



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ**  
**INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**  
**FACULDADE DE GEOFÍSICA**

**TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO**

**DESIRREÉ CRISTINE PENA VIEIRA**

**ESTIMATIVA DO RELEVO 3D DO EMBASAMENTO VIA INVERSÃO  
GRAVIMÉTRICA DA PORÇÃO NORDESTE DO PARÁ, MUNICÍPIO DE  
SALINÓPOLIS E ENTORNO, COM SEPARAÇÃO REGIONAL-RESIDUAL  
UTILIZANDO MODELO GEMMA PARA PROFUNDIDADE DA MOHO.**

**BELÉM-PARÁ**

**2015**

DESIRREÉ CRISTINE PENA VIEIRA

**ESTIMATIVA DO RELEVO 3D DO EMBASAMENTO VIA INVERSÃO  
GRAVIMÉTRICA DA PORÇÃO NORDESTE DO PARÁ, MUNICÍPIO DE  
SALINÓPOLIS E ENTORNO, COM SEPARAÇÃO REGIONAL-RESIDUAL  
UTILIZANDO MODELO GEMMA PARA PROFUNDIDADE DA MOHO.**

Trabalho de conclusão de curso apresentado à Faculdade de Geofísica do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará-UFGPA em cumprimento às exigências para obtenção do título de bacharel em geofísica.

Área de Concentração: Métodos Potenciais

Orientador: Prof. Dr. Cristiano Mendel Martins

**BELÉM-PARÁ**

**2015**

Dados Internacionais de Catalogação de Publicação (CIP)  
Biblioteca do Instituto de Geociências/UFPA

---

Vieira, Desirréé Cristine Pena, 1992-

Estimativa do relevo 3D do embasamento via inversão gravimétrica da porção nordeste do Pará, município de Salinópolis e entorno, com separação regional-residual utilizando Modelo GEMMA para profundidade da Moho / Desirréé Cristine Pena Vieira. – 2015.

38 f : il. ; 30 cm

Inclui bibliografias

Orientador: Cristiano Mendel Martins

Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Faculdade de Geofísica, Belém, 2015.

1. Gravidade (Física) - Medição. 2. Inversão (Geofísica). 3. Formações (Geologia) – Salinópolis. I. Título.

---

CDD 22 ed. 526.7

DESIRREÉ CRISTINE PENA VIEIRA

ESTIMATIVA DO RELEVO 3D DO EMBASAMENTO VIA INVERSÃO  
GRAVIMÉTRICA DA PORÇÃO NORDESTE DO PARÁ, MUNICÍPIO DE  
SALINÓPOLIS E ENTORNO

Trabalho de Conclusão de Curso  
apresentado à Faculdade de Geofísica do  
Instituto de Geociências da Universidade  
Federal do Pará, como requisito parcial à  
obtenção de grau de Bacharel em  
Geofísica.

Data da defesa: 19 de março de 2015.

Conceito: Bu

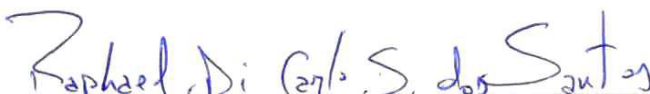
Banca Examinadora:



Prof. Cristiano Mendel Martins - Orientador  
Doutor em Geofísica  
Universidade Federal do Pará



Profª. Darcicléa Ferreira Santos - Membro  
Doutor em Geofísica  
Universidade Federal do Pará



Prof. Raphael Di Carlo Silva dos Santos - Membro  
Mestre em Geofísica  
Universidade Federal do Oeste do Pará

## **AGRADECIMENTOS**

A Deus, pelo grandioso amor que é manifesto em minha vida através das oportunidades proporcionadas, dos pequenos passos percorridos na estrada infinita do conhecimento e pelas inestimáveis pessoas que contribuíram direta e/ou indiretamente para o meu crescimento e progresso.

Aos meus pais, Elmo e Berenice, e irmão, Bruno, pelos incentivos, suportes e companheirismo, sem os quais não chegaria nem a metade do caminho já percorrido.

Às minhas avós, Dolores e Iraci; minhas tias, meus tios, primos e meu amigo, Walber, que muitas vezes acreditaram em mim mais do que eu mesma.

A todos os meus professores, pelos ensinamentos e paciência.

