos, pela ajuda e paciência.

À CPRM pelo apoio nos trabalhos e pelos dados disponibilizados.

À CNPq pelo fomento a pesquisa na forma de bolsa de mestrado.

Ao meu chefe Jaime Quintas S. Colares, pelo apoio e incentivo.

Aos meus colegas de trabalho, Mariane M. Dornas, Juliana S. Gonsalves, Rafael Rolin, Claudio Cajazeiras, Liano S. Verrísimo, João Naletto e todos que de alguma forma ajudaram na construção desse projeto. E a Frederico R. F. R. de O Souza pela grande contribuição em geofísica.

Aos meus amigos Filipe de B. Fratte Modesto e Rodrigo Leite pelo apoio.

À minha mãe Xênia e meu irmão Richard, que mesmo de longe me apoiaram.

E em especial à minha esposa Priscila que sempre está ao meu lado.

RESUMO

O entendimento sobre o comportamento das águas subterrâneas no semiárido nordestino é alvo de estudos há mais de cem anos. Nesta região do Brasil a Bacia Sedimentar do Araripe se destaca pela abundância de águas subterrâneas, sendo que a complexidade evolutiva dessa bacia criou uma série de características que condicionam o fluxo das águas subterrâneas e dificulta sua compreensão. Este trabalho utiliza técnicas de sensoriamento remoto e geofísica aplicada para traçar uma compartimentação estrutural da Bacia Sedimentar do Araripe e, a partir deste modelo estrutural, foram aplicados métodos estatísticos de interpolação e análise espacial sobre dados de poços tubulares, presentes na bacia e inseridos no modelo estrutural construído. Os resultados determinam a direção do fluxo das águas subterrâneas e sua relação com estruturas geológicas no Vale do Cariri, porção leste da bacia, Estado do Ceará. Os métodos de sensoriamento remoto utilizam diferentes fontes de dados e diferentes técnicas de processamento visando à delimitação da área de estudo e dos lineamentos morfoestruturais presentes na região. Os dados foram obtidos de duas fontes: imagens de satélites (Landsat 8 e RapidEye) e imagens de Radar (SRTM - *Shuttle Radar Topography Mission*). Nos dados foram aplicadas técnicas de composição de bandas, razão entre bandas, convolução direcional e relevo sombreado (*hillshade*). Os métodos geofísicos utilizados foram a magnetometria e a gamaespectrometria. Na magnetometria, a partir da imagem geofísica do Campo Magnético Anômalo reduzido ao polo (CMA-RTP), foram extraídas suas derivadas de 1ª ordem nas direções x, y, e z, Gradiente Horizontal Total (GHT), Amplitude do Sinal Analítico (ASA) e Inclinação do Sinal Analítico (ISA). A deconvolução de Euler foi aplicada ao grid ASA, o que permitiu uma aproximação da posição horizontal e estimativa da profundidade do topo das principais fontes magnéticas. Na gamaespectrometria foram criados mapas da concentração de potássio (K), tório (Th) e urânio (U), os dados dos canais foram interpolados a partir dos mapas de concentração desses radioelementos e então foram geradas composições ternárias em RGB e CMY. A resposta deu origem a mapas temáticos determinando os limites dos diversos domínios gamaespectrométricos da área de estudos, assim como os limites da bacia. O estudo hidrogeológico se baseia em dados de poços monitorados pela Rede Integrada de Monitoramento das Águas Subterrâneas (RIMAS)/CPRM, do banco de dados do Sistema de Informações de Águas Subterrâneas (SIAGAS)/CPRM e poços monitorados pela Companhia de Gestão de Recursos Hídricos (COGERH). Os métodos estatísticos de interpolação utilizados foram o *Spline* de Tensão e o IDW (*Inverse Distance Weighted*), os métodos de análise espacial foram o *Darcy Flow* e o *Darcy Velocity* (ArcGIS® 10.1). A partir dos

resultados deste trabalho conclui-se: uma área definida para a Bacia Sedimentar do Araripe, uma nova compartimentação estrutural, mais complexa do que a descrita anteriormente, a correlação do fluxo das águas subterrâneas com as estruturas geológicas delimitadas pelos métodos de sensoriamento remoto e geofísica, confirmando a compartimentação estrutural proposta para a bacia.

Palavras-chave: modelo hidrogeológico, sensoriamento remoto, geofísica aplicada, Bacia Sedimentar do Araripe.

ABSTRACT

The understanding about the behavior of groundwater in semi-arid Northeast is targeted by the studies more than hundred years. In this region of Brazil the Araripe Sedimentary Basin stands out for the abundance of groundwater and the evolutionary complexity of this basin has created a series of characteristics that condition the flow of groundwater and make it difficult to understand. This work uses techniques of remote sensing and geophysics techniques to plot a structural subdivision Araripe Sedimentary Basin and from this structural model, perform statistical interpolation methods and spatial analysis wells data, present in the pelvis and inserted into structural model built to determine the direction of groundwater flow in Cariri Valley, east of the basin. Remote Sensing methods using different data sources and different processing techniques, the demarcation of the area of study and the morphstructural guidelines present in the region. The data were obtained from two sources: satellite images (Landsat 8 and RapidEye), radar images (SRTM-Shuttle Radar Topography Mission). The data were applied techniques of bands, right between bands, directional convolution and shaded relief (hillshade). The geophysical methods used were the magnetometry and the gamma spectrometry. In magnetometry, from the Anomalous Magnetic Field Geophysics Image Reduced to Pole (CMA-RTP) were extracted their derived first order on x, y, and z directions, Horizontal Gradient Total (GHT), Analytical Signal Amplitude (ASA) and Tilting the Analytical Signal (ISA). The Euler deconvolution has been applied to grid wing, which enabled an approximation of horizontal position and estimate of the depth from the top of the main magnetic sources. In gamma spectrometry, were created maps of the concentration of potassium (K), thorium (Th) and uranium (U), the data of the channels were interpolated from the concentration maps of these radioelements, so were generated ternary compositions in RGB and CMY. The answer in thematic maps determining the limits of various fields gamma spectrometry their field of study, as well as the limits of the basin. The hydrogeological investigation relies on data of wells monitored by the Integrated Network of Groundwater Monitoring, RIMAS/CPRM and the database Information System of Groundwater and Wells SIAGAS/CPRM monitored by water Resources Management Company, COGERH/CE. Statistical methods used were the Spline interpolation and the IDW (Inverse Distance Weighted), the methods of spatial analysis were the Darcy Flow and Darcy Velocity (ArcGIS® 10.1). The results present a defined area to the basin, showed a new structural subdivision of the basin, more complex than described above and a correlation of the

groundwater flow with the geological structures bounded by remote sensing and geophysical methods, confirming the structural subdivision of the basin.

Key words: hydrogeology model, remote sensing, applied geophysics, Araripe Sedimentary Basin.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 – Localização da área de estudo e dos poços tubulares nos aquíferos Médio e Inferior, Bacia Sedimentar do Araripe, Ceará.	23
Figura 2 - Localização da Bacia Sedimentar do Araripe.....	25
Figura 5 – Perfil do poço 2-AP-1-CE interpretado por Assine (2007), modificado.	27
Figura 6 - Mapa litológico do Vale do Cariri sobre o relevo sombreado, adaptado de DNPM (1996).	28
Figura 7 - Fluxo subterrâneo na Bacia Sedimentar do Araripe, intercomunicação entre aquíferos.	29
Figura 3 - Modelo de evolução da bacia (modificado de Matos, 1992).....	30
Figura 4 - Estruturação interna da Bacia Sedimentar do Araripe proposta por Ponte & Ponte Filho (1996), modificado.....	31
Figura 8 - Mosaico de imagens RapidEye.....	37
Figura 9- Imagens Landsat 8. Composição em RGB, 567, fundida ao modelo digital do terreno do SRTM. Em A os limites da Bacia Sedimentar do Araripe. Em B a borda da Chapada do Araripe (1), o Vale do Cariri (2) e o embasamento (3).	40
Figura 10 - Imagens Landsat 8. Composição em RGB, 765, fundida ao modelo digital do terreno do SRTM. Em A, os limites da Bacia Sedimentar do Araripe. Em B, a borda da Chapada do Araripe (1), o Vale do Cariri (2) e o embasamento (3).	41
Figura 11 - Razão entre bandas, 6/4, 5/3 e 7/2, em RGB, respectivamente, fundida ao MDT do SRTM. Em A, os limites da Bacia Sedimentar do Araripe. Em B, o Vale do Cariri (1) e o embasamento (2).....	42
Figura 12 - Comparativo da resolução espacial das imagens de Landsat 8 e RapidEye, mostra a alta resolução espacial do RapidEye em relação ao Landsat 8. Em A, uma imagem de toda a Bacia Sedimentar do Araripe. Em B, uma aproximação do resultado da composição de bandas 567 do Landsat 8. Em C a mesma área com a aproximação de uma imagem em RGB do RapidEye.	43
Figura 13 – Convolução direcional da banda 6, Landsat 8, inclinação 45° e azimute 45°. Em A os limites da Bacia Sedimentar do Araripe. Em B interpretação dos lineamentos superficiais da área.....	44
Figura 14 - Convolução direcional SRTM, inclinação 45° e azimute 45°. Em A, limites da Bacia Sedimentar do Araripe. Em B, detalhe da área de estudo. Em C interpretação dos lineamentos superficiais pelo conjunto de dados.	45

Figura 15 - Relevo sombreado (<i>hillshade</i>) SRTM inclinação horizontal de 45° e azimute 45°. Em A limites da Bacia Sedimentar do Araripe. Em B detalhe da área de estudo. Em C interpretação dos lineamentos superficiais pelo conjunto de dados.	47
Figura 16 - Lineamentos interpretados na Bacia Sedimentar do Araripe sobre o mapa de relevo sombreado com inclinação de 45° e azimute de 45°, acompanhando, diagrama de roseta indicando direções preferenciais dos lineamentos.	49
Figura 17 - Fluxo de processamento dos dados geofísicos.	55
Figura 18 - (A) Mapa CMA, reduzido ao polo, evidenciando uma clara variação da resposta magnética ao longo da Bacia do Araripe, com destaque para as anomalias semicirculares de 1 a 4. (B, C e D) Lineamentos magnéticos em evidência nas derivadas de primeira ordem em X, Y e Z.	56
Figura 19 - (A) A divisão dos domínios magnéticos em função da variação do padrão de resposta magnética observada, principalmente, no CMA e derivadas de 1ª ordem. (B e C) GHT e ASA, evidenciando feições como lineamentos e contatos litológicos. (D) ISA, que tem como resultado uma equalização na amplitude dos lineamentos magnéticos em geral, proporcionando observar a relação de corte entre os diversos alinhamentos presentes no mapa.	58
Figura 20 - Lineamentos magnéticos interpretados na Bacia Sedimentar do Araripe sobre mapa ISA, acompanhando, diagrama de roseta indicando direções preferenciais dos lineamentos.	62
Figura 21 - (A) Resultado da deconvolução de Euler 3D, com índice estrutural 0.5, evidenciando o topo das principais estruturas magnéticas com geometria linear. (B) Interpretação do arcabouço estrutural da Bacia Sedimentar do Araripe baseada na identificação dos principais lineamentos magnéticos.	63
Figura 22 - Mapas produzidos a partir dos dados radiométricos, A – potássio (%), B –tório (ppm) e C – urânio (ppm).	66
Figura 23 - Mapa RGB, K(%), Th(ppm) e U(ppm).	67
Figura 24 - Composição ternária CMY, K(%), Th(ppm) e U(ppm).	68
Figura 25 - Mapa evidenciando os domínios gamaespectrométricos (traçado amarelo). Mapa RGB (A) e mapa CMY (B).	70
Figura 26 - Localização dos poços RIMAS, COGERH e SIAGAS e Aquífero Médio e Inferior dentro da área de estudo no Vale do Cariri.	72
Figura 27 - Perfil de poço, banco de dados RIMAS.	76
Figura 28 - pontos extraídos das drenagens pelo SRTM.	81

Figura 29 - Esquema da análise do Darcy Flow.....	84
Figura 30 - Interpolação por IDW, Aquífero Médio com direção de fluxo das águas subterrâneas para o período chuvoso, sobreposição com relevo sombreado, vale do Cariri, Bacia Sedimentar do Araripe.....	88
Figura 31 - Interpolação por IDW, Aquífero Inferior, com direção de fluxo das águas subterrâneas para o período chuvoso, sobreposição com relevo sombreado, vale do Cariri, Bacia Sedimentar do Araripe.....	89
Figura 32 - Sobreposição IDW e primeira derivada em X, mostrando a relação do fluxo subterrâneo com as estruturas internas no Vale do Cariri, Bacia Sedimentar do Araripe.....	90
Figura 33 - Sobreposição do resultado do IDW com lineamentos interpretados pelo sensoriamento remoto, ao fundo relevo sombreado, Vale do Cariri.	91
Figura 34 - Interpolação por <i>Spline</i> de Tensão, Aquífero Médio com direção de fluxo das águas subterrâneas para o período seco, sobreposição com relevo sombreado, Vale do Cariri, Bacia Sedimentar do Araripe.....	93
Figura 35 - Interpolação por <i>Spline</i> de Tensão, Aquífero Inferior, com direção de fluxo das águas subterrâneas no período chuvoso, sobreposição com relevo sombreado.	94
Figura 36 - Sobreposição do <i>Spline</i> de Tensão e primeira derivada em X, mostrando a relação do fluxo subterrâneo com as estruturas internas da área de estudo, Vale do Cariri, Bacia Sedimentar do Araripe.....	95
Figura 37 - Sobreposição do resultado do <i>Spline</i> de Tensão, período seco, com lineamentos interpretados pelo sensoriamento remoto, ao fundo relevo sombreado, Vale do Cariri, Bacia Sedimentar do Araripe.....	96
Figura 38 - Interpolação por <i>Spline</i> de Tensão, Aquífero Médio com direção de fluxo das águas subterrâneas para o período chuvoso, sobreposição com relevo sombreado, Vale do Cariri, Bacia Sedimentar do Araripe.	99
Figura 39 - Interpolação por <i>Spline</i> de Tensão, Aquífero Inferior com direção de fluxo das águas subterrâneas para o período chuvoso, sobreposição com relevo sombreado, Vale do Cariri, Bacia Sedimentar do Araripe.	100
Figura 40 - Sobreposição do <i>Spline</i> de Tensão do período chuvoso e primeira derivada em X, mostrando a relação do fluxo subterrâneo com as estruturas geológicas no Vale do Cariri, Bacia Sedimentar do Araripe.....	101
Figura 41 - Sobreposição do resultado do <i>Spline</i> de Tensão, período chuvoso, com lineamentos interpretados pelo sensoriamento remoto, ao fundo relevo sombreado, Vale do Cariri, Bacia Sedimentar do Araripe.	102

Figura 42 - Sobreposição do <i>Spline</i> de Tensão do período chuvoso, primeira derivada em X e resultado da Deconvolução de Euler, mostrando das estruturas geológicas como fluxo das águas subterrâneas, no Vale do Cariri, na região de Brejo Santo, Bacia Sedimentar do Araripe, Ceará.....	103
Figura 43 - Sobreposição do <i>Spline</i> de Tensão do período chuvoso, primeira derivada em X e resultado da Deconvolução de Euler, mostrando das estruturas geológicas como fluxo das águas subterrâneas, Vale do Cariri, na região de Juazeiro do Norte, Bacia Sedimentar do Araripe, Ceará.....	104
Figura 44 - Resultado do <i>Darcy Flow</i> para os Aquíferos Médio e Inferiro, no Vale do Cariri, Bacia Sedimentar do Araripe, Ceará. Os valores apresentam um resultado muito próximo de zero, indicando <i>raster</i> de entrada consistente.....	107
Figura 45 - Magnitude do fluxo segundo o <i>Darcy Flow</i> , Aquífero Médio. Ressaltando em vermelho as encostas, as drenagens e áreas com poços em produção no Vale do Cariri, Bacia Sedimentar do Araripe, Ceará.	108
Figura 46 - Magnitude de fluxo <i>Darcy Flow</i> , Aquífero Inferior. Ressaltando em vermelho as encostas, as drenagens e áreas de poços em produção no Vale do Cariri, Bacia Sedimentar do Araripe, Ceará.....	109
Figura 47 - Direção de fluxo das águas subterrâneas para o período chuvoso modelo <i>Darcy Flow</i> , Aquífero Médio, Vale do Cariri, Bacia Sedimentar do Araripe, Ceará.	110
Figura 48 - Direção de fluxo das águas subterrâneas para o período chuvoso modelo <i>Darcy Flow</i> , Aquífero Inferior, Vale do Cariri, Bacia Sedimentar do Araripe, Ceará.....	111
Figura 49 - Resultado da primeira derivada em X sobre o mapa de direção de fluxo criado pelo <i>Darcy Flow</i> , Aquíferos Médio e Inferior, Vale do Cariri, Bacia Sedimentar do Araripe, Ceará.....	112
Figura 50 - Direção de fluxo subterrâneo segundo o <i>Darcy Flow</i> com lineamentos superficiais, interpretados pelo sensoriamento remoto, Vale do Cariri, Bacia Sedimentar do Araripe, Ceará.....	113
Figura 51 - Localização das seções geológicas.	115
Figura 52 - Seção geológica 1, mostrando a superfície potenciométrica criada pelo <i>Spline</i> de Tensão para o período chuvoso, juntamente com o perfil dos poços da rede RIMAS e descrição litológica. Vale do Cariri, Bacia Sedimentar do Araripe, Ceará.	116
Figura 53 - Seção geológica 2, mostrando a superfície potenciométrica criada pelo <i>Spline</i> de Tensão para o período chuvoso, juntamente com o perfil dos poços da rede RIMAS e descrição litológica. Vale do Cariri, Bacia Sedimentar do Araripe, Ceará.	117

Figura 54 - Seção geológica 3, mostrando a superfície potenciométrica criada pelo <i>Spline</i> de Tensão para o período chuvoso, juntamente com o perfil dos poços da rede RIMAS e descrição litológica. Vale do Cariri, Bacia Sedimentar do Araripe, Ceará.	118
Figura 55 - Spline de Tensão e potenciometria do período chuvoso sobre primeira derivada em Z e contorno da derivada, Vale do Cariri, Bacia Sedimentar do Araripe, Ceará.....	122
Figura 56 - Spline de Tensão para o período chuvoso sobre a primeira derivada em Z, <i>horsts</i> e <i>grábens</i> limitando os blocos no interior da bacia, Vale do Cariri, Bacia Sedimentar do Araripe, Ceará.....	123

LISTA DE TABELAS

Tabela 1- Tamanho da Bacia Sedimentar do Araripe, por diferentes autores, dimensão em área.....	24
Tabela 2 - Bandas espectrais e resolução do Landsat 8 (adaptado).....	34
Tabela 3 - Comprimento de onda e resolução RapidEye.	36
Tabela 4 - Índices estruturais - magnetometria.	55
Tabela 5 - Amplitude de variação do Nível Estático (NE) dos poços da rede RIMAS, no Vale do Cariri.....	82
Tabela 6 - Média e mediana dos poços da rede RIMAS na área de estudo.....	83

LISTA DE SIGLAS

ASA - Amplitude do Sinal Analítico

CAGECE - Companhia de Água e Esgoto do Ceará

CMA - Campo Magnético Anômalo

COGERH – Companhia de Gestão de Recursos Hídricos

CPRM – Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais

DNPM – Departamento Nacional de Produção Mineral

EMBRAPA – Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária

GHT - Gradiente Horizontal Total

IDW - *Inverse Distance Weighted*

ISA - Inclinação do Sinal Analítico

NE – Nível Estático

RIMAS – Rede Integrada de Monitoramento de Águas Subterrâneas

RTP - Redução ao Polo

SIAGAS – Sistema de Informação de Águas Subterrâneas

SRTM - *Shuttle Radar Topography Mission*

UM – *United Nations*

USGS - *United States Geological Survey*

ZCFB - Zona de Cisalhamento Farias Brito

ZCP - Zona de Cisalhamento Patos

SUMÁRIO

1 - INTRODUÇÃO	19
1.1 - Justificativa	21
1.2 - Objetivos	22
1.2.1 - Objetivos específicos	22
1.3 - Área de estudo	22
2 - BACIA SEDIMENTAR DO ARARIPE.....	24
2.1 – Localização	25
2.2 – Contexto Geológico.....	25
2.3 – Contexto Estratigráfico e divisão hidrogeológica aplicada	26
2.4 – Contexto Geotectônico	30
3 - SENSORIAMENTO REMOTO	33
3.1 - Introdução	33
3.2 - Materiais e Métodos.....	34
3.2.1 - Landsat 8.....	34
3.2.2 - RapidEye.....	36
3.2.3 - SRTM.....	37
3.2.4 - Convolução imagens Landsat 8 e SRTM.....	38
3.3 - Resultados e Discussão	39
3.4 – Considerações Parciais	48
4 – GEOFÍSICA	50
4.1 – Magnetometria	50
4.1.1 - Introdução	50
4.1.2 - Métodos	51
4.1.3 - Resultados e discussão	55
4.1.4 – Considerações Parciais	60
4.2 – Gamaespectrometria.....	64
4.2.1 - Introdução	64
4.2.2 - Métodos	65
4.2.3 - Resultados e discussão	65
4.2.4 – Considerações Parciais	69
5 – HIDROGEOLOGIA.....	71
5.1 - Introdução	71

5.2 - Materiais e métodos	75
5.2.1 - Dados de Poços	75
5.2.2 – <i>Inverse Distance Weighted</i> - IDW.....	77
5.2.3 - <i>Spline</i> de Tensão	78
5.2.4 – Dados processados e condições de contorno, <i>Spline</i> de Tensão e IDW.....	79
5.2.5 – <i>Darcy Flow</i> e <i>Darcy Velocity</i>	83
5.2.6 – Dados processados e condições de contorno, <i>Darcy Flow</i> e <i>Darcy Velocity</i>	85
5.3 - Resultados e discussão.....	86
5.3.1 – <i>Inverse Distance Weighted</i> - IDW.....	86
5.3.2 - <i>Spline</i> de Tensão	92
5.3.3 - <i>Darcy Flow</i> e <i>Dary Velocity</i>	105
5.3.4 – Perfil de poços.....	114
6 – CONCLUSÕES.....	119
7 – RECOMENDAÇÕES	124
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	125

1 - INTRODUÇÃO

O desenvolvimento do uso das águas subterrâneas vem trazendo grandes benefícios socioeconômicos a diversas comunidades ao redor do mundo. O relatório *Exploring the concept of water tenure, United Nations* (2016) ressalta que o uso dessa reserva estratégica vem suprindo a crescente demanda por recursos hídricos, em meios urbanos e rurais, e tem sido a pedra angular para a agricultura em diversas regiões, incrementando a produção de alimentos de importância global. Salienta também que a governança dos recursos hídricos subterrâneos depende diretamente do conhecimento profundo e amplamente compartilhado dos sistemas de águas subterrâneas em conjunto e com consciência.

Para um gerenciamento eficiente das águas subterrâneas é necessário o reconhecimento dessas águas, o que passa necessariamente pela caracterização do aquífero que as contém. Tal caracterização depende diretamente de parâmetros hidrogeológicos, que por sua vez estão relacionadas às litologias, à gênese e à estruturação que compõem o aquífero.

Os modelos numéricos computacionais são os métodos mais abordados para um estudo regional de aquíferos, pois podem prever o sentido do fluxo das águas subterrâneas a partir de dados hidrogeológicos. Para que um modelo seja eficiente, as condições de contorno do modelo são fundamentais, podendo levar a sérios erros na solução de problemas que interferem no entendimento do fluxo subterrâneo. Entre as condições de contorno, o contorno físico se destaca devido à presença de características que influenciam o escoamento. São exemplos de condições de contorno físico as rochas impermeáveis, as estruturas geológicas e os corpos de água superficiais (CABRAL & DEMETRIO, 2008).

Estruturas geológicas recorrentes em rochas sedimentares, tais como fraturas, juntas, zonas de cisalhamento, bandas de compactação e bandas de cisalhamento, são consideradas condições de contorno físico. Cada uma delas ocorre em um diferente ambiente geológico e geomecânico, com diversos tipos de geometria, espaçamento, distribuição e propriedades hidráulicas, o que interfere diretamente no fluxo de fluidos no interior das rochas (ZHOU *et al.* 2012). O contato entre diferentes litologias também é fator que afeta o fluxo de fluidos durante o processo de percolação, uma vez que cada litologia apresenta características hidrogeológicas distintas. Portanto, o estudo de estruturas e contatos litológicos presentes nas rochas sedimentares é essencial para o entendimento do fluxo de fluidos subterrâneos em aquíferos, reservatórios ou bacias sedimentares (AYDIN, 2000). Estudos realizados por Rosa

Filho *et al.* (2003) no Sistema Aquífero Guarani (SAG), um dos maiores aquíferos conhecidos, ressalta que o entendimento dos padrões estruturais foram de grande importância para a compreensão da direção do fluxo hídrico subterrâneo.

A compreensão do comportamento das águas subterrâneas no semiárido nordestino é alvo de estudos há mais de cem anos, sendo que os primeiros levantamentos hidrogeológicos no Nordeste brasileiro foram desenvolvidos por Small (1913) onde uma expedição pelos estados do Ceará e Piauí buscava uma relação das águas subterrâneas com a geologia da região, envolvendo neste estudo a Bacia Sedimentar do Araripe. Diversos trabalhos sobre a bacia o seguiram, cabe citar: Gasparly *et al.* (1967), definindo três sistemas aquíferos para a Bacia Sedimentar do Araripe; Marques (1984), revelando a possibilidade de exploração de recursos hídricos subterrâneos com profundidades inferiores a 40m na bacia; Santiago *et al.* (1988), realizou o primeiro estudo hidroquímico na região, mostrando a evolução química das águas que infiltram nos aquíferos da bacia; Frischkorn *et al.* (1990), testando um modelo de funcionamento do sistema aquífero; DNPM (1996) avaliando o potencial Hidrogeológico da bacia; Mendonça (1997) realizando uma modelagem isotópica e matemática do funcionamento dos aquíferos da Chapada do Araripe; Veríssimo (1999) mostra a importância das águas subterrâneas para o Vale do Cariri; Cajazeiras (2007) que estuda a qualidade das águas subterrâneas e sua associação a doenças de veiculação hídrica e CPRM (2008) realizando um levantamento das características hidrogeológicas do Vale do Cariri, no interior da Bacia Sedimentar do Araripe.

A área de interesse deste trabalho corresponde à porção leste da Bacia Sedimentar do Araripe, região denominada Vale do Cariri, com cerca de 3.000 km². Visando uma maior compreensão do fluxo hídrico subterrâneo na Bacia Sedimentar do Araripe, e conseqüentemente no Vale do Cariri, foram feitas diversas abordagens na bacia e na área de estudo, aplicando métodos que possibilitem uma melhor interpretação do arcabouço estrutural da bacia e, assim, a compartimentação interna dos aquíferos presentes na área. Foram aplicados três diferentes métodos: métodos de geofísica, com magnetometria e gamaespectrometria; métodos de sensoriamento remoto, imagens de satélite e radar; e análise de dados de poços tubulares presentes no banco de dados da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) e dados de poços cedidos pela Companhia de Gestão de Recursos Hídricos – CE (COGERH).

1.1 - Justificativa

Os estudos hidrogeológicos realizados na região da Bacia Sedimentar do Araripe, tanto por instituições governamentais quanto por particulares, não ponderam de forma satisfatória acerca da compartimentação interna da bacia e sua influência direta no comportamento do fluxo das águas subterrâneas na região. A compreensão da compartimentação estrutural, da geometria e da profundidade dos blocos que compõem a bacia, o tipo de contato entre os blocos e as estruturas geológicas presentes, são características que interferem diretamente no fluxo das águas subterrâneas, elementos de fundamental importância para a quantificação e qualificação dessas águas e para a produção de modelos computacionais de fluxo subterrâneo.

Estruturas geológicas podem influenciar o fluxo dos fluidos no interior de rochas porosas dependendo de sua estruturação, permeabilidade interna, espessura ou frequência (FOSSSEN, 2012). A simulação de fluxo de modelos geológicos traz importantes informações sobre a previsão de comportamento do reservatório simulado, previsões necessárias às decisões e gerenciamento dos recursos, além de melhorar o próprio modelo geológico (retroanálise) (PIRES, 1999).

Diversos trabalhos nos últimos anos abordaram a influência da estruturação geológica sobre o fluxo de fluidos em rochas porosas, muitos utilizando modelos computacionais, cabe citar: Pittman (1981); Fowles & Burley (1994); Taylor *et al.* (1999); Flodin *et al.* (2001); Shipton *et al.* (2002); Myers & Aydin (2004); Ahmadov *et al.* (2007); Fossen & Bale (2007); Kolyukhin *et al.* (2010). Os estudos de Hewett (1995), Borba (1996) e Becker *et al.* (1997) ressaltam que falhas são estruturas pouco amostradas, com padrão muitas vezes fractal e características variáveis, o que dificulta a aproximação dos modelos computacionais à realidade. Jourde *et al.* (2002) observou através de modelos computacionais que falhas são elementos dominantes na interferência do fluxo de fluidos no interior de rochas e, por serem estruturas mais contínuas, influenciam diretamente em escala de reservatório. Netto *et al.* (2012) aborda na região da Bacia Sedimentar do Araripe a influência da presença de bandas de deformação clástica no fluxo de fluidos na bacia e cita que a presença dessas estruturas pode atuar como selante ou compartimentar reservatórios (de hidrocarbonetos ou aquíferos).

Compreender a dinâmica do fluxo de fluidos em modelos geológicos estruturados permite adquirir sensibilidade na estratégia de exploração, como o número de poços a serem perfurados em uma região ou o tipo de equipamento de superfície a ser utilizado (PIRES,

1999), assim como prever possíveis problemas durante o processo de locação de poços e uso das águas subterrâneas.

A compreensão da estruturação interna da bacia e sua influência sobre a direção do fluxo das águas subterrâneas tem relevância sobre a governança dos recursos hídricos de uma região. A disponibilidade hídrica que pode ser ofertada à população da área da Bacia Sedimentar do Araripe está ligada às reservas de águas subterrâneas, uma vez que mais de 95% da água ofertada na região provem dos aquíferos contidos na bacia.

1.2 - Objetivos

O trabalho tem como objetivo o entendimento da direção do fluxo subterrâneo, na região do Vale do Cariri, Bacia Sedimentar do Araripe, Ceará, Brasil e sua correlação com a estruturação interna da referida bacia.

1.2.1 - Objetivos específicos

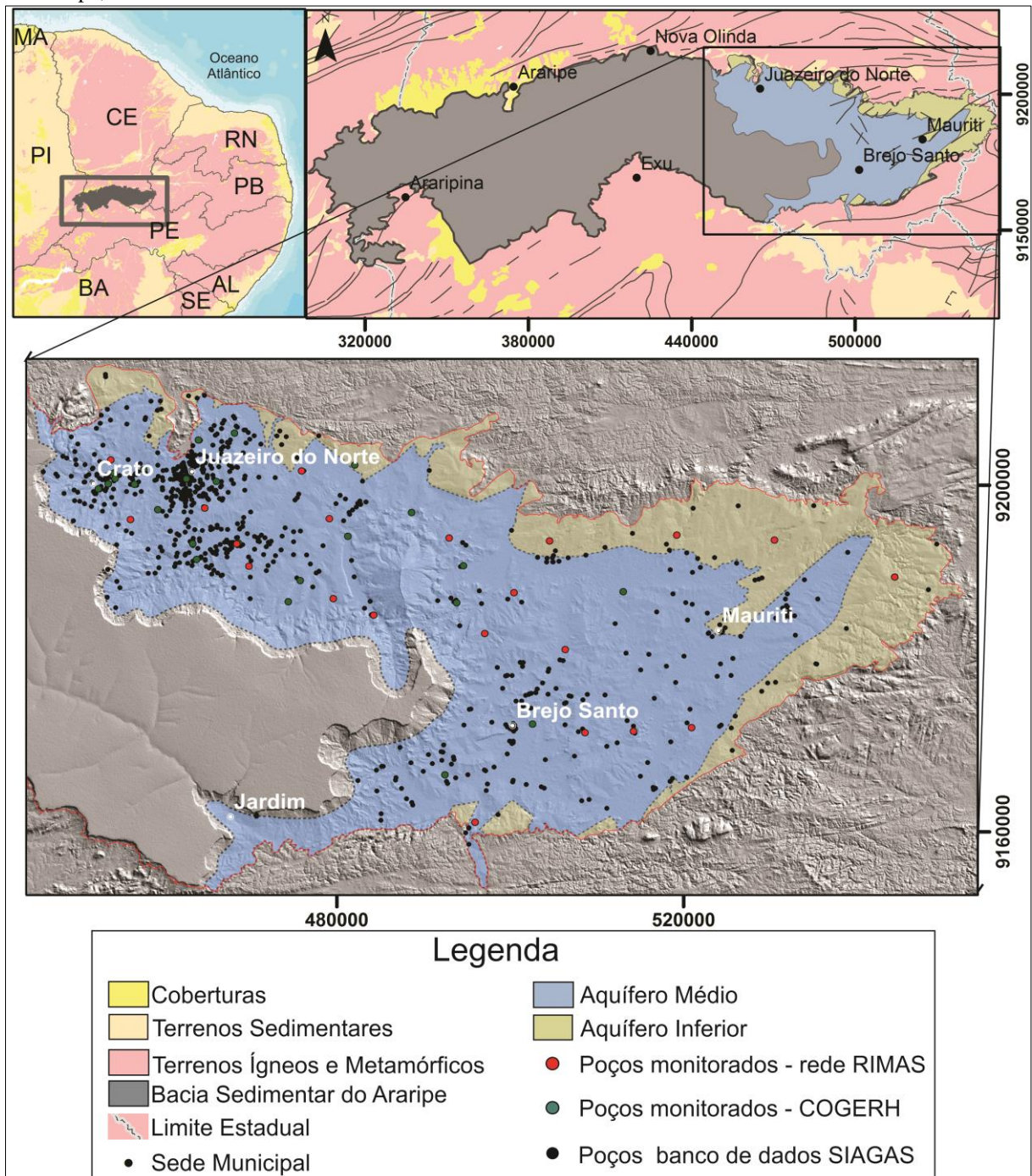
- a) Definir a compartimentação interna para a Bacia Sedimentar do Araripe, baseada em dados de geofísica, magnetometria.
- b) Traçar os lineamentos superficiais que ocorrem na Bacia Sedimentar do Araripe, por métodos de sensoriamento remoto e analisar sua correlação com as estruturas profundas encontradas por geofísica.
- c) Delimitar a área da Bacia Sedimentar do Araripe e a área do Vale do Cariri, por métodos de sensoriamento remoto e geofísica (gamaespectrometria).
- d) Determinar se existe a interferência da estruturação interna da bacia sobre o fluxo das águas subterrâneas.

1.3 - Área de estudo

A região do Vale do Cariri (Bacia Sedimentar do Araripe – CE) foi escolhida, por apresentar a maior quantidade de informações sobre as águas subterrâneas. A área de estudo foi delimitada considerando a presença de 21 poços tubulares da Rede Integrada de Monitoramento de Águas Subterrâneas - RIMAS, a disponibilidade de informações de 1386 poços cadastrados presentes no banco de dados do Sistema de Informações de Águas Subterrâneas – SIAGAS e, além disso, foram solicitados à Companhia de Gestão de Recursos Hídricos – COGERH, os dados dos 24 poços monitorados pelo Estado no Vale do Cariri, o que contribui para o adensamento dos dados disponíveis. A Figura 1 mostra a área de estudo

subdividida em ocorrência dos Aquíferos Médio e Inferior além da localização dos poços, no Vale do Cariri, Bacia Sedimentar do Araripe, no Estado do Ceará.

Figura 1 – Localização da área de estudo e dos poços tubulares nos aquíferos Médio e Inferior, Bacia Sedimentar do Araripe, Ceará.



Fonte – O autor (2016).

Dentro da área definida para o Aquífero Médio, existe um morro testemunho da Chapada do Araripe que contém rochas da Formação Santana, aquitardo entre os Aquíferos Médio e Superior, Formações Araripina e Exu, pertencentes ao Aquífero Superior. Contudo, devido ao contato direto desse morro com o Aquífero Médio e a comunicação direta das águas

entre os aquíferos, essa área será inserida no Aquífero Médio para efeito de cálculos dos modelos.

2 - BACIA SEDIMENTAR DO ARARIPE

Reconhecida como uma das mais importantes bacias interiores do Nordeste, a Bacia Sedimentar do Araripe possui uma longa e complexa evolução, o que a torna um importante objeto de estudo para a geologia da região, no entanto, não existe um consenso sobre sua verdadeira dimensão ou trabalhos que apliquem técnicas atuais para realizar tal medida. A Tabela 1 mostra a variação da extensão da bacia segundo alguns autores.

Tabela 1- Tamanho da Bacia Sedimentar do Araripe, por diferentes autores, dimensão em área.

Autores	Área
Rand e Manso, 1984	8.000 km ²
Assine, 1992	9.000 km ²
CPRM, 2005	11.000 km ²
Scherer <i>et al.</i> , 2014	9.000 km ²

A composição geológica da Bacia Sedimentar do Araripe apresenta condições favoráveis à exploração de água subterrâneas, ao contrário do que ocorre na maior parte do estado do Ceará com aproximadamente 80% sobre terrenos cristalinos.

A porção leste da bacia, Vale do Cariri, concentra a segunda maior região econômica do Estado, tendo como referências as cidades de Crato, Juazeiro do Norte e Barbalha, ressalta-se que esta região é quase integralmente abastecida por águas subterrâneas, contidas na Bacia Sedimentar do Araripe.

Na busca do entendimento do fluxo e do volume aproximado das águas subterrâneas, o tamanho e a compartimentação interna da bacia são elementos determinantes. Portanto, para uma abordagem consistente do comportamento das águas subterrâneas na região, esses fatores devem ser considerados.

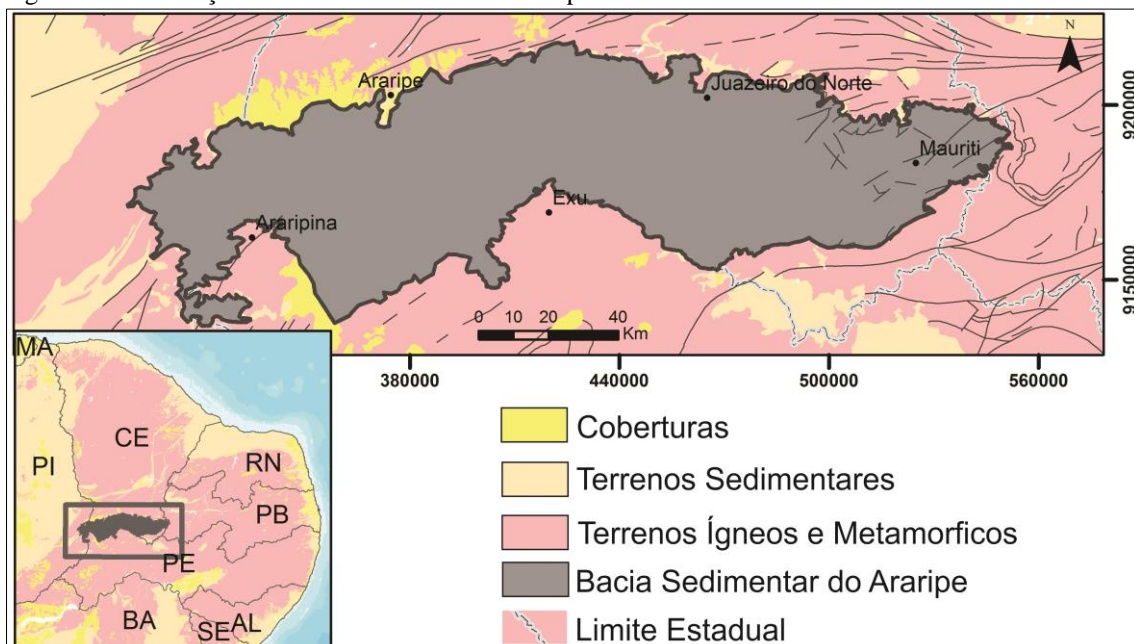
A bacia está dividida em três domínios geomorfológicos distintos (DNPM, 1996), a zona de chapada, a zona de talude e a zona de pediplano. A zona de chapada ou propriamente a Chapada do Araripe, tem relevo tipicamente tabular, com elevações em torno de 900 metros; a zona de talude é formada pela encosta que bordejia a zona de chapada e testemunhos da chapada; e a zona de pediplano, com relevos suaves e pouco dissecados, caracterizados por morros alongados separados por vales amplos de fundo plano, as cotas médias de

aproximadamente 400 metros e encontrando-se dentro dessa unidade o Vale do Cariri (AGUIAR, 2007).

2.1 – Localização

A Bacia Sedimentar do Araripe está localizada na porção setentrional da Província Borborema, ao sul do estado do Ceará, na divisa entre os estados de Pernambuco, Paraíba e Piauí (Figura 2), é descrita como a mais extensa bacia interior do nordeste brasileiro (ASSINE, 2007), possuindo aproximadamente 10.400km².

Figura 2 - Localização da Bacia Sedimentar do Araripe.



Fonte – O autor (2016).

2.2 – Contexto Geológico

Os processos de ruptura do supercontinente *Gondwana* Ocidental levaram a abertura do oceano Atlântico Sul, e a consequente formação dos continentes Sul-Americano e Africano. Tais processos de ruptura ocorridos no Eocretáceo originaram as bacias interiores do nordeste brasileiro, sendo as mais significantes a Bacia Sedimentar do Araripe, a Bacia Sedimentar do Rio do Peixe e a Bacia Sedimentar de Iguatu, arranjadas ao longo do *trend* Cariri-Potiguar (MATOS, 1992).

A Bacia Sedimentar do Araripe repousa sobre terrenos cristalinos Pré-cambrianos, contendo rochas magmáticas e metamórficas, litologias pertencentes a diferentes domínios tectônicos do Sistema Orogênico Borborema (DELGADO *et al.*, 2003). Os terrenos do

embasamento já retrabalhados formam um conjunto de corpos lenticulares justapostos e sigmoides, separados por zonas de cisalhamento transcorrentes (CARVALHO *et al.*, 2012).

2.3 – Contexto Estratigráfico e divisão hidrogeológica aplicada

A relação estratigráfica deste trabalho será feita pelo trabalho de Assine (2007), que divide as rochas sedimentares que compõem a bacia com origem em quatro pulsos. A Figura 5 mostra a coluna estratigráfica proposta por Assine (2007), ao lado do perfil do poço 2-AP-1-CE descrito por Ponte & Ponte Filho (1996) juntamente com o perfil de raios gama, de resistividade e sônico do poço.

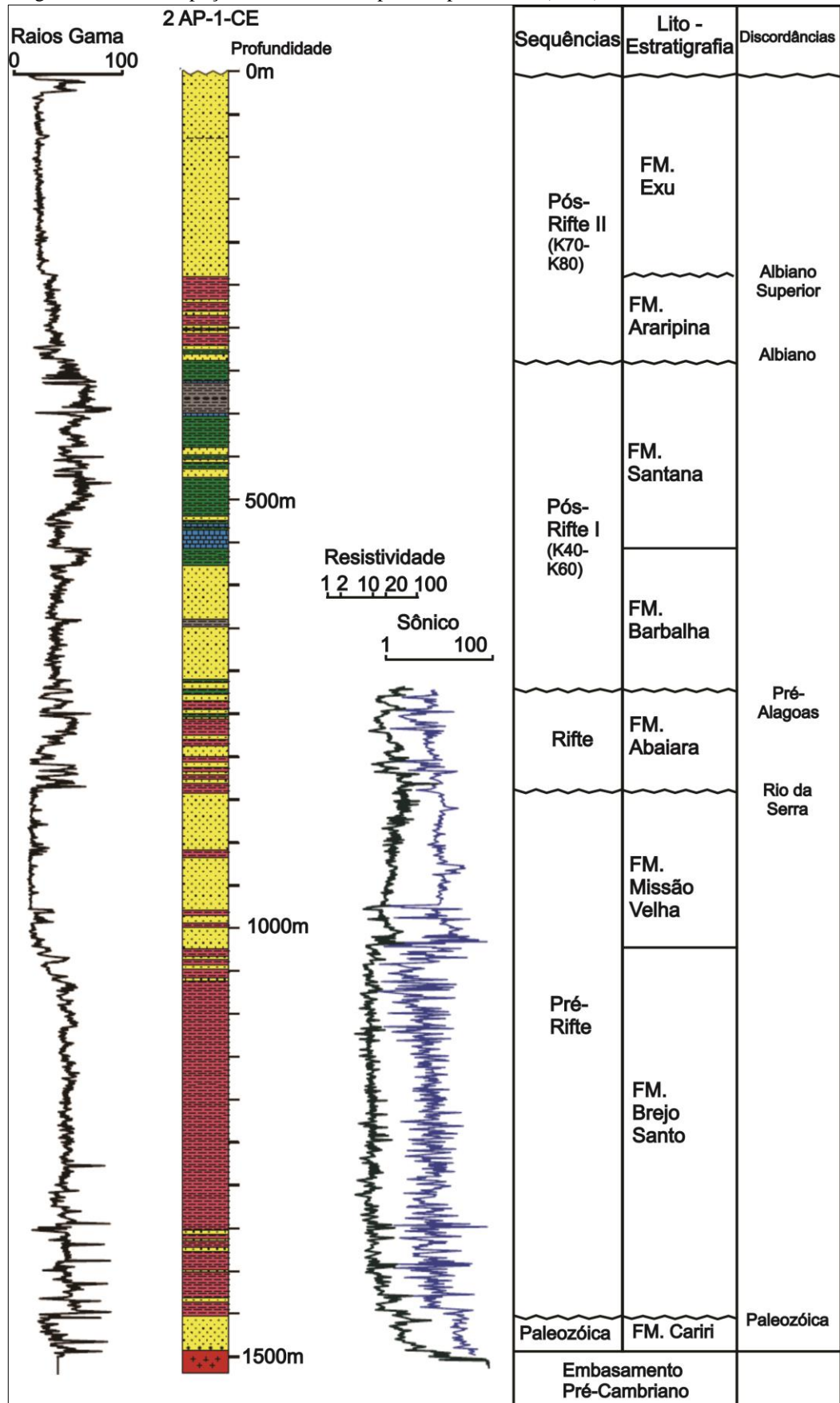
O primeiro pulso que deu origem as rochas sedimentares da bacia são da Sequência Paleozoica, composta pela Formação Cariri (Mauriti) (arenitos e ortoconglomerados), com origem nas cinécises intracratônicas e com formação iniciada no período Ordoviciano.

O segundo pulso, a Supersequência Pré-Rifte, contém a Formação Brejo Santo (folhelhos e arenitos), e a Formação Missão Velha (arenitos e folhelhos), formada em um contexto de subsidência mecânica produzido por estiramento litosférico visco elástico, as formações apresentam idades no Jurássico superior.

O terceiro pulso, Supersequência Rifte constituída pela Formação Abaiara (folhelhos, siltitos, arenitos e conglomerados), foi formada por uma tectônica rúptil, com idade no Cretáceo inferior.

Por fim, o quarto pulso, a Supersequência Pós Rifte, dividida em sequência K40-K60, representada pelas Formações Barbalha (conglomerados, folhelhos e arenitos) e Santana (calcários, siltitos, argilitos, gipsita e anidrita) com tectônica de subsidência flexural e formação durante o Eocretáceo; a sequência K70-K80, Formações Araripina (arenitos) e Exu (arenitos) com tectônica interpretada por um soerguimento epirogênico diferenciado, com basculamento para W, com época de formação do Eocretáceo ao Neocretáceo.

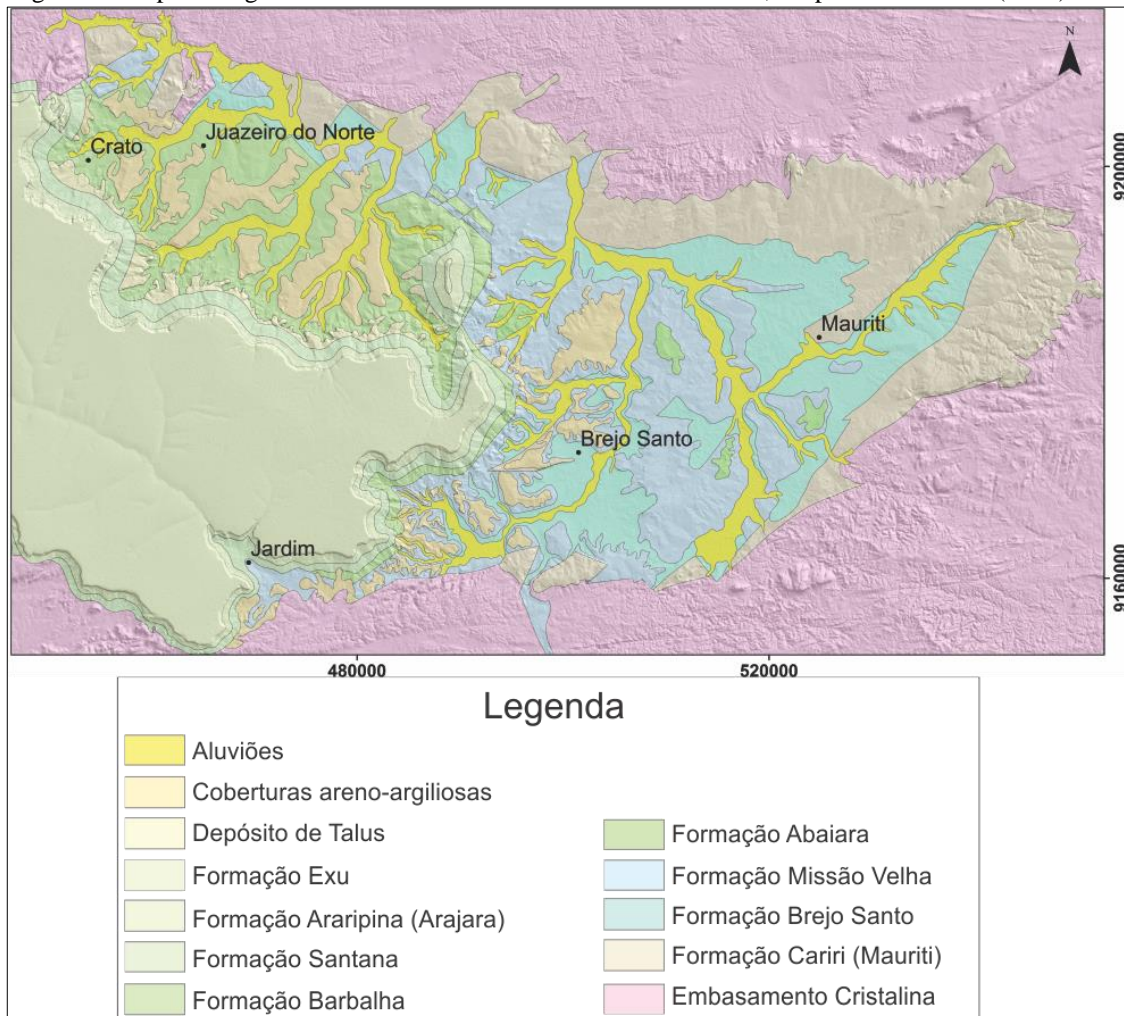
Figura 3 – Perfil do poço 2-AP-1-CE interpretado por Assine (2007), modificado.



Fonte: Assine (2007), modificado.

A Figura 6 mostra o mapa litológico do Vale do Cariri segundo DNPM (1996).

Figura 4 - Mapa litológico do Vale do Cariri sobre o relevo sombreado, adaptado de DNPM (1996).



Fonte: DNPM (1996).

A proposta de uma divisão hidrogeológica foi feita para a bacia pelo DNPM (1996) em três sistemas aquíferos principais, no entanto, a existência de uma intercomunicação entre esses sistemas aquíferos já foi demonstrada por Santiago *et. al* (1997) e Machado *et. al* (2004).

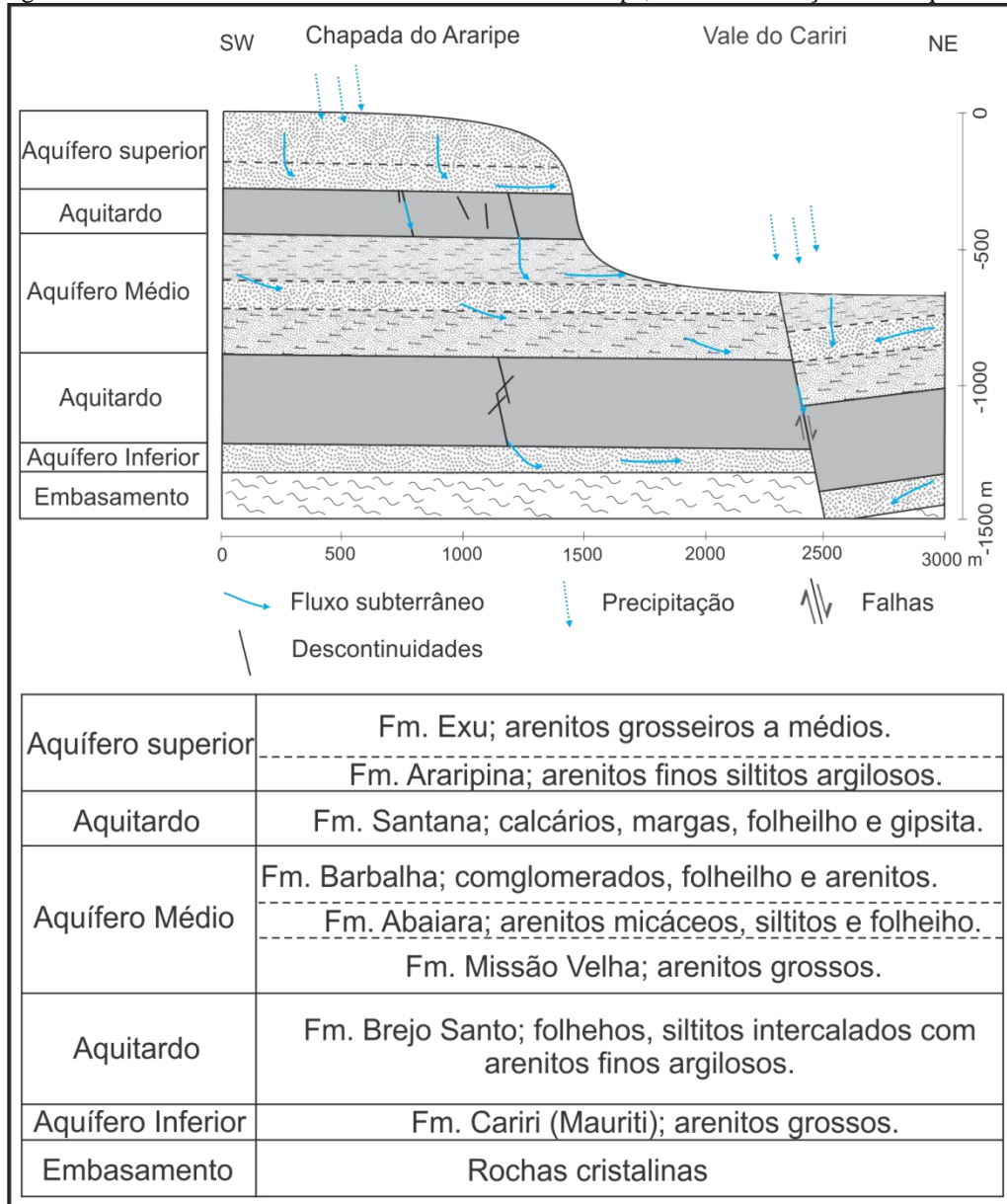
A divisão dos aquíferos acompanha a estratigrafia proposta por Assine (2007), conforme a Figura 7.

O Aquífero Superior é composto pela Formação Exu e pela Formação Araripina, separado do aquífero médio pela Formação Santana, essa última comporta-se como aquífero.

O Aquífero Médio é constituído pelas Formações Barbalha, Abaiara e Missão Velha, na sequência estratigráfica ocorre a Formação Brejo Santo com características de aquífero e separa os aquíferos médio e inferior.

Por fim o Aquífero Inferior, resumido na Formação Cariri, (Mauriti).

Figura 5 - Fluxo subterrâneo na Bacia Sedimentar do Araripe, intercomunicação entre aquíferos.



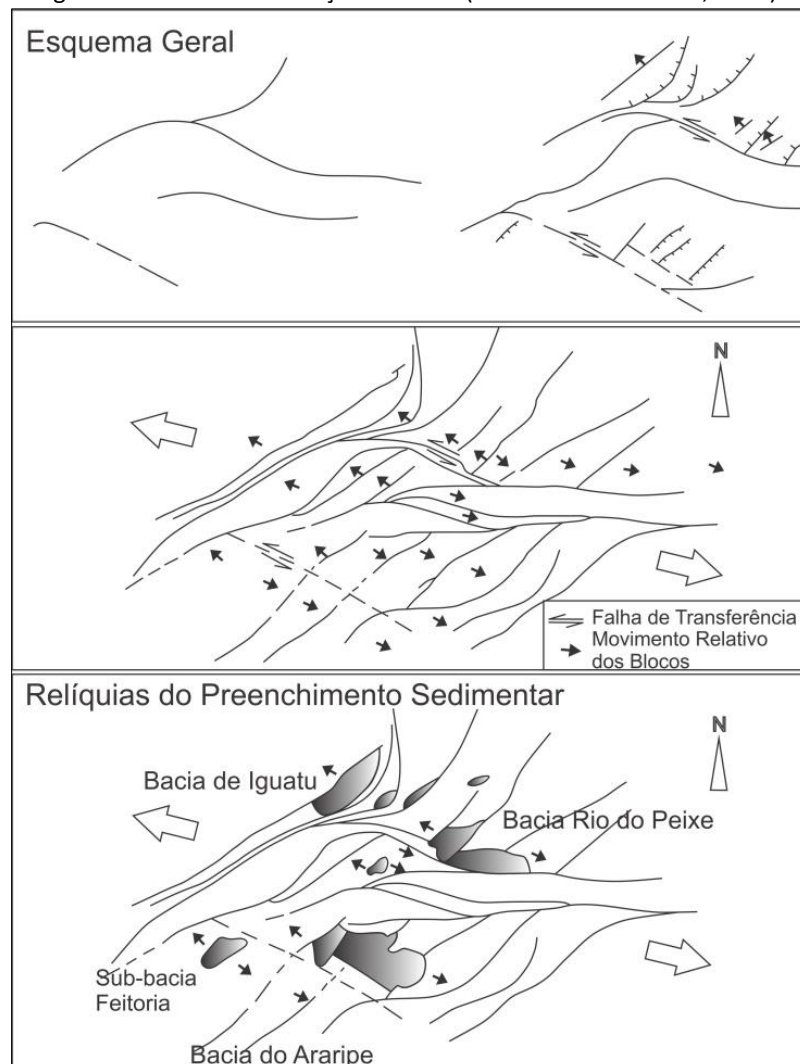
Fonte – O autor (2016).

A Bacia Sedimentar do Araripe atua como divisor de águas das bacias hidrográficas dos rios Jaguaribe (CE) ao norte, São Francisco (PE) ao sul e Parnaíba (PI) a oeste. Nessa região do semiárido brasileiro o recurso hídrico subterrâneo é a mais importante fonte de água potável para abastecimento público e privado, bem como para diversas atividades, tais como práticas agrícolas, industriais e lazer (AGUIAR, 2007).

2.4 – Contexto Geotectônico

A forma, o tamanho, a geometria e o estilo de formação da Bacia Sedimentar do Araripe são similares a modelos preditivos de bacias do tipo *pull-apart* (SILVA, 1983). Matos (1992) descreve as bacias intracontinentais eocretácias do nordeste brasileiro com uma geometria controlada por zonas de cisalhamento proterozóicas de direção NE-SW. Ainda segundo Matos (1992), a Zona de Cisalhamento Patos (ZCP), composta por uma série de falhas, apresenta uma geometria sigmoidal e durante o Cretáceo sofreu uma distensão de direção NW-SE, transformando as falhas, inicialmente transpressionais, em falhas normais, dando origem às bacias interiores do Nordeste (Figura 3).

Figura 6 - Modelo de evolução da bacia (modificado de Matos, 1992).



Fonte: Matos (1992).

Dentre as estruturas geológicas já descritas na região e correlacionadas à bacia, a ZCP se destaca. É uma feição regional, com traçado curvilíneo (ANGELIM *et al.*, 2004), onde seu maior desvio está no setor oeste (CORSONI *et al.*, 1996), região sob a Bacia Sedimentar do

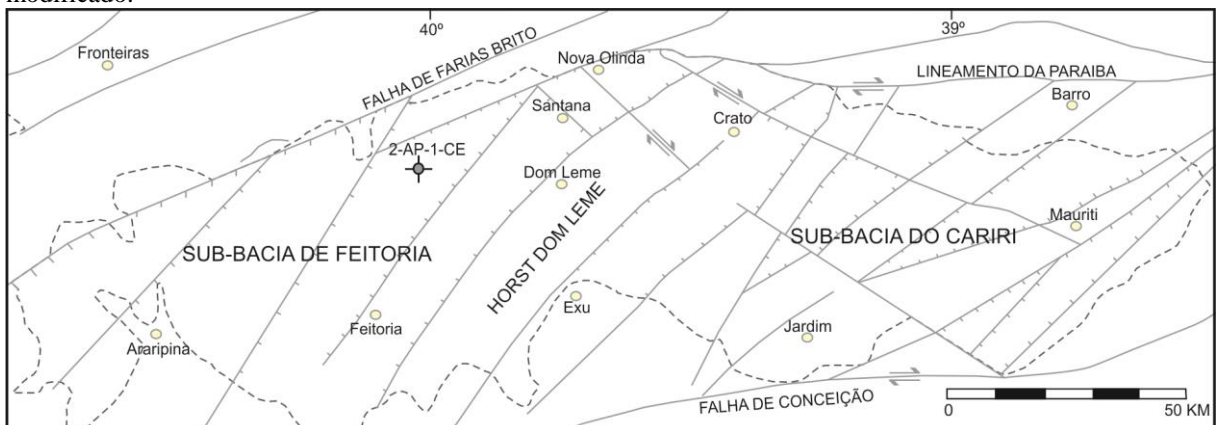
Araripe em que a zona de cisalhamento desenvolve um grande “S”, iniciando com traçado E-W e seguindo uma inflexão para NE, e retornando à direção do traçado inicial na porção norte da bacia.

A ZCP apresenta uma curva convergente, gerando uma estrutura de ejeção, ou duplex, com caráter de flor positiva (HASUI, 2012). Viegas (2003) descreve a história deformacional da ZCP com uma evolução diacrônica, em que a porção sul apresenta idades mais recentes em relação à porção norte. A ZCP representa uma estrutura pós-colisional, gerada após a colagem de blocos crustais, provavelmente como resultado da transferência progressiva de esforços colisionais em deslocamentos transcorrentes durante o evento Brasileiro. A ZCP tem importante papel na formação da Bacia Sedimentar do Araripe, por representar uma grande zona de sutura sobre o sistema orogênico Borborema e assim facilitar o processo de abertura da bacia.

Ponte & Ponte Filho (1996) propuseram uma estruturação para a Bacia Sedimentar do Araripe baseada em dados geofísicos e perfuração de poços, o que resultou na melhor representação estrutural descrita para a bacia até então (Figura 4).

Esses autores subdividem a bacia em: Sub-Bacia Leste ou Sub-Bacia do Cariri e Sub-Bacia Oeste ou Sub-Bacia de Feitoria, separadas pelo alto estrutural denominado de *Horst* de Dom Leme. A bacia é composta então por *grábens* assimétricos com direção preferencial NE-SW, com falhamentos orientados em três direções principais, NE, E-W e NW.

Figura 7 - Estruturação interna da Bacia Sedimentar do Araripe proposta por Ponte & Ponte Filho (1996), modificado.



Fonte: Ponte & Ponte Filho (1996).

O conjunto de falhamentos NE-SW, limita as sub-bacias e seus principais blocos internos, formado por falhas normais que obedecem ao estilo estrutural da trama do embasamento, algumas apresentam continuidade com zonas de cisalhamento pré-cambrianas.

O conjunto de falhamentos E-W concorda com os *trends* dos lineamentos da Zona Transversal e os falhamentos NW-SE são pouco frequentes no embasamento, no entanto muito importantes para os processos de formação da bacia (PONTE & PONTE FILHO, 1996).

3 - SENSORIAMENTO REMOTO

3.1 - Introdução

A função primordial do Processamento Digital de Imagens (PDI) no sensoriamento remoto é a de fornecer ferramentas para facilitar a identificação e a extração da informação contida nas imagens, para posterior interpretação (CROSTA, 1992). A busca de elementos que possibilitem uma maior quantidade e qualidade de dados para interpretação de feições geológicas e geomorfológicas tem como importante ferramenta a análise de dados advindos do sensoriamento remoto.

O mapeamento de lineamentos morfoestruturais pode levar ao reconhecimento de falhas geológicas, pois estes representam importantes elementos para interpretação do contexto tectônico de uma determinada área (ANDRADES FILHO & FONSECA, 2009). Morfoestrutura é uma estrutura presumida e identificada a partir da análise e interpretação de informações, basicamente de drenagens e de relevo, formando uma zona anômala dentro de um padrão de relevo (SOARES *et al.*, 1982). O'Leary *et al.* (1976), define um lineamento morfoestrutural como uma feição simples ou composta, linear, com uma configuração retilínea a levemente curvilínea, que difere dos padrões morfológicos adjacentes e que pode ser mapeada em superfície, com isso, refletindo a ocorrência de um fenômeno geológico em subsuperfície, podendo estar associados a planos de deslocamento, relacionados a padrões de cisalhamento ou fraturas, portanto, os lineamentos também estariam interconectados às estruturas em profundidade.

A Bacia Sedimentar do Araripe é uma região onde as unidades geológicas se destacam pelo controle estrutural e litológico sobre a morfogênese, sendo o planalto sedimentar, em si, o seu compartimento geomorfológico mais conspícuo (SANTOS *et al.*, 2009). A arquitetura interna da bacia pode ser descrita por dois compartimentos superpostos e de estilos estruturais distintos (PONTE & PONTE FILHO, 1996). O compartimento inferior, caracterizado por bacias do tipo rifte, divididas internamente por blocos estruturais (*grábens* e *horsts*), e o compartimento superior, representado pela cobertura tabular que constitui a chapada do Araripe (VERÍSSIMO & AGUIAR, 2005).

No compartimento inferior ocorre um conjunto de meio-*grábens* assimétricos, fragmentados por altos de embasamento e complexos sistemas de falhas e lineamentos E-W a NE-SW, associados ao *trend* estrutural do Orógeno Borborema, e NW-SE, relacionados a

processos extensionais cuja evolução estaria associada ao *rift-valley* na extremidade norte do Aulacógeno do Recôncavo-Tucano-Jatobá (SILVA, 1988). No compartimento superior as camadas não apresentam uma estruturação aparente. Alguns autores, como Marques (2014) e Silva (2003), advogam a existência de movimentação compressional na bacia, reativando estruturas pré-existentes e mantendo um *trend* estrutural semelhante ao que as originou.

3.2 - Materiais e Métodos

Os dados de sensoriamento remoto utilizados originaram-se de diferentes fontes e sobre eles foram aplicadas variadas técnicas de PDI para uma melhor interpretação dos resultados visando à delimitação da área de estudo, o Vale do Cariri, e da área Bacia Sedimentar do Araripe, além dos lineamentos morfoestruturais presentes na região.

Os dados foram obtidos de duas fontes: imagens de satélites (Landsat 8 e RapidEye), imagens de Radar (SRTM - *Shuttle Radar Topography Mission*).

3.2.1 - Landsat 8

As imagens do satélite Landsat 8 apresentam área abordada com tamanho de cena 170 km x 183 km, o satélite possui onze bandas espectrais. O sensor OLI, utilizado neste trabalho, conta com nove bandas espectrais, contemplando do espectro visível ao infravermelho e a banda Cirrus (0,433 μm a 1,390 μm). A resolução espacial (OLI) varia de 15 m a 30 m, características que favorecem o estudo de estruturas geológicas em escala regionais. A Tabela 2 mostra os comprimentos de onda e resolução do Landsat 8, sensor OLI.

Tabela 2 - Bandas espectrais e resolução do Landsat 8 (adaptado).

Sensor	Bandas Espectrais	Resolução Espectral	Resolução Espacial	Resolução Temporal	Área Imageada	Resolução Radiométrica
OLI (Operational Land Imager)	(B1) Costal	0,433-0,453 μm	30m	16 dias	185 km	12 bits
	(B2) Azul	0,450-0,515 μm				
	(B3) Verde	0,525-0,600 μm				
	(B4) Vermelho	0,630-0,680 μm				
	(B5) Infravermelho próximo	0,845-0,885 μm				
	(B6) Infravermelho médio	1,560-1,660 μm				
	(B7) Infravermelho médio	2,100-2,300 μm				
	(B8) Pancromático	0,500-0,680 μm	15m			

(B9)Cirrus	1,360-1,390 μm	30m
------------	------------------------------	-----

Fonte: USGS (2016).

Foram adquiridas imagens do satélite Landsat 8, na página da *United States Geological Survey* (USGS, 2016), que é responsável pela aquisição, armazenamento, processamento e distribuição das imagens. A projeção está em Universal Transversa de Mercator - UTM, Datum WGS 1984, as imagens são disponibilizadas ortorretificadas, a correção geométrica aplicada consiste na aquisição de pontos de controle da base de dados disponível pelo projeto *Global Land Surveys 2000*. A aquisição dessas imagens orbitais foi feita pelo site <http://earthexplorer.usgs.gov/>, com numeração:

- * LC82180652015323LGN00, de 19 de novembro de 2015;
- * LC82170652015300LGN00, de 27 de outubro de 2015;
- * LC82160652015309LGN00, de 05 de novembro de 2015.

As imagens iniciais cedidas pela USGS são orientadas ao norte verdadeiro, sendo necessário primeiramente reprojeta-las, isso pôde ser feito no programa ArcGIS® 10.1. Este procedimento foi feito para cada banda das três imagens escolhidas. A partir das imagens reprojeta das foram feitas as correções radiométricas: a conversão de números digitais (ND) para radiância espectral no topo da atmosfera ($L\lambda$) de imagens orbitais e a conversão de radiância no topo da atmosfera ($L\lambda$) para reflectância planetária no topo da atmosfera ($\rho\lambda$).

Para uma melhor interpretação dos dados processados foram criados mosaicos com as imagens.

O processamento contou com composições entre bandas e razões entre bandas buscando ressaltar os contatos da borda da bacia com o embasamento circundante e os contatos de litologias no interior da bacia.

As composições e as razões entre bandas foram executadas no programa Envi® 5.1. As composições foram realizadas com as bandas 567 e 764, a razão entre bandas foi feita com os conjuntos 6/4, 6/7 e 7/6, os resultados foram aplicados nos canais RGB respectivamente.

Foi aplicado a convolução direcional nas bandas 5, 6 e 7, sensor OLI, buscando ressaltar feições morfoertruturais associados a lineamentos geológicos locais e regionais.

3.2.2 - RapidEye

As imagens do satélite RapidEye tem resolução espacial que chega a 5 metros em ortoimagens com uma faixa imageada de 77,25 km e resolução espectral de 0,44 μm a 0,88 μm . A Tabela 3 mostra a resolução espacial e radiométrica do sensor a bordo do satélite em questão.

Tabela 3 - Comprimento de onda e resolução RapidEye.

Sensor	Bandas Espectrais	Resolução Espectral	Resolução Espacial	Resolução Temporal	Área Imageada	Resolução Radiométrica
REIS (RapidEye Earth Imaging System)	(B1) Azul	440-510 nm	6,5 m (nadir) e 5 m para ortoimagens	24 horas (off-nadir) e 5,5 dias (nadir)	77,25 km	12 bits
	(B2) Verde	520-590 nm				
	(B3) Vermelho	630-690 nm				
	(B4) Red-Edge	690-730 nm				
	(B5) Infravermelho próximo	760-880 nm				

Fonte USGS (2016).

Foram disponibilizadas 163 imagens do satélite RapidEye, sensor REIS, pela CPRM, a qual adquiriu as imagens em programa de colaboração com o Ministério do Meio Ambiente (MMA) para aplicação em projetos do Governo Federal.

As imagens obtidas já haviam sido processadas e apresentavam-se em composição de RGB, com tratamentos e correções necessárias. As imagens adquiridas foram:

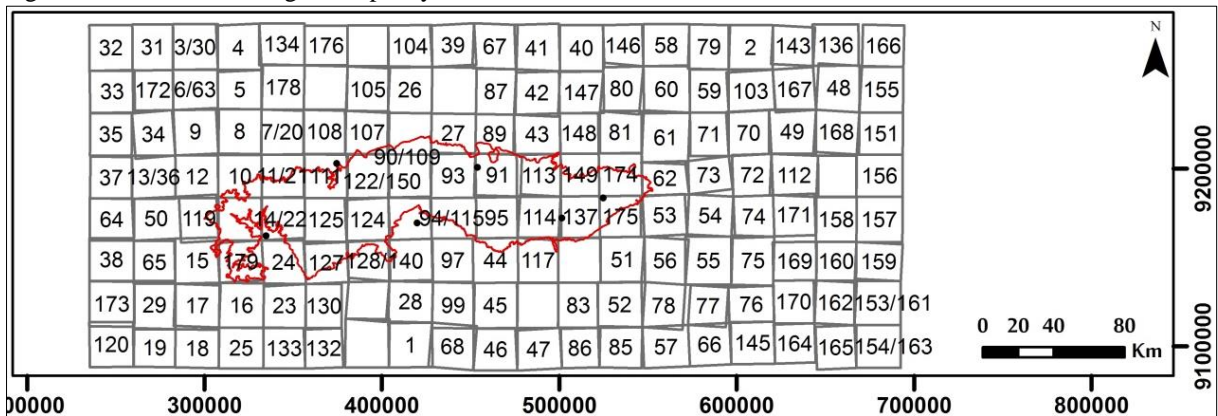
*2012-04-09T135809_RE3_3A-NAC_15464253_177105; até,

*2013-08-29T140040_RE5_3A-NAC_15466434_177106.

Para facilitar o processamento e a interpretação foi criado um mosaico, utilizando o programa ArcGIS® 10.1, com todas as imagens (Figura 8), o que proporcionou uma boa interpretação dos contatos geológicos e estruturas presentes na área de estudo.

Devido à alta resolução espacial as imagens foram utilizadas, predominantemente no processo de delimitação da área de estudo e da área total da Bacia Sedimentar do Araripe, conjuntamente com mapas geológicos dos estados do Ceará, Piauí, Pernambuco e Paraíba, e produtos da composição e razão entre bandas do Landsat 8, da convolução direcional das imagens Landsat 8 e dados do SRTM além do resultado da Gamaespectrometria, estes descritos no Capítulo 4 deste trabalho.

Figura 8 - Mosaico de imagens RapidEye.



Fonte - O autor (2016).

3.2.3 - SRTM

Os dados de SRTM foram adquiridos junto ao banco de dados da CPRM e não foram necessárias correções nos dados. O *Shuttle Radar Topography Mission* foi executado em escala quase global (com cobertura de 80% da superfície da Terra) obtido por interferometria e produzida pelo conjunto das agências espaciais norte-americana (National Aeronautics and Space Administration - NASA), alemã (Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt - DLG) e italiana (Agenzia Spaziale Italiana - ASI), pela National Geospatial-Intelligence Agency (NGA) e pelo Departamento de Defesa dos Estados Unidos (DoD) em fevereiro de 2000 (FARR & KOBRICK, 2001).

Inicialmente a resolução espacial dos dados de SRTM é de 90 m, no entanto, um processamento dos dados por regridagem foi feito para permitir uma resolução variável adaptativa, intrínseca aos produtos SRTM interferométricos, sem suavização a resposta foi muito próximo a 30 m (FARR *et al.*, 2007). Essas imagens com 30 m de resolução espacial foram escolhidas por apresentar uma boa produção de Modelos Digitais de Terreno (MDT) além de facilitar a interpretação das imagens tratadas com filtros de convolução.

As imagens de SRTM foram utilizadas na criação de um MDT, por meio de um relevo sombreado (*hillshade*). A inclinação das imagens variou de 0° a 180°, com 15° a cada imagem, e azimute de 45° fixo, com auxílio do ArcGIS® 10.1 de forma não automática. Além de ser utilizada para o processamento por convolução direcional.

3.2.4 - Convolução imagens Landsat 8 e SRTM

O processo de convolução envolve um processamento das imagens no domínio espacial. Existem três tipos básicos de convolução: filtro passa baixa, filtro passa alta e filtro direcional (CROSTA, 1992), o termo domínio no espaço refere-se á agregação de *pixels* que compõem uma imagem. Convolução é um operador matemático que vai operar dois elementos distintos, a imagem e o filtro (MENESES & ALMEIDA, 2012).

A convolução discreta entre uma imagem e a máscara do filtro pode ser definida como uma função da equação 1:

$$g(i, j) = T[f(x, y)] \quad (1)$$

Com $g(i, j)$ a imagem processada, $f(x, y)$ a imagem de entrada e T um operador de transformação. A equação de saída para $g(i, j)$, equação 2 (SCHOWENGERDT, 2007).

$$g(i, j) = \sum_{m=0}^{N_x-1} \cdot \sum_{n=0}^{N_y-1} f_{mn} W_{i-m, j-n} \quad (2)$$

Onde f = a imagem de entrada e W = função de resposta da janela, ambas com tamanho N_x, N_y .

Após as correções iniciais das imagens foram aplicados filtros de convolução direcional para ressaltar estruturas na área de estudo. Os filtros foram aplicados sobre os dados de SRTM e sobre as bandas 5, 6 e 7 do Landsat 8, com isso pode-se identificar estruturas superficiais na região. As direções processadas na convolução foram 0° a 180°, variando-se 15° a cada imagem, os resultados foram obtidos de forma não automática. As respostas ressaltaram lineamentos estruturais e as imagens com melhor qualidade interpretativa foram escolhidas.

A partir dos MDT e dos resultados da convolução foram traçados lineamentos superficiais para a interpretação estrutural da região, de forma manual. A direção dos lineamentos foi extraído de forma automática com a ferramenta do *ArcToolbox AzimuthFinder* 1.1 que retirou o azimute de cada lineamento interpretado.

3.3 - Resultados e Discussão

Os resultados do processamento das imagens satélites assim como os dados de radar demonstram a grande quantidade de lineamentos superficiais existentes na Bacia Sedimentar do Araripe, com direções preferenciais NW e NE, no entanto as direções N-S, NNE e NNW também foram observadas em menores proporções. As idades ou eventos que originaram estes lineamentos não são alvo deste trabalho. Além dos lineamentos estruturais foi possível uma boa interpretação dos limites da bacia que foi bem marcado pelo processamento das imagens de satélite e radar.

As imagens do Landsat 8 possibilitaram uma identificação das estruturas regionais e auxiliaram na delimitação da área da Bacia Sedimentar do Araripe. As composições das imagens favoreceram o realce da Chapada do Araripe, devido as bandas escolhidas para o processamento, o vermelho, banda 4, o infravermelho próximo, banda 5 e o infravermelho médio, bandas 6 e 7. Essa escolha destacou a vegetação, as drenagens, os lineamentos superficiais e o contorno da bacia.

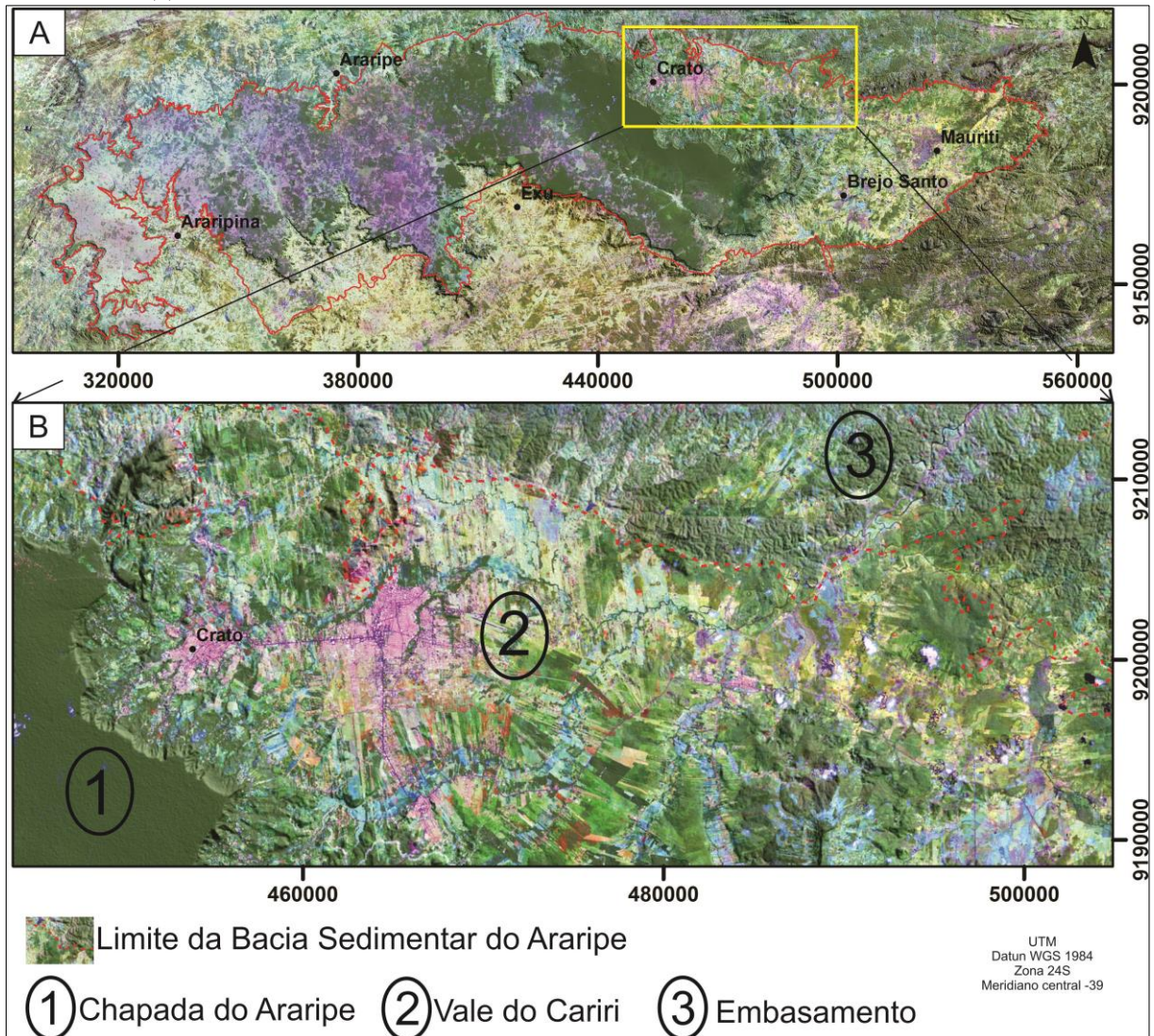
O processamento das imagens do Landsat 8 contribuiu com a demarcação dos limites da Bacia Sedimentar do Araripe ressaltando o contato da bacia com o embasamento. A Figura 9 mostra esse contato, sendo perceptível a diferença na textura da composição 567 (RGB) fundida ao MDT produzido pelo SRTM.

A composição e a fusão foram feitas para ressaltar as feições geomorfológicas existentes na área, refletindo suas diferenças pela rugosidade da imagem. Para as rochas sedimentares pertencentes à bacia a resposta da composição é menos rugosa, para as rochas cristalinas do embasamento a resposta é mais rugosa. Na área demarcada em 1 na Figura 9B é possível identificar a borda da Chapada do Araripe com uma resposta suave e constante, na área 2 o Vale do Cariri, que apresenta uma resposta mais rugosa que a chapada, na área 3 o embasamento. O contato abrupto da região 2 com a região 3, da Figura 9B, é destacada pela variação da rugosidade na imagem na transição das rochas sedimentares da bacia para o embasamento cristalino circundante.

Para a demarcação dos limites da bacia as respostas das imagens do Landsat 8 foram de grande utilidade, pois as composições realizadas ressaltaram os contatos da bacia com o embasamento não apenas na variação da rugosidade da imagem mas também na diferença na cor da resposta que as rochas cristalinas do embasamentos e sedimentares da bacia. A Figura

10 mostra a diferença na resposta citada, enquanto as rochas sedimentares apresentam uma resposta em tons de azul e verde claro as rochas cristalinas apresentam uma resposta em tons de verde escuro.

Figura 9- Imagens Landsat 8. Composição em RGB, 567, fundida ao modelo digital do terreno do SRTM. Em A os limites da Bacia Sedimentar do Araripe. Em B a borda da Chapada do Araripe (1), o Vale do Cariri (2) e o embasamento (3).

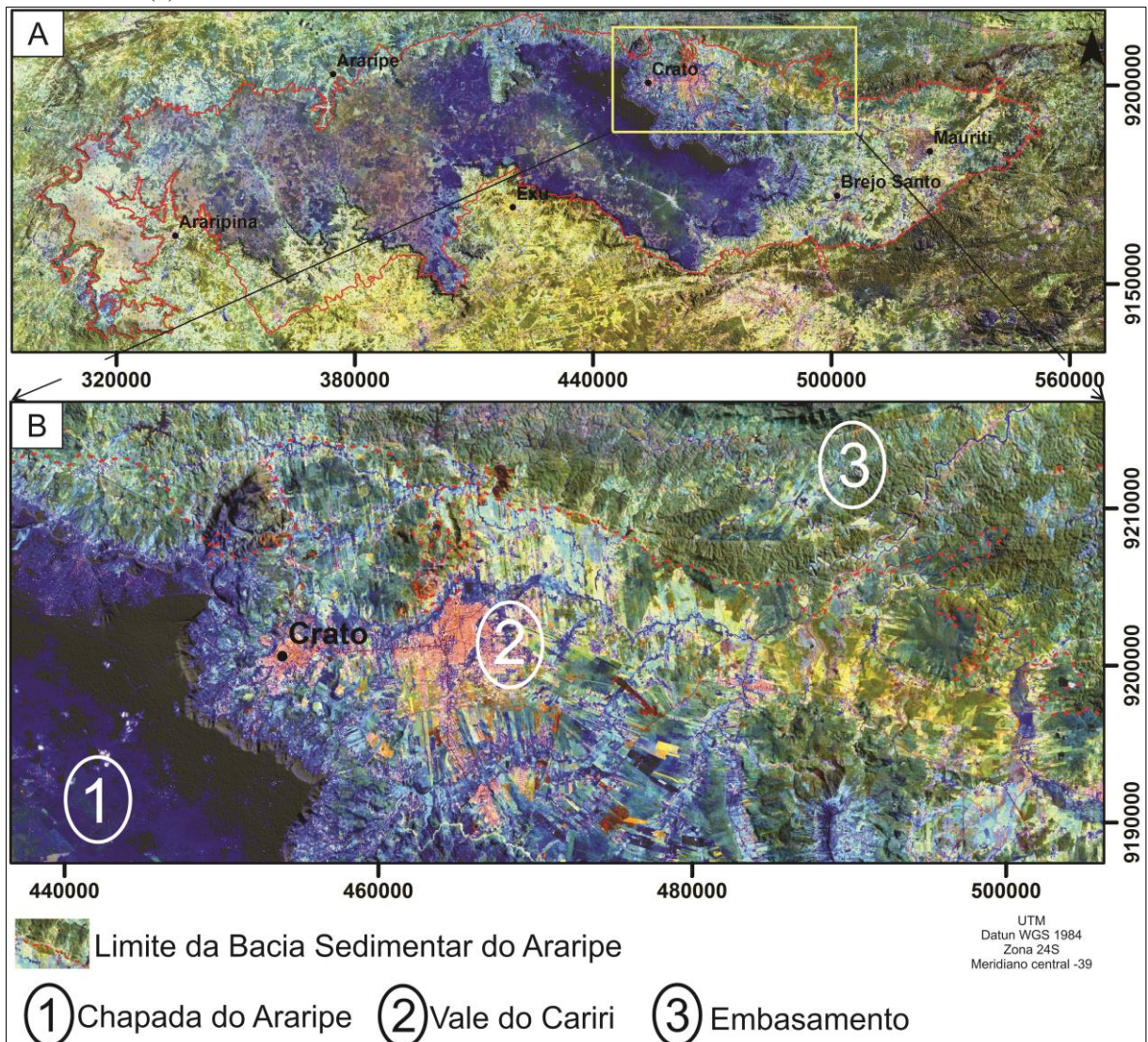


Fonte – O autor (2016).

A Figura 10 mostra a composição 765 na imagem RGB que foi fundida ao Modelo Digital do Terreno produzido pelo SRTM, para a delimitação da bacia.

A técnica da razão entre bandas foi a que melhor destacou os contatos litológicos, facilitando a demarcação da área da bacia, a razão utilizada foi a $6/4(R)$, $5/3(G)$ e $7/2(B)$. Os contatos litológicos entre o embasamento e as rochas sedimentares foram demarcados utilizando como um dos parâmetros o resultado da razão.

Figura 10 - Imagens Landsat 8. Composição em RGB, 765, fundida ao modelo digital do terreno do SRTM. Em A, os limites da Bacia Sedimentar do Araripe. Em B, a borda da Chapada do Araripe (1), o Vale do Cariri (2) e o embasamento (3).



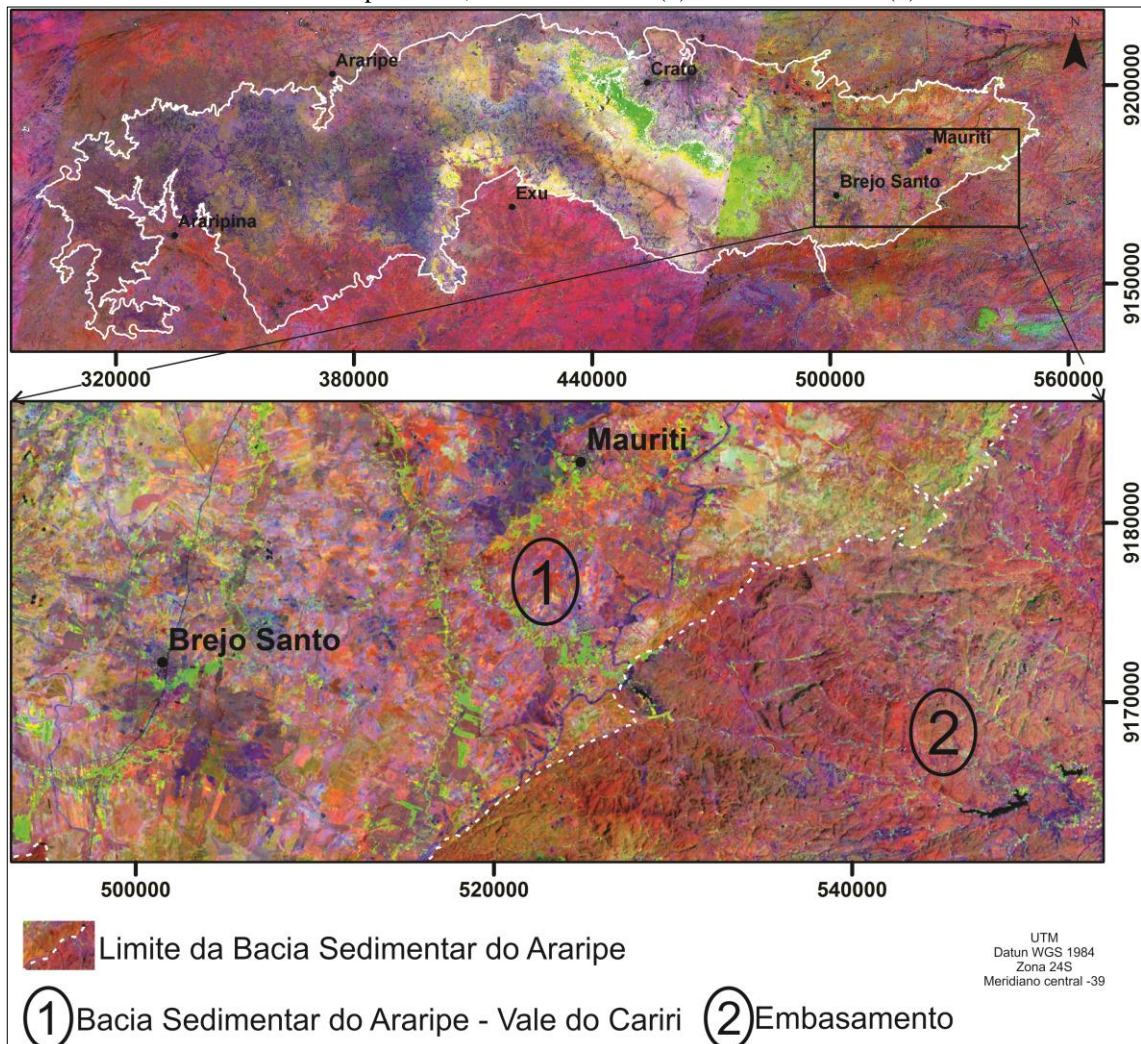
Fonte – O autor (2016).

As imagens que compõem o mosaico da área apresentam um contraste entre as cores, que ocorreu pela diferença na data de aquisição das imagens pelo satélite. A imagem central foi adquirida em outubro de 2015 e as imagens laterais em novembro do mesmo ano. Mesmo essa pequena diferença entre as respostas do processamento não interferiu na interpretação dos contatos litológicos ou mesmo no traçado do perímetro da bacia como mostra a Figura 11, que no detalhe ressalta o contato entre o embasamento e as rochas sedimentares.

A composição das imagens do Landsat 8, em RGB das bandas 5(R), 6 (G) e 7(B) e 7(R), 6(G) e 5(B) e a razão entre bandas 6/4(R), 5/3(G) e 7/2(B) foram ferramentas de grande valia na delimitação da área da bacia. Como a resolução espacial dessas imagens não favorece

uma boa visualização dos contatos, o refinamento do limite da bacia utilizou as imagens do *hilshade* e do RapidEye.

Figura 11 - Razão entre bandas, 6/4, 5/3 e 7/2, em RGB, respectivamente, fundida ao MDT do SRTM. Em A, os limites da Bacia Sedimentar do Araripe. Em B, o Vale do Cariri (1) e o embasamento (2).