Ao meu orientador, Cristiano Martins, pela paciência, ensinamentos e dedicação que me foi prestada.

A faculdade de Geofísica e ao grupo PET, pelos incentivos e oportunidades.

Aos meus colegas de classe e demais companheiros da UFPA, pelos momentos que passamos juntos.

Por fim, a todos que fizeram e fazem parte da construção desta jornada.

“Se você quer ir rápido, vá sozinho;  
mas se você quiser ir longe, vá  
acompanhado.”

Provérbio Africano

## RESUMO

Neste trabalho apresentamos a estimativa do relevo do embasamento de parte da região Nordeste do Pará, município de Salinópolis e entorno. Esta superfície estimada corresponde à base da formação Pirabas e é obtida a partir de dados de gravimetria e da técnica de inversão gravimétrica. Utilizamos dados gravimétricos públicos da ANP e IBGE, no entanto, para serem utilizados para a estimativa do relevo do embasamento, estes dados careciam de tratamento a respeito de fontes profundas, especificamente a separação da contribuição da anomalia gravimétrica produzida pela Moho. Procedemos esta separação utilizando dados da profundidade do relevo da Moho disponíveis no Projeto GEMMA. Introduzimos na inversão gravimétrica aplicada a estes dados processados a informação a priori de que o relevo do embasamento é caracterizado por superfície suave. Essa informação é introduzida pelo vínculo de suavidade global, ou regularizador de Tikhonov de primeira ordem, que simultaneamente introduz estabilidade a estimação. Em algumas localidades na área de estudo há também disponível informação a respeito da profundidade do embasamento obtida por poços. Estes poços também fornecem informação geológica das camadas dispostas nesta área. Contudo não dispomos de informação precisa a respeito da densidade do pacote sedimentar. Mas, como está disponível esta informação da profundidade do embasamento, procedemos uma busca sistemática a fim de selecionarmos o valor mais efetivo de densidade. Com este valor de densidade selecionado, procedemos a estimativa do relevo da base do Pirabas.

Palavras - chaves: Gravimetria. Inversão gravimétrica. Pirabas.

## **ABSTRACT**

In this work we present the estimated basement relief of Pará Northeast, City of Salinópolis and the surrounding area. This estimated surface corresponds to the base of Pirabas formation and is obtained from gravity data and from gravity inversion technique. We used public gravity data from ANP and IBGE, however, to be used for estimating the basement relief, these data needed the treatment in respect of deep sources, specifically the separation of the contribution from the gravity anomaly produced by Moho. We conducted this separation using Moho relief depth of data available on GEMMA Project. We introduced on the gravimetric inversion, applied to these data, the prior information that the basement relief is characterized by smooth surface. This information is imputed by the global smoothness constraint, or first-order Tikhonov constraint, which introduces simultaneously stability to the estimation. In some locations of the studied area there is also available information about the depth of the basement obtained by wells. These wells also provide geological information of the layers arrangement in this area. Otherwise we do not have precise information about the density of the sedimentary package. But, as it is available such information of the depth of the basement, we made a systematic search in order to select the most effective density value. With this value of density selected, we proceed to estimate the relief of the basement of Pirabas Formation.

Key-words: Gravity. Gravity inversion. Pirabas.