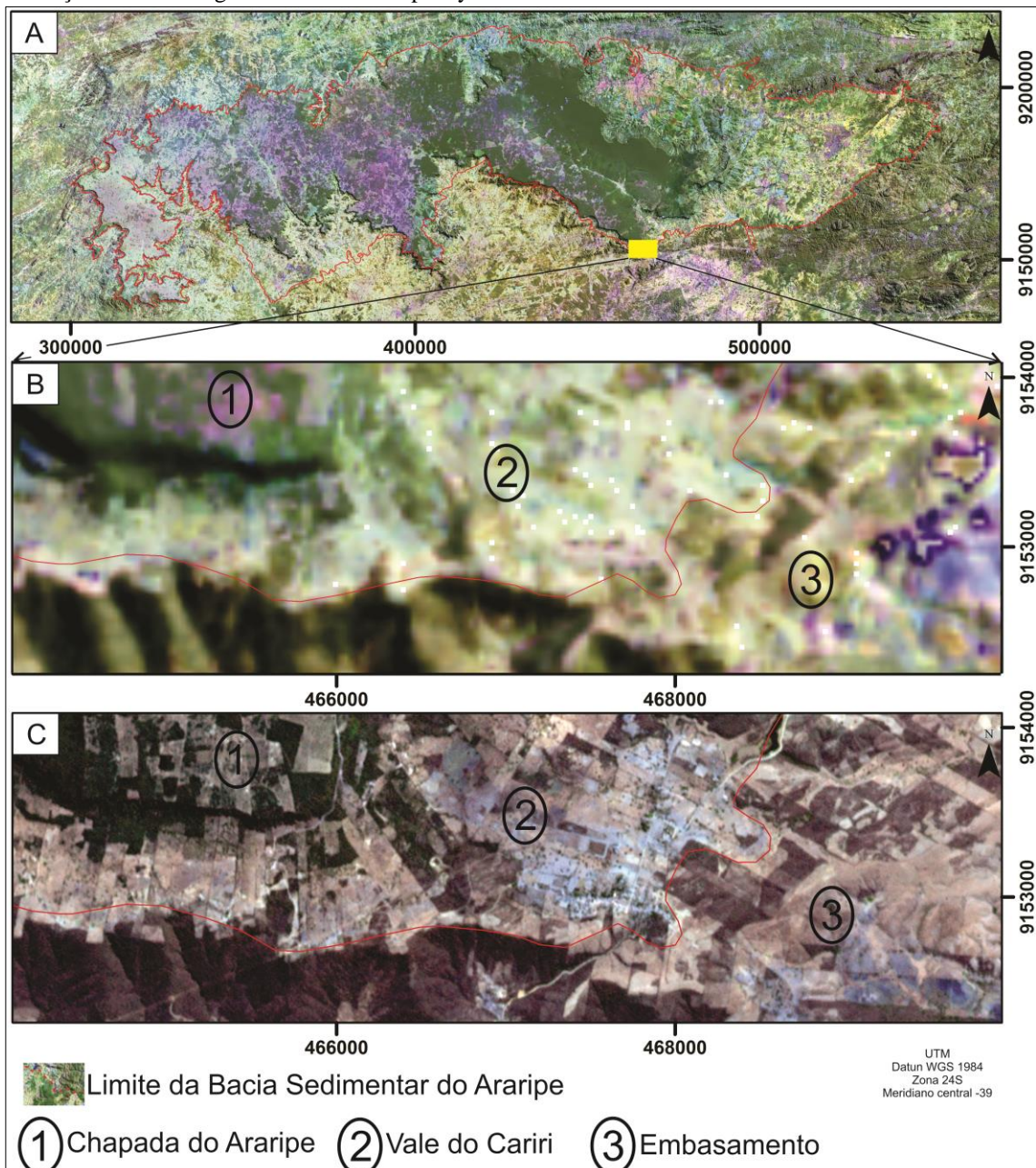
Fonte – O autor (2016).

As imagens do RapidEye foram utilizadas para a delimitação final do contorno da bacia. Sua alta resolução espacial favoreceu o refinamento do contorno da Bacia Sedimentar do Araripe, retirando o que foi identificado como colúvio e morros testemunho da bacia.

A Figura 12A mostra a composição 567 em RGB que foi fundida ao Modelo Digital do Terreno produzido pelo SRTM, com o contorno da bacia. A Figura 12B mostra a aproximação dessa imagem ressaltando a baixa resolução espacial. A Figura 12C mostra a mesma área aproximada com imagem do RapidEye, apresentando uma resolução espacial que favorece a identificação de contatos ou feições superficiais na área.

A área da bacia foi medida, com o programa ArcGIS® 10.1 pela ferramenta *Measure*. Foi utilizado como apoio os dados da geofísica, gamaespectrometria, das imagens de SRTM processadas com *hillshade* e imagens dos satélites Landsat 8 e RapidEye.

Figura 12 - Comparativo da resolução espacial das imagens de Landsat 8 e RapidEye, mostra a alta resolução espacial do RapidEye em relação ao Landsat 8. Em A, uma imagem de toda a Bacia Sedimentar do Araripe. Em B, uma aproximação do resultado da composição de bandas 567 do Landsat 8. Em C a mesma área com a aproximação de uma imagem em RGB do RapidEye.



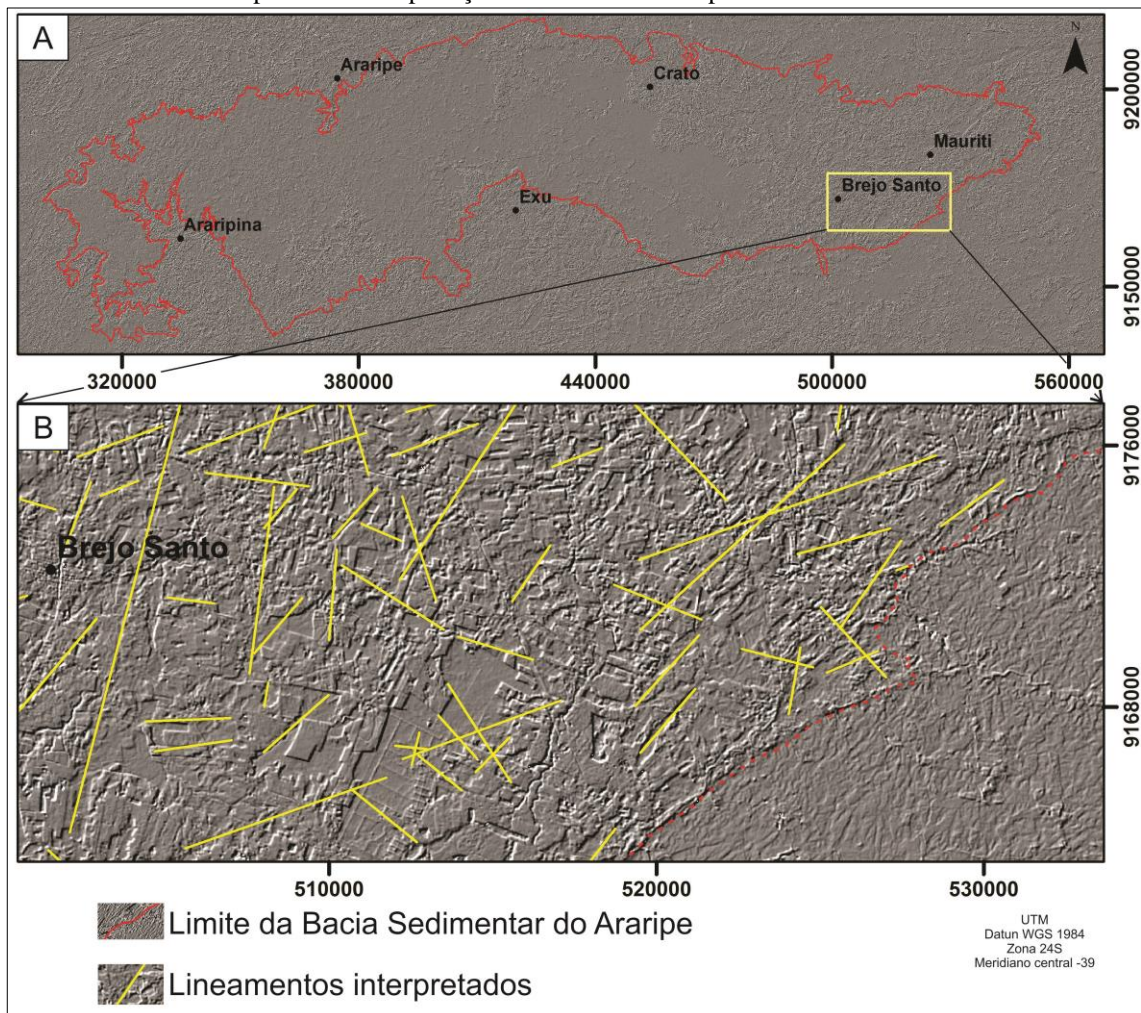
Fonte – O autor (2016).

Os resultados da convolução das imagens do Landsat 8 apresentaram uma grande quantidade de lineamentos, ressaltando elementos que não refletem apenas as morfoestruturas, independente da banda, inclinação ou azimute utilizados o que dificultou a interpretação inicial. No entanto, os resultados foram utilizados para um comparativo dos

mesmos com outras imagens criadas a partir do SRTM, o que possibilitou uma comparação entre os resultados da convolução.

A Figura 13A mostra o resultado da convolução da banda 6 com inclinação de 45° e azimute de 45°. O detalhe (Figura 13B) mostra a sobreposição dos lineamentos interpretados pela convolução do SRTM dentro da bacia. Os resultados da banda 6 não apresentaram relevância para a interpretação dos lineamentos superficiais da bacia, no entanto é possível observar uma relação da direção das estruturas interpretadas por SRTM como esses resultados.

Figura 13 – Convolução direcional da banda 6, Landsat 8, inclinação 45° e azimute 45°. Em A os limites da Bacia Sedimentar do Araripe. Em B interpretação dos lineamentos superficiais da área.

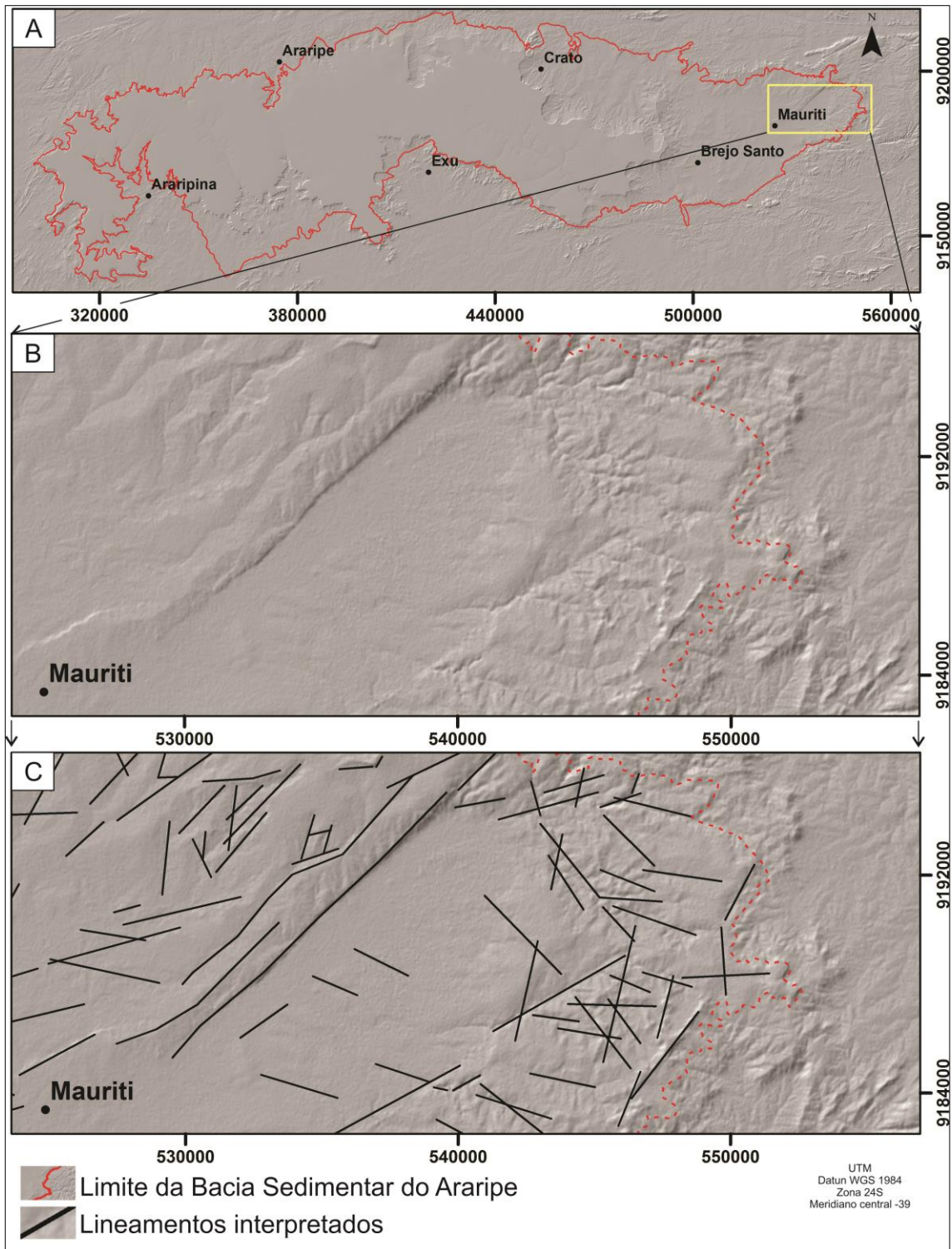


Fonte – O autor (2016).

A convolução dos dados de SRTM apresentou uma boa resposta para as morfoestruturas regionais, com um realce significativo das feições perpendiculares à direção de processamento, com direção preferencial das estruturas ressaltadas em NE e NW, contudo, as direções E-W, NNE e NNW também foram observadas em menores proporções.

A Figura 14 apresenta a resposta para este filtro com inclinação de 45° e azimute de 45° , que foi escolhida por apresentar uma resposta mais nítida.

Figura 14 - Convolução direcional SRTM, inclinação 45° e azimute 45° . Em A, limites da Bacia Sedimentar do Araripe. Em B, detalhe da área de estudo. Em C interpretação dos lineamentos superficiais pelo conjunto de dados.



Fonte – O autor (2016).

Como ferramenta acessória a convolução direcional dos dados de SRTM foram de grande valia na interpretação dos lineamentos superficiais presentes na bacia. A Figura 14A apresenta a delimitação da bacia, com destaque para as áreas mais elevadas que representam a chapada, sendo definida por sua textura suave e contínua. O Vale do Cariri se apresenta pouco mais rugoso, com estruturas ressaltadas no detalhe da Figura 14B, o resultado do processamento ressalta as estruturas presentes na área. A Figura 14C mostra a interpretação das estruturas superficiais na região destacada, essa interpretação refere-se ao conjunto de todos os dados disponíveis.

O processamento do relevo sombreado (*hillshade*) a partir dos dados de SRTM foi realizado de forma não automática, variando o azimute de 0° a 180°, com acréscimo de 15° a cada imagem, o que proporcionou uma maior abrangência na visualização dos segmentos superficiais. Os resultados foram utilizados como base para a interpretação dos lineamentos morfoestruturais da área.

O *hillshade* ressalta as diferenças na textura das imagens nos contatos entre rochas do embasamento e da bacia, sendo bom marcador dos limites. As rochas no interior da bacia que constituem a Chapada do Araripe apresentam um relevo plano a levemente ondulado, com uma resposta suave ao sombreado da imagem. No Vale do Cariri a morfologia dos terrenos mais acidentados apresenta uma maior rugosidade nas imagens, no entanto, as rochas do embasamento ressaltam feições ainda mais acidentadas e rugosas, sendo delimitadas pela transição de feições mais suaves para mais rugosas nos limites da bacia.

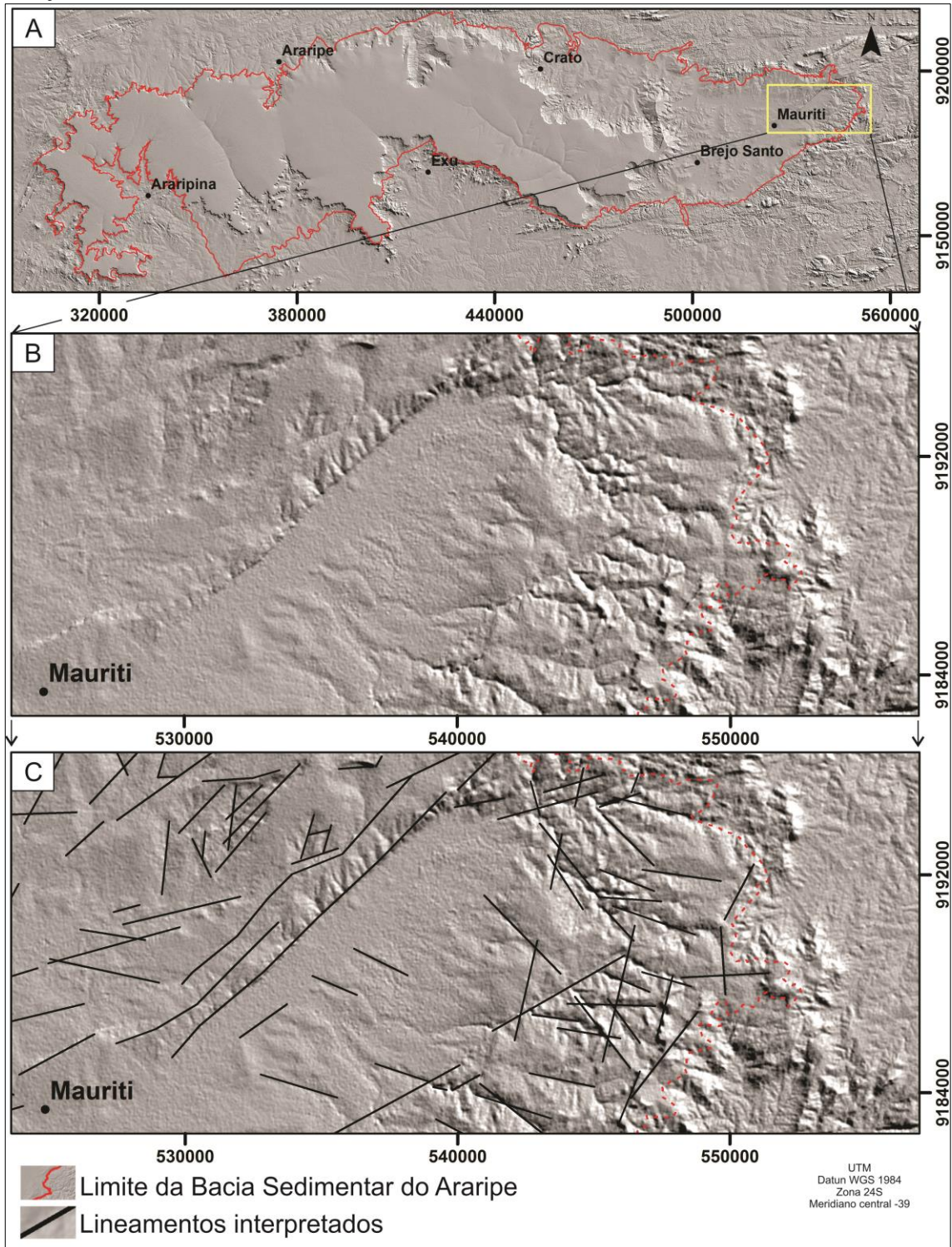
Os lineamentos interpretados a partir das imagens de SRTM também foram extraídos com o auxílio do relevo sombreado. A Figura 15 mostra os resultados do *hillshade* com inclinação da iluminação horizontal de 45° e azimute de 45°.

A Figura 15A mostra o resultado do relevo sombreado para a Bacia Sedimentar do Araripe e sua delimitação. A Figura 15B mostra o detalhe de uma área no Vale do Cariri. Comparando-se os resultados do *hillshade*, Figura 15B, com a convolução direcional, Figura 14B, dos dados de SRTM fica perceptível à atenuação que o processo de convolução, contudo, esse processo destaca as feições morfoestruturais mais proeminentes.

A direção dos lineamentos foi extraído de forma automática com a ferramenta do *ArcToolbox AzimuthFinder* 1.1 que retirou o azimute de cada lineamento interpretado. Os resultados foram analisados em função da direção preferencial dos lineamentos, que foram

processados no programa OpenStereo[®], com a produção de diagramas de roseta da frequência observada dos lineamentos.

Figura 15 - Relevo sombreado (*hillshade*) SRTM inclinação horizontal de 45° e azimute 45°. Em A limites da Bacia Sedimentar do Araripe. Em B detalhe da área de estudo. Em C interpretação dos lineamentos superficiais pelo conjunto de dados.



Fonte – O autor (2016).

A resposta final para a convolução e para o relevo sombreado apresentou uma forte correlação entre as estruturas traçadas pelo conjunto de dados com cada imagem em separado, mostrando a coerência no resultado obtido.

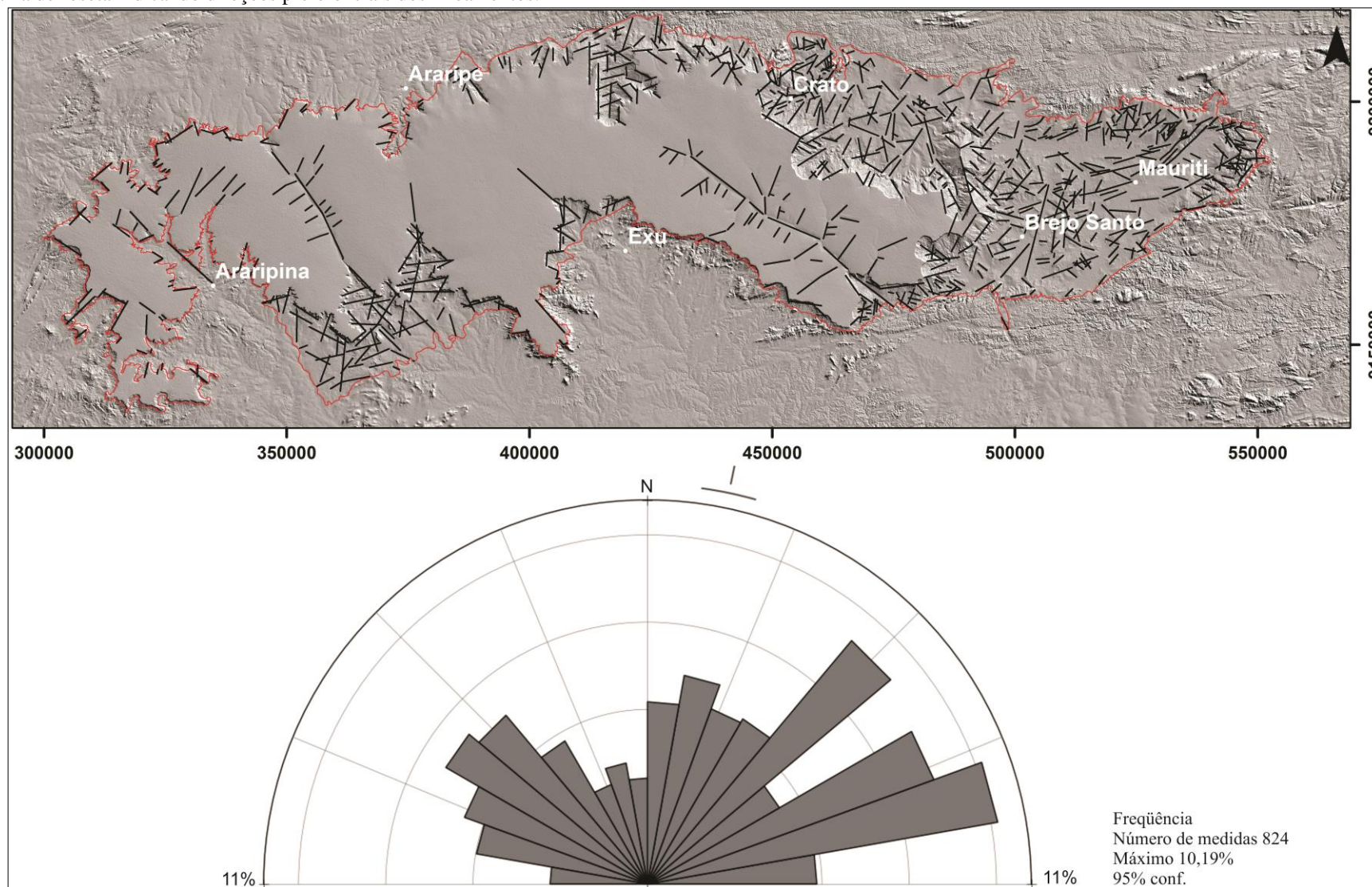
3.4 – Considerações Parciais

As imagens geradas pelo processamento dos dados de satélites e radar resultaram no reconhecimento de feições morfoestruturais e na aferição da área da Bacia Sedimentar do Araripe.

Como resultado final foi obtido a área da Bacia Sedimentar do Araripe com 10.396,15 km², para um perímetro de 1.416,7 km, e o Vale do Cariri tem área de 2.923,38 km² e perímetro de 513,24 km. Dentro do vale, o Aquífero Médio possui uma área aflorante de 2.289,60 km² e um perímetro de 483,13 km, o Aquífero Inferior possui área aflorante de 676,9 km² e perímetro de 512,92 km.

Os resultados demonstram uma forte presença de dois conjuntos de lineamentos superficiais na bacia, com direções NE e NW, condizentes com trabalhos anteriores. No entanto, também chama à atenção a presença em menor escala de lineamentos com direção N-S, NN-W e NN-E, a roseta na Figura 16, mostrando a frequência das direções extraídas e expõe as direções preferenciais dos lineamentos interpretados. A grande quantidade de lineamentos observados e as diversas direções desses lineamentos mostra a complexidade estrutural da bacia está refletida em sua superfície, principalmente no Vale do Cariri.

Figura 16 - Lineamentos interpretados na Bacia Sedimentar do Araripe sobre o mapa de relevo sombreado com inclinação de 45° e azimute de 45°, acompanhando, diagrama de roseta indicando direções preferenciais dos lineamentos.



Fonte – O autor (2016).

4 – GEOFÍSICA

Métodos geofísicos são uma ferramenta para estudos geológicos de forma indireta, métodos geofísicos potenciais utilizam como fonte de sinal os campos magnético e gravimétrico para revelar variações nas propriedades físicas de materiais. As diferenças nessas propriedades físicas causam anomalias nestes campos potenciais, identificáveis pelo contraste entre um determinado corpo e seus arredores (LOWRIE, 2004).

4.1 – Magnetometria

Cada rocha magnetiza-se de acordo com a sua susceptibilidade magnética, que depende da quantidade e do modo de distribuição dos minerais magnéticos presentes. A magnetização (M) de um corpo é a soma dos momentos magnéticos (m) por unidade de volume (V). Para um campo magnético indutor (H) e uma magnetização (M), é chamado de susceptibilidade magnética (S_m) a razão: $S_m = M/H$. Portanto a susceptibilidade magnética é uma medida da capacidade do material adquirir magnetização. Quanto maior a susceptibilidade magnética maior será a magnetização do material (LOWRIE, 2004).

A concentração de minerais magnéticos produz distorções locais no campo magnético da Terra, que podem ser detectadas e fornecem informações sobre a subsuperfície. A magnetometria consiste na medição de pequenas variações do campo magnético terrestre em consequência da distribuição heterogênea das rochas magnetizadas, assim é possível delimitar os principais lineamentos e fontes com minerais ferromagnéticos, aflorantes ou subaflorantes (CARNEIRO & BARBOSA, 2008).

4.1.1 - Introdução

Diversos levantamentos geofísicos foram realizados com o intuito de ampliar a compreensão sobre a gênese e desenvolvimento da Bacia Sedimentar do Araripe, os resultados construídos durante mais de vinte anos de pesquisas ajudam a sustentar as teorias sobre a evolução da bacia.

No que se refere à compartimentação estrutural e às estimativas de profundidade máxima da Bacia Sedimentar do Araripe, alguns desses estudos merecem destaque: (i) foi realizada uma série de levantamentos magnetométricos e gravimétricos na região do Araripe por Oliveira (1983), Rand (1983), e Rand & Manso (1984), este último propondo uma compartimentação em duas sub-bacias, Cariri (leste) e Feitoria (oeste), em função da

identificação de anomalias Bouguer na área de estudos com contrastes relevantes em comparação com a densidade crustal média de referência, além de estimar uma espessura máxima de 2400 m para o pacote sedimentar; (ii) Matos (1992) fez uso de um maior conjunto de dados e atualizou essa estimativa para 1800m de espessura; (iii) ambas as estimativas foram revisadas por Ponte & Ponte Filho (1996), que correlacionaram dados de poços estratigráficos profundos (destaque para os poços 2-AP1-CE com 1.498m, 4-BO-1-PE com 915m e PS-12-CE com 330m), resultados de perfilagem geofísica (raios gama e resistividade), e cerca de 10 perfis sísmicos de reflexão para propor uma atualização no entendimento do arcabouço estrutural da bacia do Araripe; (iv) Assine (2007) utilizou a descrição dos poços e os dados de perfilagem geofísica para descrever a estratigrafia da região da Bacia Sedimentar do Araripe; (v) Castro & Castelo Branco (1999) trabalharam com a inversão de dados gravimétricos, utilizando um maior conjunto de dados e um ajuste mais acurado nos contrastes de densidade ($-0,50 \text{ g/cm}^3$) em relação à Rand & Manso (1984) e Matos (1992). Com isso, obtiveram estimativas de profundidades próximas aos valores dos poços estratigráficos conhecidos; (vi) Marques *et al.* (2014) compararam dados gravimétricos terrestres e de satélite, além de imagem SRTM e medidas de campo para propor uma compartimentação estrutural com *trend* diferente daqueles de Ponte e Ponte-Filho (1996) e Assine (2007), além de defender a ocorrência de um processo de inversão durante a evolução tectônica recente da bacia do Araripe.

Em todos os trabalhos destacados nota-se o constante uso da geofísica, o que a confirma como eficiente ferramenta, que aliada a dados de outras fontes contribui no estudo geológico da Bacia Sedimentar do Araripe. O presente trabalho utiliza da magnetometria em função da sua capacidade de identificação de lineamentos mesmo em subsuperfície, tais lineamentos podem ser associados a estruturas como zonas de cisalhamento, falhas e diques, por exemplo. Sendo assim, por meio do processamento e interpretação dos dados aerogeofísicos de magnetometria, este trabalho pretende contribuir para uma melhor compreensão do arcabouço estrutural da Bacia Sedimentar do Araripe.

4.1.2 - Métodos

Os dados geofísicos utilizados foram retirados da base de dados CPRM, referentes aos Projetos Aerogeofísicos PE/PI (2006), Novo Oriente (2009) e PB/RN/PE/CE (2010), realizados pelo consórcio Lasa Ltda. & Prospectors Ltda. O campo geomagnético na área de estudo tem intensidade aproximada de 24000 nT, inclinação e declinação magnéticas

estimadas em -20.1° e -21.87° , respectivamente. A altura de voo foi fixada em 100 metros, as linhas de voo (N-S) em 500 metros e as linhas de controle (E-W) em 10.000 metros. O sistema aeromagnético utilizado consiste em um sensor de vapor de césio modelo Geometrics G-822-A (tipo stinger) acoplado à cauda da aeronave. As leituras do magnetômetro foram realizadas a cada 0,1 segundo, o que equivale, para a velocidade média de 270 km/h da aeronave, a aproximadamente 7,5 m no terreno investigado.

Os dados foram processados com o uso do *software* Oasis Montaj[®], versão 8.4.2, da Geosoft[™]. Foi aplicada a remoção do International Geomagnetic Reference Field (IGRF) aos dados, resultando em um canal no *database* referente às anomalias magnéticas crustais, acima da superfície Curie. O método de interpolação bidirecional foi utilizado nesses dados (bi-grid, Geosoft[™], 2015), com célula de $\frac{1}{4}$ do espaçamento entre as linhas de voo (125m x 125m). Este método é ideal para aplicar a dados adquiridos de forma orientada por que é inerente a esse interpolador reforçar as tendências perpendiculares à direção das linhas de voo. O *grid* resultante é chamado de Campo Magnético Anômalo (CMA), o qual foi devidamente filtrado para remoção de ruídos relacionados à direção de voo por meio da aplicação do filtro cosseno direcional, com azimute $\alpha = 0$, paralelo à linha de voo (equação 3).

$$L(\theta) = \left| \cos^x \left(\alpha - \theta + \frac{\pi}{2} \right) \right| \quad (3)$$

Em seguida, com o intuito de simplificar o campo magnético rotacionando o vetor magnetização para a vertical e, assim, facilitar a interpretação das anomalias magnéticas observadas, optou-se por aplicar a Redução ao Polo (RTP) no conjunto de dados. Vários autores, no entanto, têm alertado para ruídos introduzidos nos dados devido à aplicação da RTP em regiões de baixas latitudes (SILVA, 1986; HANSEN & PAWLOWSKI, 1989; MENDONÇA E SILVA, 1993; COOPER & COWAN, 2005; OLIVEIRA, 2008, LI, 2008, entre outros). Utilizou-se o algoritmo desenvolvido por Grant & Dodds (1972), o qual faz uso de um segundo parâmetro de inclinação magnética (I') para controlar a amplitude do filtro em baixas latitudes (MACLEOD *et al.*, 1993). Esse procedimento é simplificado na equação 4:

$$Rtp(\theta) = \frac{1}{[\text{sen}(I') + \text{icos}(I)\text{cos}(D - \theta)]} \quad (4)$$

onde:

θ - direção do número de onda;

D - declinação magnética;

- I - inclinação magnética;
 I' - 2ª inclinação, onde: $|I'| > |I|$.

A partir do grid Campo Magnético Anômalo reduzido ao polo (CMA-RTP) foram extraídas as derivadas de 1ª ordem nas direções x, y, z. Em seguida, foi obtido o Gradiente Horizontal Total (GHT), cujo efeito é um realce que provoca máximos nas bordas e mínimos relativos nos centros dos corpos anômalos (CORDELL & GRAUNCH, 1985). A equação 5, a seguir, traz a formulação básica do GHT:

$$\text{GHT} = \left[\left(\frac{\partial(\text{CMA})}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial(\text{CMA})}{\partial y} \right)^2 \right]^{1/2} \quad (5)$$

A Amplitude do Sinal Analítico (ASA) (NABIGHIAN, 1972; ROEST *et al.*, 1992) é obtida pela raiz quadrada da soma dos quadrados dos 3 gradientes ortogonais (derivadas do campo magnético nas direções x, y, z, conforme equação 6. Essa técnica de realce maximiza a amplitude nas bordas, com mínimos relativos nos centros dos corpos causadores das anomalias magnéticas (FERREIRA *et al.*, 2010).

Discussões sobre o grau de independência da ASA em relação à inclinação magnética são encontradas em trabalhos como Verduzco *et al.* (2004), Li (2006) e Ferreira *et al.* (2010). Atribui-se à ASA ser uma boa alternativa em relação à redução ao polo para baixas latitudes ou em terrenos onde há forte magnetização remanente.

$$\text{ASA} = \left[\left(\frac{\partial(\text{CMA})}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial(\text{CMA})}{\partial y} \right)^2 + \left(\frac{\partial(\text{CMA})}{\partial z} \right)^2 \right]^{1/2} \quad (6)$$

A Inclinação do Sinal Analítico (ISA) (MILLER & SINGH, 1994) é um método de realce do CMA que tem como atributo equalizar as amplitudes para um mesmo patamar, posicionando as anomalias sobre os centros das fontes magnéticas, independente de sua profundidade (FERREIRA *et al.*, 2010). A equação 7 apresenta a expressão matemática da ISA. Ferreira *et al.* (2010) entende que essa característica faz da ISA um bom marcador de centros de corpos magnéticos.

$$\text{ISA} = \tan^{-1} \left(\frac{\partial \text{CMA}}{\partial z} / \text{GHT} \right) \quad (7)$$

A análise qualitativa dos dados foi realizada na plataforma ArcMap do software ArcGIS[®], versão 10.1 (ESRI, 2011), onde os principais lineamentos destacados nos mapas CMA, Dx, Dy, Dz, GHT, ASA e ISA foram interpretados e comparados com resultados de outros autores da região da Bacia Sedimentar do Araripe.

A aplicação da equação homogênea de Euler (ou Deconvolução de Euler) como uma ferramenta de interpretação de campos potenciais tem tido vários avanços significativos, desde o trabalho de Thompson (1982). Sua expressão matemática (equação 8) foi fornecida por Reid *et al.* (1990):

$$(x - x_0) \frac{\delta y}{\delta x} + (y - y_0) \frac{\delta y}{\delta x} + (z - z_0) \frac{\delta y}{\delta x} = n(B - T) \quad (8)$$

onde:

- x_0, y_0, z_0 - posição da fonte anômala;
- B - campo magnético regional;
- T - campo magnético anômalo;
- n - índice estrutural.

A profundidade estimada do topo de uma dada fonte magnética é derivada a partir do campo magnético e de seus gradientes, e o grau de homogeneidade da equação de Euler é expresso como um "índice estrutural", um fator exponencial que corresponde à taxa de decaimento da anomalia magnética com a distância entre a fonte e o ponto de medida, isto é, um indicador da forma geométrica da fonte anômala (BARBOSA & SILVA, 2005). A Tabela 4, a seguir, apresenta a relação entre o índice estrutural e geometrias de corpos causadores das anomalias.

Uma janela de busca normalmente é especificada, sendo utilizada na inversão para localização de cada solução da equação de Euler. O algoritmo movimenta essa janela de tamanho fixo sobre todo o *grid* e calcula a solução para cada nova posição. A solução é gravada no *data-base* se a incerteza da profundidade obtida é menor ou igual a um dado limite de tolerância especificado.

A Deconvolução de Euler é comumente empregada na interpretação de dados potenciais porque ela requer pouco conhecimento a priori sobre a geometria da fonte e não necessita de informação a respeito do vetor magnetização na área de estudos (PORTELA & FERREIRA, 2003).

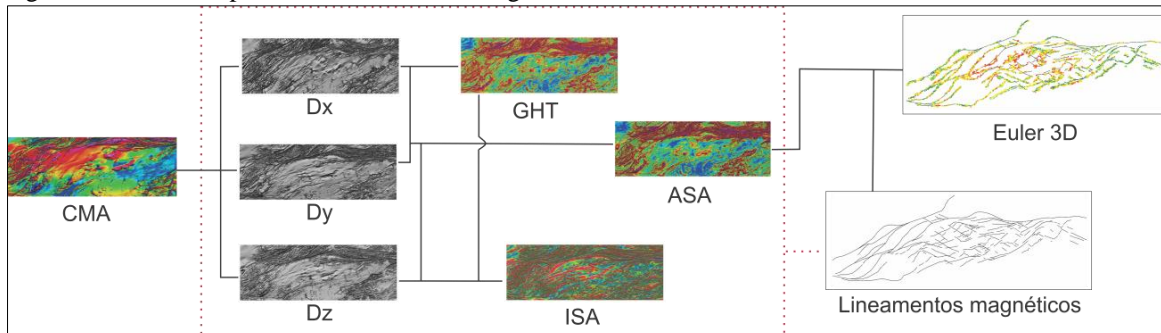
Tabela 4 - Índices estruturais - magnetometria.

Índice estrutural	Geometria da fonte
0	Contato
0.5	Falhas
1	Diques/soleiras
2	Tubo (pipe)
3	Esfera

Fonte - PORTELA & FERREIRA, (2003).

Essa formulação clássica da Deconvolução de Euler tem como deficiência a presença de uma indesejável nuvem de soluções (BARBOSA & SILVA, 2005). A alternativa escolhida neste trabalho foi o uso da Deconvolução de Euler localizada. O princípio teórico é o mesmo da Deconvolução padrão. Contudo, as soluções da equação não são calculadas com base em uma janela de busca padrão, mas sobre picos no *grid* ASA, com o uso do algoritmo desenvolvido por Blakely e Simpson (1986). O valor máximo de incerteza na profundidade foi fixado em 10%. O principal benefício do algoritmo de Blakely é a redução da nuvem de soluções possíveis indesejáveis, o que facilita o processo de análise e interpretação dos dados. O fluxo de processamento dos dados geofísicos está demonstrado na Figura 17.

Figura 17 - Fluxo de processamento dos dados geofísicos.



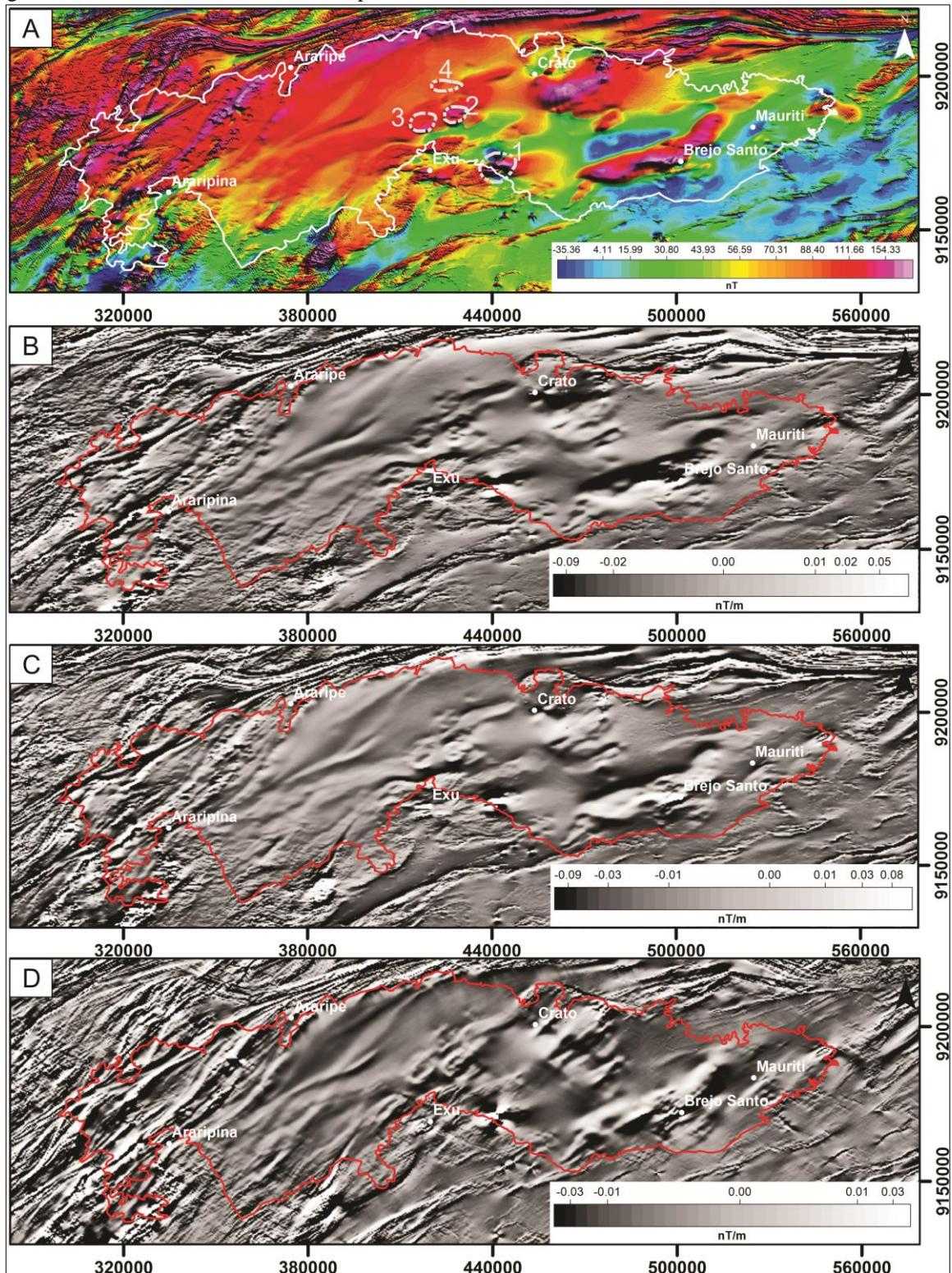
Fonte – O autor (2016).

4.1.3 - Resultados e discussão

O resultado do processamento dos dados geofísicos explicitou a existência de uma grande quantidade de lineamentos magnéticos no interior da Bacia Sedimentar do Araripe. As rochas do embasamento sob a bacia apresentam-se com forte deformação e fraturamento, próximas ou compondo as zonas de cisalhamento existentes na região, sendo evidenciadas pelo padrão textural de maior rugosidade e contraste, efeitos das altas amplitudes e frequências do sinal magnético. As rochas sedimentares presentes na bacia também são detectadas, uma vez que provocam uma atenuação marcante do sinal magnético em todos os

mapas. Anomalias magnéticas bem marcadas presentes no mapa CMA (Figura 18A) podem ser associadas a corpos rochosos alongados contendo minerais de média à alta susceptibilidade magnética.

Figura 18 - (A) Mapa CMA, reduzido ao polo, evidenciando uma clara variação da resposta magnética ao longo da Bacia do Araripe, com destaque para as anomalias semicirculares de 1 a 4. (B, C e D) Lineamentos magnéticos em evidência nas derivadas de primeira ordem em X, Y e Z.



Fonte – O autor (2016).

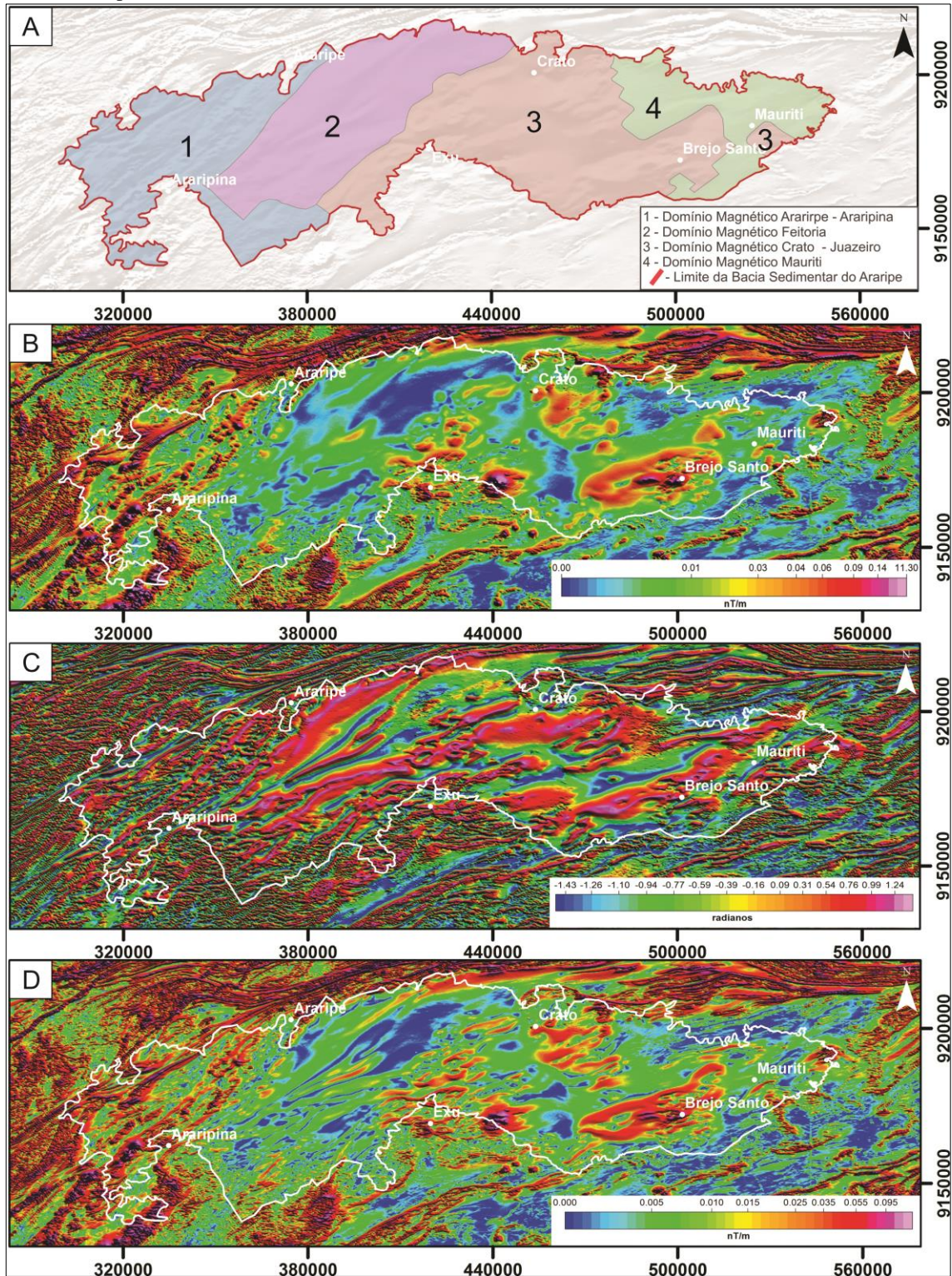
As anomalias magnéticas estão localizadas, majoritariamente, nas bordas da bacia e em sua porção oeste, mas também são presentes na porção leste da mesma, próximas aos municípios cearenses de Brejo Santo e Crato. Alguns corpos anômalos, de formato semicircular, identificados de 1 a 4, localizam-se na região central da bacia, próximos ao município pernambucano de Exu, evidenciando que mesmo a sobreposição de um pacote sedimentar espesso não conseguiu atenuar o sinal magnético por completo. Isso fornece indícios da presença de corpos em subsuperfície com alto grau de magnetização. Estes corpos rochosos, ainda não descritos na literatura, apresentam-se como importantes alvos de futuros estudos geológicos para uma melhor compressão dos processos de formação e evolução da bacia do Araripe.

As derivadas de 1ª ordem nas direções x, y, z (Figura 18B, C e D) possibilitam a identificação do padrão sigmoidal e as direções de lineamentos magnéticos, com *trend* principal NE-SW. A primeira derivada em x ressalta, ainda, uma direção de lineamentos NW-SE na porção leste da bacia. A partir da interpretação das derivadas, foi feita a divisão de domínios magnéticos da bacia, apresentada na Figura 19 A. Essa divisão foi feita levando-se em conta a amplitude e o padrão textural presente nos mapas magnéticos. Os domínios foram definidos em quatro: (1) Araripe – Araripina; (2) Feitoria; (3) Crato – Juazeiro e (4) Mauriti. Considerando a interpretação dos domínios magnéticos definidos acima é possível uma correlação com os trabalhos de Rand & Manso (1984) e Ponte & Ponte Filho (1996), que subdividem a bacia em duas partes, representadas no mapa de domínios magnéticos deste trabalho: domínios 1 e 2 - sub-bacia de Feitoria; domínios 3 e 4 - sub-bacia do Cariri.

A região oeste ao município de Araripe apresenta a resposta magnética de mais alta frequência dentre toda a extensão da bacia. Ponte & Ponte Filho (1996) descrevem esse trecho como sendo a plataforma de Araripe-Araripe. Dali até o município de Santana do Cariri, a bacia apresenta uma região de forte atenuação do sinal magnético, exatamente sobre a área onde foi perfurado o poço estratigráfico 2-API-CE (1.498m). Desse ponto em diante, uma resposta de maior amplitude, aproximadamente entre os municípios de Santana do Cariri e Exu, se faz presente nos mapas magnetométricos.

Na região dos domínios magnéticos 3 e 4 também é possível perceber que o sinal magnético, normalmente atenuado em função das rochas sedimentares, apresenta regiões de alta amplitude, revelando a presença de diversos blocos rochosos que compõem o arcabouço estrutural dessa área.

Figura 19 - (A) A divisão dos domínios magnéticos em função da variação do padrão de resposta magnética observada, principalmente, no CMA e derivadas de 1ª ordem. (B e C) GHT e ASA, evidenciando feições como lineamentos e contatos litológicos. (D) ISA, que tem como resultado uma equalização na amplitude dos lineamentos magnéticos em geral, proporcionando observar a relação de corte entre os diversos alinhamentos presentes no mapa.



Fonte – O autor (2016).

Essas regiões foram descritas por Ponte & Ponte Filho (1996) como o *horst* de Brejo Santo - Mauriti, limítrofe ao *gráben* da Serra das Cacimbas - Palestina, e o *horst* de Barbalha,

entre os *grábens* de Crato - Juazeiro e Missão Nova – Jenipapeiro. Nesse contexto, as anomalias apresentam direção NE-SW e limites fragmentados, formados por pequenos blocos em suas margens. Um *trend* NW-SE se faz mais presente entre as estruturas de 2ª ordem dessa região. Os mapas, ASA, ISA e GHT (Figura 19B, C e D), ressaltam diversos grupos de alinhamentos magnéticos alongados, de direção preferencial NE-SW, formando um padrão sinuoso/sigmoidal, demonstrando a forte complexidade estrutural da região e, permitindo, ainda, uma correlação com o estilo estrutural das zonas de cisalhamento presentes no embasamento. São visíveis blocos de dimensões variadas que constroem a estrutura interna da bacia. Chama atenção as grandes anomalias magnéticas próximas às cidades de Brejo Santo, Crato e Exu, de formato alongado na direção NE-SW, e que apresentam uma grande quantidade de pequenas estruturas bem marcadas, indicando a presença de vários corpos justapostos formando complexas estruturas maiores.

O método da deconvolução de Euler 3D localizada apresentou um resultado positivo quanto à estimativa de profundidade do topo das principais fontes magnéticas presentes na área de estudos. Nas regiões próximas aos poços de Ponte & Ponte-Filho (1996) foi possível observar boa correlação. O índice estrutural foi de 0.5, utilizado para se obter estimativas de profundidade para cada um dos pontos de pico do *grid* ASA relacionáveis a corpos com geometrias lineares, os quais são correlacionáveis a feições geológicas tais como zonas de cisalhamento, diques e falhas geológicas presentes na área de estudo.

Para o domínio magnético Araripe-Araripe, as profundidades estimadas para os topos das anomalias magnéticas estão, majoritariamente, entre 200 m e 800 m. No setor central, a deconvolução de Euler forneceu estimativas de profundidades até um máximo de 1147 m. Essas soluções estão próximas ao poço 2-AP-1-CE. Nessa região, Castro & Castelo Branco (1999), com o uso da gravimetria, indicaram haver um pacote sedimentar com cerca de 1500 m de espessura. Para o setor leste da bacia a deconvolução mostra um resultado semelhante ao observado no setor central, com valores de profundidade máxima de 1147 m. Nessa região, a maior nuvem de resultados está associada ao *gráben* de Crato – Juazeiro e ao *gráben* da Serra das Cacimbas – Palestina. A análise dos resultados demonstra, também, uma redução da profundidade dos lineamentos nas bordas da bacia, o que condiz com uma redução do pacote sedimentar e uma transição para o embasamento, demonstrando uma continuidade das estruturas internas e externas a Bacia Sedimentar do Araripe.

Dentre as zonas de cisalhamento presentes na área de estudo, destacam-se as Zonas de Cisalhamento Patos (ZCP) e Farias Brito (ZCFB), que mergulham sob a bacia descrevendo um traçado sigmoidal. A ZCP sofre uma inflexão para sul na região a leste de Araripe e se divide em dois grandes segmentos principais, que mergulham sob a bacia, delimitando em seu segmento mais a oeste o limite leste da plataforma de Araripe – Araripina. Na parte sudoeste da área de estudos, que vai da porção sudoeste da bacia em direção à Pernambuco, os dados revelam a existência de uma crosta menos magnética cujo padrão monótono do sinal é alterado principalmente pela presença de alinhamentos de primeira ordem na direção NE-SW, correlacionados à falha de Conceição, e de segunda ordem na direção NW-SE, os quais podem ser relacionados às falhas e diques originados devido a processos extencionais ocorridos na extremidade norte da bacia do Recôncavo.

4.1.4 – Considerações Parciais

Os principais lineamentos magnéticos interpretados a partir dos resultados da magnetometria apresentam duas direções preferenciais, NE e NW, como mostra a Figura 20. Os 577 lineamentos interpretados para a Bacia Sedimentar do Araripe foram plotados em um diagrama de roseta que ressaltou as direções citadas. A opção por um diagrama de roseta em frequência foi feito para determinar as direções preferenciais dos lineamentos. Diferentemente dos resultados do sensoriamento remoto, não é possível identificar no interior da bacia direções de lineamentos magnéticos tendendo para N-S, NN-W ou NN-E.

Os resultados demonstram que a compartimentação estrutural da Bacia Sedimentar do Araripe é muito mais complexa do que a descrita anteriormente por outros autores. O padrão estrutural da bacia apresenta variação lateral, de oeste para leste, conforme demonstrado pela divisão dos domínios magnéticos, indicando haver variações substanciais na espessura das rochas sedimentares, com áreas mais espessas a leste e mais rasas a oeste.

O setor oeste da bacia, a partir do *horst* Dom Leme, apresenta um padrão estrutural sigmoidal NE-SW, fortemente influenciado pelas grandes estruturas regionais presentes no embasamento: a zona de cisalhamento Patos. A plataforma Araripe-Araripina, apresenta um pacote sedimentar menos espesso, evidenciado pelo padrão textural dos mapas magnéticos, tem seu limite marcado pela Zona de Cisalhamento Patos. A partir daí, ocorre um aprofundamento da bacia, caracterizada por uma forte atenuação do sinal magnético, indicando a presença do *gráben* de Feitoria, cujo pacote sedimentar alcança profundidades da ordem de 1500 metros. Ainda nessa região, o traçado da Zona de Cisalhamento Patos deu

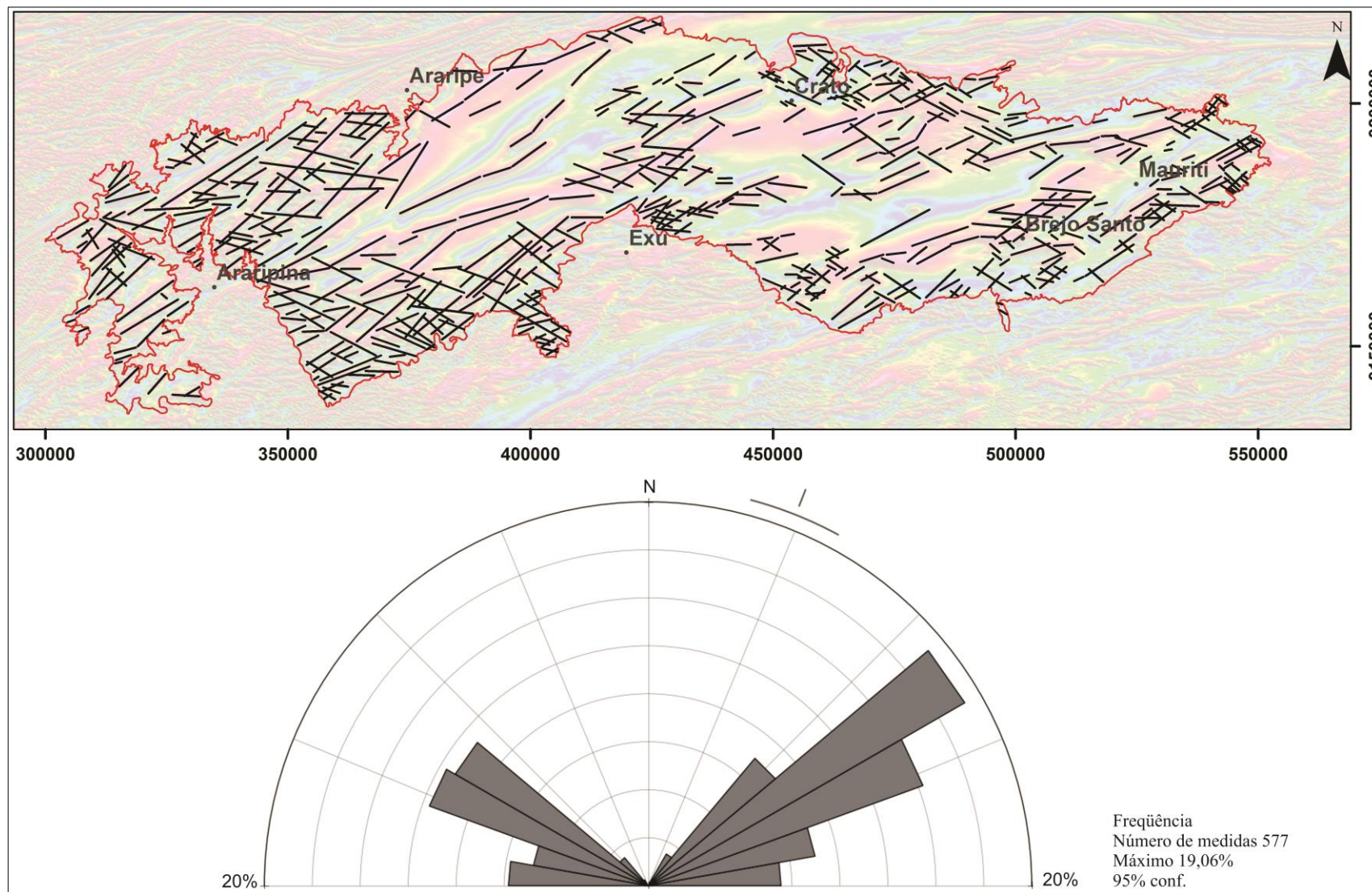
origem ao alto estrutural de Feitoria. A região interpretada como divisora dos setores da bacia, *horst* Dom Leme, apresenta um formato sinuoso e padrão textural nos mapas magnéticos que reforça a interpretação de um alto estrutural. Composto essa região da bacia foram identificadas três anomalias magnéticas dipolares de formato semicircular, com alta susceptibilidade magnética, as quais podem estar associadas a intrusões magmáticas. Identificado como a estrutura regional responsável pela separação das sub-bacias de Feitoria e Cariri, ou seja, um limite entre os setores da bacia, o *horst* Dom Leme apresenta uma transição entre os dois padrões estruturais, linear a oeste e fragmentado na parte leste.

O setor leste da bacia apresenta um padrão estrutural mais complexo, com a presença das feições sigmoidais NE-SW recortadas por lineamentos NW-SE, fragmentando os blocos que compõem o arcabouço estrutural desse setor. O *gráben* Crato-Juazeiro está em uma região marcada pela atenuação do sinal magnético, indicando a existência de um espesso pacote sedimentar, e encaixado entre os *horsts* Dom Leme e Barbalha. Este último, apresenta um padrão semelhante ao *horst* Dom Leme, com a presença de uma anomalia magnética semicircular de alta susceptibilidade à sudeste, próxima ao município de Exu, e uma estruturação mais fragmentada à nordeste. Os *horsts* de Abaiara e Brejo Santo têm um padrão estrutural semelhante, ou seja, corpos alongados formados por vários blocos justapostos, o que indicaria a existência de um complexo de *horsts*.

O método da Deconvolução de Euler 3D (Figura 21A) apresentou uma boa correlação de profundidades com trabalhos anteriores. Os lineamentos magnéticos foram evidenciados pelas soluções dispostas em forma retilínea, devido também à escolha correta do índice estrutural de 0,5 para os cálculos. Na região do *gráben* de Feitoria, delimitado neste trabalho, as maiores profundidades foram observadas, com estimativas de 1.147 metros, valor que ocorre próximo ao poço 2-AP-1-CE, descrito por Ponte & Ponte Filho (1996) com pacote sedimentar de 1.497 metros de profundidade, indicando a presença de minerais com magnetização dentro das rochas sedimentares que compõem a bacia.

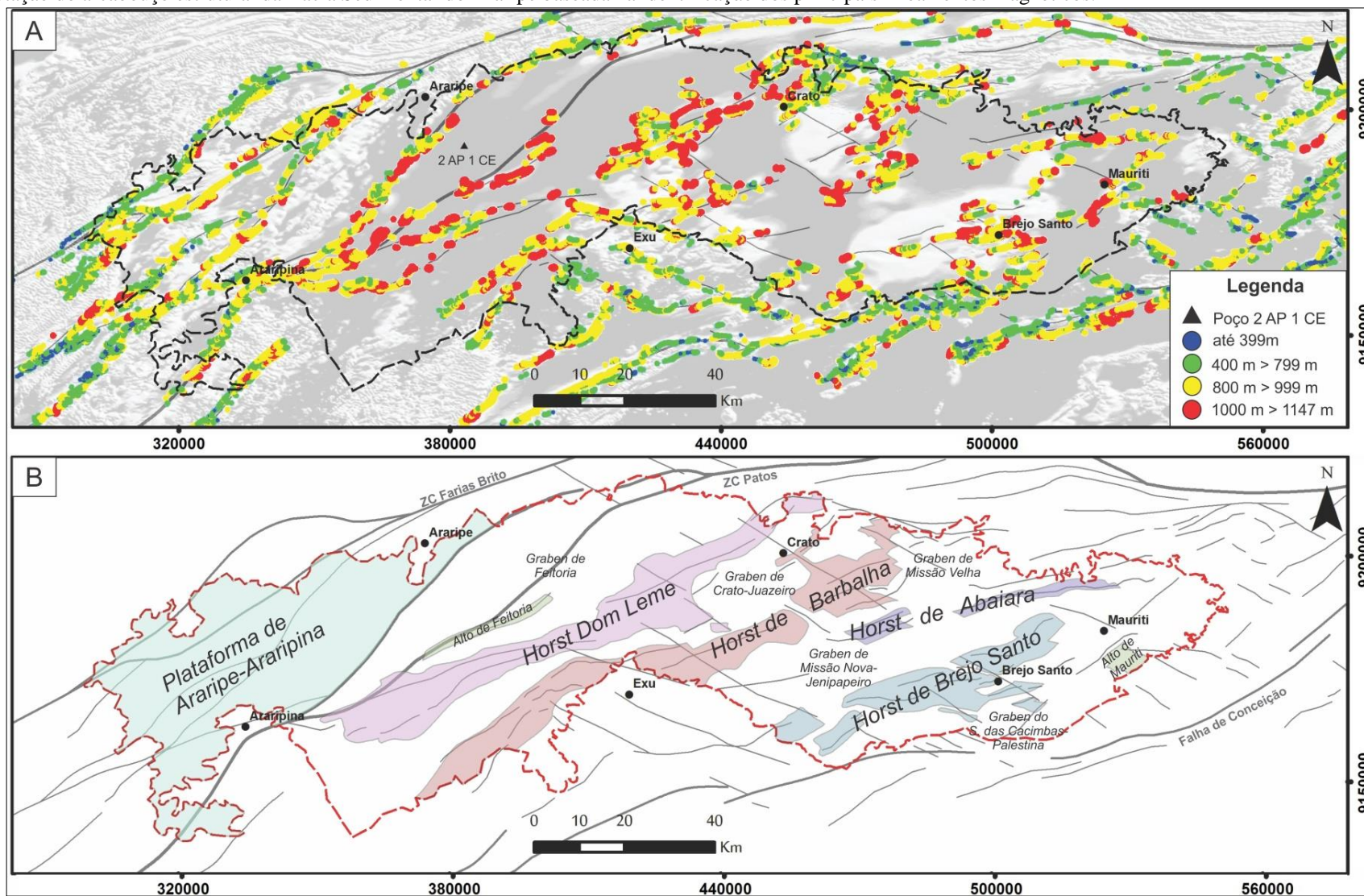
Este trabalho apresenta uma nova compartimentação estrutural para a Bacia Sedimentar do Araripe (Figura 21B), e demonstra que a composição dos blocos que compõem a mesma, está fortemente ligada a estruturas presentes no embasamento, como a ZCP e a ZCFB, e a processos que deram origem a bacia, segmentando os corpos gradativamente de oeste para leste.

Figura 20 - Lineamentos magnéticos interpretados na Bacia Sedimentar do Araripe sobre mapa ISA, acompanhando, diagrama de roseta indicando direções preferenciais dos lineamentos.



Fonte – O autor.

Figura 21 - (A) Resultado da deconvolução de Euler 3D, com índice estrutural 0.5, evidenciando o topo das principais estruturas magnéticas com geometria linear. (B) Interpretação do arcabouço estrutural da Bacia Sedimentar do Araripe baseada na identificação dos principais lineamentos magnéticos.



Fonte – O autor.

4.2 – Gamaespectrometria

A gamaespectrometria é medição da distribuição de materiais radioativos nos materiais terrestres, sua detecção é realizada pelo reconhecimento de isótopos de vários elementos que desintegram-se de forma espontânea e emitem partículas e radiações eletromagnéticas.

4.2.1 - Introdução

Levantamentos geofísicos de gamaespectrometria vêm sendo aplicados como importante ferramenta no mapeamento geológico e na identificação de fontes de radiação de altas frequências produzidas por elementos contidos em minerais e conseqüentemente em rochas. A existência de mais de 50 isótopos radioativos naturais abre uma possibilidade de estudo do comportamento desses elementos químicos e sua associação a minerais e a rochas, possibilitando assim a identificação de um determinado mineral ou rocha de forma indireta, pela caracterização da resposta gamaespectrométrica.

Apenas alguns elementos radioativos são abundantes o suficiente e com radiação forte o suficiente para serem detectados pelos equipamentos de aerolevante atuais. Elementos presentes na composição da maioria das rochas, que são as principais fontes de radiação gama detectadas na superfície terrestre e que possuem origem na desintegração natural dos elementos são o potássio (K^{40}), a série do urânio (U^{238}) e a série do tório (Th^{232}) (COX, 1979; TELFORD *et al.*, 1990; DICKIN, 1995; FAURE, 1997). A contagem total de radiação (CT) é obtida pela medida de todos os raios gama dentro da janela energética que varia de 0,41 a 2,81 MeV. Nesse intervalo, cada elemento radiométrico pode ser associado a uma janela energética onde as suas energias estão distribuídas (RIBEIRO & MANTOVANI, 2012). Por se tratar de ondas com altas frequências sua detecção fica limitada a camada rochosa mais superficial, com aproximadamente 30 a 40 cm (MINTY, 1988).

A aplicação da gamaespectrometria é ampla na identificação de alvos para estudo de mapeamento geológico ou detalhamento de corpos rochosos, cabe citar: aplicação na exploração petrolífera (LÜNING & KOLONIC, 2003), na prospecção mineral (FORNAZZARI NETO & FERREIRA, 2003; CARRINO *et al.*, 2007), na identificação de pontos de afloramento (Ribeiro *et al.*, 2013), no estudo de crateras de impacto ou reconhecimento de vazamento radioativo (IAEA, 2003).

Na Bacia Sedimentar do Araripe ainda não foram publicados estudos de gamaespectrometria, sendo assim, não existe parâmetros para comparação da área com trabalhos anteriores, a ferramenta da gamaespectrometria foi utilizada para a delimitação da área da Bacia Sedimentar do Araripe e seus domínios gamaespectrométricos.

4.2.2 - Métodos

Os dados geofísicos utilizados foram retirados da base de dados CPRM, referentes aos projetos aerogeofísicos PE/PI (2006), Novo Oriente (2009) e PB/RN/PE/CE (2010), realizados pelo consórcio Lasa Ltda. & Prospectors Ltda. A altura de voo foi fixada em 100 metros, as linhas de voo (N-S) em 500 metros e as linhas de controle (E-W) em 5.000 metros. Foi utilizado um sensor gamaespectrométrico Exploranium GR-820 (volume dos cristais: 2560 pol³ down 512 pol³ up) adquirindo dados a cada 1 segundo. O conjunto de dados foi processado com o uso do software Oasis Montaj[®] v. 8.5, adotando-se célula de 125 x 125 metros. Todas as correções necessárias ao processamento foram realizadas e um micronivelamento dos três projetos foi feito, buscando um melhor resultado para a composição dos mapas.

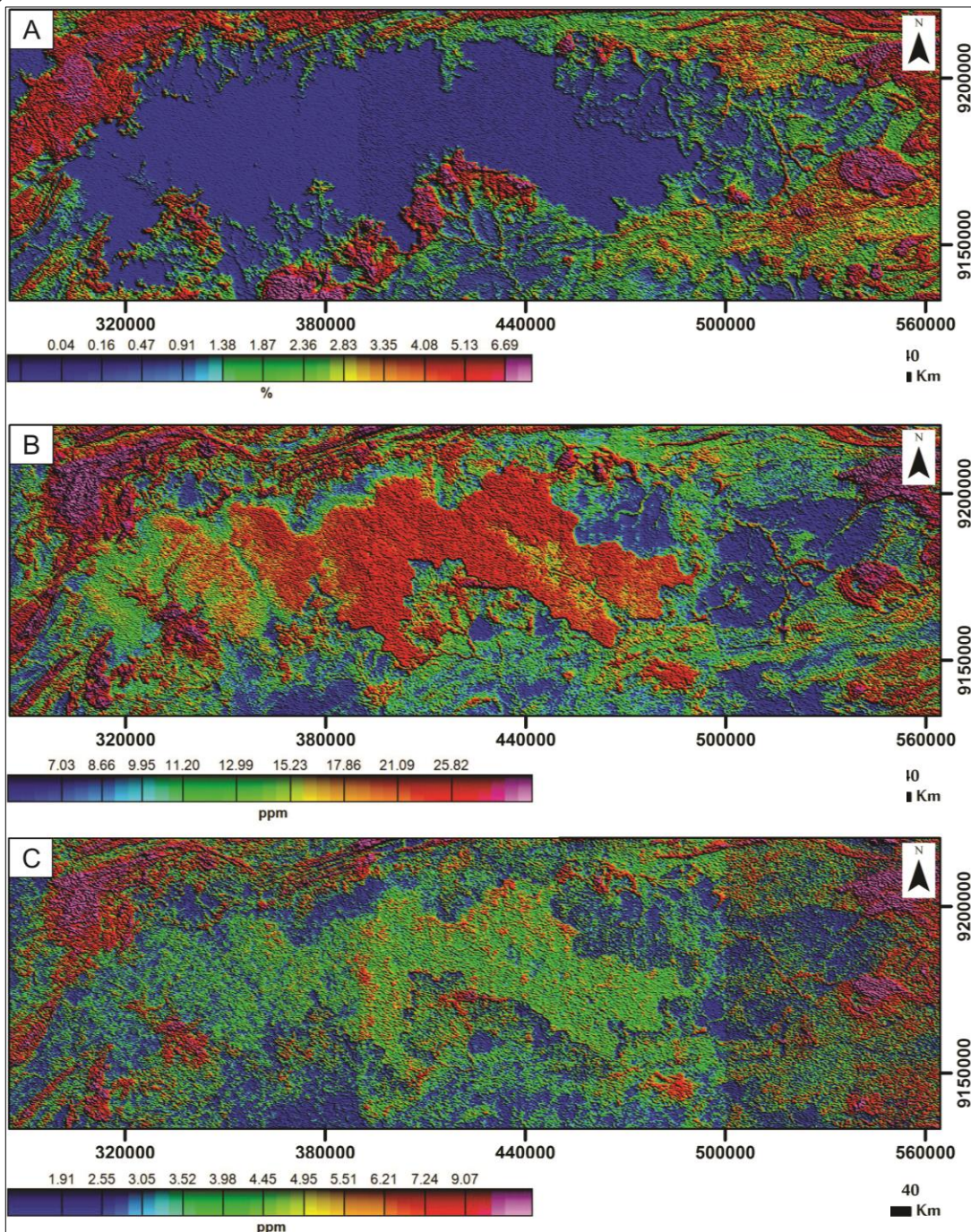
Os dados dos canais de potássio (%), urânio (ppm) e tório (ppm) foram interpolados e, a partir dos mapas de concentração desses radioelementos, foram geradas composições em RGB e CMY. A partir desses mapas temáticos os limites dos diversos domínios gamaespectrométricos da área de estudos foram traçados.

4.2.3 - Resultados e discussão

Foram criados mapas da concentração de potássio (K), tório (Th) e urânio (U), buscando uma interpretação inicial da distribuição dos radioelementos na bacia, como mostra a Figura 22.

O mapa da concentração de potássio mostra uma redução deste radioelemento na Bacia Sedimentar do Araripe, a Figura 22A, mostra que a chapada do Araripe apresenta os mais baixos valores e o Vale do Cariri pequenos aumentos na concentração, principalmente associado às drenagens e as áreas de ocorrência das Formações Cariri e Brejo Santo, o que pode indicar a exposição de rochas sedimentares com níveis mais elevados de potássio ou a mobilização de sedimentos oriundos do embasamento que tendem a ser mais ricos neste radioelemento, como mostra o mapa.

Figura 22 - Mapas produzidos a partir dos dados radiométricos, A – potássio (%), B –tório (ppm) e C – urânio (ppm).



Fonte – O autor (2016).

A concentração do radioelemento tório está no mapa B da Figura 22. O mapa revela uma elevada concentração de Th na chapada da Araripe, região de ocorrência das Formações Exu e Araripina, e pequenos picos na porção centro sul da bacia, região de ocorrência da Formação Santana. Na porção mais a oeste da bacia ocorre uma redução significativa na concentração de Th, assim como o vale do Cariri, com pequenas elevações concentradas nas drenagens.

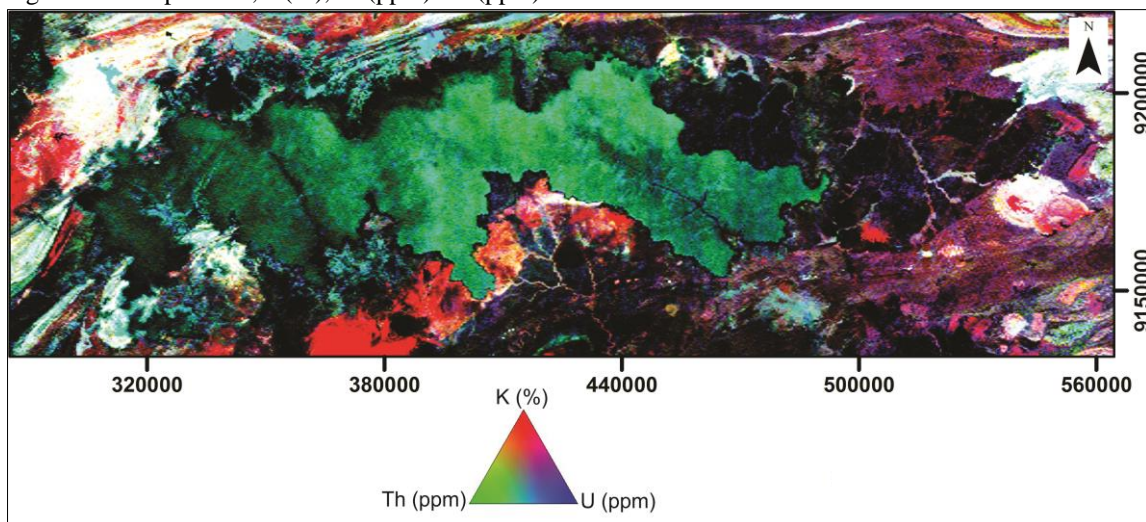
O mapa da concentração de urânio (Figura 22C) apresenta uma resposta semelhante ao tório, no entanto com menores concentrações desse radioelemento.

Os mapas gerados pela concentração de K, Th e U, apresentaram uma boa demarcação dos limites da bacia e uma correlação com as Formações geológicas descritas na região. Os limites da Bacia Sedimentar do Araripe, assim como da Chapada do Araripe, foram visivelmente compatíveis com os mapas gamaespectrométricos, indicando a região de contato entre as rochas sedimentares que compõem a bacia e o embasamento que a circunda.

O mapa de composição ternária, RGB, entre os radioelementos, potássio (K) no canal vermelho, o tório (Th) no canal verde e urânio (U) no canal azul, é amplamente utilizado no mapeamento geológico básico pela facilidade na identificação simultânea dos três radioelementos em uma área. A distribuição espacial de cada radioelemento pode ser associada a uma determinada litologia, o que proporciona uma rápida identificação de prováveis corpos geológicos a depender da concentração dos radioelementos.

Os dados dos canais de potássio (%), urânio (ppm) e tório (ppm) foram interpolados e foi gerado uma composição ternária em RGB (Figura 23). A observação dos mapas gamaespectrométricos, com destaque especial para a composição ternária, permitiu observar diversos domínios gamaespectrométricos.

Figura 23 - Mapa RGB, K(%), Th(ppm) e U(ppm).



Fonte – O autor (2016).

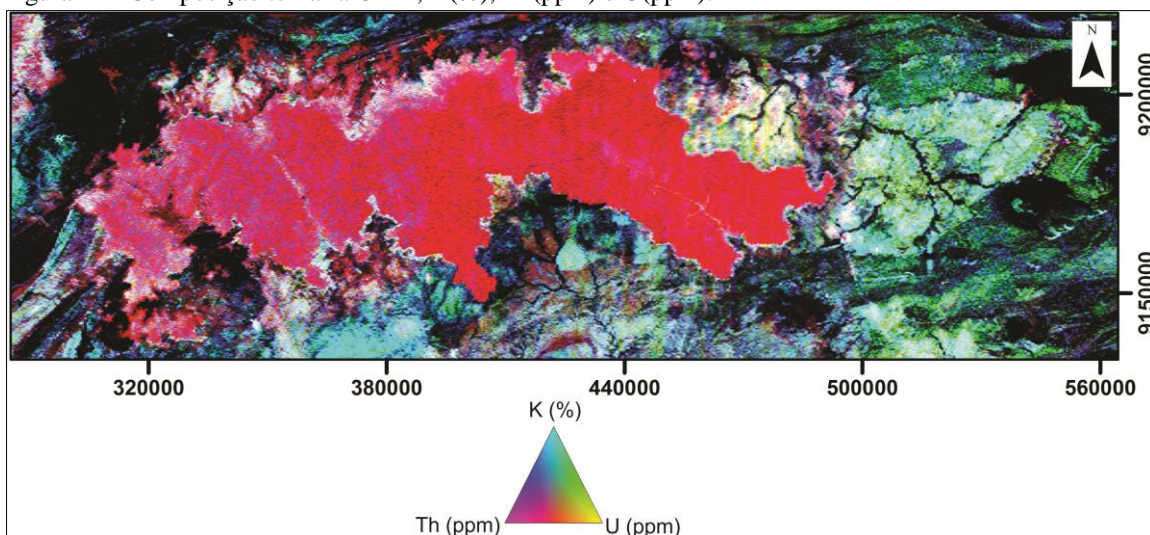
No mapa ternário a tonalidade verde oliva sobre a Chapada do Araripe é espacialmente correlacionada com arenitos médios a grossos, mal selecionados e por vezes porosos e permeáveis da Formação Exu. Nesse platô, provavelmente por processos de intemperismo e transporte, apenas um background de tório manteve-se presente. A diferença de mobilidade

entre os três radioelementos explicaria por que, mesmo tratando-se em um terreno sedimentar pobre em radioelementos, a concentração de tório estaria pouco mais elevada em relação ao potássio e urânio.

Nas bordas da chapada, no mapa RGB, onde ocorrem às formações Araripina (arenitos finos, caulíníticos, e silitos) e Santana (folhelhos, calcários, gipsitas), a resposta gamaespectrométrica é baixa para os três radioelementos em comparação ao embasamento circundante, o que é evidenciado por uma cor preta contornando a chapada. Em ciano, nas regiões noroeste e sudoeste existem regiões com provável presença de processos de laterização.

O mesmo mapa na composição CMY, Figura 24 (K, Th e U) foi gerado visando uma melhor identificação de variações no terreno onde o mapa ternário RGB não obtém contraste.

Figura 24 - Composição ternária CMY, K(%), Th(ppm) e U(ppm).



Fonte – O autor (2016).

Na região do vale do Cariri, a cor no mapa ternário RGB é predominantemente escura. No entanto, depósitos aluvionares são notados por colorações tendendo ao branco e também vermelho, em formato dendrítico as respostas se invertem no mapa CMY, com o vale do Cariri mais claro e as drenagens mais escuras, evidenciando a correlação espacial com as principais drenagens. Algumas pequenas manchas avermelhadas, no mapa RGB, tem correlação espacial com regiões de colúvio. Ainda no Cariri, é possível notar regiões com resposta gamaespectrométrica elevada para os três radioelementos, evidenciando o embasamento aflorando às margens da Bacia Sedimentar do Araripe.

Ao redor da Bacia Sedimentar do Araripe é possível perceber regiões de alto K, Th e U, tanto em formato semi-circular quanto sigmoidal, prováveis evidências do intenso magmatismo que ocorreu em toda a província Borborema.

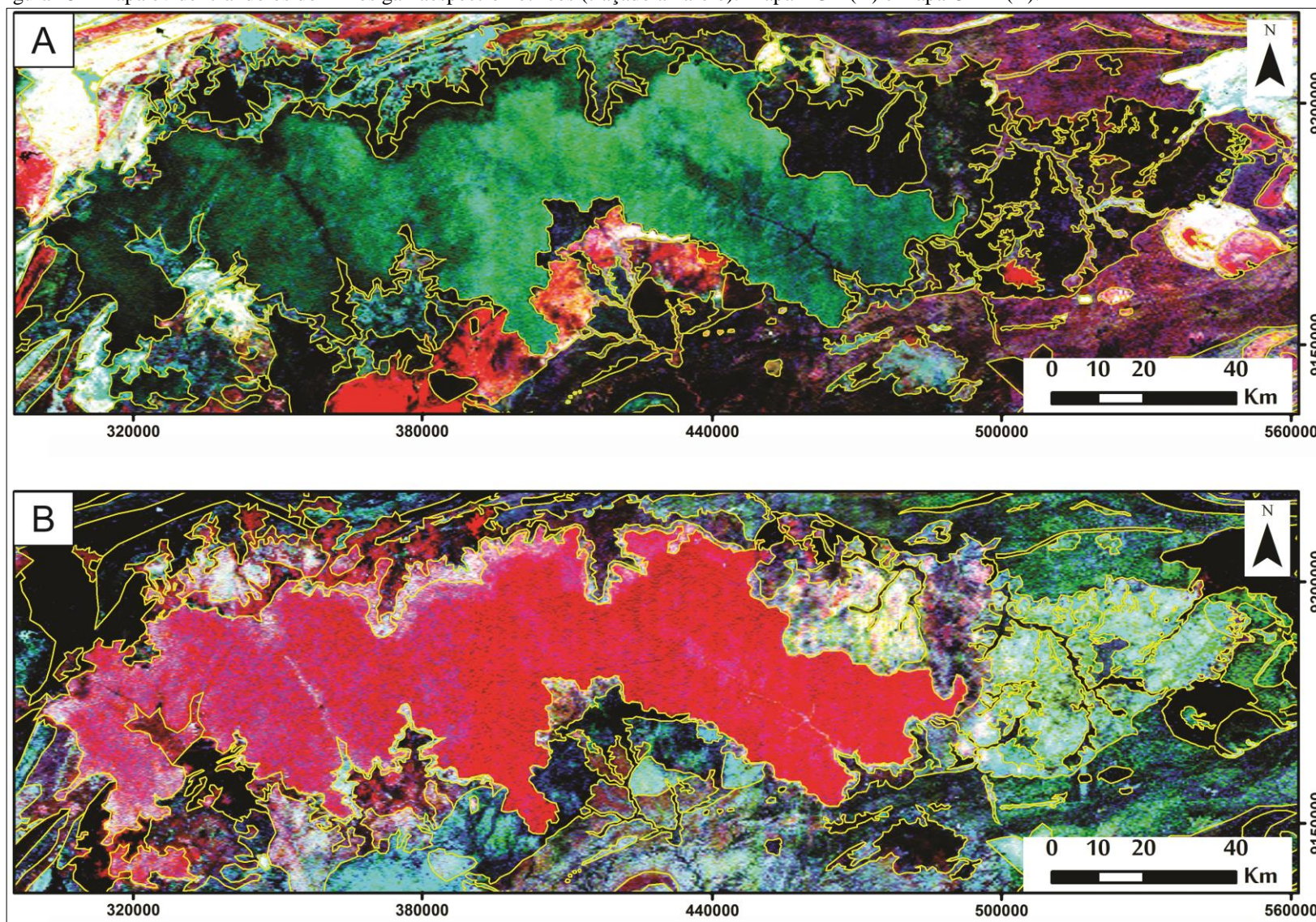
4.2.4 – Considerações Parciais

Os domínios gamaespectrométricos, assim como os mapas de concentração de radioelementos K, Th e U mostram uma delimitação das regiões com ocorrência de rochas sedimentares e rochas cristalinas dentro da região de estudo e na Bacia Sedimentar do Araripe. A delimitação da bacia fica aparente nos mapas ternários, no interior da bacia ainda é possível à diferenciação das Formações geológicas dentro de dois grandes contextos: as rochas pertencentes à chapada do Araripe e as rochas pertencentes ao vale do Cariri.

Na Chapada do Araripe a alta concentração de Th facilita sua delimitação, definindo o contorno centro e oeste da bacia, criando um grande domínio gamaespectrométrico. No vale do Cariri o contraste entre as rochas sedimentares da bacia e cristalinas do embasamento possibilita uma definição do contorno leste da bacia.

O resultado dos mapas ternários (Figura 25) foi utilizado como parâmetro para a delimitação da área aproximada da Bacia Sedimentar do Araripe, como descrito no capítulo 3 deste trabalho.

Figura 25 - Mapa evidenciando os domínios gamaespectrométricos (traçado amarelo). Mapa RGB (A) e mapa CMY (B).



Fonte – O autor.

5 – HIDROGEOLOGIA

A importância das águas subterrâneas para o abastecimento humano tende a crescer e se explica por diversos fatores, entre eles estão a localização dos recursos hídricos, o fluxo e a disponibilidade, a variabilidade sazonal e anual, a energia gasta na aquisição das águas, a qualidade, os dados e informações disponíveis e os aspectos legais (FEITOSA, 2000). O reconhecimento dos recursos hídricos subterrâneos é uma ferramenta para suprir em parte as demandas atuais e futuras de água.

5.1 - Introdução

A expansão urbana e agrícola vem demandando a utilização dos recursos hídricos subterrâneos em grande escala e com isso, criou-se uma preocupação em relação à qualidade, quantidade e o estudo do comportamento das reservas de águas presentes nos aquíferos. Diante do exposto, diversas redes de monitoramento de águas subterrâneas foram instaladas em vários países com o propósito de acompanhar as variações qualitativas e quantitativas das águas subterrâneas (VASCONCELOS & MOURÃO, 2011). Veríssimo *et al.* (2014), ressalta que o monitoramento das águas subterrâneas é de grande importância para a gestão dos recursos hídricos subterrâneos, pois proporciona o inventário de informações qualitativas e quantitativas.

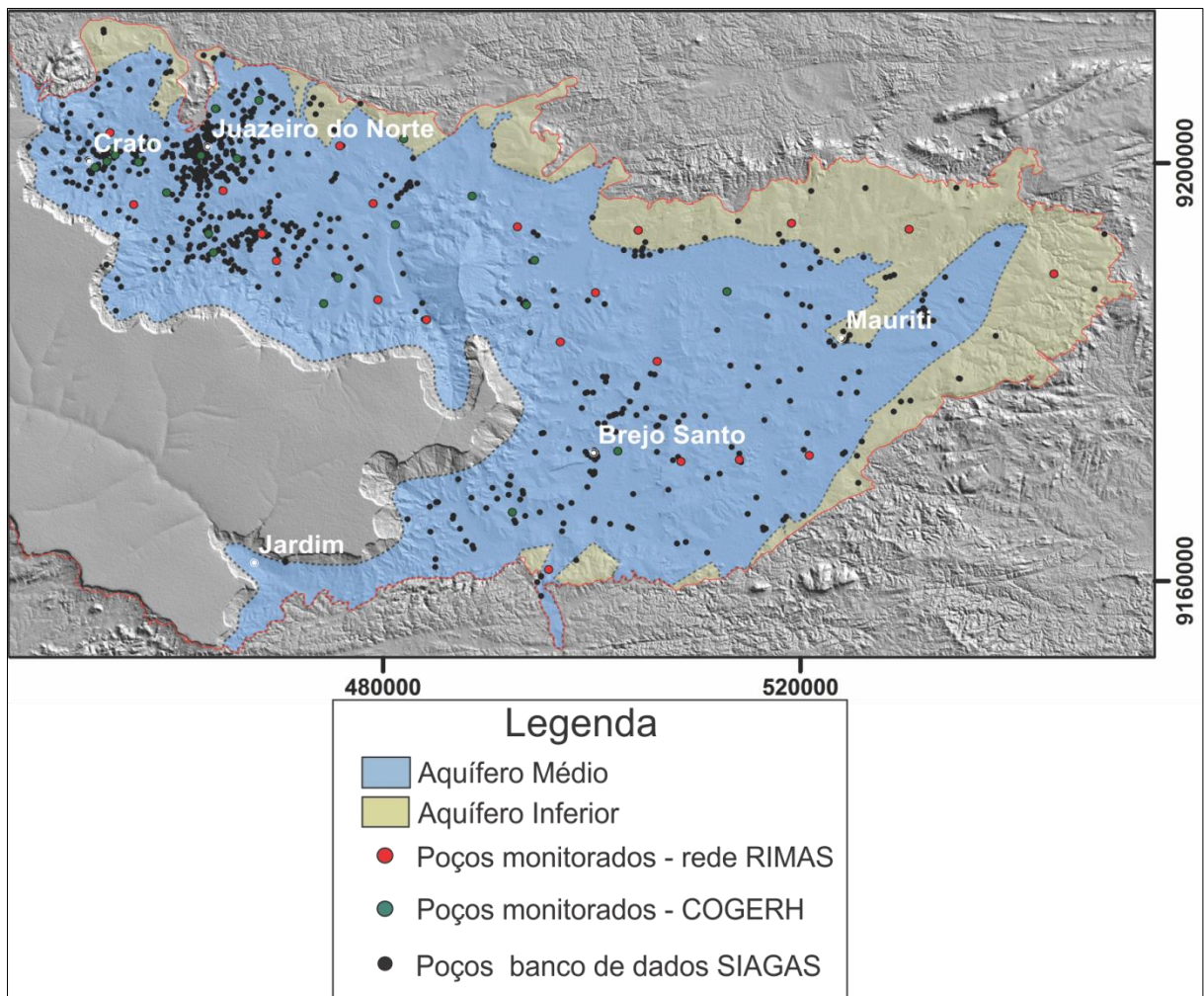
A CPRM, a partir de 2009 iniciou a implantação da rede RIMAS com a finalidade de monitorar as águas subterrâneas (VERÍSSIMO *et al.*, 2014). O monitoramento abrange 24 (vinte quatro) dos principais aquíferos do Brasil e tem como objetivo tanto o conhecimento das variações naturais do nível de água, para estimativa da recarga, de parâmetros hidráulicos e cálculo do balanço hídrico, como também o acompanhamento da variação do nível de água em condições influenciadas pela intensa exploração e ocupação dos terrenos (MOURÃO & PEIXINHO, 2012). Os dados disponíveis pertencem ao banco de dados da CPRM, dentro dos projetos SIAGAS e RIMAS, que disponibiliza para o usuário, em geral, as informações coletadas junto aos poços.

O SIAGAS foi criado e é administrado pela CPRM, sendo um banco de dados que disponibiliza informações de poços cedidas por empresas de construção de poços e empresas públicas e privadas de gestão de águas. Atualmente existem informações sobre cerca de 274.000 poços no Brasil, sendo 21.996 poços no Ceará, 1800 nos municípios da porção leste

da Bacia Sedimentar do Araripe e destes 1386 dentro da área de estudo deste trabalho, o Vale do Cariri, 138 no Aquífero Inferior e 1248 no Aquífero Médio (Figura 26).

A COGERH possui um programa de monitoramento de poços na região da Bacia Sedimentar do Araripe com 24 poços monitorados, eles se encontram em produção, as informações foram disponibilizadas para a CPRM, visando um melhor contingente de dados para estudos hidrogeológicos da região do Vale do Cariri.

Figura 26 - Localização dos poços RIMAS, COGERH e SIAGAS e Aquífero Médio e Inferior dentro da área de estudo no Vale do Cariri.



Fonte – O autor (2016).

A rede RIMAS, projeto criado e administrado pela CPRM, monitora até o ano de 2016 no estado do Ceará 24 poços, desses, 3 estão no aquífero Açu, região da bacia sedimentar Potiguar e 21 poços nos aquíferos Missão Velha (Aquífero Médio) e Mauriti/Cariri (Aquífero Inferior), na Bacia Sedimentar do Araripe. A rede RIMAS conta com medidas de nível estático (NE) de hora em hora, análises químicas das águas subterrâneas e perfil dos poços, todos dedicados ao monitoramento das águas subterrâneas.