## LISTA DE FIGURAS

- FIGURA 1-** Modelo interpretativo - Discretização do pacote sedimentar em prismas retangulares de espessuras pj..... 14
- FIGURA 2-** Localização da área de estudo. Região Nordeste do Pará aos arredores da PA 124 no município de Salinópolis e entorno. O polígono amarelo representa a área na qual será aplicada efetivamente a inversão..... 19
- FIGURA 3-** Mapa de localização dos sedimentos miocênicos de parte da região norte do Brasil..... 20
- FIGURA 4-** Mapa da anomalia Bouguer de todos os dados disponíveis, ANP e IBGE. As anomalias localizadas na área dentro do retângulo é onde será aplicada a técnica de inversão..... 22
- FIGURA 5-** Profundidade da Moho (GEMMA), a região ampliada identifica a região onde aplicaremos a técnica de inversão e a região delimitada pelo polígono menor é a região de real interesse. .... 24
- FIGURA 6-** Modelo de camadas horizontais com espessuras fixas de 0.5 km e contraste de densidade variando com a profundidade. .... 25
- FIGURA 7-** Variação da densidade na crosta do modelo global utilizado no GEMMA, para a província Crosta Estendida. .... 25
- FIGURA 8-** Anomalia gravimétrica após a separação regional-residual, que é o sinal gerado apenas pelo pacote sedimentar na área onde será realizada a inversão. Os símbolos pretos representam poços ..... 26
- FIGURA 9-** Localização dos poços dentro da região de interesse. .... 27
- FIGURA 10-** Localização dos poços que interceptam rochas cristalina e tipo de rocha que cristalina que ele intercepta. O retângulo preto indica a área onde há uma homogeneidade lateral do cristalino. .... 30
- FIGURA 11-** Localização dos poços utilizados para introduzir informação da profundidade do embasamento na inversão..... 32
- FIGURA 12-** Perfil do somatório percentual da diferença entre os valores de profundidades estimadas e conhecidas. .... 33
- FIGURA 13-** Anomalia ajustada em linhas tracejadas e anomalia calculada em linhas contínuas..... 34
- FIGURA 14-** Mapa de contorno para a estimativa do relevo do embasamento. As cruzes pretas representam os poços utilizados. .... 35

## SUMÁRIO

<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO</b>	10
<b>2</b>	<b>METODOLOGIA</b>	13
2.1	PROBLEMA DIRETO	13
2.2	PROBLEMA INVERSO	14
2.3	BUSCA SISTEMÁTICA	17
<b>3</b>	<b>RESULTADOS – APLICAÇÃO A DADOS REAIS</b>	19
3.1	GEOLOGIA E LOCALIZAÇÃO	19
3.2	INFORMAÇÃO DA PROFUNDIDADE DA MOHO (GEMMA)	21
3.3	SEPARAÇÃO REGIONAL-RESÍDUAL	23
3.4	PROFUNDIDADE INFORMADA DO EMBASAMENTO	24
3.5	INVERSÃO GRAVIMÉTRICA 3D	26
3.6	INVERSÃO GRAVIMÉTRICA 3D	33
<b>3.6.1</b>	<b>Busca sistemática</b>	33
<b>3.6.2</b>	<b>Estimativa do relevo do embasamento</b>	34
<b>4</b>	<b>CONCLUSÃO</b>	36
	<b>REFERÊNCIAS</b>	37

## 1 INTRODUÇÃO

A geofísica é uma importante aliada na identificação de feições em subsuperfície, sendo a modelagem numérica uma ferramenta de suma importância para o avanço do conhecimento dos diferentes sinais gerados por diversas combinações de fontes. No modelo direto é possível simular e observar o sinal gerado por fontes previamente conhecidas (dados sintéticos), verificando se as técnicas utilizadas são eficientes para resolver os problemas propostos. No entanto, devido ao desconhecimento da geologia em subsuperfície é necessário, a partir do sinal obtido em levantamentos, estimar as fontes que o gera; sendo esse processo chamado de inversão Geofísica. Neste trabalho aplicamos especificamente a inversão gravimétrica que utiliza como dados de entrada medidas de anomalia de gravidade observadas.

A aplicação de medidas de gravidade em problemas geológicos foi possivelmente introduzida com as hipóteses rivais, a respeito do suporte isostático da topografia apresentadas por Jhon Pratt e George Airy publicadas entre 1855 e 1859, respectivamente (BLAKELY, 1995). Atualmente a gravimetria vem sendo muito utilizada no estudo de bacias sedimentares, especialmente na prospecção de hidrocarbonetos para auxiliar na identificação de possíveis trapas estruturais. O método gravimétrico baseia-se na distribuição de densidade em subsuperfície que causa uma distorção no campo gravimétrico normal. Os instrumentos de medidas permitem a observação da componente vertical da aceleração da gravidade na superfície da terra gerada pela superposição de fontes regionais e residuais, o que possibilita, juntamente com o desenvolvimento físico matemático do método, utilizar tais mediadas para estimar propriedades físicas ou espaciais da subsuperfície através de técnicas de inversão gravimétrica.