O Aquífero Médio é composto pelas Formações Barbalha, Abaiara e Missão Velha, possui uma área exposta de 2.289,60 km² e um perímetro de 483,13 km, medidos neste trabalho no capítulo 3. O DNPM (1996) descreve que nesta região da bacia o controle tectônico afetou muito as estruturas geológicas, compondo um quadro de altos e baixos sucessivos, como observado no capítulo 4 deste trabalho, o que dificulta o dimensionamento dos volumes acumulados de sedimentos em cada compartimento, sobretudo pela ausência de poços profundos naquela área, estimando o total de sedimentos que preenchem a bacia formando o Aquífero Médio com volume $1,9 \times 10^{12}$ m³.

O Aquífero Inferior que é composto pela Formação Cariri/Mauriti possui área exposta de 676,9 km² e perímetro de 512,92 km, medidos neste trabalho, capítulo 3. O DNPM (1996) estima seu pacote sedimentar com 186×10^9 m³, considerando que os sedimentos não ocorrem na Sub-Bacia de Feira Nova e provavelmente, na maior parte da região sob a Chapada do Araripe, a não ser em uma reduzida área da sub-bacia do Cariri.

Métodos de modelamento de fluxo subterrâneo são utilizados por uma grande gama de autores para balizar as pesquisas hidrogeológicas, buscando aproximações do comportamento das águas subterrâneas. A Bacia Sedimentar do Araripe é foco de diversos estudos e modelos hidrogeológicos, Aguiar *et al.* (2006) fazem uma ampla abordagem da evolução do conhecimento hidrogeológico da bacia, cabe citar os trabalhos:

- Gasparly *et al.* (1967) definem três sistemas aquíferos na bacia: os arenitos Feira Nova, na Chapada do Araripe, os arenitos Missão Velha e os arenitos Mauriti, no vale do Cariri, separados por níveis pouco permeáveis as Formações Santana e Brejo Santo.
- DNPM (1996) avalia as características hidrogeológicas da bacia e a subdivide em duas: Sub-bacia de Feira Nova e Sub-bacia de Cariri, além de compartimentar o aquífero em três unidades horizontais, os Aquíferos Superior, Médio e Inferior, e visa estabelecer parâmetros que permitam a exploração racional das águas subterrâneas.
- Mendonça (1996) estudou as condições de armazenamento das águas exploradas por uma bateria de poços da CAGECE, com testes de bombeamento, medidas químicas e isotópicas e modelagem computacional.

- Mendonça (2001) utilizou a modelagem isotópica e matemática/computacional para entender o funcionamento dos aquíferos da Chapada do Araripe e quantificar suas reservas.
- COGERH/GOLDEN-PIVOT (2002) avaliam o potencial de águas subterrâneas do Aquífero Missão Velha no Vale do Cariri e propõem um sistema de monitoramento e gestão desses recursos hídricos.
- Kimura (2003) propõe, através de modelos, que o escoamento subterrâneo para o *gráben* de Crato-Juazeiro, no Vale do Cariri, onde o aquífero Médio se comporta como um aquífero livre e sob a Chapada do Araripe não forma um sistema hidráulico contínuo com o Sistema Aquífero Superior.
- Machado (2005) cria um modelo de fluxo subterrâneo na bacia com base em processos geoquímicos, analisando o comportamento hidrogeoquímico e isotópico por meio de cálculo numérico de fluxo de água subterrânea na região compreendida até então como *Gráben* do Crato-Juazeiro.
- Souza (2007) cria modelos computacionais para descrever o comportamento das águas subterrâneas na área conhecida, até então, como *gráben* de Crato-Juazeiro e destaca que o modelo simulado mostra o comportamento do aquífero e a coerência do fluxo na direção do exutório dos rios da região.

Todos os trabalhos citados abordam o estudo hidrogeológico e muitos têm como principal ferramenta a modelagem computacional de fluxo subterrâneo para o entendimento do comportamento dessas águas. No entanto, estes trabalhos abordam de forma secundária a importância da estruturação interna da bacia como parâmetro de influência no fluxo das águas subterrâneas, o que pode comprometer os resultados, visto que a Bacia Sedimentar do Araripe é reconhecida por sua complexa evolução e estruturação interna.

Este trabalho busca como foco principal a correlação do fluxo das águas subterrâneas e a estruturação interna e superficial da Bacia Sedimentar do Araripe, a partir de um novo modelo geológico-estrutural proposto, baseado em dados de sensoriamento remoto (capítulo 3) e geofísica (capítulo 4), delimitando a bacia e traçando as principais estruturas reconhecidas através dos métodos aplicados nos capítulos citados. A modelagem do fluxo hídrico subterrâneo utiliza as informações de poços disponíveis no banco de dados do SIAGAS e RIMAS, e conta com dados cedidos pela COERGH, em 2016, toma como referência as drenagens da região, além de buscar embasamento em trabalhos anteriores.

5.2 - Materiais e métodos

Os materiais utilizados no processamento para o estudo hidrogeológico foram:

- dados de poços; RIMAS, SIAGAS e COGERH e
- dados retirados das drenagens a partir do SRTM.

Os métodos utilizados foram:

- IDW - *Inverse Distance Weighted*,
- Spline de Tensão,
- Darcy Flow e Darcy Velocity e
- Perfis de poços.

5.2.1 - Dados de Poços

Os dados de poços utilizados neste trabalho foram obtidos de três diferentes fontes:

- 1386 poços cadastrados no SIAGAS;
- 24 poços monitorados pela COGERH.
- 21 poços monitorados pela rede RIMAS/CE;

Todos os poços encontram-se no Vale do Cariri, Bacia Sedimentar do Araripe (Figura 26).

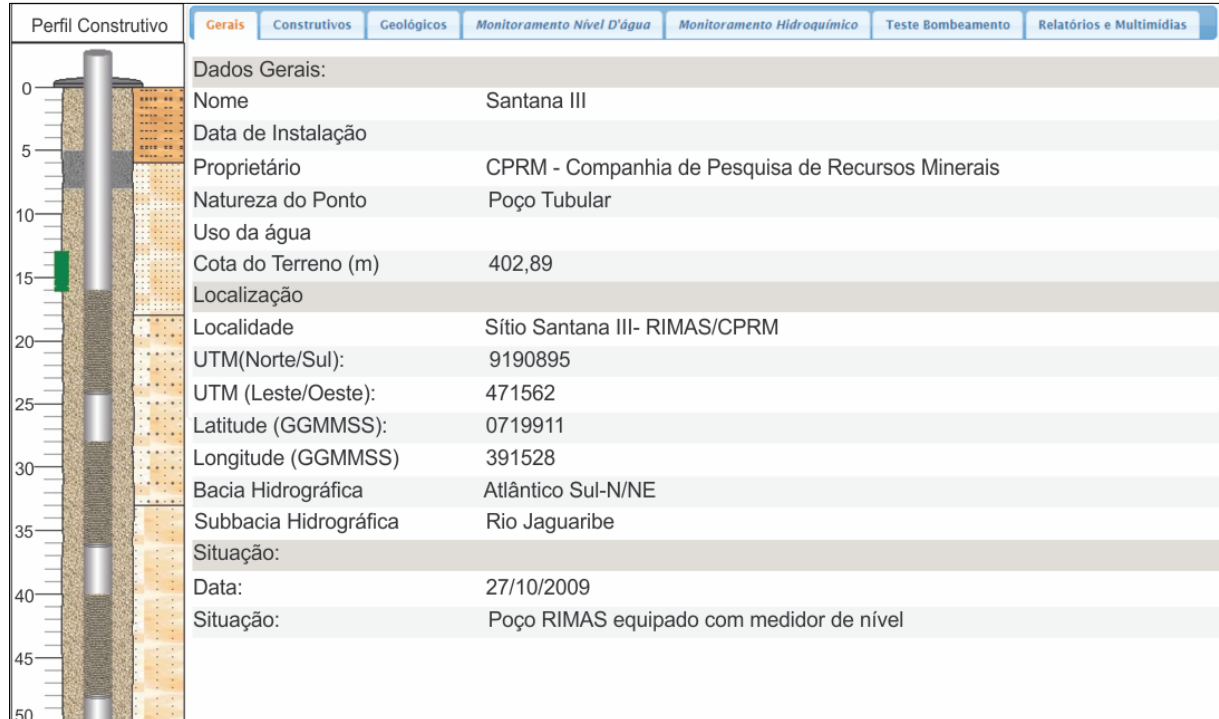
Os dados dos poços cadastrados no banco de dados SIAGAS foram adquiridos na página: <http://siagasweb.cprm.gov.br/layout/>. Os dados foram consistidos e apenas os poços que apresentam valores de NE condizentes com valores esperados para a região do Vale do Cariri foram utilizados com um total de 799 poços dos 1386 cadastrados.

A COGERH possui um programa de monitoramento de poços na região, com 24 poços monitorados, os mesmos encontram-se em produção, as informações foram disponibilizadas para a CPRM, visando um melhor contingente de dados para estudos hidrogeológicos da região do Vale do Cariri, informações sobre esses poços podem ser acessadas na página <http://pocos.cogerh.com.br/pages/mapa.xhtml>.

A rede RIMAS possui na área de estudo 21 poços monitorados com medidas de nível estático a cada hora, os poços contam ainda com o perfil construtivo e descrição litológica (Figura 27), os dados dos poços podem ser acessados pelo endereço eletrônico <http://rimasweb.cprm.gov.br/layout/>. Tratando-se de um projeto da CPRM as informações

obtidas a partir dos poços monitorados nos aquíferos Médio e Inferior do Vale do Cariri, foram utilizadas como referência de NE devido sua confiabilidade.

Figura 27 - Perfil de poço, banco de dados RIMAS.



Fonte – RIMAS web.

A partir dos dados coletados nos bancos de dados do SIAGAS, COGERH e RIMAS, os poços tubulares dentro da área de estudo foram subdivididos por data em dois grupos: os de período seco, que na região varia de junho a dezembro e o período chuvoso, que na região varia de janeiro a maio. Os poços monitorados pela rede RIMAS e da COGERH apresentam dados dos dois períodos em questão, portanto, servem como parâmetro para as análises em ambas as situações (períodos seco e chuvoso). A divisão em períodos foi feita para um melhor aproveitamento dos dados disponíveis nos bancos de dados, uma vez que as informações constantes no SIAGAS apresentam uma grande variação temporal. Essa variação temporal vem sendo uma condição adversa encontrada na execução desse trabalho, uma vez que as medidas de NE e outros parâmetros hidrogeológicos dependem diretamente da correlação temporal para uma análise consistente, no entanto, cabe ressaltar que esse trabalho visa o estudo da inter-relação do fluxo subterrâneo de águas com a estruturação geológica, em escala regional.

Os dados dos poços foram utilizados na construção de seções hidrogeológicas juntamente com os resultados do *Spline* de Tensão para uma visualização em perfil do fluxo das águas subterrâneas em ambos os aquíferos.

5.2.2 – Inverse Distance Weighted - IDW

Mapas potenciométricos foram gerados por interpolação IDW (Inverso da Distancia Ponderada) no ArcGIS® 10.1, com a ferramenta *Spatial Analyst Tools*. O método permite criar um *raster* que representa a superfície potenciométrica para a área de estudo. Os mapas obtidos por esse método foram apenas para período chuvoso.

A interpolação por IDW utiliza uma combinação linear ponderada dos pontos de amostragem, sendo o peso atribuído a cada ponto uma função do inverso da distância entre as amostras (MARCUSO *et al.*, 2011). Por tanto, o método admite que pontos mais próximos para o processamento de uma célula, apresentam maior influência que aqueles mais afastados, seu uso é recomendado quando a variável a ser mapeada diminui com a distância na localização amostrada (WEI & MCGUINNESS, 1973). Para o estudo do fluxo subterrâneo, a distância de cada ponto amostrado representa a variação da carga potenciométrica em relação ao ponto.

O IDW é calculado pela função 9:

$$Z(x) = \frac{\sum_{i=1}^n \omega_i Z(x_i)}{\sum_{i=1}^n \omega_i} \quad (9)$$

Onde $Z(x)$ é o valor do ponto que se deseja interpolar; n é a quantidade de pontos próximos utilizados na interpolação do ponto x ; $Z(x_i)$ o valor do ponto x_i ; ω_i é o peso do valor de x_i sobre o ponto x .

A determinação de ω_i utiliza-se a equação matemática 10:

$$\omega_i = \frac{1}{h(x, x_i)^p} \quad (10)$$

Onde $h(x, x_i)$ representa a distância entre o ponto x e o ponto x_i ; p o parâmetro de potência.

Para os parâmetros de maiores potências enfatiza pontos mais próximos ao ponto x , tornando os resultados menos suaves. Para parâmetros de menores potências enfatizam pontos mais distantes de x , tornando o resultado mais suave.

5.2.3 - Spline de Tensão

Foram criados mapas potenciométricos, de período chuvoso e período seco, com o programa ArcGIS® 10.1, pelo método de interpolação por *Spline* de Tensão com a ferramenta *Spatial Analyst Tools*. Esse método aplica um interpolador utilizando as localizações dos dados conhecidos com pontos fixadores para o modelo e adequa uma variação suave de valores para localizações sem dados (OYALA, 2011). Para isso, aplica-se uma função matemática que minimizando a curvatura da superfície, obtendo um resultando onde a resposta é suave e a superfície passa exatamente pelos pontos de entrada fornecidos ao programa (MARCUIZZO *et al.*, 2011).

A função *Spline* $S(x)$ deve obedecer a uma dualidade, $S(x)$ para os pontos medidos é igual a $z(x)$ e com a seminorma de suavização $I(S)$ a menor possível.

$S(x)=z(x)$ e

$I(S)=\text{mínimo}$

Onde $z(x_j)$ são valores das variáveis nos pontos x_j amostrados e $I(S)$ é uma função que mede a suavização de S ou seminorma de suavização (MARCUIZZO *et al.*, 2001). Hofierka *et al.* (2002) apresenta a equação 11 da seminorma de suavização:

$$I^2(S) = \sum_{\alpha} B_{\alpha} \iint_{\Omega} \left[\frac{\partial^{|\alpha|}}{\partial x_1^{\alpha_1} \partial x_2^{\alpha_2}} S(x) \right]^2 dx_1 dx_2 \quad (11)$$

Onde $\alpha=(\alpha_1, \alpha_2)$, com α_1 variando de 0 ao grau de x_1 em $S(x)$, α_2 variando de 0 ou grau de x_2 em $S(x)$, sendo $|\alpha| = \alpha_1 + \alpha_2$, e Ω é a região considerada no espaço bidimensional.

B_{α} é uma constante não negativa definida por (12):

$$\begin{cases} 0, se |\alpha| = 0 \\ 0 \\ 0 \\ \frac{|\alpha|!}{\alpha_1! \alpha_2! \varphi^{2|\alpha|} (|\alpha| - 1)!}, se |\alpha| > 0 \end{cases} \quad (12)$$

onde φ é o peso de termos particulares na soma. A solução para a função resultante de $S(x)$ é a equação 13:

$$S(x) = T(x) + \sum_{j=1}^N \lambda_j R(x, x_j) \quad (13)$$

Com $T(x)$ uma função de tendência e $R(x, x_j)$ uma função da base radical cuja forma é dado pela equação 14:

$$R(x, x_j) = -E_a(\rho) + \ln(\rho) + C_E \quad (14)$$

$$\rho = \left(\frac{\varphi r(x, x_j)}{2} \right)^2$$

Em que E_1 é a função exponencial integral; C_E é a constante de Euler e r é a distancia entre p e p_j definida por (15):

$$r(x, x_j) = \sqrt{(x_1 - x_{j1})^2 + (x_2 - x_{j2})^2} \quad (15)$$

Para *Spline* de Tensão a função $T(x)=a_1$, as constantes a_1 e λ_j vem da resolução (16):

$$a_1 + \sum_{j=1}^N \lambda_j R(x_i, x_j) = z_j, i = 1, \dots, N \quad (16)$$

$$\sum_{j=1}^N \lambda_j = 0$$

Para, x_i e x_j , pontos amostrados e z_i o valor de z no local de x_i .

5.2.4 – Dados processados e condições de contorno, *Spline* de Tensão e IDW.

Os dados utilizados no processamento do *Spline* de Tensão e IDW foram retirados dos dados de poços do SIAGAS, da COGERH, da rede RIMAS/CE e das drenagens dentro da área de estudo.

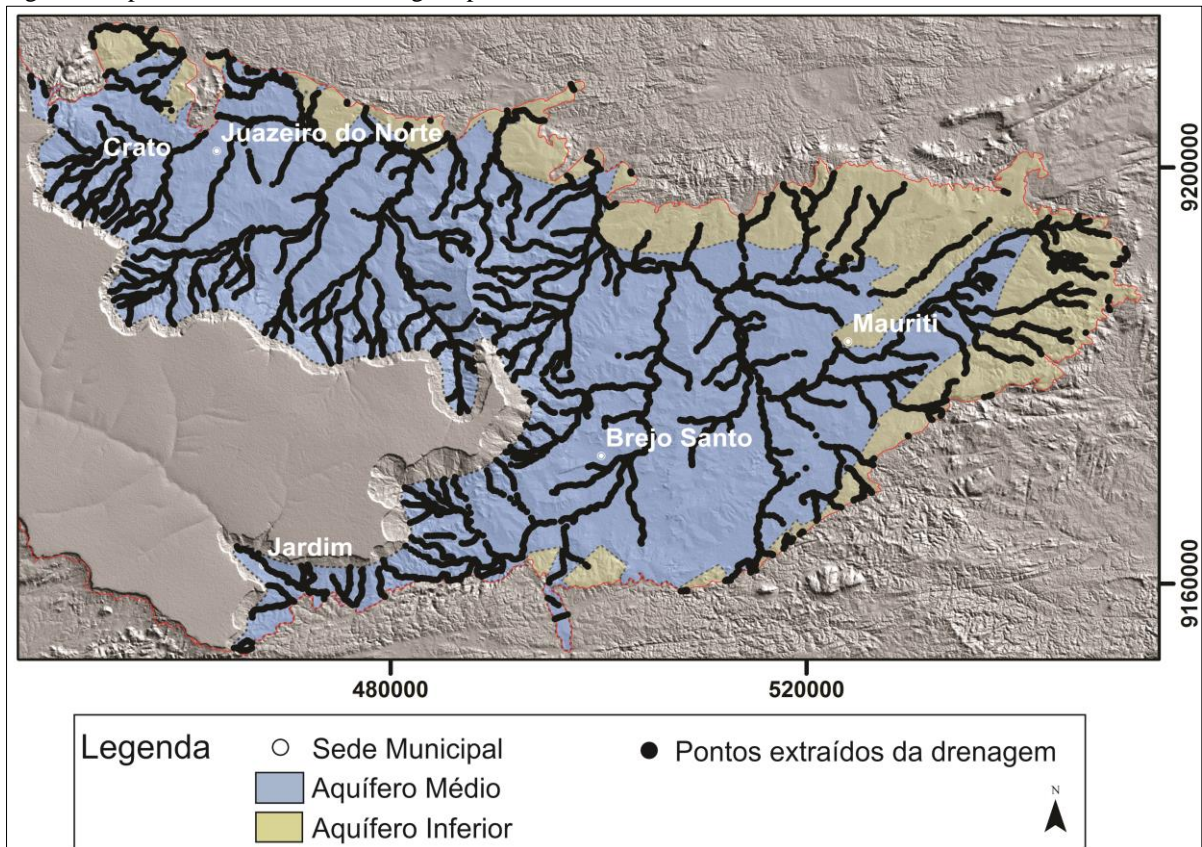
Os poços do SIAGAS foram consolidados e divididos de forma que apenas os dados de poços coletados em o período chuvoso ou em o período seco fossem utilizados a cada processamento. Os dados dos poços da COGERH, assim como os dados dos poços da rede RIMAS, puderam ser utilizados em ambos os períodos, pois apresentam dados de todo o ano.

No intuito de reduzir o erro na confecção dos mapas potenciométricos, a distância entre as curvas geradas pelo *Spline* de Tensão atendeu a variação máxima encontrada para o NE dentro da área de estudo. Para isso, os poços foram analisados buscando a maior oscilação do NE encontrada na área. Essa variação foi observada através dos dados dos poços da rede RIMAS que monitoram os aquíferos da região desde 2011. A maior variação encontrada foi no poço Sítio Cajueiro, de coordenadas UTM 72052 E, 385906 N, onde o nível estático oscilou para um rebaixamento de 21,11m, entre 05/09/2011 com NE de 6,7 m de profundidade e 28/11/2012 com NE de 27,8m de profundidade. A oscilação do NE de 21,11m sugere que para uma adequação das equipotenciais do fluxo subterrâneo a variação entre as curvas deve ser superior a 21,11m, por tanto, foi utilizada uma distancia entre as equipotenciais de carga hidráulica com 30m, com isso pode-se incluir todo o *range* de oscilação do NE observado para a área de estudo. Cabe ressaltar que o poço em questão encontra-se próximo a um açude, que por encontra-se seco no período de menor NE, devido a longa estiagem, influenciou na variação de nível do poço, mesmo assim para que o estudo contemple situações adversas essa poço não foi desconsiderada para o processamento dos dados.

Os dados das drenagens dentro da área de estudo foram retirados do SRTM com resolução de 30 m, o que também corrobora com a distância escolhida para as equipotenciais do fluxo subterrâneo. Para retirada das informações dos pontos extraídos das drenagens o método segue da descrição de Sousa (2016).

As drenagens traçadas inicialmente como linhas foram transformadas em pontos, cada ponto foi relacionado a uma cota referente ao terreno, extraída do SRTM com o programa ArcGIS® 10.1 pela ferramenta *ArcToolbox - Spatial Analyst Tools*. Considerando que o leito das drenagens representa o topo da superfície freática em cada ponto, essa técnica serviu para adensar muito a malha de pontos para a interpolação executada pelo *Spline* de Tensão e do IDW, o que resultou em uma resolução muito melhor para análise do fluxo subterrâneo, inserindo 12.744 pontos referentes ao nível estático. A Figura 28 mostra os pontos extraídos das drenagens.

Figura 28 - pontos extraídos das drenagens pelo SRTM.



Fonte – O autor (2016).

Os pontos extraídos das drenagens foram utilizados nos dois cenários, o período seco e o chuvoso. Para o período chuvoso, os dados utilizados foram o resultado direto dos pontos extraídos do SRTM, representando a carga hidráulica em cada ponto e esses dados foram utilizados para a interpolação do *Spline* de Tensão e do IDW. Para o período seco foi calculada a amplitude de variação dos poços da rede RIMAS nos aquíferos investigados e então foi calculado a mediana da variação, que servil como parâmetro para o rebaixamento aplicado na carga hidráulica do período chuvoso em cada ponto extraído do SRTM. Os dados de período seco foram utilizados apenas no processamento do *Spline* de Tensão.

Para uma melhor aproximação das condições do rebaixamento do NE na região em períodos secos, o valor escolhido como parâmetro de rebaixamento dos poços foi a mediana da amplitude da variação dos poços da rede RIMAS, por representar melhor uma variação regional das águas subterrâneas.

As Tabelas 5 e 6 mostra amplitude de variação do Nível Estático (NE) dos poços da rede RIMAS no Vale do Cariri.

Tabela 5 - Amplitude de variação do Nível Estático (NE) dos poços da rede RIMAS, no Vale do Cariri.

Poço	NE Mínimo (m)	Data NE Mínimo	NE Máximo (m)	Data NE Máximo	Amplitude da Variação NE (m)
Água Vermelha	10,68	11/09/2011	14,76	17/09/2015	-4,08
Arraial de Cima	6,09	04/05/2013	7,87	18/12/2013	-1,78
Escola Baixo do Muquem	55,58	29/08/2012	57,52	13/02/2015	-1,94
Bananeira	71,55	14/01/2015	73,22	10/11/2015	-1,67
Boqueirão	21,53	11/07/2013	22,64	15/11/2014	-1,11
Cajueiro	6,7	05/09/2011	27,81	28/11/2012	-21,11
Canta Galo	41,35	26/08/2011	43,73	15/02/2015	-2,38
Carrancudo	36,37	01/04/2012	47,54	07/08/2014	-11,17
Deserto do Pebas	75,58	21/01/2015	77,38	17/12/2013	-1,8
EMBRAPA	11,73	15/05/2015	12,79	17/01/2013	-1,06
Jenipapeiro	10	23/06/2013	11,93	15/02/2013	-1,93
Jequi	30,08	30/08/2012	31,04	16/09/2015	-0,96
Jerimum	11,17	30/03/2012	19,13	13/09/2015	-7,96
Lagoa da Vaca	18,98	30/08/2012	19,02	19/01/2014	-0,04
Melo	49,2	04/09/2011	61,59	19/09/2015	-12,39
Queimadas	20,88	11/12/2012	22,54	19/09/2015	-1,66
Santana III	13,51	27/08/2001	15,64	27/03/2015	-2,13
São Bento	2,65	31/03/2013	3,45	14/01/2013	-0,8
São Sebastião	27,06	25/07/2014	27,45	16/09/2015	-0,39
Serrote	19,11	29/08/2012	19,19	14/08/2013	-0,08
UFC	83,97	26/01/2012	86,13	12/02/2015	-2,16

Fonte – O autor.

As condições de contorno que foram delimitadas para os aquíferos são: os limites físicos superficiais entre os aquíferos o tamanho da célula processada, de 30m, e a distância entre as curvas dos mapas potenciométricos, também de 30m.

Os limites entre os aquíferos foram traçados segundo o mapa geológico do estado do Ceará (CPRM, 2003) as imagens processadas do Ladsat 8 e o resultado da gamaespectrometria. A delimitação da área de processamento para cada aquífero favoreceu a visualização do fluxo das águas subterrâneas na região. O tamanho da célula para o processamento foi de 30m, buscando atender a diferença do NE observada, assim como as curvas de carga hidráulica que também foram espaçadas em 30m.

A tabela 6 mostra o resultado obtido a partir dos dados dos poços da rede RIMAS.

Tabela 6 - Média e mediana dos poços da rede RIMAS na área de estudo.

	Ambos os Aquíferos	Aquífero Médio	Aquífero Inferior
Média da Amplitude (m)	-3,742857143	-4,391764706	-0,985
Mediana da Amplitude (m)	-1,8	-1,94	-1,03
Amplitude Máxima (m)	-21,11	-21,11	-1,8
Poço	Cajueiro	Cajueiro	Deserto dos Pebas
Desvio padrão	5,235065561	5,742834231	0,876831417
Amplitude Mínima (m)	-0,04	-0,04	-0,08
Poço	Lagoa da Vaca	Lagoa da Vaca	Serrote

Fonte – O autor.

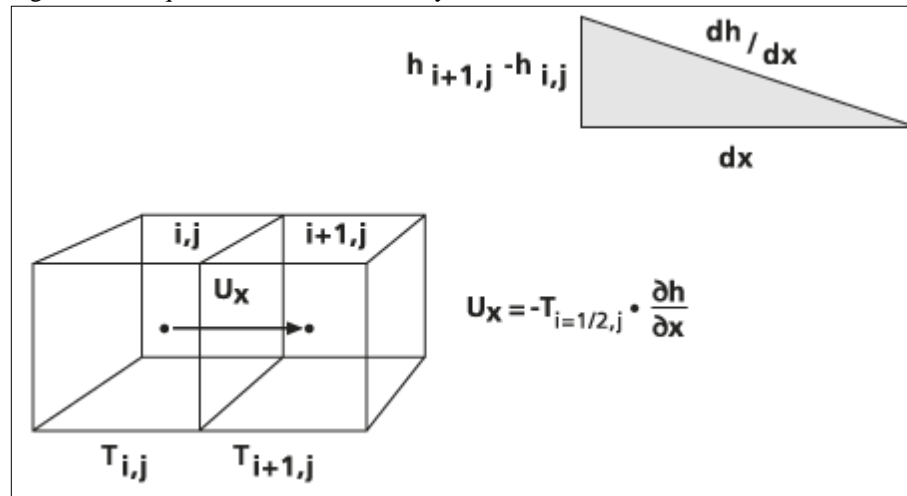
5.2.5 – Darcy Flow e Darcy Velocity

Mapas de fluxo subterrâneo e de velocidade do fluxo foram criados pelos métodos de *Darcy Flow* e *Darcy Velocity* do ArcGIS® 10.1. Esses modelos utilizam a lei de Darcy e permitem a visualização da dinâmica do fluxo subterrâneo (GIMENES *et al.*, 2012).

Existe um duplo objetivo na análise de fluxo pelas ferramentas *Darcy Flow* e *Darcy Velocity*. O primeiro é verificar a consistência dos conjuntos de dados de águas subterrâneas para gerar um *raster* de vetores de fluxo. O segundo é calcular o campo de escoamento do fluxo subterrâneo usando a Lei de Darcy. O campo de fluxo é um campo vetorial de velocidades de fluxo de infiltração de água expressa em dois resultados, um para magnitude e um para direção do fluxo (SANTHOSH, 2012).

Na aplicação do *Darcy Flow* e *Darcy Velocity*, a velocidade da infiltração V é calculada a partir da base de célula por célula. Para a célula i, j , o fluxo no aquífero L é calculado através de cada uma das quatro paredes da célula, a partir da diferença no topo de duas células adjacentes (por exemplo, para o componente x do gradiente de topo da célula, o fluxo no aquífero é calculado através de cada uma das quatro paredes das células entre as células i, j e $i + 1, j$) e a média harmônica da transmissividade $T_{i + 1/2, j}$ (KONIKOW & BREDEHOEFT, 1978, *apud* ESRI, 2012), assumindo um meio isotrópico. Este regime é ilustrado na Figura 29. Onde U_x é o fluxo no aquífero na direção x , T é a transmissividade.

Figura 29 - Esquema da análise do Darcy Flow.



Fonte - ESRI (2012).

O fluxo no aquífero entre a célula i, j e a célula $i + 1, j$ corre paralelamente a direção de x , é calculado usando a equação 17:

$$U_{x(i+\frac{1}{2},j)} = \frac{2(T_{i,j})(T_{i+1,j})}{T_{i,j} + T_{i+1,j}} \frac{h_{i+1,j} - h_{i,j}}{\Delta x} \quad (17)$$

Para determinar o balanço do volume de águas subterrâneas, a descarga de águas subterrâneas através da parede de cada célula deve ser calculada. Essa descarga $Q_{x(i+\frac{1}{2},j)}$ é calculada a partir do fluxo do aquífero U e da largura da parede célula Δy usando a equação 18:

$$Q_{x(i+\frac{1}{2},j)} = U_{x(i+\frac{1}{2},j)} \Delta y \quad (18)$$

Valores semelhantes são obtidos para todas as quatro faces em contato com células vizinhas. Estes valores são utilizados para calcular volume do balanço residual da água subterrânea para célula central ou R_{vol} , que é escrito ao *raster* de saída e calculado pela equação 19:

$$R_{vol} = Q_{x(i-\frac{1}{2},j)} - Q_{x(i+\frac{1}{2},j)} + Q_{y(i,j-\frac{1}{2})} - Q_{y(i,j+\frac{1}{2})} \quad (19)$$

A média aritmética de $U_{x(i-\frac{1}{2},j)}$ e $U_{x(i+\frac{1}{2},j)}$, dividida pela porosidade do centro da célula $n_{i,j}$, e $b_{i,j}$ a espessura célula central, origina o vector do fluxo e as velocidades de infiltração V_x e V_y para cada célula central, a partir das equações 20 e 21:

$$V_x = \frac{T_{i,j}}{n_{i,j}b_{i,j}\Delta x} \left[\frac{T_{i+1,j}(T_{i-1,j} + T_{i,j})(h_{i,j} - h_{i+1,j}) + T_{i-1,j}(T_{i,j} + T_{i+1,j})(h_{i-1,j} - h_{i,j})}{(T_{i,j} + T_{i+1,j})(T_{i-1,j} + T_{i,j})} \right] \quad (20)$$

$$V_y = \frac{T_{i,j}[T_{i,j+1}(T_{i,j-1} + T_{i,j})(h_{i,j} - h_{i,j+1}) + T_{i,j-1}(T_{i,j} + T_{i,j+1})(h_{i,j-1} - h_{i,j})]}{n_{i,j}b_{i,j}\Delta y (T_{i,j} + T_{i,j+1})(T_{i,j-1} + T_{i,j})} \quad (21)$$

Para gerar os mapas de magnitude de fluxo e direção de fluxo da área de estudo foram gerados arquivos matriciais (*raster*) contendo informações da superfície freática e das características hidrogeológicas da área de estudo.

5.2.6 – Dados processados e condições de contorno, *Darcy Flow* e *Darcy Velocity*

Para o processamento dos modelos do *Darcy Flow* e *Darcy Velocity* foram utilizados os dados processados pelo *Spline* de Tensão do período com resolução de 30m como *raster* de entrada para a superfície freática da região. Os dados dos poços e das drenagens deram origem ao *raster* que utilizaram como entrada os dados de poços em período chuvoso e pontos retirados das drenagens. Os parâmetros hidrogeológicos tiveram como base os levantamentos realizados pelo DNPM (1996). Para isso foram criados *rasters* com cada parâmetro necessário ao processamento, sendo eles:

Aquífero Inferior.

- Coeficiente de transmissividade: $T = 3 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$;
- coeficiente de permeabilidade (condutividade hidráulica): $K = 4 \times 10^{-6} \text{ m/s}$;
- coeficiente de armazenamento: $S = 10^{-5}$;
- porosidade efetiva (ρ_e): 2%;
- espessura saturada média (h_o): 85 metros.

Aquífero Médio.

- Coeficiente de transmissividade: $T = 5 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$;
- coeficiente de permeabilidade (condutividade hidráulica): $K = 5 \times 10^{-5} \text{ m/s}$;
- coeficiente de armazenamento: $S = 2 \times 10^{-4}$;

- porosidade efetiva (ρ_e): 10%;
- espessura saturada média (h_0): 480 metros.

Os limites entre os aquíferos foram traçados segundo o mapa geológico do estado do Ceará, as imagens processadas do Landsat 8 e o resultado da gamaespectrometria. A delimitação da área de processamento para cada aquífero favoreceu a visualização do fluxo das águas subterrâneas na região.

O tamanho da célula para o processamento foi de 30m, buscando atender a diferença do NE observada, assim como as curvas de carga hidráulica que também foram espaçadas em 30m.

5.3 - Resultados e discussão

A criação de três diferentes modelos de fluxo das águas subterrâneas na região do Vale do Cariri, Bacia Sedimentar do Araripe, possibilitou a interpretação das direções preferenciais do fluxo e o estudo da correlação das estruturas geológicas, interpretadas, superficiais ou profundas com as águas no interior da bacia. Os modelos buscam a relação do maior número de pontos de informação como poços tubulares e pontos extraídos das drenagens para representar o fluxo das águas subterrâneas.

O único modelo que contempla o período seco é o *Spline* de Tensão, que apresentou um resultado consistente com o esperado, visto que, a resposta do modelo está próxima à criada para o período chuvoso.

5.3.1 – *Inverse Distance Weighted - IDW*

Os modelos criados a partir da interpolação pelo método IDW, para o período chuvoso mostrou o complexo fluxo das águas subterrâneas no Vale do Cariri. Tanto o Aquífero Médio (Figura 30) quanto o Aquífero Inferior (Figura 31) apresentam os menores valores das cargas hidráulicas na porção centro norte da área de estudo. O Aquífero Médio tem as maiores cargas hidráulicas nas bordas da Chapada do Araripe e em um morro testemunho da chapada na região central do vale, resultados condizentes com a topografia local. O Aquífero Inferior apresenta as maiores cargas hidráulicas no extremo leste do Vale do Cariri, região da borda da bacia e porção topograficamente mais elevada.

As curvas equipotenciais da carga hidráulica apresentam feições angulosas devido ao método de interpolação utilizado, IDW. É possível observar que na porção oeste de Vale do

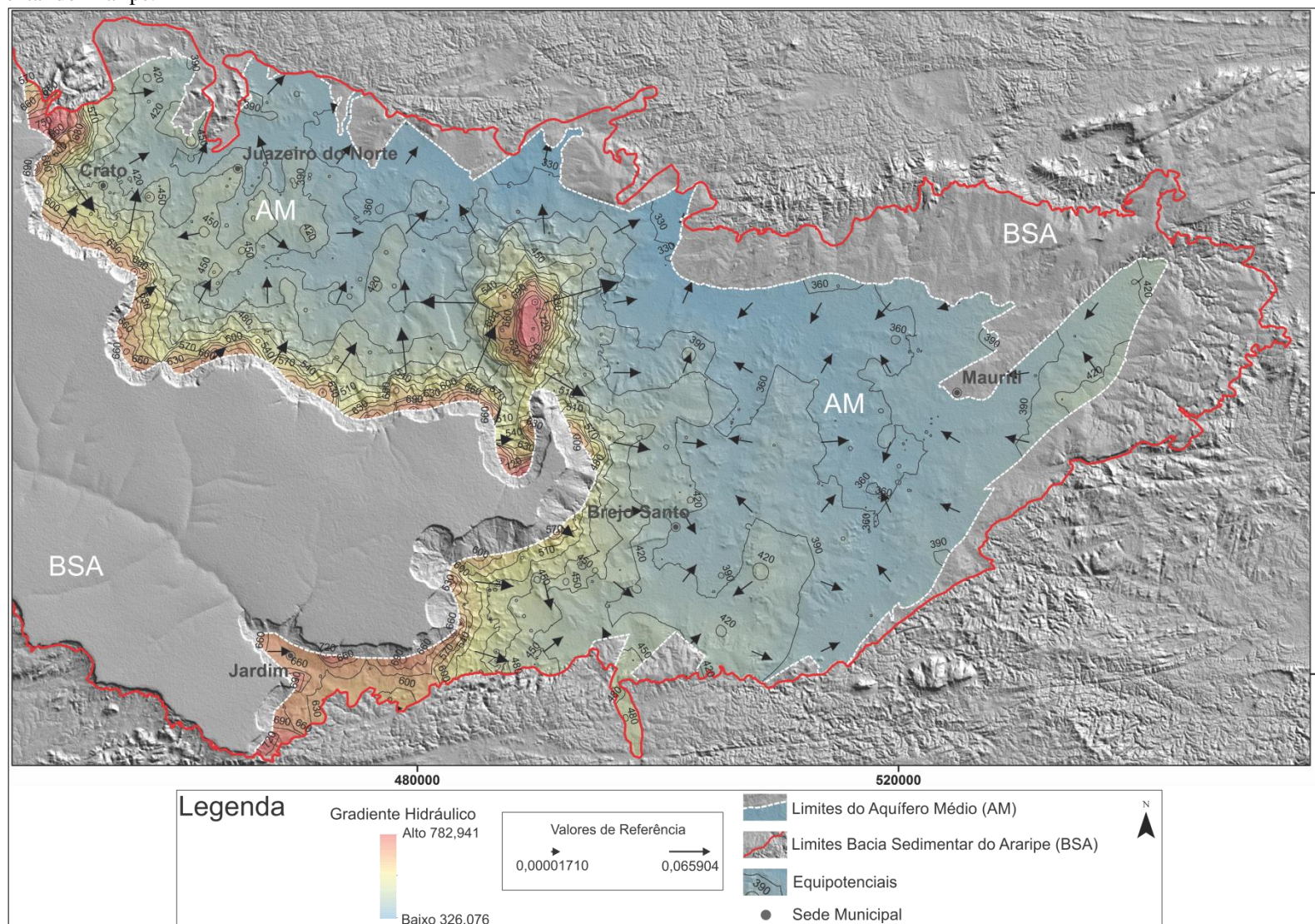
Cariri próximo a Juazeiro do Norte e Crato, as curvas equipotenciais apresentam uma complexidade maior, a Figura 32 mostra a sobreposição da interpolação por IDW e o mapa da derivada de primeira ordem em x , da resposta magnetométrica. As feições estruturais ressaltadas pelo método magnético apresentam uma grande correspondência com a direção e o formato das curvas de potencial criadas pelo método IDW para o período chuvoso, mostrando a correlação do fluxo das águas subterrâneas e as estruturas internas da bacia.

A Figura 33 mostra a sobreposição dos lineamentos superficiais interpretados pelo sensoriamento remoto e o modelo de fluxo criado pelo IDW, indicando que as estruturas superficiais não interferem tanto quanto as estruturas profundas no fluxo, segundo este modelo. Contudo, é visível o direcionamento das drenagens segundo os lineamentos N-S, NN-W e NN-E.

A relação da topografia com as curvas geradas pelo método IDW é respeitada, pois as equipotenciais criadas pelo método não ultrapassaram a altitude do relevo, aproximando-se apenas das áreas onde as drenagens são encontradas.

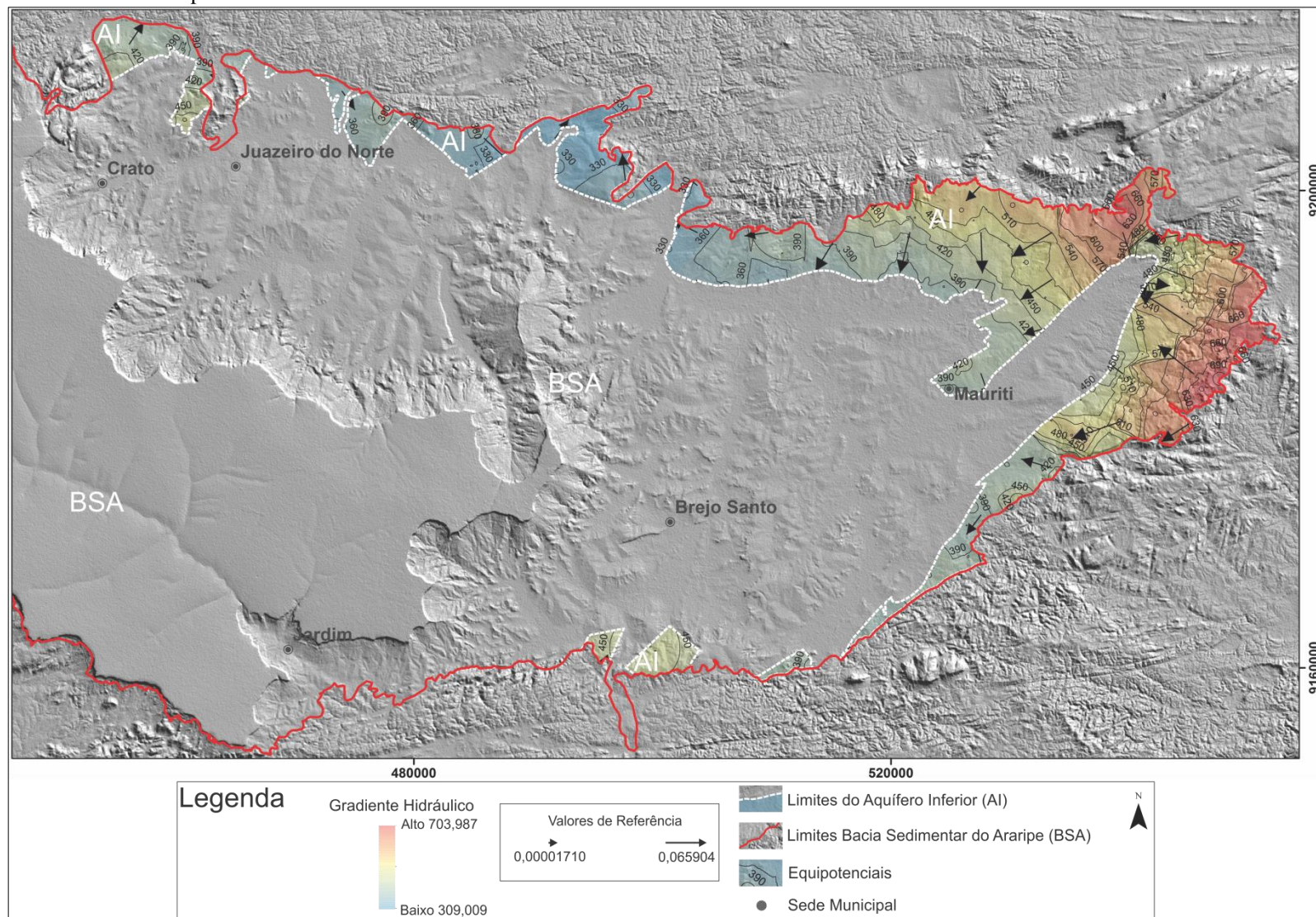
Cabe ressaltar que o resultado obtido pelo método IDW não levou em consideração qualquer dado geofísico, apenas os dados de poços e drenagens retirados da área. Em todo o Vale do Cariri é possível observar que em algumas feições reveladas pelo método magnético existe uma sobreposição das linhas potenciais criadas pelo IDW e estruturas ressaltadas pela geofísica, revelando que a relação estrutural com o fluxo das águas subterrâneas não é pontual.

Figura 30 - Interpolação por IDW, Aquífero Médio com direção de fluxo das águas subterrâneas para o período chuvoso, sobreposição com relevo sombreado, vale do Cariri, Bacia Sedimentar do Araripe.



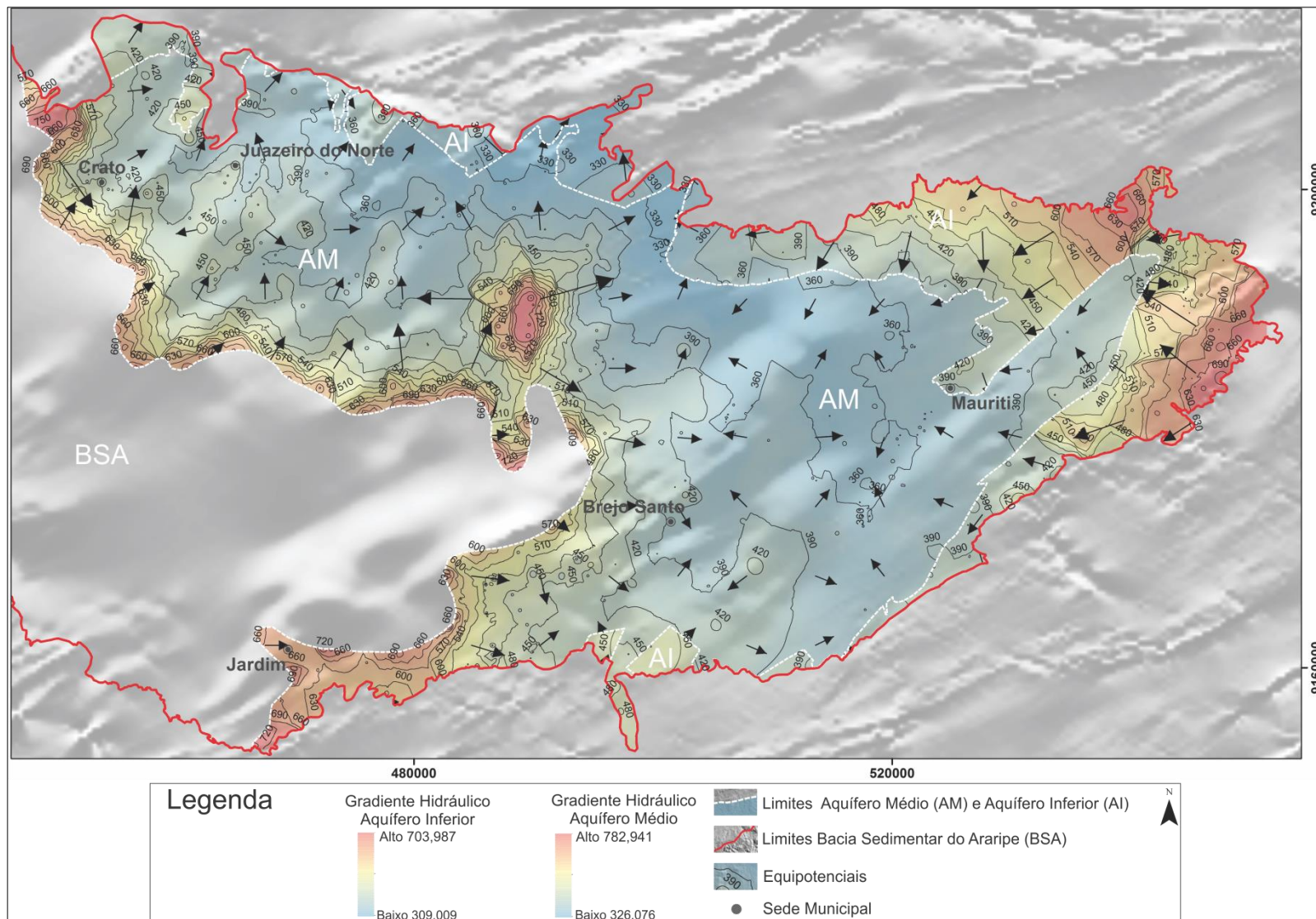
Fonte – O autor (2016).

Figura 31 - Interpolação por IDW, Aquífero Inferior, com direção de fluxo das águas subterrâneas para o período chuvoso, sobreposição com relevo sombreado, vale do Cariri, Bacia Sedimentar do Araripe.



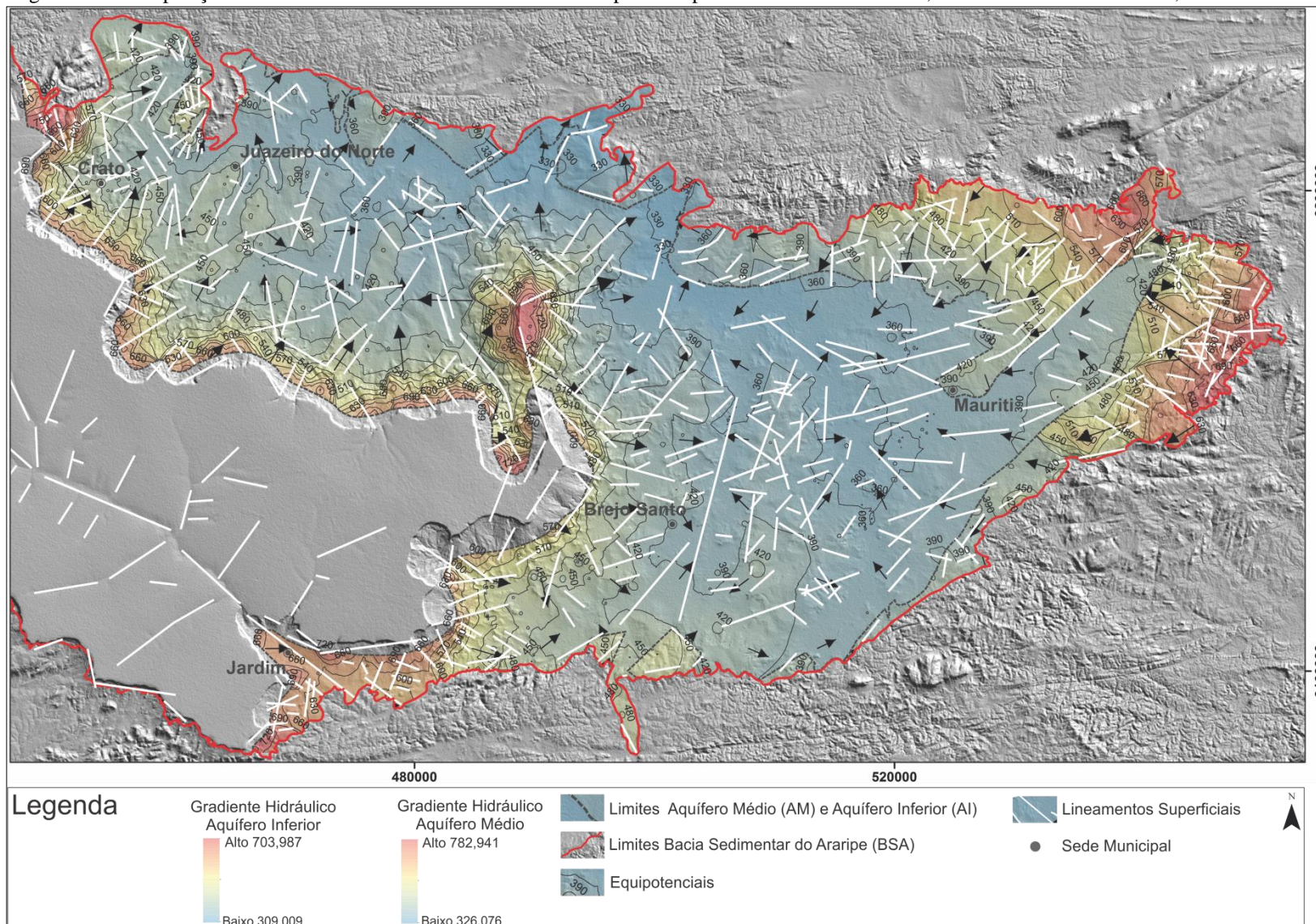
Fonte – O autor (2016).

Figura 32 - Sobreposição IDW e primeira derivada em X, mostrando a relação do fluxo subterrâneo com as estruturas internas no Vale do Cariri, Bacia Sedimentar do Araripe.



Fonte – O autor (2016).

Figura 33 - Sobreposição do resultado do IDW com lineamentos interpretados pelo sensoriamento remoto, ao fundo relevo sombreado, Vale do Cariri.



Fonte – O autor (2016).

5.3.2 - *Spline* de Tensão

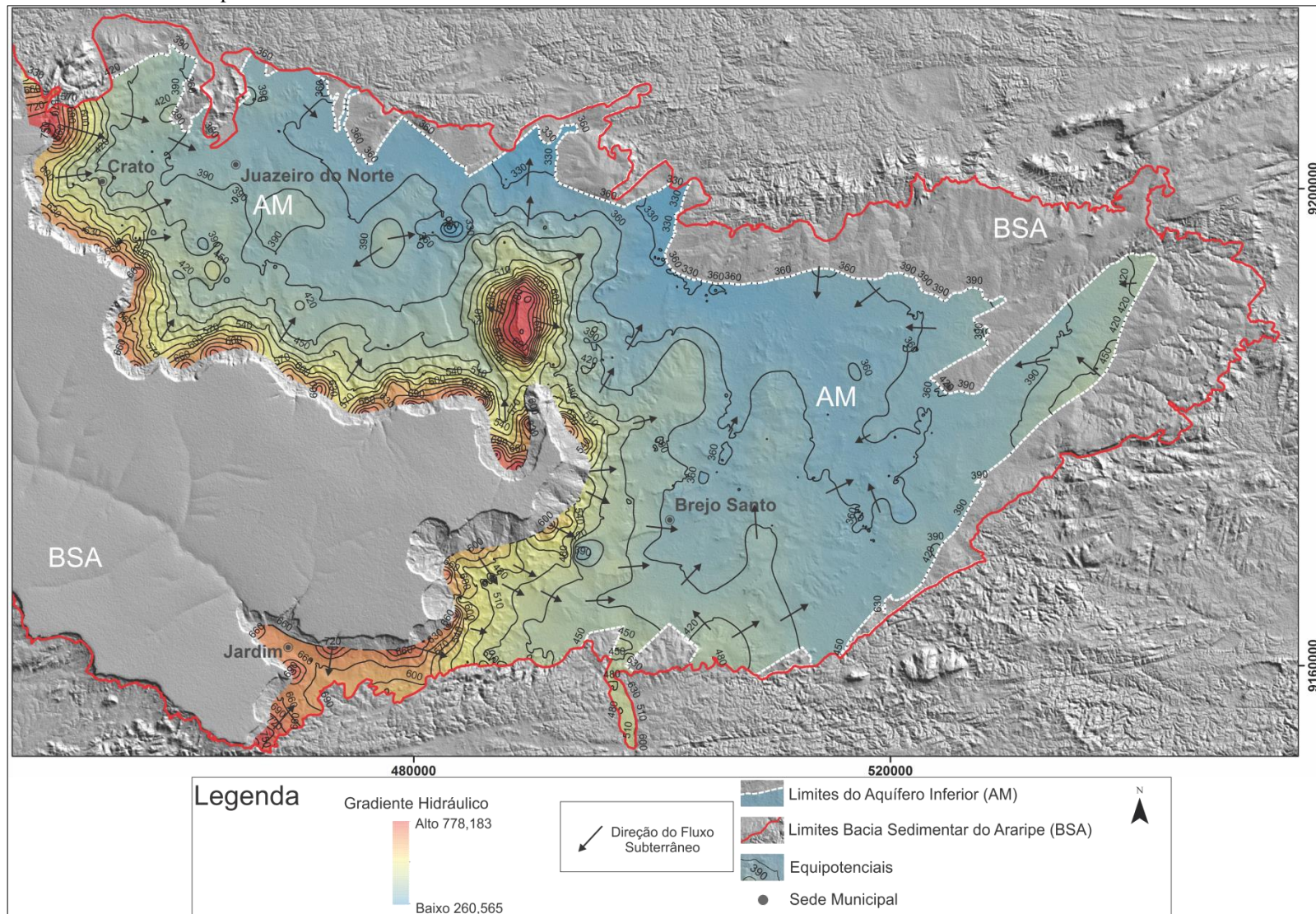
Os modelos criados a partir do *Spline* de Tensão mostram uma relação do fluxo das águas subterrâneas com as estruturas geológicas interpretadas pela geofísica e pelo sensoriamento remoto. Os modelos para o período seco utilizaram dados poços e dos pontos de drenagem rebaixados segundo a mediana da amplitude de oscilação dos poços da rede RIMAS (Tabela 6) na área de estudo como descrito anteriormente.

Os resultados apontam para um fluxo subterrâneo distinto nos Aquíferos Médio e Inferior, assim como no IDW. Tanto o Aquífero Médio (Figura 34) quanto o Aquífero Inferior (Figura 35) apresentam os menores valores das cargas hidráulicas na porção centro norte da área de estudo, para o período seco. O Aquífero Médio tem as maiores cargas hidráulicas nas bordas da Chapada do Araripe e em um morro testemunho da chapada na região central do vale, resultados condizentes com a topografia local. O Aquífero Inferior apresenta as maiores cargas hidráulicas no extremo leste do Vale do Cariri, região da borda da bacia e porção topograficamente mais elevada.

As curvas equipotenciais resultantes da carga hidráulica do *Spline* de Tensão, para o período seco, apresentam feições mais suaves que a interpolação por IDW. Próximo a Juazeiro do Norte e Crato é possível observar que as curvas equipotenciais apresentam uma relação com as estruturas ressaltadas pela geofísica, a Figura 36 mostra a sobreposição da interpolação pelo *Spline* de Tensão e o mapa da derivada de primeira ordem em X, da resposta magnetométrica. As feições estruturais ressaltadas pelo método magnético apresentam uma grande correspondência com a direção e o formato das curvas de potencial criadas pelo método *Spline* de Tensão, assim como no IDW, para o período seco, mostrando a correlação do fluxo das águas subterrâneas e as estruturas internas da bacia.

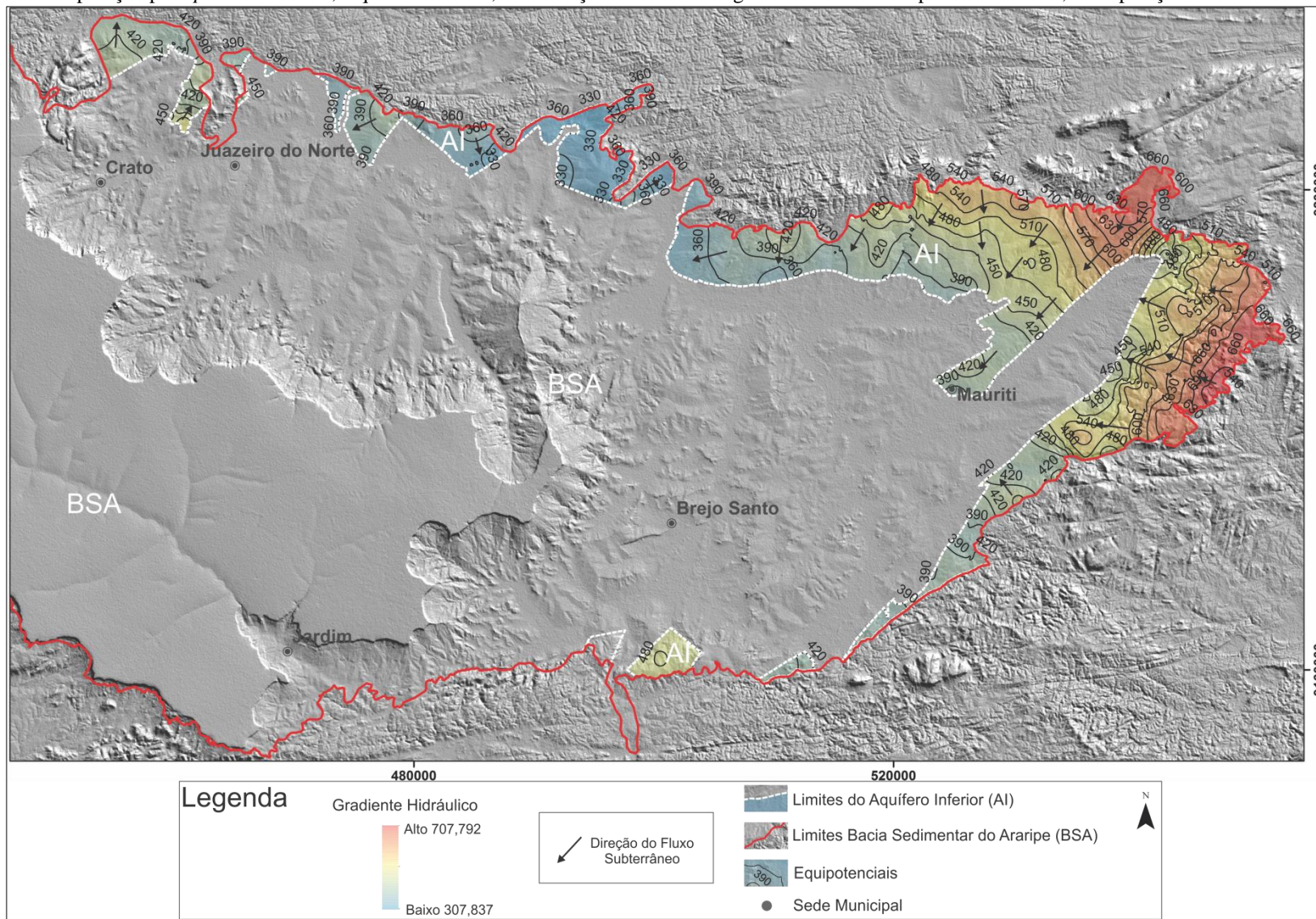
A Figura 37 mostra a sobreposição dos lineamentos superficiais interpretados pelo sensoriamento remoto e o modelo de fluxo criado pelo *Spline* de Tensão, indicando que as estruturas superficiais não interferem tanto quanto as estruturas profundas no fluxo das águas subterrâneas, para esse modelo, toda via, é visível o direcionamento das drenagens segundo os lineamentos N-S, NN-W e NN-E.

Figura 34 - Interpolação por *Spline* de Tensão, Aquífero Médio com direção de fluxo das águas subterrâneas para o período seco, sobreposição com relevo sombreado, Vale do Cariri, Bacia Sedimentar do Araripe.



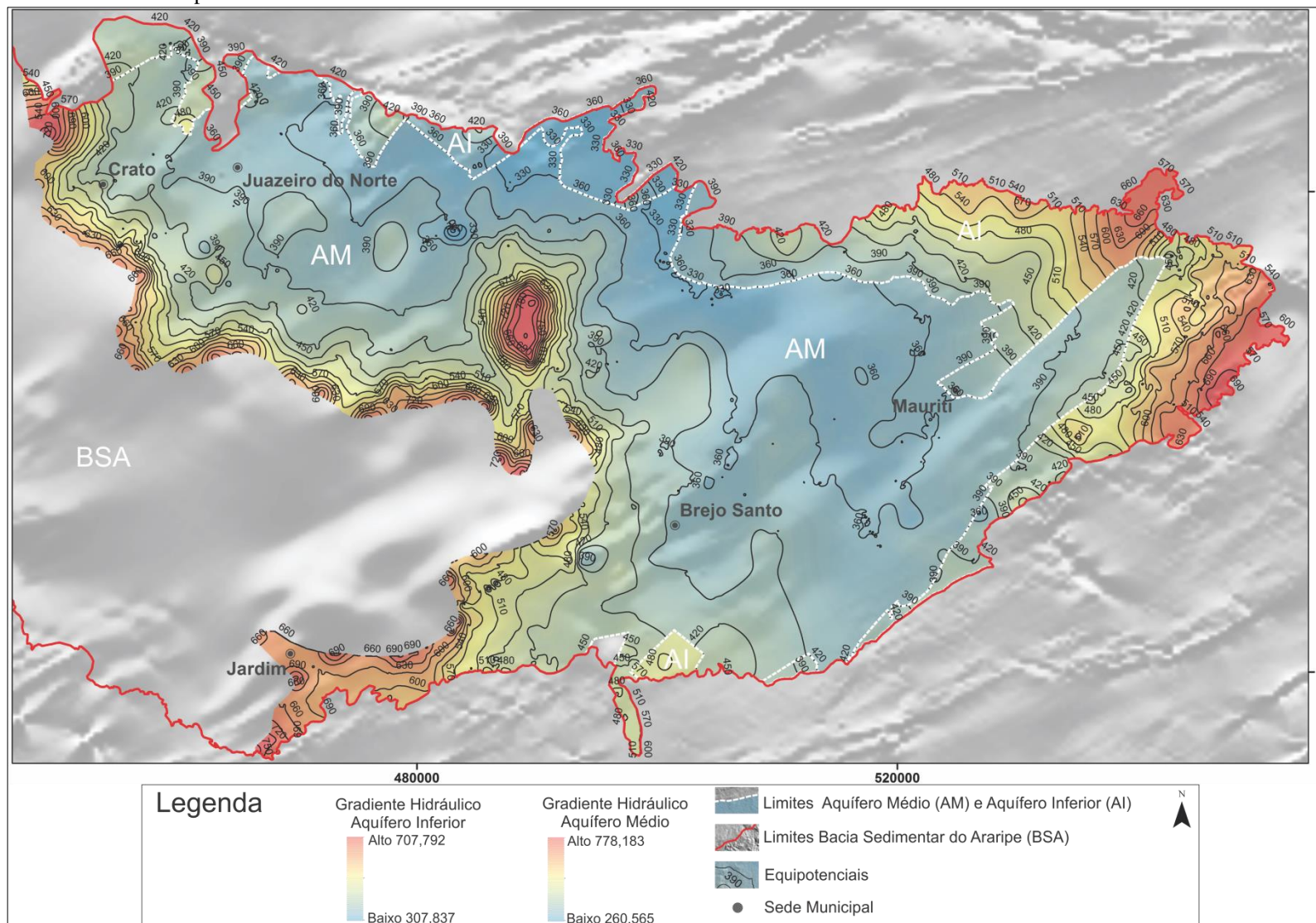
Fonte – O autor (2016).

Figura 35 - Interpolação por *Spline* de Tensão, Aquífero Inferior, com direção de fluxo das águas subterrâneas no período chuvoso, sobreposição com relevo sombreado.



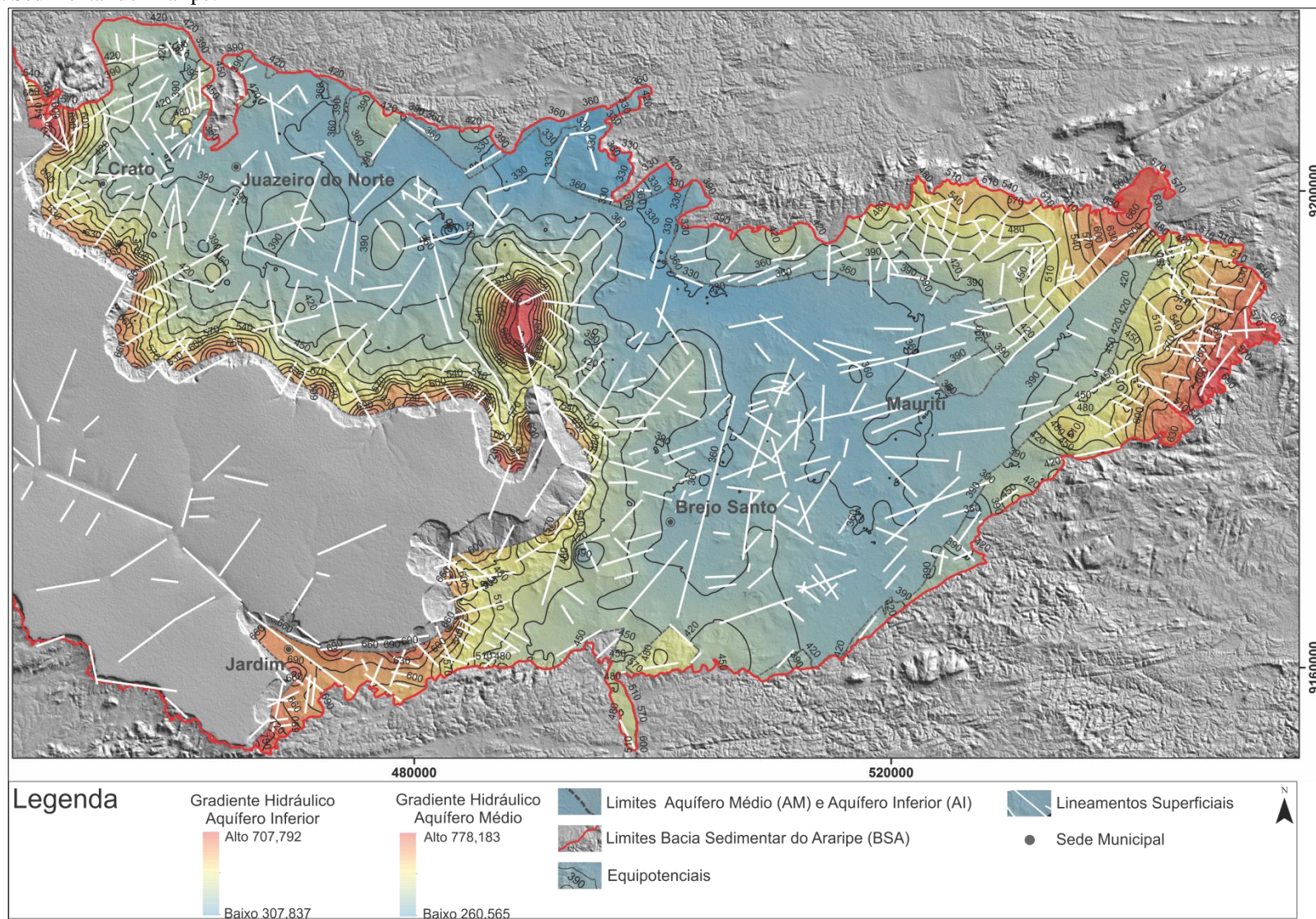
Fonte – O autor (2016).

Figura 36 - Sobreposição do *Spline* de Tensão e primeira derivada em X, mostrando a relação do fluxo subterrâneo com as estruturas internas da área de estudo, Vale do Cariri, Bacia Sedimentar do Araripe.



Fonte – O autor (2016).

Figura 37 - Sobreposição do resultado do Spline de Tensão, período seco, com lineamentos interpretados pelo sensoriamento remoto, ao fundo relevo sombreado, Vale do Cariri, Bacia Sedimentar do Araripe.



Fonte – O autor (2016).

Os mapas criados pelo do *Spline* de Tensão para o período chuvoso utilizou dados poços e dos pontos de drenagem. Os resultados apontam para um fluxo subterrâneo distinto nos Aquíferos Médio e Inferior, assim como os modelos do *Spline* de Tensão do período seco e o IDW. Tanto o Aquífero Médio (Figura 38) quanto o Aquífero Inferior (Figura 39) apresentam os menores valores das cargas hidráulicas na porção centro norte da área de estudo. O Aquífero Médio tem as maiores cargas hidráulicas nas bordas da Chapada do Araripe e em um morro testemunho da chapada na região central do vale, resultados condizentes com a topografia local. O Aquífero Inferior apresenta as maiores cargas hidráulicas no extremo leste do Vale do Cariri, região da borda da bacia e porção topograficamente mais elevada.

O modelo gerado para o aquífero inferior apresentou uma pequena área ao sul do Vale do Cariri que não teve o modelo criado pela falta de informações de poços ou drenagens presentes na área. O modelo criado para o período chuvoso apresenta um maior detalhe das linhas equipotenciais e uma maior complexidade das curvas em relação ao período seco. Esse modelo revela a interação do fluxo subterrâneo com as estruturas geológicas ressaltadas pela resposta da geofísica. A Figura 40 mostra a sobreposição da interpolação pelo *Spline* de Tensão do período chuvoso e o mapa da derivada de primeira ordem em x, da resposta magnetométrica. As feições estruturais ressaltadas pelo método magnético apresentam uma correspondência com a direção e o formato das curvas de potencial criadas para esse modelo assim como os demais já apresentados.

A Figura 41 mostra a sobreposição dos lineamentos superficiais interpretados pelo sensoriamento remoto e o modelo de fluxo criado pelo *Spline* de Tensão, indicando que as estruturas superficiais não interferem tanto quanto as estruturas profundas no fluxo das águas subterrâneas, para a resposta desse modelo, no entanto é visível o direcionamento das drenagens segundo os lineamentos N-S, NN-W e NN-E.

O modelo criado pelo *Spline* de Tensão para o período chuvoso revela que as estruturas profundas da bacia apresentam uma forte influência sobre o fluxo das águas subterrâneas. Assim como a resposta observada para o modelo criado pelo método de interpolação IDW o *Spline* de Tensão apresenta uma sobreposição das linhas potenciais criadas pelo método e estruturas ressaltadas pela geofísica e sensoriamento remoto.

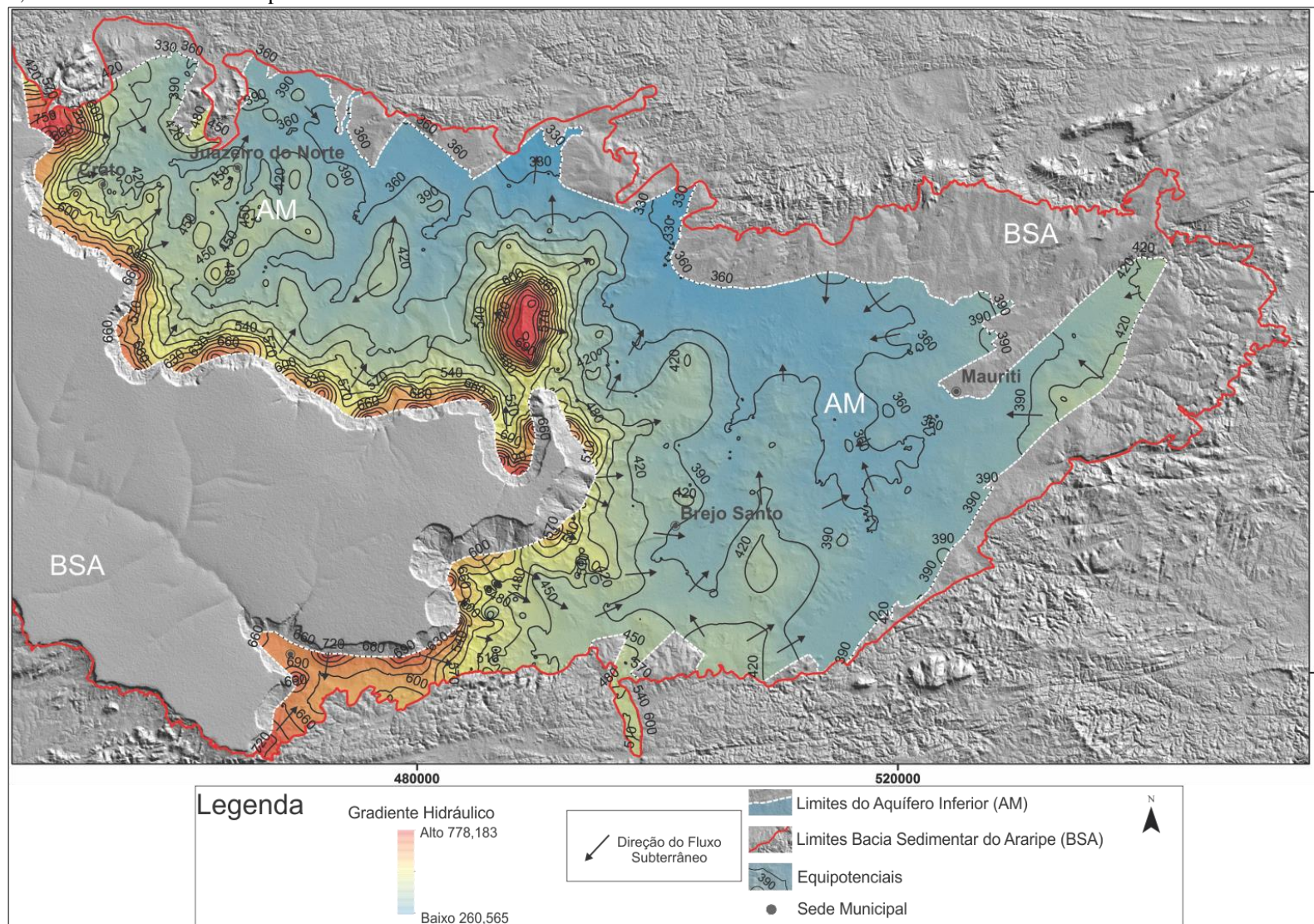
Uma análise mais detalhada mostra na região sul do Vale do Cariri a intensa influência das estruturas geológicas com as águas subterrâneas, a Figura 42 apresenta uma aproximação dessa região. Nesse mapa foi adicionada a resposta da Deconvolução de Euler, representando o topo das anomalias magnéticas sobre os mapas de fluxo criado pelo *Spline* de Tensão em período chuvoso e primeira derivada em x. Na aproximação é possível identificar que as linhas de equipotenciais seguem o contorno das estruturas geológicas identificadas pela geofísica, além disso, as estruturas em questão estão situadas em sua maioria de média a baixas profundidades. A mesma aproximação mostra na região de Crato e Juazeiro do Norte (Figura 43) as mesmas características.

As áreas aproximadas nas Figuras 42 e 43 mostram que o comportamento das águas subterrâneas apresentam padrões semelhantes aos lineamentos que podem ser identificados pela resposta da Deconvolução de Euler, esses lineamentos comportam-se com barreiras hidráulicas ou como facilitadores de fluxo dessas águas.

Cabe ressaltar que o resultado obtido pelo método do *Spline* de Tensão, para os dois modelos, não levou em consideração qualquer dado geofísico, apenas os dados de poços e drenagens retirados da área. Em todo o Vale do Cariri é possível observar que em algumas feições reveladas pelo método magnético existe uma sobreposição das linhas potenciais criadas pelo *Spline* de Tensão e estruturas ressaltadas pela geofísica, revelando que a relação estrutural com o fluxo das águas subterrâneas não é pontual.

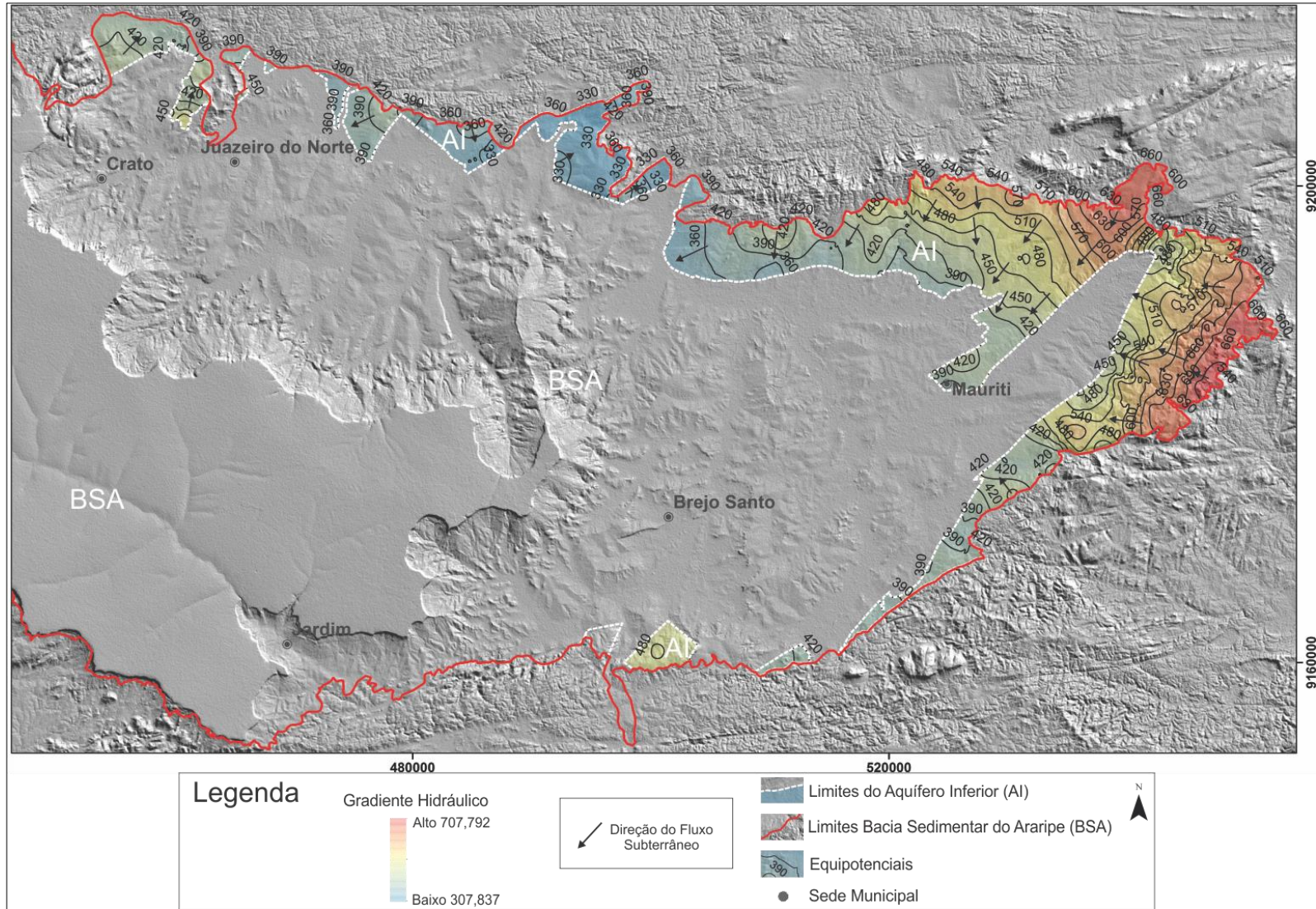
Assim como a resposta observada para o modelo criado pelo método de interpolação IDW o *Spline* de Tensão apresenta uma sobreposição das linhas potenciais criadas pelo método para o período seco e estruturas ressaltadas pela geofísica, novamente indicando que a relação estrutural com o fluxo das águas subterrâneas não é pontual.

Figura 38 - Interpolação por *Spline* de Tensão, Aquífero Médio com direção de fluxo das águas subterrâneas para o período chuvoso, sobreposição com relevo sombreado, Vale do Cariri, Bacia Sedimentar do Araripe.



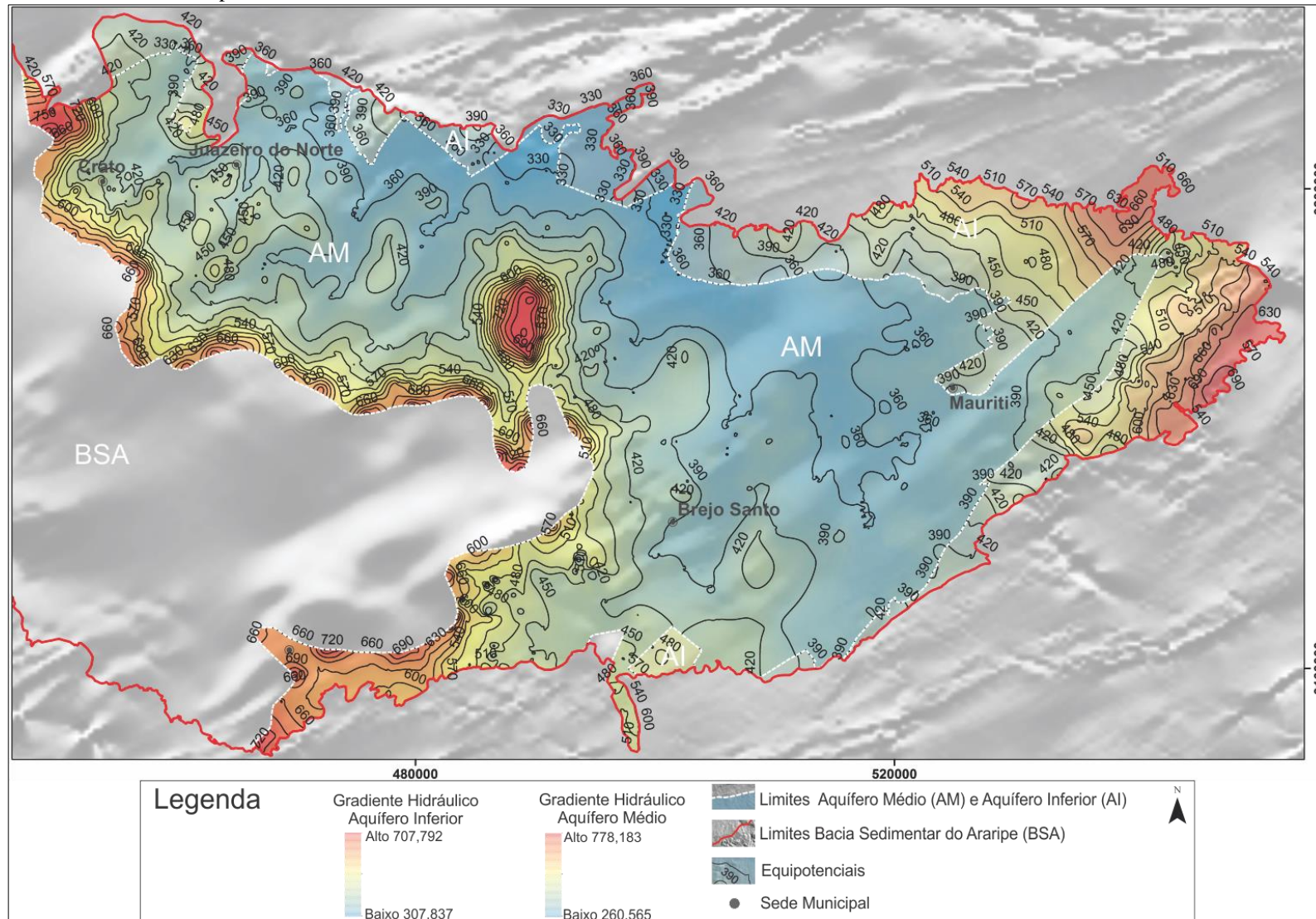
Fonte – O autor (2016).

Figura 39 - Interpolação por *Spline* de Tensão, Aquífero Inferior com direção de fluxo das águas subterrâneas para o período chuvoso, sobreposição com relevo sombreado, Vale do Cariri, Bacia Sedimentar do Araripe.



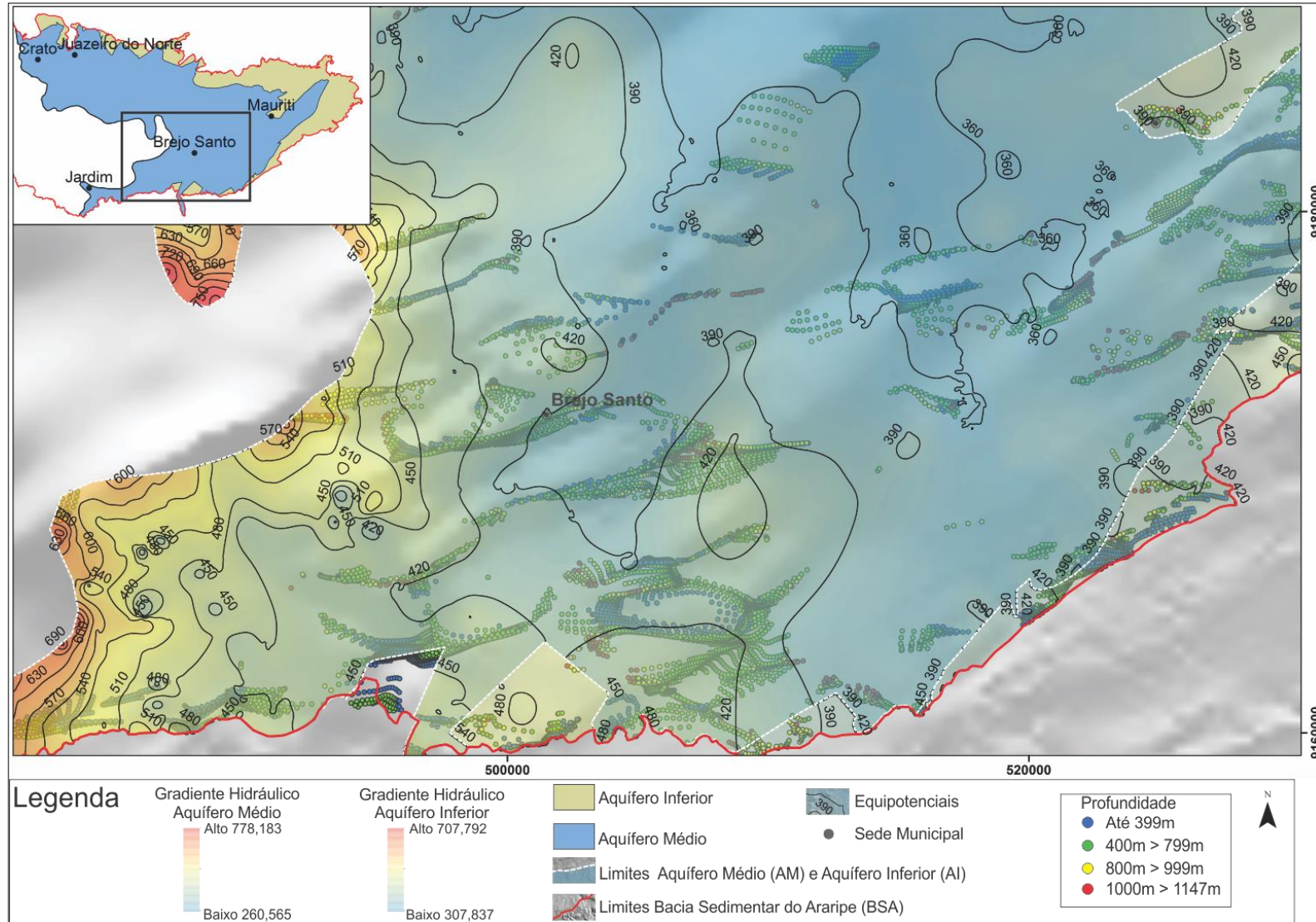
Fonte – O autor (2016).

Figura 40 - Sobreposição do *Spline* de Tensão do período chuvoso e primeira derivada em X, mostrando a relação do fluxo subterrâneo com as estruturas geológicas no Vale do Cariri, Bacia Sedimentar do Araripe.



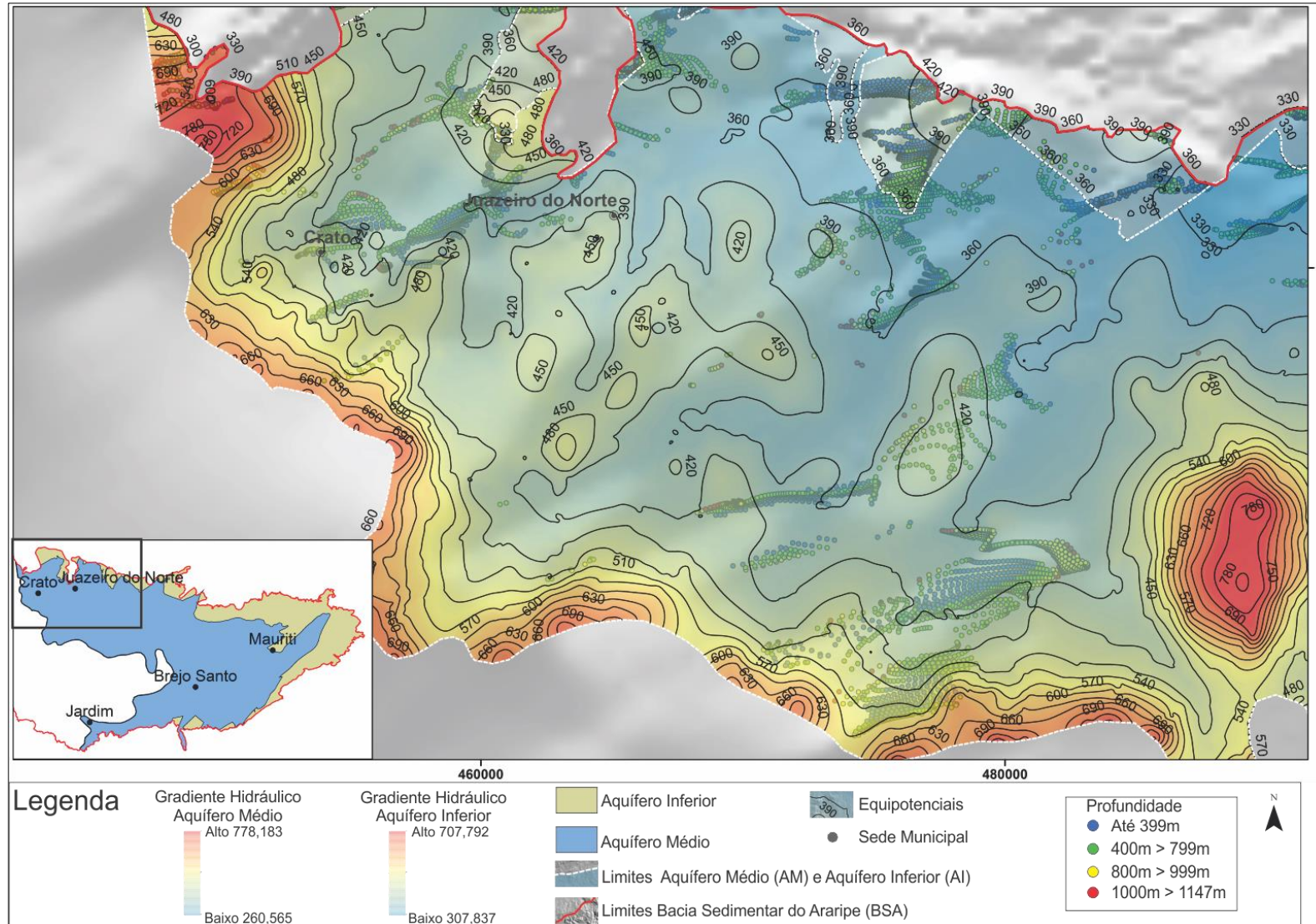
Fonte – O autor (2016).

Figura 42 - Sobreposição do *Spline* de Tensão do período chuvoso, primeira derivada em X e resultado da Deconvolução de Euler, mostrando das estruturas geológicas como fluxo das águas subterrâneas, no Vale do Cariri, na região de Brejo Santo, Bacia Sedimentar do Araripe, Ceará.



Fonte – O autor (2016).

Figura 43 - Sobreposição do Spline de Tensão do período chuvoso, primeira derivada em X e resultado da Deconvolução de Euler, mostrando das estruturas geológicas como fluxo das águas subterrâneas, Vale do Cariri, na região de Juazeiro do Norte, Bacia Sedimentar do Araripe, Ceará.



Fonte – O autor (2016).

5.3.3 - *Darcy Flow* e *Dary Velocity*

Os dados processados pelo *Darcy Flow* e *Dary Velocity* abordaram apenas o período chuvoso, pois este apresentou os melhores resultados nos modelos do *Spline* de Tensão.