Entender a arquitetura do embasamento de uma bacia sedimentar tem relevante significância devido ao controle que este geralmente exerce sobre a deposição de sedimentos e estruturas sobrejacentes. A inversão gravimétrica possibilita estimar os parâmetros de profundidade de uma superfície que delinea o pacote sedimentar sobre o arcabouço da bacia. No entanto, estimar esses parâmetros a partir dos valores de observações gravimétricas é um problema matematicamente mal-posto devido ao desequilíbrio entre as demanda de informação a ser extraída dos dados e a quantidade de

informação disponível. Para contornar esse problema introduzimos na formulação do problema inverso o regularizador de Tikhonov de primeira ordem que simultaneamente garante estabilidade e impõe restrição física ao incorporar a hipótese geológica de que o relevo do embasamento é suave. Assim formulamos um problema inverso não linear e vinculado que é resolvido iterativamente utilizando o método de Gauss-Newton com a estratégia de Marquardt (1963).

Quando se trata da estimativa do relevo do embasamento a questão da variação do contraste de densidade entre o pacote sedimentar e o embasamento em geral é vista de duas formas. A primeira considera que a densidade do pacote sedimentar e do embasamento não varia, portanto, o contraste de densidade é constante. Na segunda tem-se também o embasamento com densidade constante, mas a densidade no pacote sedimentar aumenta com a profundidade, de forma que o contraste de densidade diminui com a profundidade. Neste trabalho utilizaremos a primeira abordagem, presumindo constante o contraste de densidade. Como dispomos de informação a priori a respeito da profundidade do embasamento em alguns pontos fornecida por furos de sondagens, realizamos varias estimativas do relevo do embasamento com diferentes valores de contraste de densidade e selecionamos a que melhor explica as profundidades informadas. Ao final, obtemos, portanto, a estimativa do relevo do embasamento e a densidade do pacote sedimentar mais adequada.

Processamos os dados gravimétricos fornecidos pelo IBGE e ANP e obtivemos a anomalia bouguer para a área selecionada. No entanto, o sinal observado na superfície é uma superposição de fontes regionais e residuais sendo necessário realizar uma separação entre estas fontes a fim de se obter o sinal gerado apenas pela fonte de interesse, em nosso caso a bacia sedimentar. O procedimento usual de separação regional-residual é através de ajuste polinomial robusto ou análise espectral, no entanto a aplicação destas técnicas requer uma janela de dados que inclua o delineamento horizontal da bacia, não disponível na janela de dados abordada neste trabalho, sendo necessária outra abordagem para realiza tal separação. O procedimento que utilizamos consiste em utilizar a profundidade da Moho (descontinuidade que separa a crosta do manto superior) para calcularmos o sinal gerado pela forma anômala da Moho e subtrair este sinal dos valores de gravidade observados, resultando assim apenas no sinal presumível da bacia sedimentar.

Aplicamos a técnica de inversão gravimétrica a estes dados da bacia sedimentar na região selecionada a fim de obtermos a estimativa da profundidade do embasamento, mapeando assim o topo do embasamento. Nosso objetivo é auxiliar o estudo de fatores paleo geográfico e ambiental do Mioceno na região Nordeste do Pará, especificamente da formação Pirabas. Embora o estudo desses fatores requiera uma análise conjunta de ciências como Geofísica, Geologia e Paleontologia, mapeamos a base da formação Pirabas na região, como contribuição parcial, porém necessária. Esta contribuição é relevante, pois estudos da formação Pirabas com ênfase em imageamento geofísico são escassos. Há poucos trabalhos desenvolvidos na região e em geral estes apresentam um enfoque paleontológico (ROSSETI, 2006; GOES, 1990).

## 2 METODOLOGIA

### 2.1 PROBLEMA DITETO

Seja um pacote sedimentar homogêneo limitado no espaço tridimensional por duas superfícies, no topo pela superfície da Terra e na base pela superfície que o separa do embasamento também homogêneo. Discretizamos o pacote sedimentar em uma malha composta por  $mx \times my = M$  prismas tridimensionais retangulares horizontalmente justapostos ao longo das direções horizontais  $x$  e  $y$  de um sistema destral de coordenadas, com dimensões de arestas horizontais  $dx$  e  $dy$ , topos coincidentes com a superfície da Terra  $z_tj$ , espessuras  $p_j$  ( $j = 1, \dots, M$ ) que alcançam o relevo do embasamento em  $M$  pontos (FIGURA 1). Presumimos constante o contraste de densidade  $\Delta\rho$  entre o sedimento e o embasamento. A componente do campo gravimétrico teórico ( $g_i$ ) avaliada na  $i$ -ésima posição de observação é dada por:

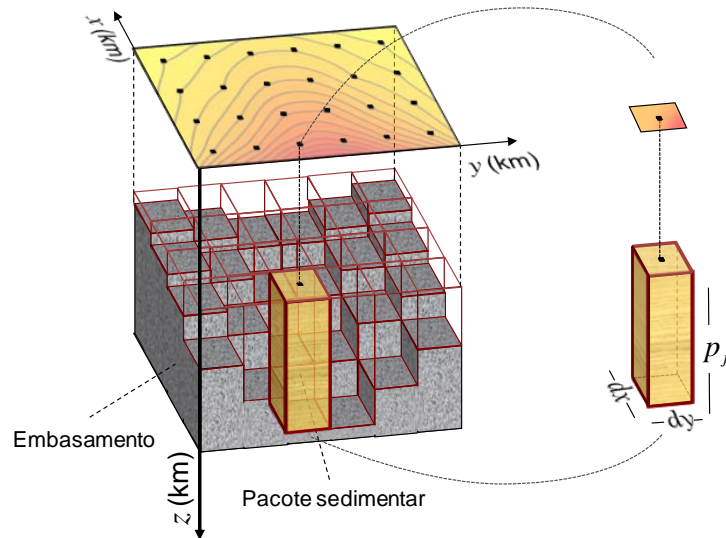
$$g_i(x_i, y_i, z_i) = \sum_{j=1}^M f_i(p_j, \Delta\rho) \quad , i = 1, \dots, M, \quad (1)$$

sendo  $f_i(p_j, \Delta\rho) \equiv f_i$  a contribuição da anomalia gravimétrica no  $i$ -ésimo ponto de observação  $(x_i, y_i, z_i)$  gerada pelo  $j$ -ésimo prisma de espessura  $p_j$ , com centro localizado sob as coordenadas horizontais  $(x_j, y_j)$ , e  $N$  o número de observações. A função  $f_i$ , não linear em relação à  $p_j$ , é dada por:

$$f_i = \gamma \Delta\rho \int_{x_j-a}^{x_j+a} \int_{y_j-b}^{y_j+b} \int_{z_tj}^{p_j} \frac{z_i - z_j}{\left[ (x_i - x_j')^2 + (y_i - y_j')^2 + (z_i - z_j')^2 \right]} dx_j' dy_j' dz_j' , \quad (2)$$

sendo  $\gamma$  a constante universal gravitacional de Newton, e  $a = dx / 2$  e  $b = dy / 2$ , (BLAKELY, 1995 apud SOARES et al., 2007).

**FIGURA 1-** Modelo interpretativo - Discretização do pacote sedimentar em prismas retangulares de espessuras  $p_j$ .



Fonte: MARTINS, 2009

## 2.2 PROBLEMA INVERSO

Seja o embasamento de uma bacia sedimentar com relevo suave coberto por um pacote sedimentar homogêneo discretizado em  $M$  primas retangulares, sendo as espessuras dos prismas ( $p_j$ ) os parâmetros a serem estimados via inversão gravimétrica. O vetor  $\mathbf{g}^0$  que contém a componente vertical do campo gravimétrico observado em  $N$  pontos sobre esta bacia sedimentar relaciona-se não linearmente com o vetor de  $M$  parâmetros  $\mathbf{p}$  através da equação 1. Estimar  $\mathbf{p}$  a partir de  $\mathbf{g}^0$ , consiste em um problema não linear que pode ser resolvido através da minimização, em relação à  $\mathbf{p}$ , do funcional expresso por:

$$\phi_g = \frac{1}{N} \|\mathbf{g} - \mathbf{g}^0\|_2^2, \quad (3)$$

Em que  $\|\cdot\|_2$  é a norma euclidiana e o,  $\mathbf{g}$  a anomalia ajustada avaliada no  $i$ -ésimo ponto de observação (equação 1). Este funcional  $\phi_g$  é minimizado via norma euclidiana, portanto é minimizado o somatório do quadrado da diferença entre os elementos dos vetores anomalia ajustada  $\mathbf{g}$  e observada  $\mathbf{g}_0$ . No entanto estimar as espessuras  $p_j$  unicamente a partir das observações gravimétricas é um problema mal-posto devido à instabilidade (MARTINS, 2009; BARBOSA, 1998).