Os cálculos executados através de cada uma das quatro paredes da célula independentemente, no processamento dos modelos de fluxo do *Darcy Flow* e *Dary Velocity*, podem indicar que mais ou menos água flua para dentro ou fora de uma célula, resultando em um valor positivo ou negativo de volume residual. Um *raster* de entrada consistente deve produzir pequenos residuais, próximos à zero, altos valores residuais indicam que o *raster* da superfície freática não está adequado com o respectivo *raster* de transmissividade, de porosidade e de espessura saturada (GIMENES, 2001). Os valores obtidos para o período chuvoso pelo modelo *Darcy Flow* na área de estudo indicam um resultado adequado, uma vez que estão próximos à zero no Aquífero Médio e Aquífero Inferior (Figura 44).

A magnitude do fluxo subterrâneo gerado a partir do *Dary Velocity* para os aquíferos em estudo indicam que as velocidades de escoamentos das águas subterrâneas são condizentes com o esperado. A resposta do modelo mostra valores maiores em regiões de maior pressão, que podem refletir uma direção de escoamento associado à inclinação dos pacotes sedimentares, orientando o fluxo subterrâneo, a variação topográfica, as drenagens e as regiões próximas a poços em produção. A Figura 45 mostra a velocidade no Aquífero Médio e a Figura 46 no Aquífero Inferior.

Outro resultado obtido pelo método *Darcy Flow* é a direção do fluxo subterrâneo. As direções encontradas para os modelos criados ressaltam que as águas no interior da bacia tendem a seguir padrões de escoamento orientados. A Figura 47 mostra os padrões de escoamento do Aquífero Médio e a Figura 48 mostra os padrões de escoamento para o Aquífero Inferior. As direções de escoamento das águas subterrâneas foram subdivididas em quatro: 0° a 90° (NE); $90,0000001^\circ$ a 180° (SE); $180,0000001^\circ$ a 270° (SW) e $270,0000001^\circ$ a 360° (NW). Essa divisão buscou uma relação com as estruturas geológicas observadas na bacia e descritas anteriormente.

Como resultado do *Darcy Flow* pode-se observar que o escoamento das águas subterrâneas no Aquífero Médio indica diferentes padrões de direção em cada região do aquífero. No extremo leste, região próxima ao município de Mauriti, região de contato com o

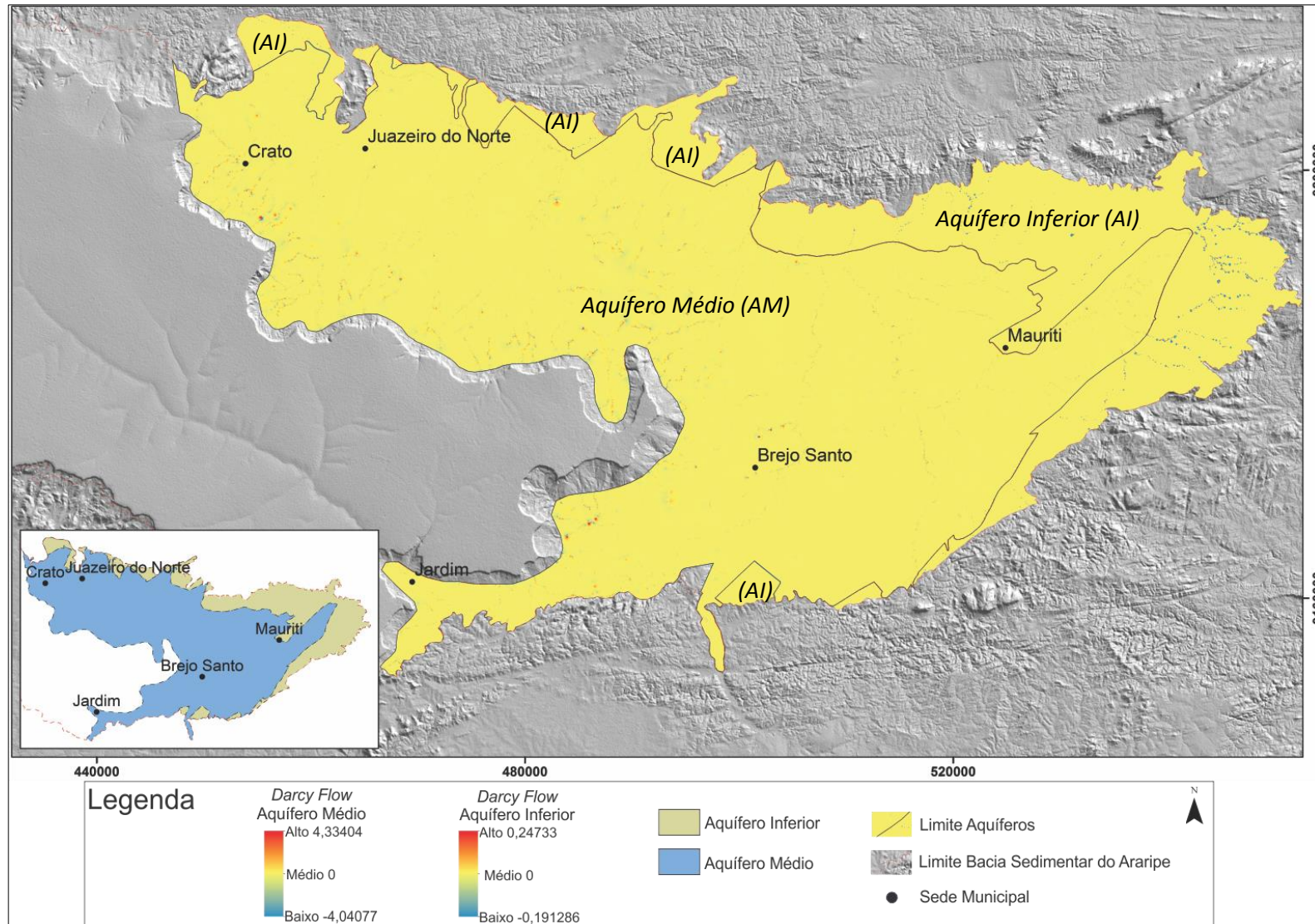
Aquífero Inferior é possível identificar uma tendência do fluxo subterrâneo nas direções SW e NW. No centro sul, região próxima ao município de Jardim, a tendência é que o fluxo se direcione para NE e SE com faixas de fluxo orientadas para SW, a leste do município de Brejo Santo. No restante da área o fluxo oscila, para NE, SW e SE.

Dentro da área do Aquífero Médio as direções do fluxo subterrâneo também tendem a seguir padrões direcionais que se relacionam com as drenagens, com lineamentos morfoestruturais e com estruturas geológicas profundas presentes na área. A Figura 49 mostra a sobreposição da primeira derivada em X com os resultados da direção de fluxo gerados pelo *Darcy Flow*. Os contornos da resposta da primeira derivada em x, sobreposta ao resultado das direções de fluxo subterrâneo gerados pelo *Darcy Flow* mostram que muitas áreas se definem segundo as estruturas mostradas pelo método geofísico (Figura 49). A Figura 50 mostra a sobreposição dos lineamentos interpretados e a direção de fluxo o *Darcy Flow*.

O resultado dos mapas de direção de fluxo criados pelo *Darcy Flow* permite agrupar as direções de fluxo em alguns conjuntos. No Aquífero Médio os conjuntos de regiões onde o fluxo subterrâneo se direciona para NW, apresentam-se alongados para norte e nordeste, os conjuntos de regiões com fluxo subterrâneo para SW apresenta uma tendência de alinhamento para norte e noroeste, os com fluxo que se direciona para NE no tende a se alinhar para norte e nordeste e o fluxo que se direciona para SE no Aquífero Médio apresenta conjuntos para nordeste. A Figura 47 mostra em sua região leste que próximo ao contato dos aquíferos os padrões de direção no Aquífero Médio se aproxima dos padrões do Aquífero Inferior, tendendo a NE e SW.

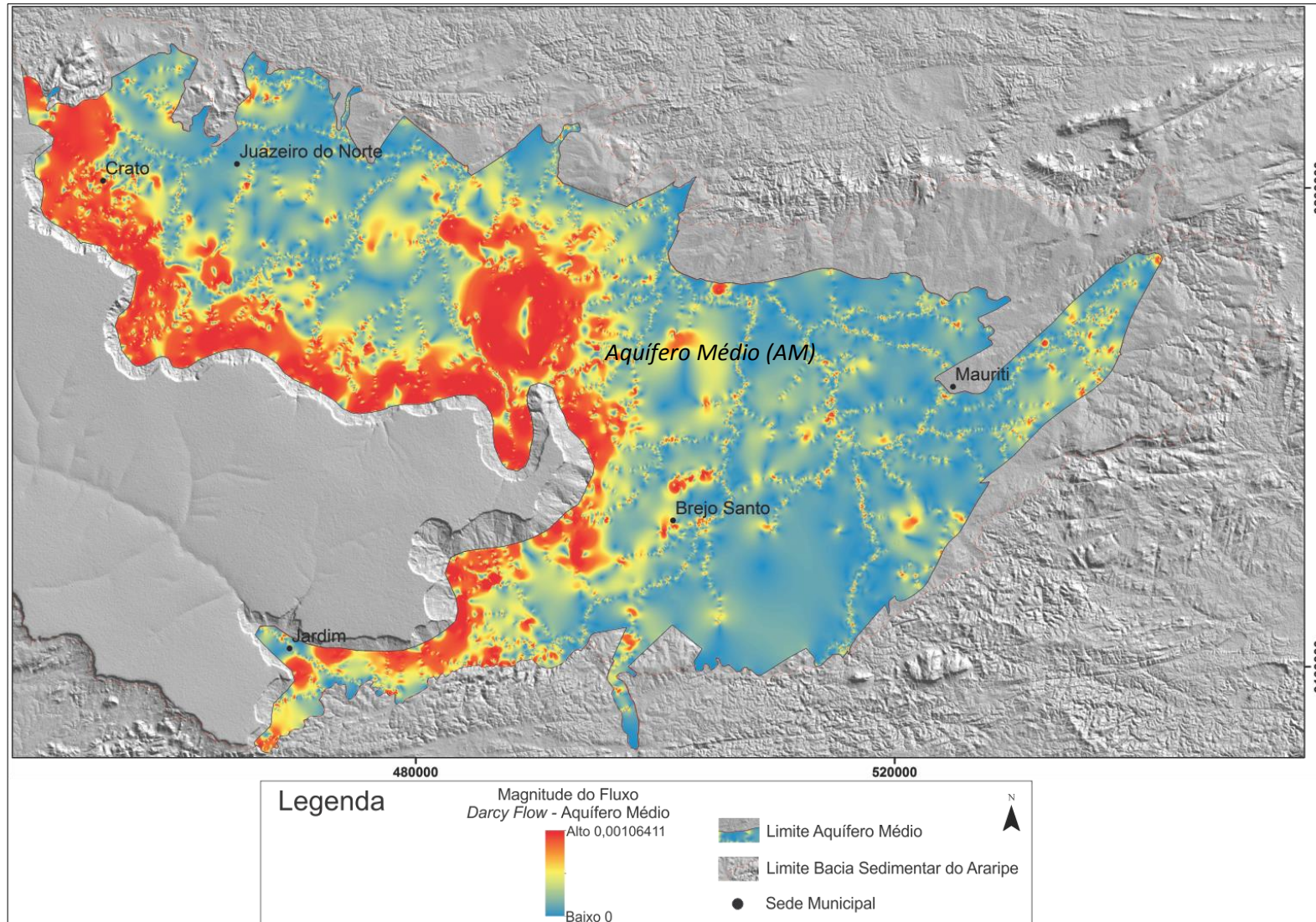
O escoamento das águas subterrâneas no Aquífero Inferior indica diferentes padrões de direção em cada região do aquífero. No extremo leste do aquífero é possível identificar uma tendência do fluxo subterrâneo nas direções SW e NW. No centro norte, região próxima ao município de Mauriti, a tendência é que o fluxo se direcione para SW e SE. No restante da área o fluxo oscila segundo a topografia. Dentro da área do Aquífero Inferior as direções do fluxo subterrâneo também tendem a seguir padrões direcionais que se relacionam com as drenagens, com lineamentos morfoestruturais e com estruturas geológicas profundas presentes na área. A sobreposição com o relevo sombreado mostra a influência da topografia na direção do fluxo das águas subterrâneas segundo o modelo *Darcy Flow* em ambos os aquíferos, no entanto, a estruturação interna da bacia que se reflete sobre o relevo condiciona também o fluxo subterrâneo para os resultados do modelo em questão.

Figura 44 - Resultado do *Darcy Flow* para os Aquíferos Médio e Inferior, no Vale do Cariri, Bacia Sedimentar do Araripe, Ceará. Os valores apresentam um resultado muito próximo de zero, indicando *raster* de entrada consistente.



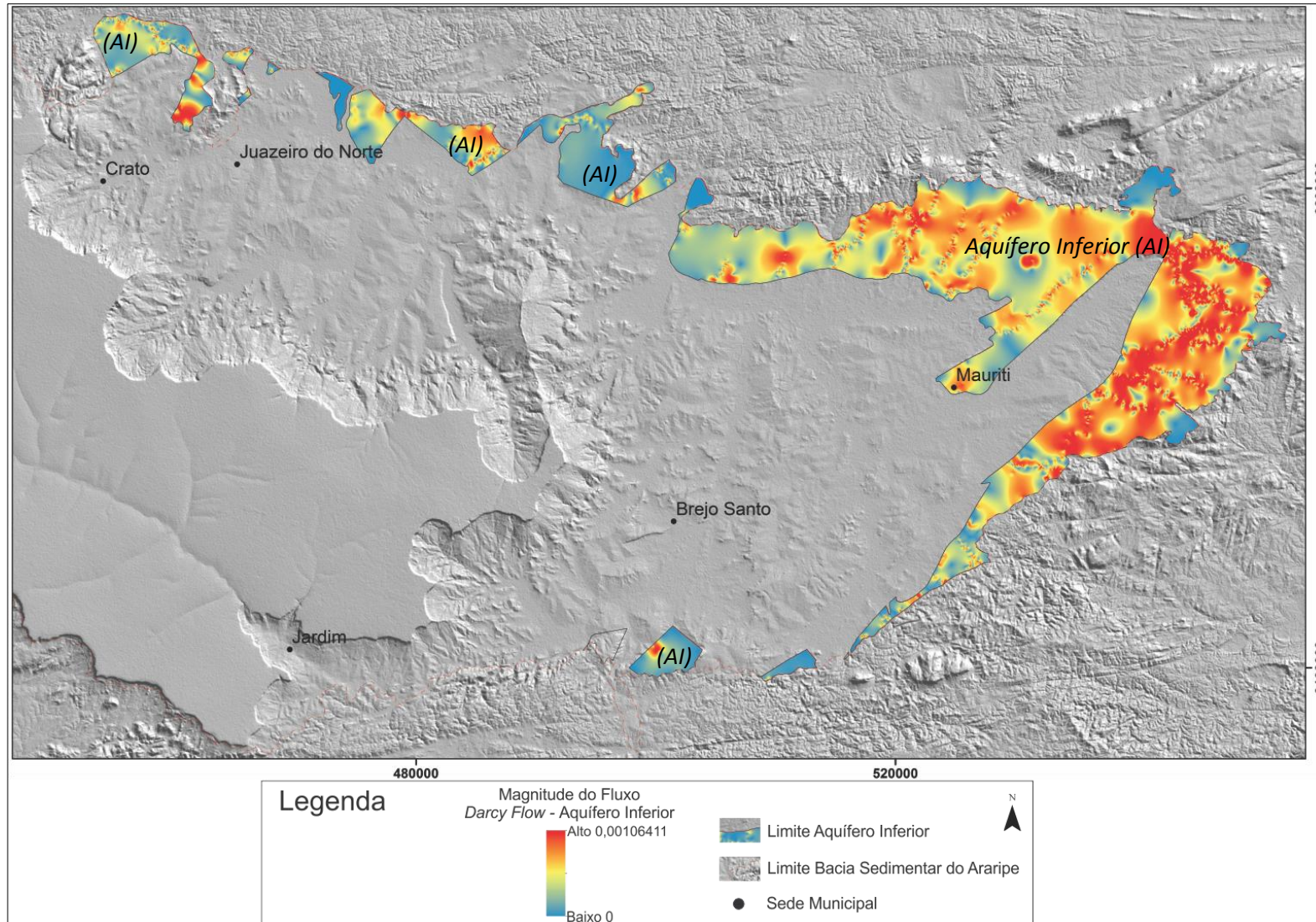
Fonte – O autor (2016).

Figura 45 - Magnitude do fluxo segundo o *Darcy Flow*, Aquífero Médio. Ressaltando em vermelho as encostas, as drenagens e áreas com poços em produção no Vale do Cariri, Bacia Sedimentar do Araripe, Ceará.



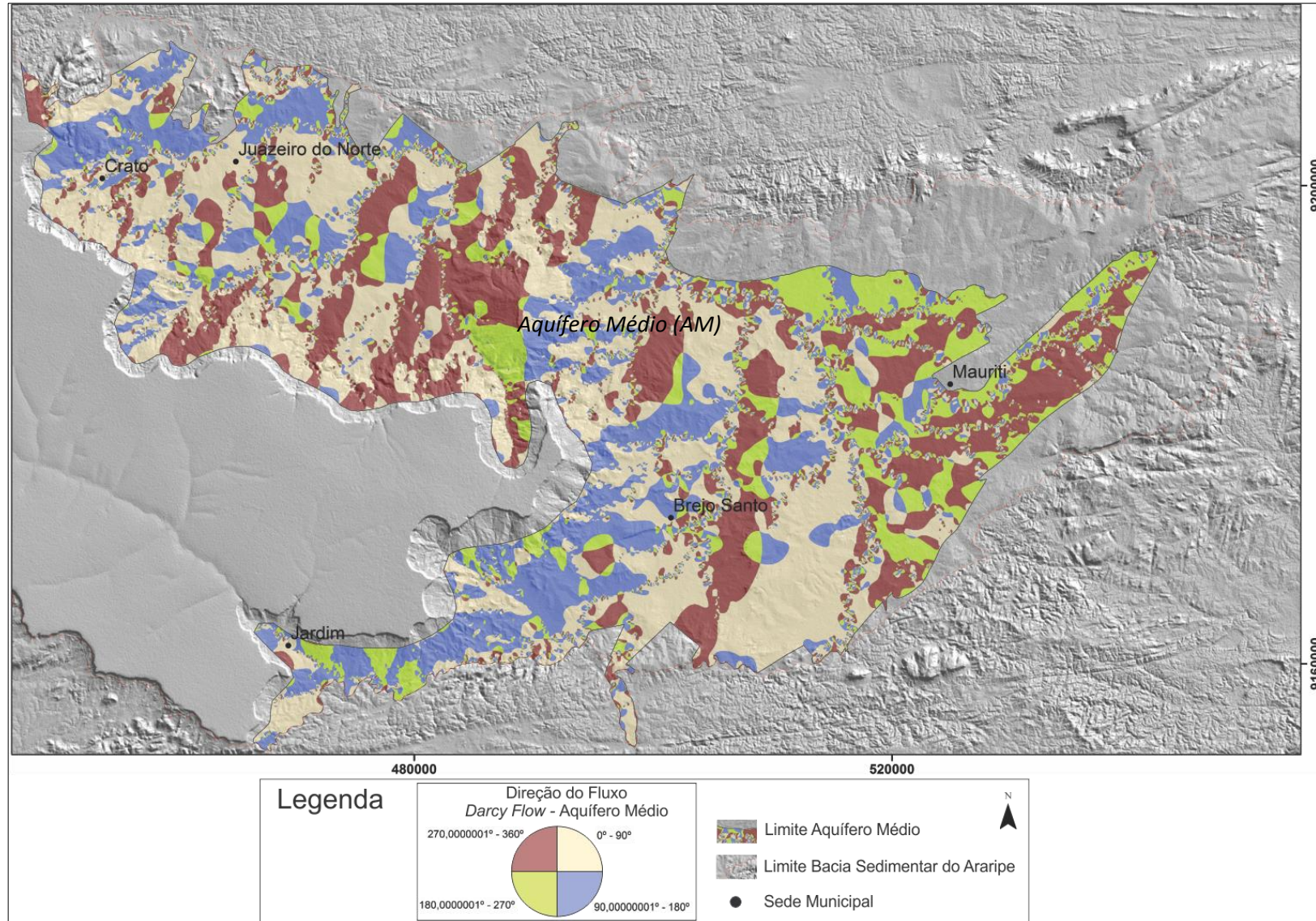
Fonte – O autor (2016).

Figura 46 - Magnitude de fluxo *Darcy Flow*, Aquífero Inferior. Ressaltando em vermelho as encostas, as drenagens e áreas de poços em produção no Vale do Cariri, Bacia Sedimentar do Araripe, Ceará.



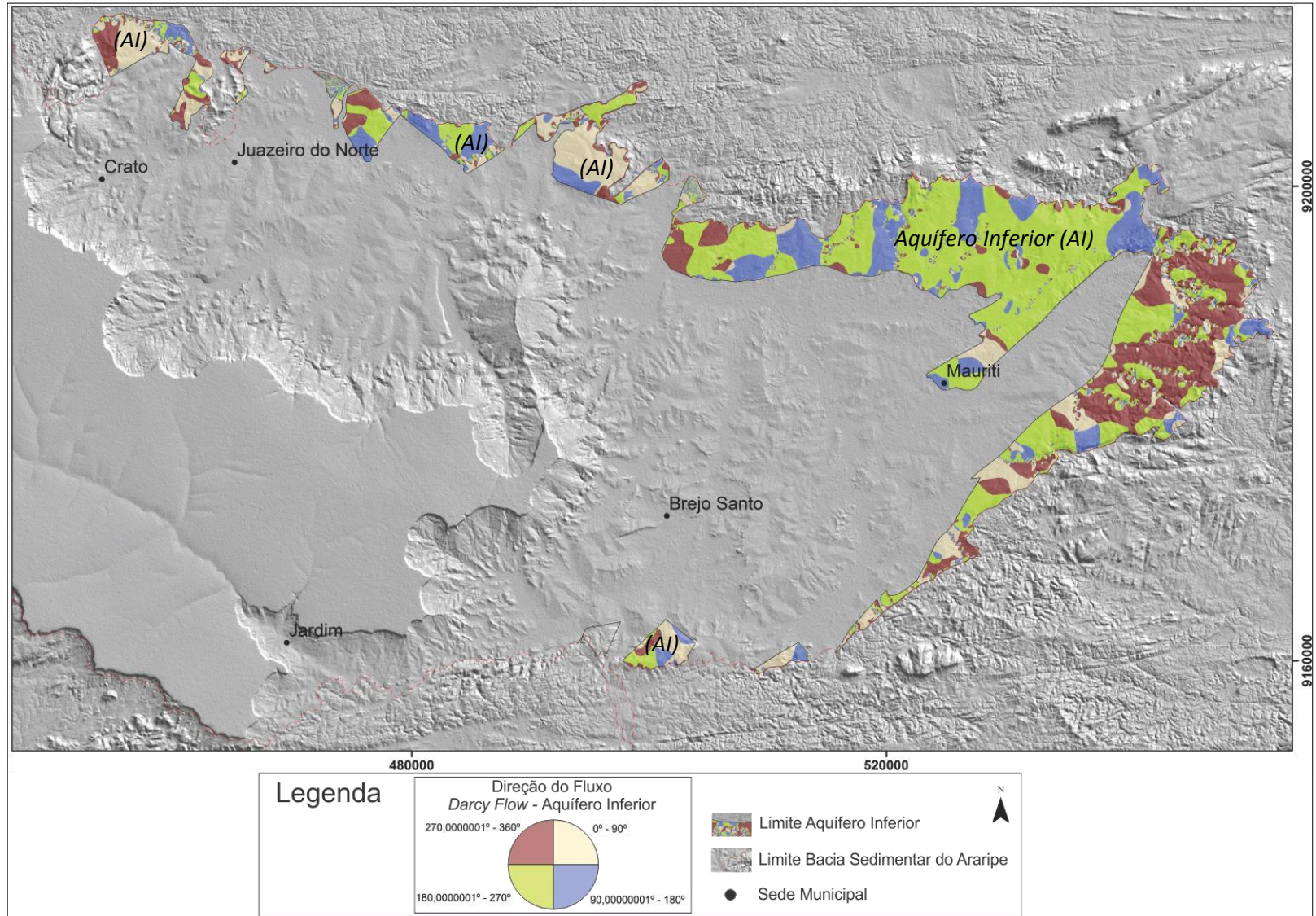
Fonte – O autor (2016).

Figura 47 - Direção de fluxo das águas subterrâneas para o período chuvoso modelo *Darcy Flow*, Aquífero Médio, Vale do Cariri, Bacia Sedimentar do Araripe, Ceará.



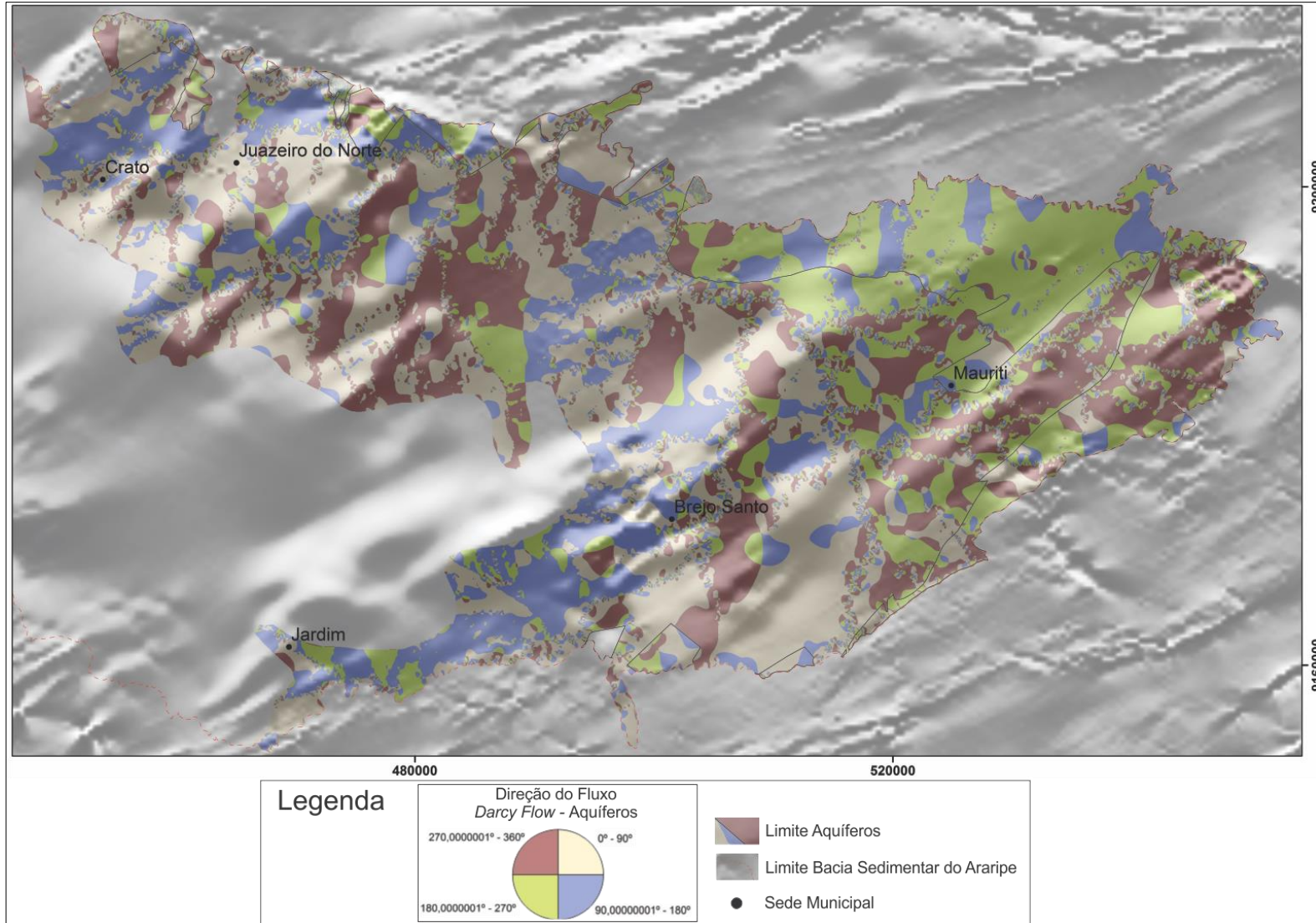
Fonte – O autor (2016).

Figura 48 - Direção de fluxo das águas subterrâneas para o período chuvoso modelo *Darcy Flow*, Aquífero Inferior, Vale do Cariri, Bacia Sedimentar do Araripe, Ceará.



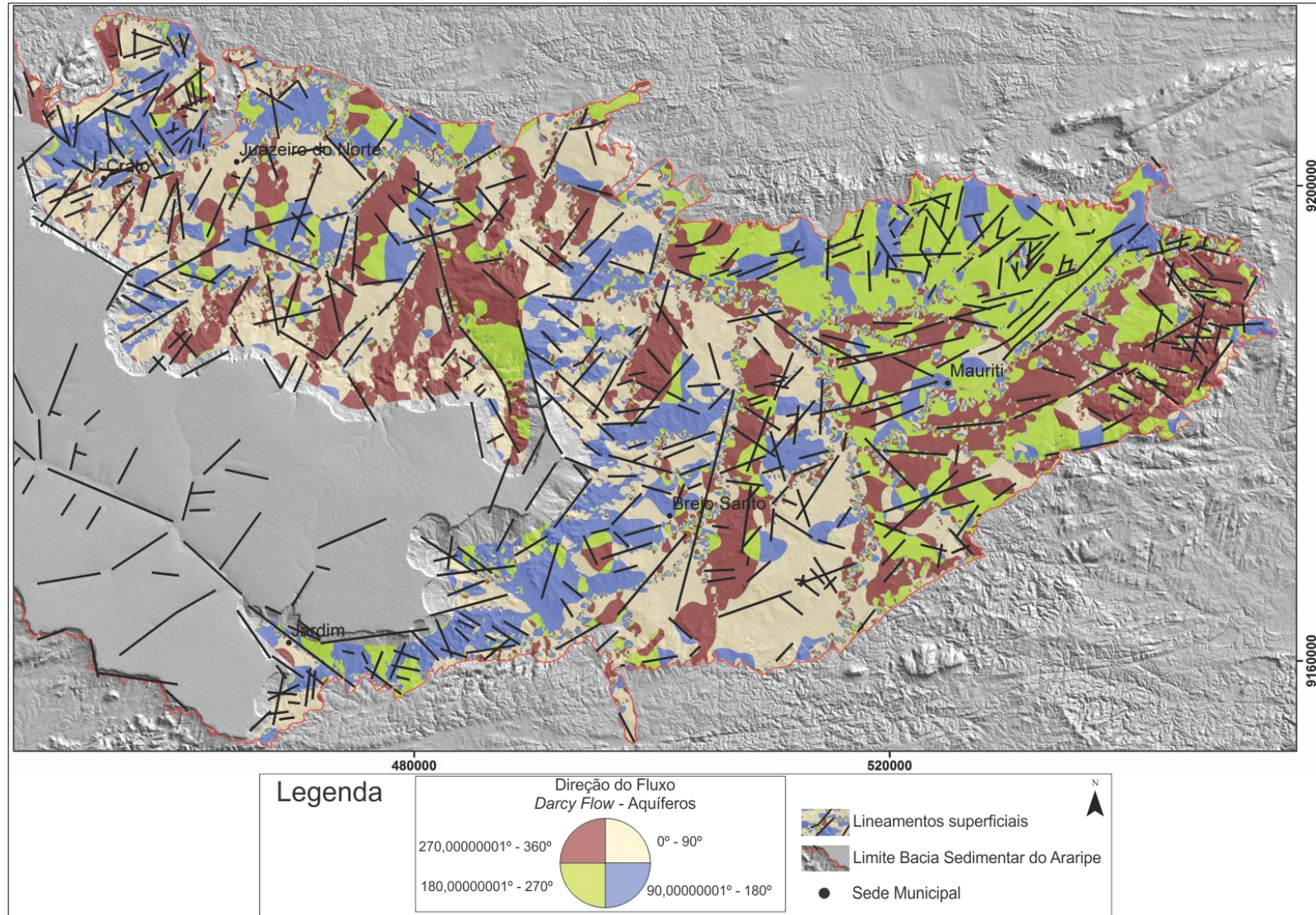
Fonte – O autor (2016).

Figura 49 - Resultado da primeira derivada em X sobre o mapa de direção de fluxo criado pelo *Darcy Flow*, Aquíferos Médio e Inferior, Vale do Cariri, Bacia Sedimentar do Araripe, Ceará.



Fonte – O autor (2016).

Figura 50 - Direção de fluxo subterrâneo segundo o *Darcy Flow* com lineamentos superficiais, interpretados pelo sensoriamento remoto, Vale do Cariri, Bacia Sedimentar do Araripe, Ceará.



Fonte – O autor (2016).

Os contornos da resposta da primeira derivada em x , sobreposta ao resultado das direções de fluxo subterrâneo gerados pelo *Darcy Flow* mostram que muitas áreas se definem segundo as estruturas mostradas pelo método geofísico (Figura 49).

O modelo de escoamentos das águas subterrâneas criado pelo *Darcy Flow* mostra uma relação das estruturas superficiais com as águas subterrâneas, muitas vezes os lineamentos interpretados, condicionam conjuntos de regiões e limites de direção do fluxo subterrâneo (Figura 50). Assim como os resultados do IDW ou do *Spline* de Tensão o processamento para gerar os modelos para o *Darcy Flow* e *Darcy Velocity* não utilizaram dados obtidos da geofísica.

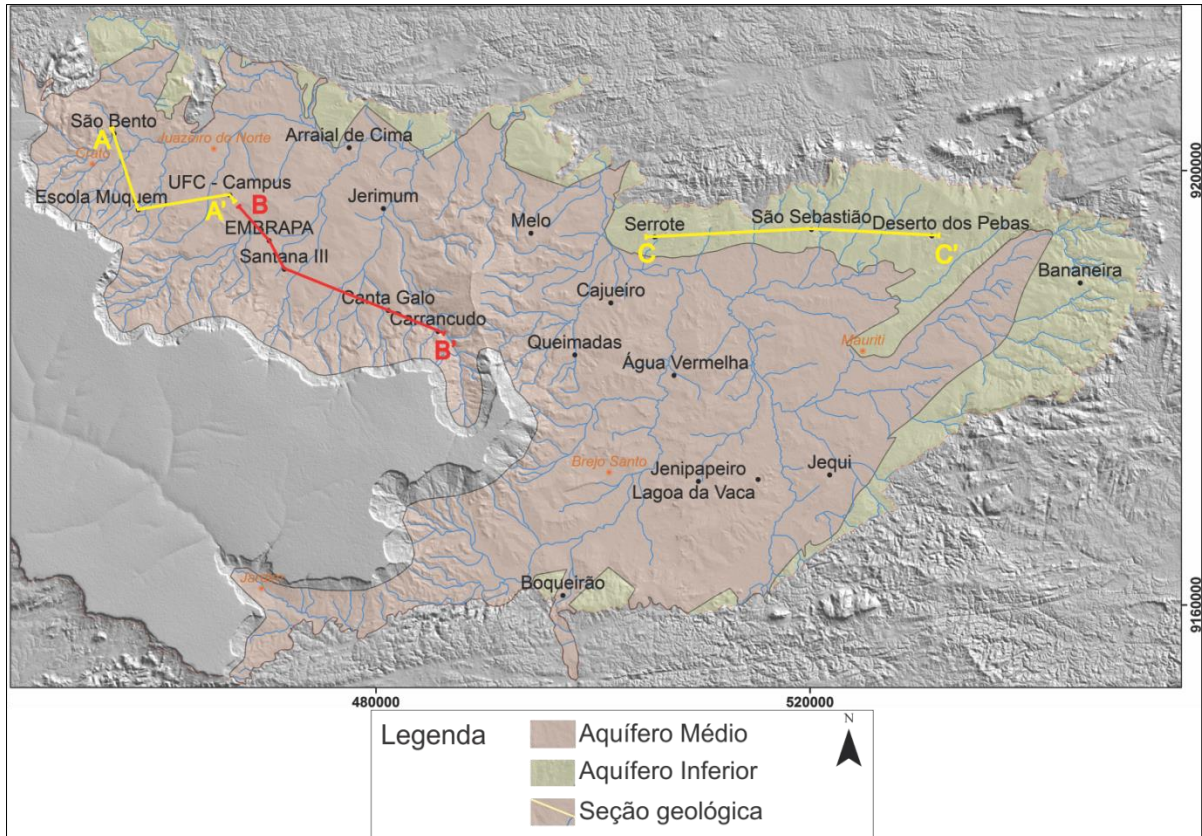
5.3.4 – Perfil de poços

Para uma análise dos dados de poços foram criadas seções geológicas que contem poços da rede RIMAS sobrepostos pelo resultado do *Spline* de Tensão do período chuvoso. O perfil construtivo dos mesmos encontra-se em escala segundo a profundidade dos poços, juntamente com a descrição litológica de cada um. A Figura 51 mostra a localização das seções, que foram criadas como auxílio do programa Global Mapper™ 13. Para tal, primeiro foi criada uma seção com a superfície do terreno a partir do SRTM do perfil desejado, então o resultado do *Spline* de Tensão foi adicionado e gerado um perfil sobre a mesma linha do perfil topográfico, os dois foram então sobrepostos no Corel Draw™ 15 preservando-se as escalas segundo o perfil topográfico.

A Figura 52 mostra a seção geológica A-A', do Aquífero Médio, com os poços Sítio São Bento, Escola (Muquem) e Sede (UFC). Nesta seção é possível observar que em alguns pontos a curva do *Spline* de Tensão se aproxima muito da superfície do terreno em regiões que representam as drenagens. A curva da potenciométrica, em azul, tende a acompanhar a topografia, porém, entre o poço Sítio São Bento e Escola (Muquem) existe um alto estrutural onde a curva da potenciométrica não acompanha o relevo, sobre um trecho do *Horst* de Barbalha, a oeste do poço Escola, mostrando que os blocos que compõem a bacia podem funcionar como barreira hidráulica, redirecionando o fluxo das águas subterrâneas. A oscilação nível potenciométrico próximo ao poço Sede (UFC) pode ocorrer pela influência de poços adjacentes em produção, forçando a queda abrupta da superfície potenciométrica.

A segunda seção geológica B-B' (Figura 53) no Aquífero Médio, mostra o comportamento da curva do *Spline* de Tensão na região dos poços EMBRAPA, Sítio Santana III, Sítio Santa Galo e Sítio Carrancudo.

Figura 51 - Localização das seções geológicas.

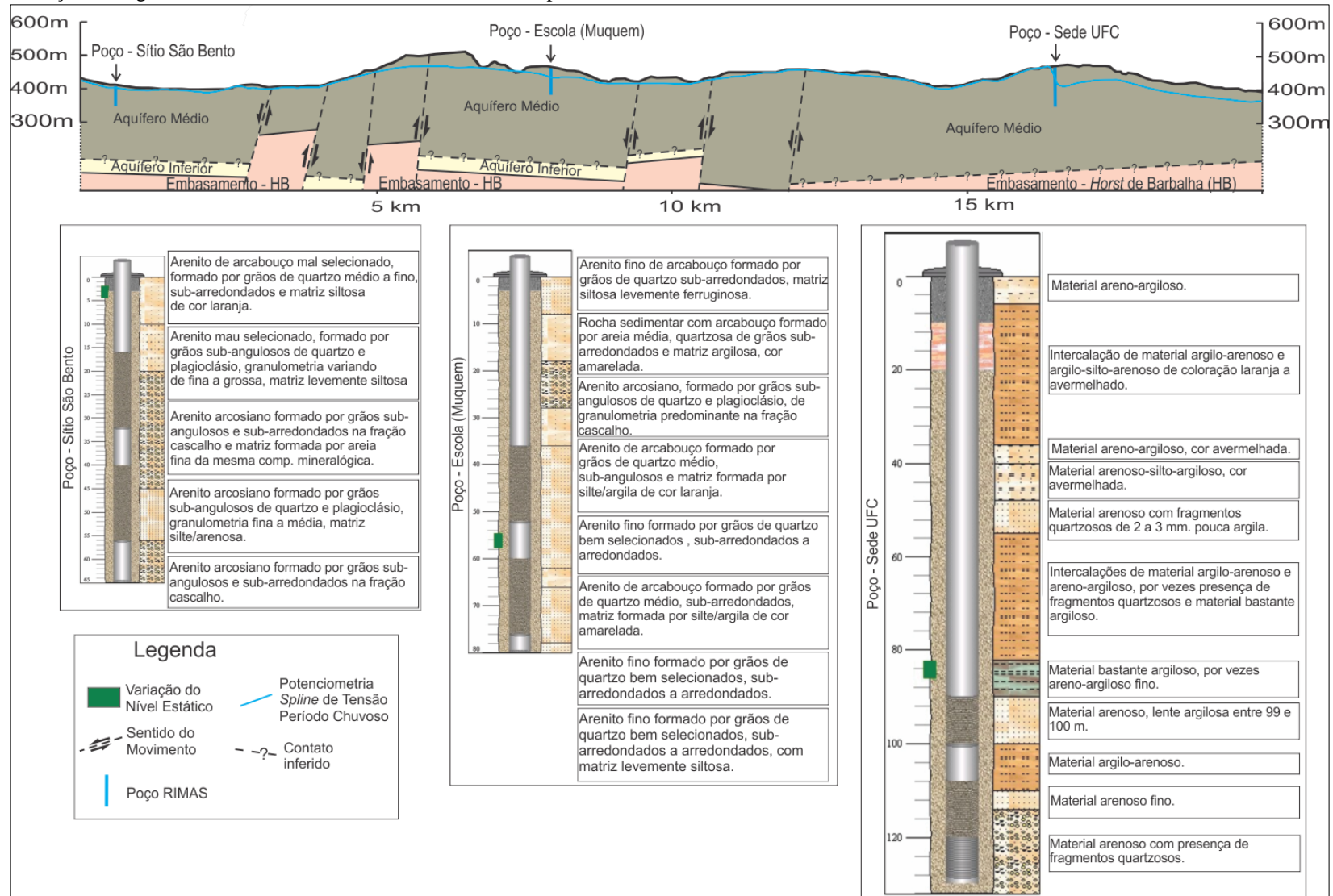


Fonte – O autor (2016).

Essa seção revela que a superfície potenciométrica criada não acompanha a topografia como a seção 1, mesmo tratando-se de um período chuvoso. O resultado do *Spline* de Tensão mostra que a topografia não é o fator relevante na curva potenciométrica, uma vez que a superfície criada não acompanha o relevo de forma contínua, indicando que a movimentação dos blocos no interior da bacia pode interferir no comportamento das águas subterrâneas.

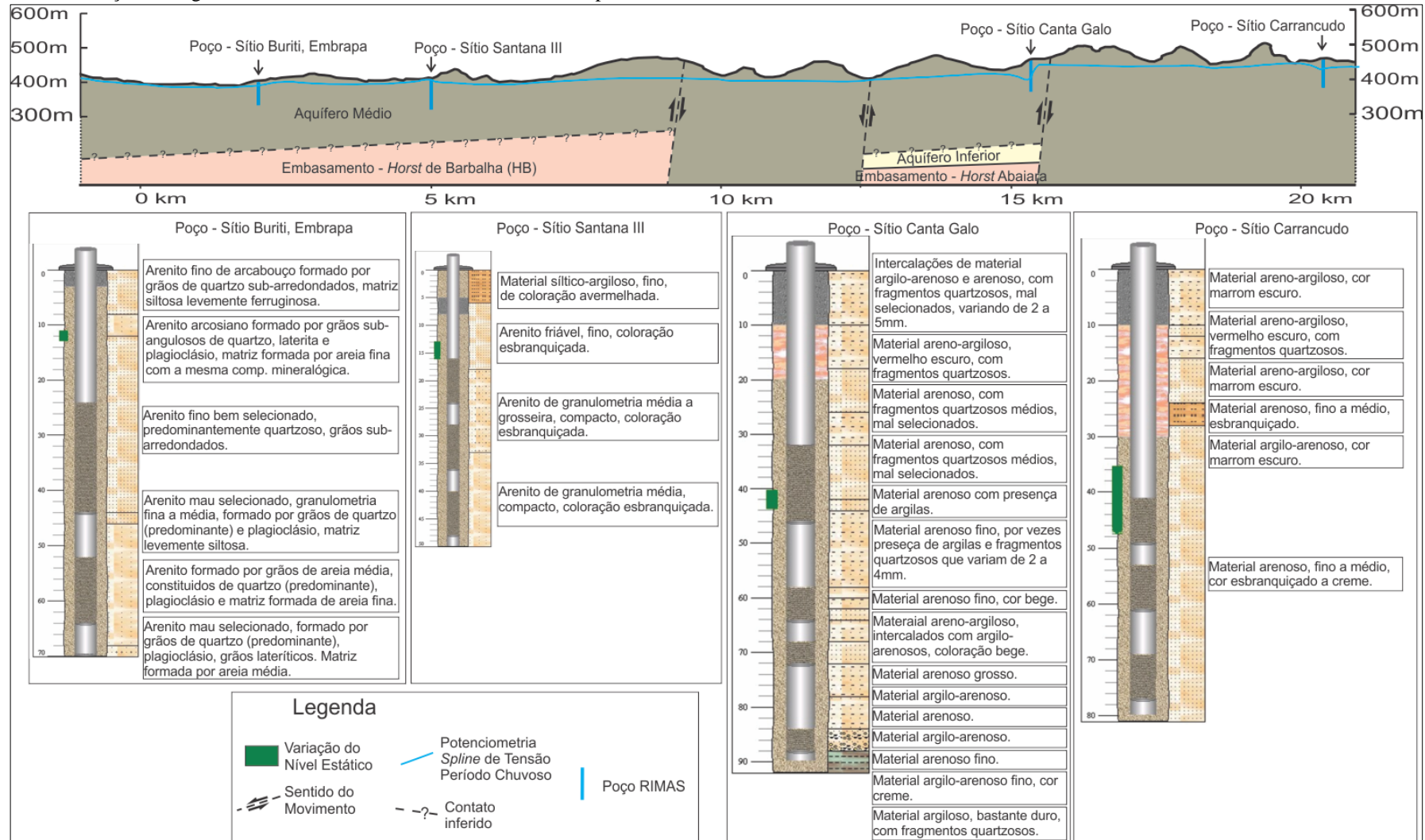
A seção geológica C-C' (Figura 54) mostra o Aquífero Interior, com os poços Sítio Serrote, Sítio São Sebastião e Sítio Deserto dos Pebas. A curva que representa o *Spline* de Tensão do período chuvoso apresenta um comportamento que não indica uma associação direta a topografia. Na porção oeste da seção a curva que representa a superfície potenciométrica se aproxima da superfície do terreno apenas em regiões próximas a de drenagens. Na região a oeste do poço Sítio Deserto dos Pebas a grande variação da curva pode refletir a ação de poços de produção de águas subterrâneas nas imediações.

Figura 52 - Seção geológica 1, A-A', mostrando a superfície potenciométrica criada pelo *Spline* de Tensão para o período chuvoso, juntamente com o perfil dos poços da rede RIMAS e descrição litológica. Vale do Cariri, Bacia Sedimentar do Araripe, Ceará.