Matematicamente o problema mal-posto é caracterizado por um desequilíbrio entre a quantidade de informação a ser retirada dos dados e a quantidade de informação disponível. Existem duas maneiras de transformar o problema mal-posto em um problema bem-posto. A primeira consiste na diminuição da demanda de informação a ser extraída dos dados. A segunda consiste na introdução de informação a priori. Neste trabalho, pela utilização do vínculo de suavidade global introduzimos a informação geológica a priori de que o relevo do embasamento é suave. Para tanto, formulamos o problema inverso vinculado e não linear de estimar as profundidades do embasamento 3D através da minimização de:

$$\phi_s = \|\mathbf{R}\mathbf{p}\|_2 \quad , \quad (4)$$

sujeito a

$$\phi_g = \delta^2, \quad (5)$$

sendo  $\phi_g$  definido pela equação 3,  $\delta^2$  o erro médio quadrático da contaminação do ruído esperado nas observações gravimétricas,  $\phi_s$  o regularizador de TIKHONOV de primeira ordem minimizado via norma euclidiana  $\|\cdot\|_2$ ,  $\mathbf{p}$  o vetor  $M$  dimensional dos parâmetros a serem estimados e  $\mathbf{R}$  a matriz  $L \times M$  que representa o operador diferencial de primeira ordem nas direções  $x$  e  $y$ . Cada linha da matriz  $\mathbf{R}$  possibilita estabelecer relações lineares de igualdade entre os parâmetros espacialmente adjacentes. O produto  $\mathbf{R}\mathbf{p}$  é um vetor  $L$ -dimensional, em que cada elemento é a diferença entre as espessuras de prismas espacialmente adjacentes.

Ao utilizarmos o regularizador de Tikhonov de primeira ordem consideramos que o relevo do embasamento é suave, o que consiste em dizer que a diferenças entre as profundidades  $p_j$  de prismas adjacentes é mínima (TIKHONOV e ARSENIN, 1977). Assim, formulamos o problema inverso de estimar o vetor  $\mathbf{p}$  através da minimização do funcional expresso em 4. Na teoria de regularização de Tikhonov os funcionais estabilizantes além de fornecerem estabilidade à solução, dentro de uma precisão experimental, podem ser interpretados em termos de hipóteses geológicas devido à restrição física por eles imposta (SILVA, MEDEIROS e BARBOSA, 2001).

A solução do problema inverso vinculado formulado por 4 e 5 pode ser obtida pela minimização do funcional não vinculado, chamado de função objeto, dada por:

$$\lambda(\mathbf{p}) = \boldsymbol{\phi}_g + (\mu_s \boldsymbol{\phi}_S), \quad (6)$$

sendo  $\mu_s$ , o parâmetro de regularização, um pequeno escalar positivo que atribui peso ao funcional  $\boldsymbol{\phi}_S$ . Para a minimização da equação 6, não linear em relação à  $p_j$ , utilizamos o método iterativo do gradiente aceitável, especificamente o método de Gauss-Newton aplicando-se a estratégia de Marquardt, o que minimiza os esforços computacionais já que derivadas de segunda do funcional  $\boldsymbol{\phi}_g$  não são avaliadas (SILVA, MEDEIROS e BARBOSA, 2001). Esse método consiste em uma busca iterativa do mínimo da função objeto e constitui-se dos seguintes passos. Primeiro expande-se a função objeto (equação 6) em série de Taylor em torno da aproximação  $\hat{\mathbf{p}}_{(k)}$  na  $k$ -ésima interação, truncando a série nos termos de segunda ordem; em seguida deriva-se os termos, da série truncada, em relação a  $\Delta \mathbf{p}_{(k)}$  e iguala-se o resultado ao vetor nulo. Assim chegamos à equação normal para estimar  $\Delta \mathbf{p}_{(k)}$ , dada por:

$$\mathbf{H}_{(k)} \Delta \hat{\mathbf{p}}_{(k)} = -\mathbf{J}_{(k)}, \quad (7)$$

e obtemos o vetor de parâmetros estimados na  $k$ -ésima interação dado por:

$$\hat{\mathbf{p}}_{(k)} = \hat{\mathbf{p}}_{(k-1)} + \Delta \hat{\mathbf{p}}_{(k)}, \quad (8)$$

Especificamente, as matizes Hessianas são dadas por:

$$\mathbf{H}_{(k)} = \mathbf{H}_{(k)}^g + (\mu_s \mathbf{H}^S), \quad (9)$$

em que

$$\mathbf{H}_{(k)}^g = 2\mathbf{A}_{(k)}^T \mathbf{A}_{(k)}, \quad (10)$$

segundo a aproximação de Gauss Newton, e

$$\mathbf{H}^S = 2\mathbf{R}^T \mathbf{R}; \quad (11)$$

e os vetores Jacobianos dados por:

$$\mathbf{j}_{(k)} = \mathbf{j}_{(k)}^g + (\mu_s \mathbf{j}_{(k)}^S) \quad (12)$$

Sendo

$$\mathbf{j}_{(k)}^g = 2\mathbf{A}_{(k)}^T (\mathbf{A}_{(k)} \hat{\mathbf{p}}_{(k)} - \mathbf{g}^0), \quad (13)$$

e

$$\mathbf{j}_{(k)}^S = 2\mathbf{R}^T \mathbf{R} \hat{\mathbf{p}}_{(k)}. \quad (14)$$

Nas equações 10 e 13,  $\mathbf{A}_{(k)}$  é a matriz de sensibilidade avaliada na  $k$ -ésima iteração (em  $\mathbf{p} = \hat{\mathbf{p}}_{(k)}$ ) e cujo  $ij$ -ésimo elemento é definido como

$$\mathbf{A}_{(k)} \equiv \left\{ a_{ij_{(k)}} \right\} = \left. \frac{\partial f_i}{\partial p_j} \right|_{\mathbf{p}=\hat{\mathbf{p}}_{(k)}}, \quad (15)$$

Como a matriz  $\mathbf{R}$  não depende dos parâmetros  $\hat{\mathbf{p}}_{(k)}$ ,  $\mathbf{H}^S$  não é reavaliada durante as interações.

O algoritmo de inversão é interrompido quando a seguinte condição é satisfeita,

$$\left| \frac{\lambda(\hat{\mathbf{p}}_{(k)}) - \lambda(\hat{\mathbf{p}}_{(k-1)})}{\lambda(\hat{\mathbf{p}}_{(k-1)})} \right| \leq 0.01, \quad (16)$$

o que significa que não há mais significativa variação no funcional  $\lambda(\mathbf{p})$ .

### 2.3 BUSCA SISTEMÁTICA

Para estimar o relevo do embasamento através da minimização da função objeto  $\lambda(\mathbf{p})$ , necessitamos do contraste de densidade  $\Delta\rho$  entre o pacote sedimentar e o embasamento. Para encontrar o valor ótimo do parâmetro de densidade utilizamos uma busca sistemática composta de três etapas (SILVA, COSTA e BARBOSA, 2006). A primeira etapa consiste em fixar um valor de  $\Delta\rho^*$  e estimar as profundidades dos prismas a partir da minimização do funcional  $\lambda(\mathbf{p})$ , expresso em 6, sujeito a ajustar as observações gravimétricas dentro dos valores esperados para os erros de medidas. Na segunda etapa, para o mesmo valor fixo de  $\Delta\rho^*$ , avaliamos o funcional dado por:

$$\vartheta(\Delta\rho) = \sum_{w=1}^B \frac{|p_w^b - \hat{p}_w^b|}{p_w^b}, \quad (17)$$

em que  $p_w^b$  ( $w = 1, \dots, B$ ) é a profundidade conhecida do embasamento na coordenada do  $b$ -ésimo poço,  $\hat{p}_w^b$  a profundidade estimada na mesma coordenada e  $\vartheta(\Delta\rho)$  é uma avaliação do somatório percentual da diferença entre as profundidades conhecidas e as

estimadas na inversão considerando o contraste de densidade  $\Delta\rho^*$  fixado na primeira etapa. Na última etapa repetimos as duas etapas anteriores para diferentes valores de contraste de densidade e produzimos um perfil de  $(\vartheta(\Delta\rho) \times \Delta\rho)$  que permite uma estimativa visual do mínimo do funcional  $\vartheta(\Delta\rho)$ .