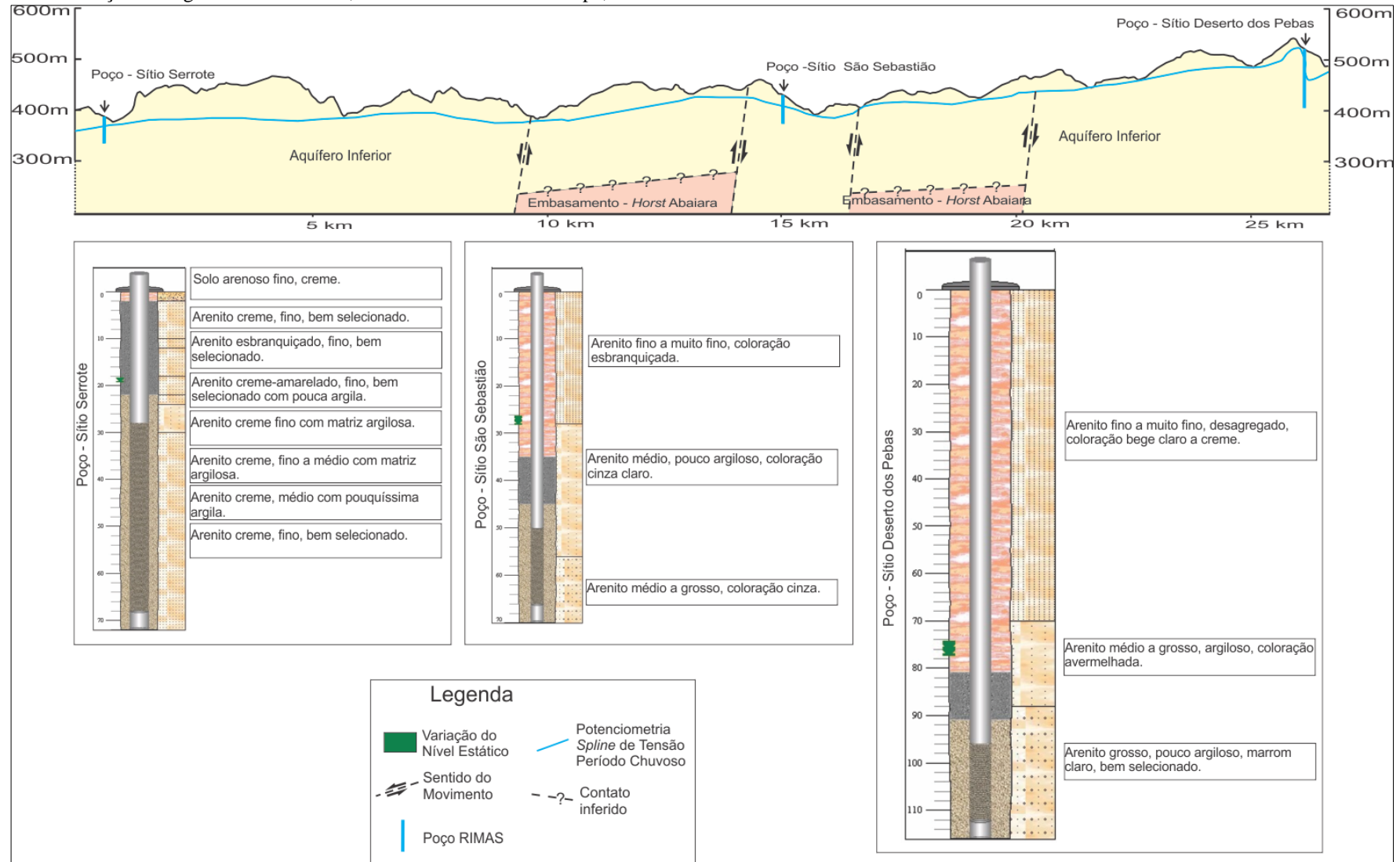
Fonte – O autor (2016).

Figura 53 - Seção geológica 2, B-B', mostrando a superfície potenciométrica criada pelo *Spline* de Tensão para o período chuvoso, juntamente com o perfil dos poços da rede RIMAS e descrição litológica. Vale do Cariri, Bacia Sedimentar do Araripe, Ceará.



Fonte – O autor (2016).

Figura 54 - Seção geológica 3, C-C', mostrando a superfície potenciométrica criada pelo *Spline* de Tensão para o período chuvoso, juntamente com o perfil dos poços da rede RIMAS e descrição litológica. Vale do Cariri, Bacia Sedimentar do Araripe, Ceará.



Fonte – O autor (2016).

6 – CONCLUSÕES

Os modelos de fluxo criados a partir de dois métodos de interpolação, o *Spline* de Tensão e o IDW, além do *Darcy Flow* e do *Darcy Velocity*, mostram que a estruturação interna e superficial da Bacia Sedimentar do Araripe interfere diretamente no fluxo das águas subterrâneas.

A utilização dos pontos extraídos das drenagens foi de fundamental importância para o resultado obtido, pois proporcionaram uma melhor resolução para os mapas gerados e explicitaram a relação das estruturas geológicas com o fluxo das águas subterrâneas.

O IDW apresentou uma relação do fluxo das águas subterrâneas com as estruturas ressaltadas pela geofísica, visto que o formato e o direcionamento das curvas equipotenciais apresentam correlações com as estruturas ressaltadas pelo método magnético. A resposta do método em relação às estruturas superficiais também é coerente, pois as direções de fluxo subterrâneo respeitam a cota topográfica, não ultrapassando as mesmas, e em algumas áreas as estruturas superficiais se relacionam com as equipotenciais, isso é observado pelo formato e direcionamento das curvas geradas pelo método.

De forma geral as estruturas ressaltadas pela geofísica apresentam-se como barreiras hidráulicas condicionando a direção de fluxo e definindo o formato das curvas equipotenciais geradas pelo IDW. Em regiões onde a resposta geofísica é interpretada como a presença de *horsts* é possível observar a forte relação das curvas equipotenciais e das estruturas ressaltadas pela geofísica, mostrando a relação entre as águas subterrâneas e a estruturação interna da bacia.

O *Spline* de Tensão apresentou resultados mais relevantes. As respostas para o período seco e para o período chuvoso mostraram que as curvas equipotenciais geradas corroboram com a construção de limites para blocos no interior da bacia, limites definidos pelo método geofísico da magnetometria e apresentados no capítulo 4 deste trabalho. A relação da topografia da área com estruturas internas assim como os resultados do método de interpolação, mostram que o fluxo das águas subterrâneas constantemente acompanha as estruturas que delimitam os *horsts* e *grabens* no interior da bacia.

Considerando que as estruturas ressaltadas pela resposta magnética estão em profundidade é esperado que o contorno das curvas equipotenciais geradas não acompanhe

exatamente os corpos identificados pela geofísica, porém, essa relação ainda pode ser constatada pela modificação de direção no formato das curvas equipotenciais geradas pelo *Spline* de Tensão em regiões de contatos com estruturas profundas. A Figura 55 Mostra o resultado do *Spline* de Tensão sobreposta a primeira derivada em z (Dz), juntamente com curvas geradas para o Dz que representam os contornos das estruturas observadas em profundidade, nele é possível constatar a relação das estruturas com o comportamento das águas subterrâneas no Vale do Cariri.

A partir da Figura 55 é possível identificar áreas que subdividem a bacia em blocos estruturais internos e assim dividir os aquíferos em pequenos blocos relacionados aos *horsts* e *grábens* que compõem a bacia, como delimitado no capítulo 4 desse trabalho.

Os blocos que compõem a bacia devem ser naturalmente estruturas que condicionem o fluxo das águas subterrâneas, sendo assim o fluxo deve seguir de alguma forma essas estruturas, como o observado na Figura 56.

O *Darcy Flow* e *Darcy Velocity* expõem que a direção do fluxo subterrâneo atende a padrões morfoestruturais, toda via, esses padrões são o reflexo das estruturas profundas identificadas na bacia. O alinhamento das estruturas superficiais tendendo a N-S, NN-W e NN-E observado no capítulo 3 deste trabalho fica evidenciado neste modelo. As direções de drenagem do fluxo subterrâneo que tendem principalmente para noroeste no Aquífero Médio apresentam-se alinhadas para N-S, (Figura 47 e Figura 50) esse resultado mostra que as estruturas superficiais também condicionam o fluxo dessas águas, uma vez que condicionam as drenagens da região.

Os perfis de poços contribuem com o entendimento do fluxo subterrâneo, pois revelam a baixa influência da topografia no fluxo subterrâneo, mostrando a grande influência da movimentação dos blocos no interior da bacia sobre o fluxo subterrâneo. E criam uma nova perspectiva para os resultados obtidos pelos modelos computacionais criados.

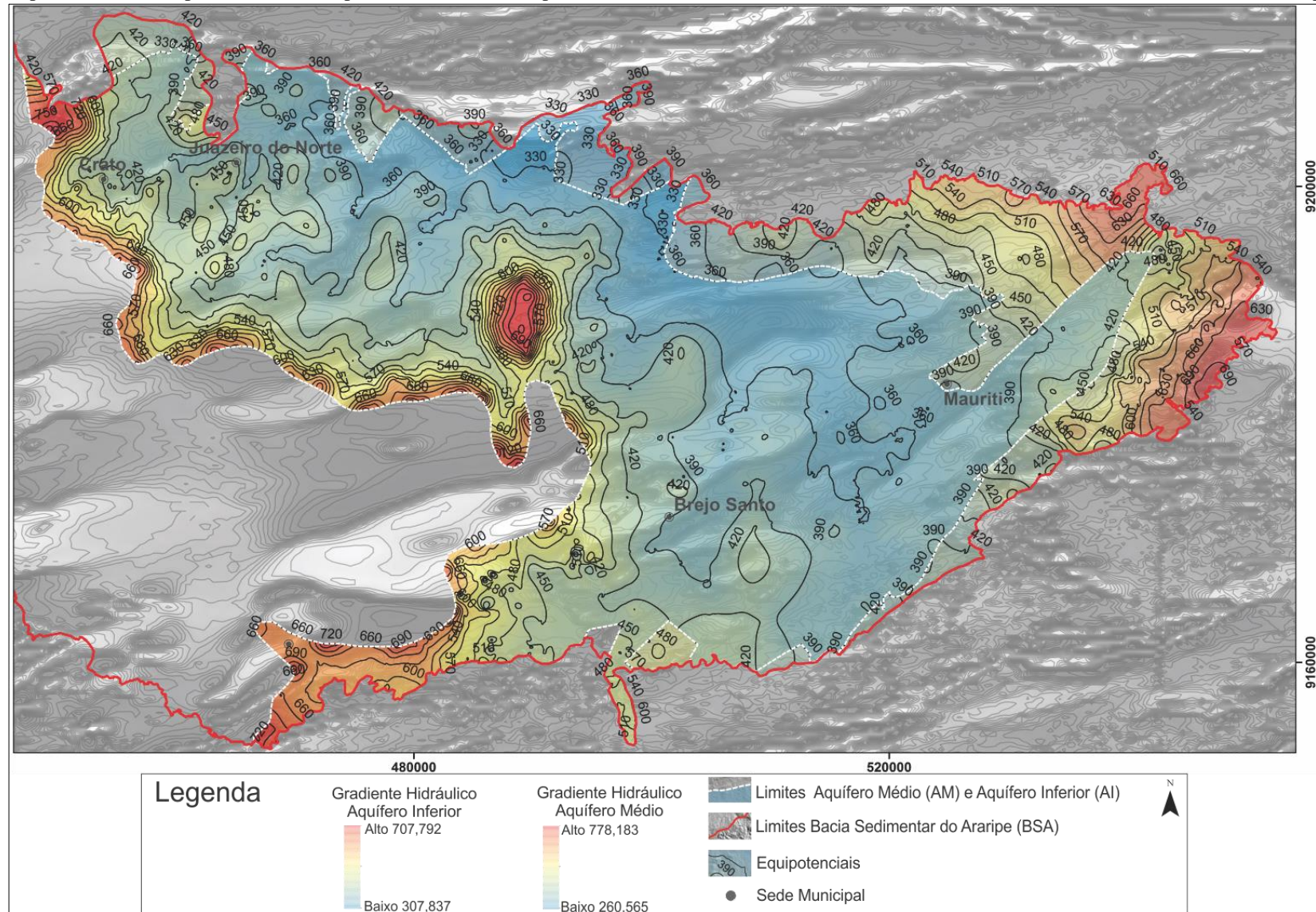
Os resultados finais deste trabalho apresentam uma compartimentação interna para a Bacia Sedimentar do Araripe, que é naturalmente refletida no fluxo das águas subterrâneas orientando seu comportamento no interior da bacia. Os modelos gerados para o estudo desse comportamento, na região do Vale do Cariri, corroboram com a teoria de uma ampla e complexa compartimentação da Bacia Sedimentar do Araripe servindo de evidencia da compartimentação dos aquíferos.

A Figura 56 mostra uma compartimentação hidrogeológica proposta ao final do estudo dos modelos produzidos da resposta geofísica e do sensoriamento remoto.

A divisão dos compartimentos da bacia que definem áreas hidrogeológicas, no Vale do Cariri, conforme a Figura 56 são:

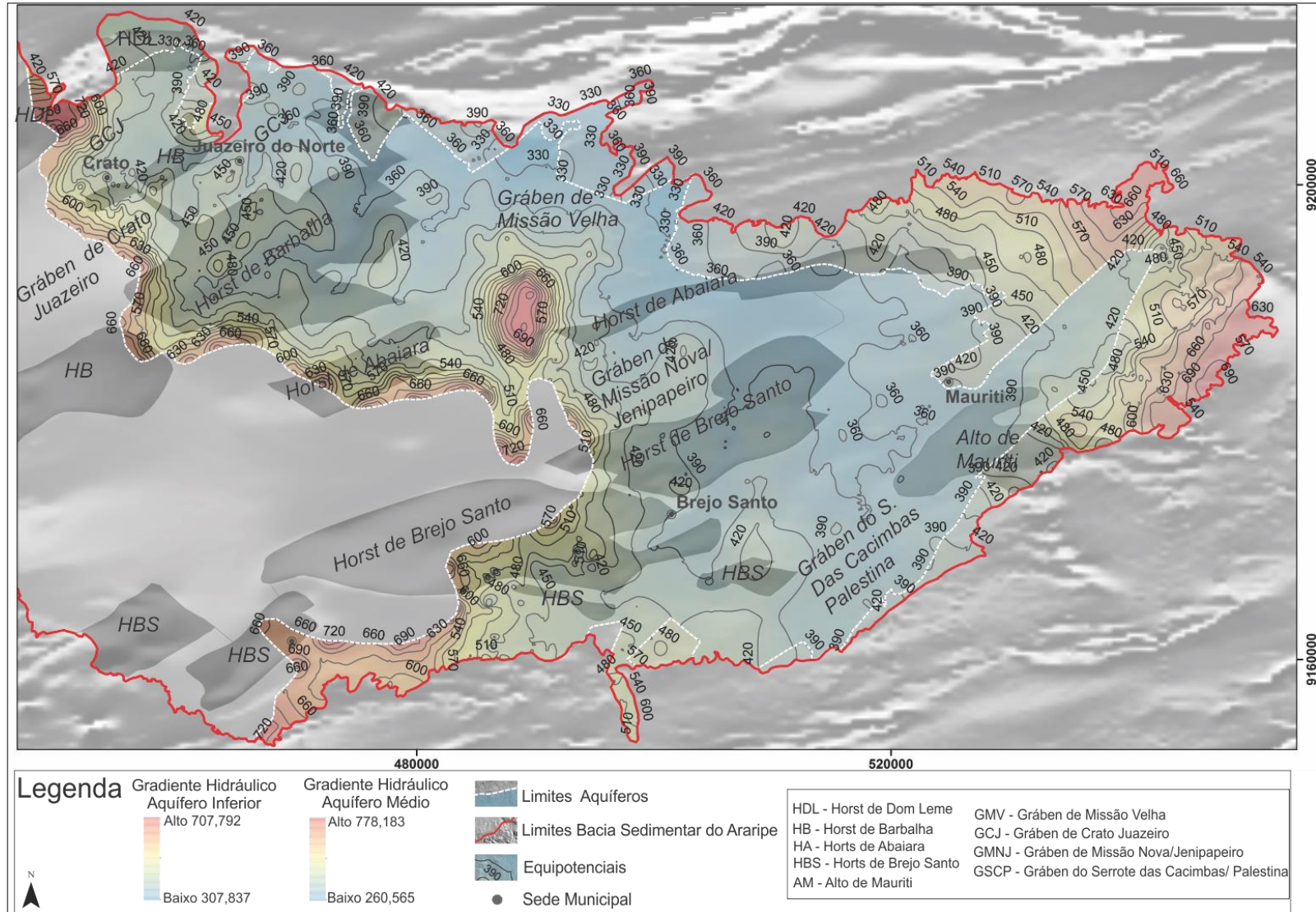
- *Gráben* de Crato Juazeiro
- *Gráben* do Serrote das Cacimbas/ Palestina
- *Gráben* de Missão Velha
- *Gráben* de Missão Nova/Jenipapeiro
- *Horst* de Dom Leme
- *Horst* de Barbalha
- *Horts* de Abaiara
- *Horts* de Brejo Santo
- Alto de Mauriti

Figura 55 - Spline de Tensão e potenciometria do período chuvoso sobre primeira derivada em Z e contorno da derivada, Vale do Cariri, Bacia Sedimentar do Araripe, Ceará.



Fonte – O autor (2016).

Figura 56 - Spline de Tensão para o período chuvoso sobre a primeira derivada em Z, horsts e grábens limitando os blocos no interior da bacia, Vale do Cariri, Bacia Sedimentar do Araripe, Ceará.



Fonte – O autor (2016).

7 – RECOMENDAÇÕES

Buscando aprimorar os conhecimentos sobre a compartimentação interna da Bacia Sedimentar do Araripe e sua influência sobre o fluxo das águas subterrâneas é recomendado:

- A criação de um modelo geológico-estrutural baseado em perfis de poços perfurados na bacia e dados de geofísica contemplados e não contemplados nesse trabalho, como a gravimetria e a sísmica, além da utilização do sensoriamento remoto, e mapas geológicos.
- A aplicabilidade do modelo gerado pelo *Darcy Flow* para o estudo de áreas de influência de poços.
- O refinamento dos modelos de fluxo subterrâneo na bacia com a aplicação de novos métodos, para um comparativo dos modelos já produzidos, levando em consideração a estruturação interna da bacia e a compartimentação dos aquíferos nela existentes.
- A continuidade do monitoramento das águas subterrâneas na Bacia Sedimentar do Araripe, com o projeto RIMAS e a sua ampliação, para que os futuros estudos na bacia possam contar com uma gama ainda maior de dados.
- Produzir modelos hidrogeológicos em escala maior, para observar a relação do fluxo subterrâneo com as estruturas presentes na bacia de forma mais individualizada, criando modelos definidos para cada bloco geológico identificado.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AGUIAR, R. B., VERISSIMO, L. S., COLARES, J. Q. S., FEITOSA, F. A. C.. **Evolução do conhecimento geológico e hidrogeológico na Bacia Sedimentar do Araripe**. XIV Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas. Anais. Curitiba, 2006, 19 p..
- AGUIAR, R. B. (Org.). **Hidrogeologia da porção oriental da bacia sedimentar do Araripe: relatório integrado**. Comportamento das bacias sedimentares da região semi-árida do nordeste brasileiro. CPRM, 2007. 128 p. Disponível em: http://www.cprm.gov.br/publique/media/araripe_meta_A.PDF. Acessado em 01/02/2016.
- AHMADOV, R., AYDIN, A., KARIMI-FARD, M. & DURLOFSKY, L. J.. **Permeability upscaling of fault zones in the Aztec Sandstone, Valley of Fire State Park, Nevada, with a focus on slip surfaces and slip bands**. Hydrogeology Journal, 2007, n. 15, 1239–1250, <http://dx.doi.org/10.1007/s10040-007-1080-2>
- ANDRADES FILHO, C.O., FONSECA, L.M.G.. **Lineamentos Estruturais em imagem Landsat TM e dados SRTM**. In Anais XIV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Natal, Brasil, INPE, 2009. p. 3151-3158.
- ANGELIM L.A.A., VASCONCELOS, A.M., GOMES J.R.C., WANDERLEY, A.A., FORGIARINI, L.L., MEDEIROS M.F. (2004). Folha SB.24 Jaguaribe. In: Schobbenhaus, C., Gonçalves, J.H., Santos, J.O.S., Abram, M.B., Leão Neto, R., Matos, G.M.M., Vidotti, R.M., Ramos, M.A.B., Jesus, J.D.A. (eds). **Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas**. Escala 1:1.000.000. Brasília: CPRM.
- ASSINE, M.L.. **Bacia do Araripe**. Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro, 2007, v. 15(2), 371-389.
- AYDIN, A.. **Fractures, faults, and hydrocarbon entrapment, migration, and flow**. Marine and Petroleum Geology, n. 17, 2000, p. 797–814.
- BARBOSA V.C.F., SILVA J.B.C.. **Deconvolução de Euler: passado, presente e futuro - um tutorial**. Revista Brasileira de Geofísica, 2005, v. 23(3), 243-250.
- BECKER, M. R., LAKE, L. W. and TYLER, N.. **Fractal Properties of Braided Fluvial Deposits for Characterization and Simulation of Reservoir Heterogeneity**. Fifth Latin American and Caribbean Petroleum Engineering Conference (SPE). Rio de Janeiro, Brazil, 1997, p. 1-9.
- BLAKELY, R.J., SIMPSON, R.W.. **Approximating edges of source bodies from magnetic or gravity anomalies**. Geophysics, 1986, v.51, 1494-1498.
- BLAKELY, R.J.. **Potential Theory in Gravity & Magnetic Applications**. Cambridge, Cambridge University Press, 1996.
- BONGIOLO, A.B.S., FERREIRA, F.J.F., BITTENCOURT, A.V.L., SALAMUNI, E.. **Connectivity and magnetic-structural compartmentalization of the Serra Geral and Guarani aquifer systems in central State of Paraná - Paraná Basin, Brazil**. Revista Brasileira de Geofísica, 2014, v. 32, 141-160.

BORBA, C., 1996, 125 p.. **Heterogeneidades Estruturais em Reservatórios: Geometria e Distribuição de Falhas**. Dissertação de Mestrado, Universidade Estadual de Campinas, 1996.

CABRAL J. J. S. P, e DEMETRIO J. G. A.. Aplicação de Modelos em Hidrogeologia. in: FEITOSA, F.A.C., MANOEL FILHO, J., FEITOSA, E. C., DEMETRIO, J. G. A.. **Hidrogeologia: Conceitos e aplicações**. 3.ed. Rio de Janeiro: CPRM/LABHID, 2008. 812p.

CAJAZEIRAS, C. C. A (2007). **Qualidade e uso das águas subterrâneas e a relação com doenças de veiculação hídrica - região de Crajubar (Crato, Juazeiro do Norte e Barbalha), Cariri - Bacia Sedimentar do Araripe, Ceará – Brasil**. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Ceará, 2007.

CARDOSO, F.M.C., JARDIM de Sá, E.F., SILVA, F.C.A. (2012). **O Gráben de Palestina (Bacia do Araripe, NE Brasil): análise estrutural**. Para Conhecer a Terra (v.1 33-40). Coimbra: UC Digitalis.

CARNEIRO, M. A.; BARBOSA, M. S. C.. **Implicações geológicas e tectônicas da interpretação magnetométrica da região de Oliveira, Minas Gerais**. Revista Brasileira de Geofísica, 2008, V. 26 (1), p. 87-98.

CARRINO T.A., SOUZA FILHO C.R. DE, LEITE E. P.. **Avaliação do uso de dados aerogeofísicos para mapeamento geológico e prospecção mineral em terrenos intemperizados: o exemplo de Serra Leste, província mineral de Carajás**. Rev. Bras. Geof., 2007, 25(3), p. 307-320.

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, 1999, v.17, p. 129–144.

CARVALHO, I.S., FREITAS, F.I., NEUMANN, V.. **Chapada do Araripe**. In: Hasui Y., Carneiro D. R.C., Almeida F. F. M., Bartorelli A. (org.), Geologia do Brasil. São Paulo: Beca. 2012, v.1, 510-513.

COGERH/GOLDER-PIVOT. **Implantação do sistema de monitoramento e gestão de uma área piloto do aquífero Missão Velha na Bacia Sedimentar do Cariri**. Relatório Específico – Fase I. Fortaleza: SRH/COGERH. Inédito, 2002, 90 p.

COOPER, G.R.J., COWAN. R.D.. **Differential reduction to the pole**. Computer & Geosciences, 2005. v. 31, 989-999.

CORDELL L., GRAUNCH, V.J.S.. **Mapping basement magnetization zones from aeromagnetic data in the San Juan Basin, New Mexico**. In: Hinze, WJ (ed). The Utility of Regional Gravity and Magnetic Anomalies Maps. Society of Exploration Geophysicists, Oklahoma: SEG, 1985, v1, p. 181-197.

CORSINI M., VAUCHEZ A., CABY, R.. **Ductile duplexing at a bend of a continental-scale strike-slip shear zone: example from NE Brazil**. Journal of Structural Geology, 1996. v. 18 (4), p. 385-394.

COX, K. G., BELL, J. D., PANKHURST, R. J. **The interpretations of igneous rocks**. Londres. George Allen e Unwin, 1979, 450 p.

CPRM - SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL; UFC – UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ. **Hidrogeologia da porção oriental da Bacia Sedimentar do**

Araripe: Ceará. Fortaleza: CPRM; UFC; FINEP. Escala 1:100.000. Projeto Comportamento das Bacias Sedimentares da Região Semi-Árida do Nordeste Brasileiro. 2008. CD-ROM - 1.

CRÓSTA, A.P.. **Processamento digital de imagens de sensoriamento remoto.** - ed. rev. Campinas, SP: IG/UNICAMP, 1992. 170 p..

DELGADO I.M., SOUZA J.D., SILVA L.C., SILVEIRA FILHO N.C., SANTOS R.A., PEDREIRA A.J., GUIMARÃES J.T, ANGELIM L.A.A., VASCONCELOS A.M., GOMES I.P., LACERDA FILHO J.V., VALENTE C.R., PERROTTA M.P., HEINECK C.A. 2003. **Geotectônica do Escudo Atlântico.** In: L.A. BIZZI, C. SCHOBENHAUS, R.M. VIDOTTI, J.H. GONÇALVES. eds. 2003. Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil. Brasília, CPRM. p. 227-334.

DELGADO, I.M., SOUZA, J.D., SILVA, L.C., SILVEIRA FILHO, N.C., SANTOS, R.A., PEDREIRA, A.J., GUIMARÃES, J.T., ANGELIM, L.A., VASCONCELOS, A.M., GOMES, I.P., LACERDA FILHO, J.V., VALENTE, C.R., PERROTTA, M.M., HEINICK, C.A.. In: Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R.M., Gonçalves, J.H. (Eds.), **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil.** CPRM, Rio de Janeiro, 2003, 292p..

DICKIN A.D.. **Radiogenic Isotope Geology.** Cambridge: Cambridge Univ. Press., 1995, 490 p.

DNPM - Departamento Nacional da Produção Mineral. **Projeto avaliação hidrogeológica da Bacia Sedimentar do Araripe.** Programa nacional de estudos dos distritos mineiros. Recife, distritos regionais Pernambuco e Ceará, 1996. 101 p..

EMBRAPA - **Monitoramento Por Satélite.** Satélites de Monitoramento. Campinas: Embrapa. Monitoramento por Satélite, 2013. Disponível em: <<http://www.sat.cnpm.embrapa.br>>. Acesso em: 18 de abril 2016.

ESRI (Environmental Systems Research Institute) 2012. **Darcy flow analysis.** ArcGIS Desktop 9.3 Help. Disponível em: <<http://webhelp.esri.com/ArcGISdesktop/9.3/index.cfm?TopicName=Darcy%20flow%20analysis>> Acessado em 20 de março de 2016.

FARR, T., & KOBRICK M.. **The Shuttle Radar Topography Mission, Eos Trans. American Geophys. Union,** 2001, v. 82, 47p..

FARR T. G., ROSEN P. A., CARO E., CRIPPEN R., DUREN R., HENSLEY S., KOBRICK M., PALLER M., RODRIGUEZ E., ROTH L., SEAL D., SHAFFER S., SHIMADA J., UMLAND J., WERNER M., OSKIN M., BURBANK D., ALSDORF D.. **The shuttle radar topography mission.** Reviews of Geophysics, 2007, 33 p..

FAURE G.. **Principles and applications of geochemistry.** Nova Iorque. Prentice Hall, 1997, 589 p..

FEITOSA F. A. C., FILHO J. M.. **Hidrogeologia Conceitos e Aplicações.** Fortaleza. CPRM, 2º edição, 2000, 391 p..

FERREIRA, F.J.F.. **Alinhamentos estruturais-magnéticos da região centro-oriental da Bacia do Paraná – Reavaliação da potencialidade e prospectividade em hidrocarbonetos.** Consórcio CESP-IPT, 1982, v.1, 144-166.

FERREIRA, F.J.F., SOUZA, J., BONGIOLO, A.B.S., CASTRO, L.G., ROMEIRO, M.A.T.. **Realce do gradiente horizontal total de anomalias magnéticas usando a inclinação do sinal analítico.** Parte I – Aplicação a dados sintéticos. IV Simpósio Brasileiro de Geofísica. Brasília/DF: SBGf. 2010, v.1. CD-ROM, 2193.

FLODIN, E. A., AYDIN, A., DURLOFSKY, L. J. & YETEN, B.. **Representation of fault zone permeability in reservoir flow models.** In: SPE Annual Technical Conference and Exhibition. New Orleans, Louisiana. Society of Petroleum Engineers, Richardson, 2001, Paper SPE-71617.

FOSSSEN, H. **Geologia Estrutural.** São Paulo: Oficina de Textos. 2012, 584 p..

FOSSSEN, H. & BALE, A.. **Deformation bands and their influence on fluid flow.** AAPG Bulletin.,2007 (91), p. 1685–1700.

FORNAZZARI NETO L., FERREIRA F.J.F.. **Gamaespectrometria integrada a dados exploratórios multifonte em ambiente SIG aplicada à prospecção de ouro na folha Botuverá, SC.** Rev.Bras.Geoc., 2003, 33 (2-Supl.), p. 197-208.

FOWLES, J. & BURLEY, S.. **Textural and permeability characteristics of faulted, high porosity sandstones.** Marine and Petroleum Geology, 1994 (11), p. 608–623.

FRISCHKORN, H., SANTIAGO, M. M. F, BRASIL, R. W. **Aspectos Hídricos do Cariri.** In: I Simpósio sobre a bacia do Araripe e bacias interiores do nordeste, Anais, Crato. Crato: DNPM, 1990,v 1. p. 99-110.

GASPARY, J., ANJOS, N. F. R., REBOUÇAS, A. DA C., MANOEL FILHO, J., LEAL, O., GARAU, J., GEUILLOT, P.. **Estudo Geral de Base do Vale do Jaguaribe.** SUDENE, Recife, Hidrogeologia, v.7, 1967, 245p.

GIMENES F. B. Q., FILHO O. A., SOARES W. C.. **Modelagem dos fluxos de água subterrânea na região metropolitana de João Pessoa (PB) utilizando ferramentas de hidrologia em SIG.** Revista Brasileira de Geologia de Engenharia e Ambiental. São Paulo, 2011, p. 9-18.

GRANT, F.S., DODDS, J.. **MAGMAP FFT processing system development notes.** Paterson Grant and Watson Limited,1972.

GUNN P.J., FITZGERALD D., YASSI N., DART P.. **New algorithms for visually enhancing airborne geophysical data.** Exploration Geophysics, 1997, v.28, p. 220-224.

HANSEN, R.O., PAWLOWSKI, R.S.. **Reduction to the pole at low latitudes by Wiener filtering.** Geophysics, 1989, v.54, p. 1607-1613.

HASUI, Y.. **Sistema Orogênico Borborema.** In: Y. Hasui, C.D.R. Carneiro, F.F.M. Almeida, A.B. (org.), Geologia do Brasil. São Paulo: Beca, 2012, v.1, 254-288.

HEWETT, T.. **Modelling Reservoir Heterogeneity with Fractals.** Quantitative Geology and Geostatistics; v. 5. Fourth Congress Troia. 1995, p. 455-466.

HOFIERKA, J., PARAJKA, J., MITASOVA,H., MITAS, L.. **Multivariate Interpolation of Precipitation Using Regularized Spline with Tension.** Transactions in GIS, 2002. p. 135-150.

KIMURA, G., 2003. **Caracterização hidrogeológica do sistema sedimentar do Gráben Crato-Juazeiro, no Vale do Cariri (Ce)**. Dissertação de Mestrado. Departamento de Engenharia Sanitária e Ambiental – UFMG. Belo Horizonte. 180p. il. 2003.

IAEA. **Airborne gamma ray spectrometer surveying**. Technical Reports Series n° 323. Viena: Intern. Atomic Energy Agency. 1991.

JACQUES, P.D., MACHADO, R., OLIVEIRA, R.G., FERREIRA, F.J.F., CASTRO, L.G, NUMMER, A.R.. **Correlation of lineaments (magnetic and topographic) and Phanerozoic brittle structures with Precambrian shear zones from the basement of the Paraná Basin, Santa Catarina State, Brazil**. Brazilian Journal of Geology, 2014, v.44 (1), p. 39-54.

JOURDE, H., FLODIN, E. A., AYDIN, A., DURLOFSKY, L. J. & WEN, X.-H.. **Computing permeability of fault zones in Eolian sandstone from outcrop measurements**. AAPG Bulletin, 2002 (86), p. 1187–1200.

KOLYUKHIN, D., SCHUELLER, S., ESPEDAL, M. S. & FOSSEN, H.. **Deformation band populations in fault damage zone – impact on fluid flow**. Computational Geosciences, 2010, (14), p. 231–248.

LI, X.. **Understanding 3D analytic signal amplitude**. Geophysics, 2006, v. 71(2), p. 13-16.

LI, X.. **Magnetic reduction-to-the-pole at low latitudes: Observations and considerations**. The Leading Edge, 2008, v. 27(8), p. 990-1002.

LOWRIE W.. **Fundamentals of geophysics**. Cambridge , Cambridge University Press. 2004, 375 p..

LÜNING S., KOLONIC S.. **Uranium spectral gamma-ray response as a proxy for organic richness in black shales: applicability and limitations**. Journal of Petroleum Geology, 2003, 26(2), p. 153-174.

MACHADO, C. J. F.; SANTIAGO, M. M . F.; MENDONÇA, L. A. R.; FRISCHKORN, H.; MENDES FILHO, J.. **Hidrogeoquímica como indicador de interconexão entre aquíferos na Chapada do Araripe utilizando o aplicativo PHREEQC**. Rev. Águas Subterrâneas 2004, n. 18, p. 79-87.

MACLEOD, I.N., JONES, K., DAI, T.F.. **3-D Analytic signal in the interpretation of total magnetic field data at low magnetic latitudes**. Exploration Geophysics, 1993, v.24, p. 679-688.

MARQUES F.O., NOGUEIRA F.C.C., BEZERRA F.H.R., CASTRO D.L. **The Araripe Basin in NE Brazil: An intracontinental graben inverted to a high-standing horst**. Tectonics, 2014, v.630, p. 251-264.

MATOS, R.M.D.. **The Northeastern Brazilian rift system**. Tectonics, 1992, v.11, 776-791.

MARCUZZO, F. F. N., ANDRADE, L. R., MELO, D. C. R.. **Métodos de Interpolação Matemática no Mapeamento de Chuvas do Estado do Mato Grosso**. Revista Brasileira de Geografia Física 04, 2011, p. 793-804.

MARQUES, A. A., MACEDO, I. P., MARINHO, J. M. L., OALIVEIRA, R. R.. **Eletroresistividade aplicada à prospecção de água subterrânea na Chapada do Araripe-Ce.** In: Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas, Anais 2, Fortaleza, 1984.

MENDONÇA, C.A., SILVA J.B.C.,. **A stable truncated series approximation of the reduction-to-the-pole operator.** Geophysics, 1993, v.58, p. 1084-1090.

MENDONÇA L. A. R, PITOMBEIRA E. S., FRISCHKORN, H., SANTIAGO, M. M. F. **Deteção de conexão hidráulica entre aquíferos utilizando modflow.** In: Simpósio brasileiro de recursos hídricos, XII, Vitória. Anais. Vitória: ABRH, 1997, v. 1, p. 93-101.

MENDONÇA, L.A.R., 1996.**Modelagem matemática, química e isotópica de uma bateria de poços na cidade de Juazeiro do Norte – Ceará.** Centro de Tecnologia, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza. Dissertação de Mestrado, 1996, 122p.

MENDONÇA, L.A.R., 2001 **Recursos Hídricos da Chapada do Araripe.** Centro de Tecnologia, Universidade Federal do Ceará, Tese de Doutorado, Fortaleza, 2001, 193p.

MENESES P. R., ALMEIDA T.. (org.) **Introdução ao Processamento de Imagens de Sensoriamento Remoto.** UNB, Brasília, 2012, 264 p..

MILLER, H.G., SINGH, V.. **Potential field tilt: a new concept for location of potential field sources.** Journal of Applied Geophysics, 1994, v.32, p. 213–217.

MINTY, B. R. S. **A review of airborne gamma-ray spectrometric data-processing techniques.** Canberra: Australian Government Publishing Service, 1988, 48 p.

MYERS, R. & AYDIN, A.. **The evolution of faults formed by shearing across joint zones in sandstone.** Journal of Structural Geology, 2004, n.26, p. 947–966.

NABIGHIAN, M.N.. **The analytic signal of twodimensional magnetic bodies with polygonal cross section: Its properties and use for automated anomaly interpretation.** Geophysics, 1972, v.37(3), p. 507-517.

NETTO J. M. A., SILVA F. C. A., JARDIM de SÁ E. F.. **Caracterização meso e microscópica de bandas de deformação em arenitos porosos: um exemplo nas tectonossequências Paleozoica, Pré- e Sin-rifte da Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil.** Geol. USP, Sér. cient., São Paulo, 2012, v. 12, n. 1, p. 88-98.

O’LEARY, D. W.; FRIEDMAN, J. D.; POHN, H. A. **Lineament, linear, lineation: some proposed new standards for old terms.** GSA Bulletin, 1976, v. 87, p. 1463-1469.

OLIVEIRA E.. **A Chapada do Araripe - Sua representação pela gravimetria.** XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia. Anais. Rio de Janeiro: Petrobras,1983, p 2011-2016.

OLIVEIRA, R. G.. 2008. **Arcabouço geofísico, isostasia e causa do magmatismo cenozoico da Província Borborema e de sua margem continental - Nordeste do Brasil.** Tese (Doutorado). Natal: Centro de Ciências Exatas e da Terra, 2008. UFRN.

OYALA, V.. **Sistemas de Información Geográfica.** Licença Creative Commons. V.1.0. 2010. Rev.2011. 911p. Disponível em: <<http://volaya.github.io/libro-sig>>. Acesso em: 10/05/2016.

PITTMAN, E. D.. **Effect of fault-related granulation on porosity and permeability of quartz sandstones, Simpson Group (Ordovician), Oklahoma.** AAPG Bulletin, 1981, n. 65, p. 2381–2387.

PIRES, L. C. G.. **Influência da permeabilidade de falhas e variações faciológicas no fluxo de fluidos: um exemplo de afloramento, bacia de Taubaté –SP.** In: XV Congresso Brasileiro de Engenharia Mecânica. 1999. São Paulo. Disponível em: <http://www.abcm.org.br/app/webroot/anais/cobem/1999/pdf/aacjhc.pdf>. Acessado em 02/08/2015.

PONTE, F.C., PONTE-FILHO, F.C.. **Estrutura geológica e evolução tectônica da Bacia do Araripe.** Recife: DNPM. 1996, 67 p..

PONTE, F.C., HASHIMOTO A.T., DINO, R.. **Geologia das bacias sedimentares mesozoicas do interior do Nordeste do Brasil.** Rio de Janeiro, PETROBRAS, 1991.

PORTELA FILHO C.V., FERREIRA F.J.F., RAPOSO M.I.B., STRUGALE, M.. **Estimativa da extensão crustal do Arco de Ponta Grossa com base em modelagens aeromagnéticas na região de Apucarana-PR.** Simpósio Nacional de Est. Tectônica, Curitiba: SGB. 2005, v.10, p. 134-136.

RAND, H.M.. **Levantamento gravimétrico e magnético da Bacia Araripe.** XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia. Anais. Rio de Janeiro: Petrobras, 1983.

RAND, H.M., MANSO, V.A.V.. **Levantamento gravimétrico e magnetométrico da Bacia do Araripe.** XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia Rio de Janeiro: SGB, 1984, v. 4, 2011-2016.

REID, A.B., ALLSOP, J.M., GRANSER, H., MILLETT, A.J., SOMERTON, I.W.. **Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution.** Geophysics, 1990, v.55, p. 80-91.

RIBEIRO V. B., E MANTOVANI M. S. M.. **Contribuição geofísica ao estudo do Batólito Granítico Santa Helena, sudoeste do Cráton Amazônico.** Revista de Geologia da USP, Série científica v 12 n. 2. São Paulo. 2012. P. 65-82. DOI: 10.5327/Z1519-874X2012000200005.

RIBEIRO V.B., LOURO V.H.A., MANTOVANI M.S.M.. **Geophysical study of the Sertãozinho, Rio Aguapeí and Nova anomalies (SW of Mato Grosso, Brazil).** In: Intern. Congr. Brazilian Geophys. Soc. Anais. Rio de Janeiro. SBGf., 2013, 13p.

ROEST, W.R., VERHOEF, J., PILKINGTON, M.. **Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal.** Geophysics, 1992, v.57(1), p. 116-125.

ROSA FILHO E.F., HINDI E. C., FERREIRA F. J. F., BITTENCOURT A. V. L. **Sistema Aquífero Guarani – Considerações preliminares sobre a influência do arco de Ponta Grossa no fluxo das águas subterrâneas.** Rev. Águas Subterrâneas no 17, 2003, p. 91. DOI: <http://dx.doi.org/10.14295/ras.v17i1.1315>

SANTIAGO, M. F., FRISCHKORN, H., BEZERRA, A., BRASIL, R. **Medidas hidroquímicas em poços e fontes do Cariri - sul do Ceará.** In: ABAS. Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas, Anais, 5, São Paulo, 1988. 112-120.

- SANTHOSH L. G., LAKSHMIKANTHAN P., SIVAKUMAR BABU G. L.. **Use of gis in modelling advection-dispersion mechanism of contaminant transport in subsurface environment.** Proceedings of Indian Geotechnical Conference, 2012, Delhi (Paper No G 707) 783.
- SANTIAGO, M. F., SILVA, C. M. S. V., MENDES FILHO, J., FRISCHKORN, H.. **Characterization of Groundwater in the Cariri (Ceará, Brazil) by Environmental Isotopes and Electric Conductivity.** Radiocarbon, 1997, v. 39, n. 1, p. 49-59.
- SANTOS C. A., FLORENZANO T. G, NORA E. L. D.. **Estudo geológico-geomorfológico da sub-bacia leste do Araripe com aplicação de variáveis morfométricas derivadas a partir de dados SRTM.** XIV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto. Anais. Natal, 2009, p. 3355-3362.
- SCHOWENGERDT, R. A. **Remote Sensing Models and Methods for Image Processing.** 3a ed., Elsevier, 2007.
- SHIPTON, Z. K., EVANS, J. P., ROBESON, K. R., FORSTER, C. B. & SNELGROVE, S.. **Structural heterogeneity and permeability in faulted eolian sandstone: implications for subsurface modeling of faults.** AAPG 2002, Bulletin (86), p. 863–883.
- SILVA M.A.M..1983. **The Araripe Basin, Northeastern Brazil: regional geology and facies analyses of a Lower Cretaceous Evaporitic depositional complex.** Tese (PhD). Nova York: Columbia University. 1983.
- SILVA M.A.M.. **Evaporitos do Cretáceo da Bacia do Araripe: ambiente de deposição e história diagenética.** Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro, 1988, v. 2(1), p. 53-63.
- SILVA A.J.C.L.P., LOPES R.C., VASCONCELOS A.M., BAHIA R.B.C.. **Bacias Sedimentares Paleozoicas e Meso-Cenozoicas Interiores.** In: Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti, R.M., Gonçalves J.H. (eds). Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil Brasília, 2003, v. 1, 55-85.
- SILVA, J.C.B.. **Reduction to the pole as an inverse problem and its application to low latitude anomalies.** Geophysics, 1986, v.51(2), p. 369–382.
- SMALL H. L.. **Geologia e Suprimento de Água Subterrânea no Piauí e Parte do Ceará.** Recife, Inspetoria de Obras Contra Secas, (Publicação 25). 1913. 80p.
- SOARES, P. C., BARCELLOS, P. E., CSORDAS, S. M., MATTOS, J. T. de, BALLIEIRO, M. G., MENESES, P. R.. **Lineamentos em imagens de Landsat e Radar e suas implicações no conhecimento tectônico da Bacia do Paraná.** In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto. Brasília, São José dos Campos: INPE, 1982, n.2, p.143-156.
- SOUSA, R.R.. (2016). **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.** Dissertação de Mestrado. Departamento de Geologia – UFC. Fortaleza. 138p. il. 2016.
- TAYLOR, W. L., POLLARD, D. D. & AYDIN, A.. **Fluid flow in discrete joint sets: field observations and numerical simulations.** Journal of Geophysical Research, 1999, p. 983–1029.

THOMPSON, D.T.. **EULDPH: A new technique for making computer assisted depth estimates from magnetic data.** Geophysics, 1982, v.47, 31–37.

TELFORD W.M., GELDART L.P., SHERIFF R.E.. **Applied geophysics.** 2 ed. Nova Iorque: Univ. Cambridge, 1990, 770p.

WEI, E.C. & MCGUINNESS, J.L.. **Reciprocal distance squared method. A computer technique for estimating areal precipitation.** Agricultural Research Service. U.S. Department of Agriculture. Report ARS-NC-8. , 1973, 30p.

UN - *United Nations. Exploring the concept of water tenure.* Roma. 2016. Disponível em: http://www.unwater.org/fileadmin/user_upload/unwater_new/docs/a-i5435e.pdf. Acessado em 02/05/2016.

USGS – *United States Geological Survey. Landsat Mission.* Disponível em: <http://landsat.usgs.gov/>. Acessado em 25/02/2016.

VASCONCELOS, M. B., MOURÃO, M. A. A.. **Panorama da Implantação da Rede Nacional de Monitoramento das Águas Subterrâneas no Estado do Piauí - Brasil: Aquífero Serra Grande e Cabeças (2009-2010).** VII Congreso Argentino de Hidrogeología y V Seminario Hispano-Latinoamericano Sobre Temas Actuales de la Hidrología Subterránea, Anais, 2011.

VERDUZCO, B., FAIRHEAD, J.D., GREEN, C.M., MACKENZIE, C.. **New insights into magnetic derivatives for structural mapping.** The Leading Edge, 2004, v.23(2), p. 116-119.

VERÍSSIMO L. S. A. 1999. **Importância das Águas Subterrâneas para o Eixo Crajubar, Cariri Ocidental - estado do Ceará.** Dissertação de Metrado, 1999.

VERÍSSIMO L. S., VASCONCELOS M. B., AGUAR R. B.. **Monitoramento de poços na Bacia Sedimentar do Araripe – Estado do Ceará.** XVIII Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas, Anais, Belo Horizonte, 2014.

VERÍSSIMO, L.S., AGUIAR, R.B.. **Hidrogeologia da porção oriental da Bacia Sedimentar do Araripe.** Meta A. Diagnóstico do estado da arte. Brasil: CPRM, 2005. Disponível em: <http://www.cprm.gov.br/publique/media/araripe_meta_A.pdf> Acessado em 20/02/2016.

VIEGAS, L.G.F.. 2013. **Mecanismos de Deformação e Cronologia de Eventos na Zona de Cisalhamento Patos (Província Borborema, Nordeste do Brasil).** Tese Doutorado. São Paulo: Instituto de Geociências, 2013, USP. 111 p..

ZOU X. KARIMI-FARD M. DURLOFSKY L. J. AYDIN A.. **Fluid flow through porous sandstone with overprinting and intersecting geological structures of various types.** Geological Society, London, Special Publications, first published on October 19, 2012, p. 187-209. DOI:10.1144/SP374.11