Concluídas estas três etapas, analisamos se o ajuste das observações é plausível dentro do intervalo de  $\Delta\rho$  selecionado. Caso contrário reavaliamos  $\vartheta(\Delta\rho)$  para um maior intervalo de  $\Delta\rho$ .

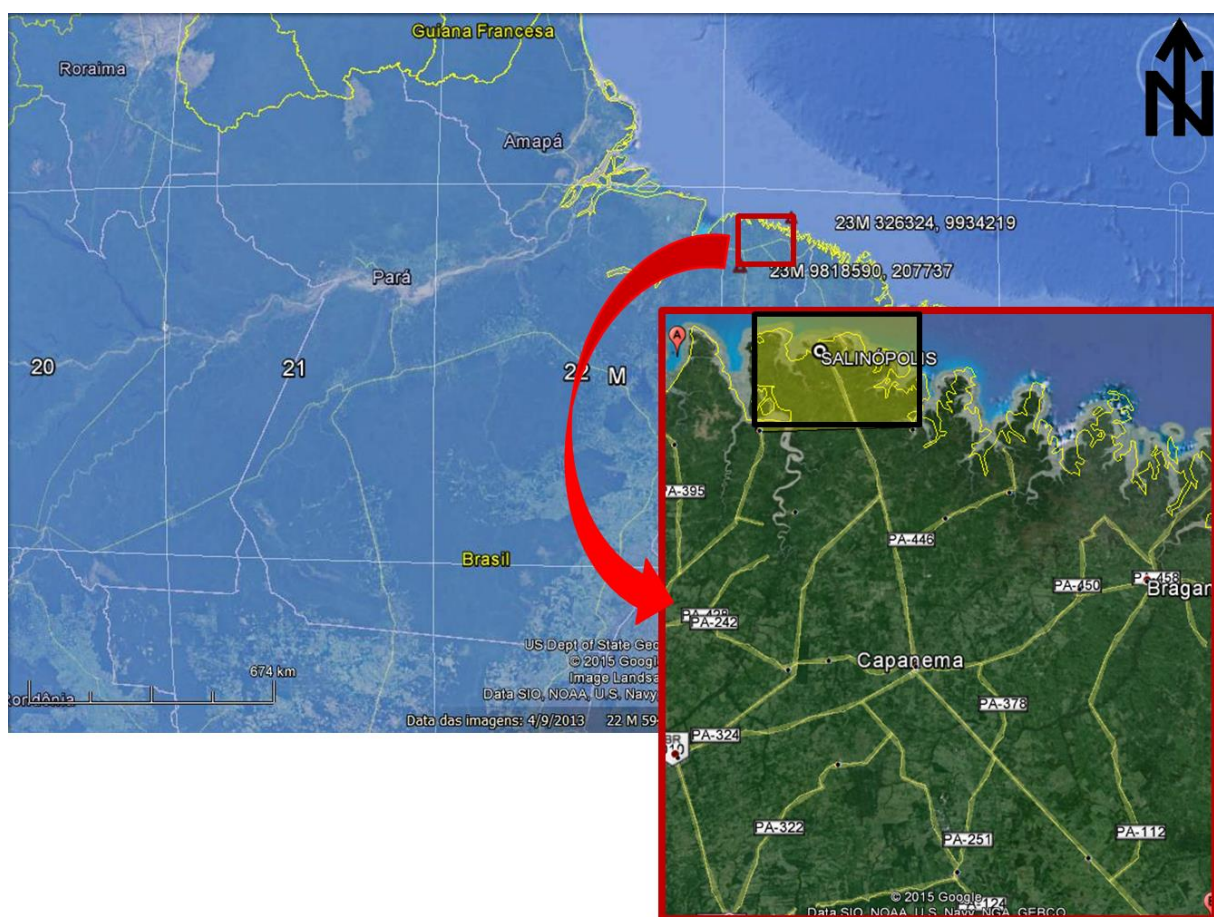
Assim a partir do Perfil  $(\vartheta(\Delta\rho) \times \Delta\rho)$  selecionamos a inversão com o valor de densidade mais efetivo que corresponde ao menor valor no eixo da diferença percentual dos parâmetros conhecidos e estimados.

### 3 RESULTADOS - APLICAÇÃO A DADOS REAIS

#### 3.1 GEOLOGIA E LOCALIZAÇÃO

A área de estudo está localizada geograficamente na região Nordeste do Pará, aos arredores da PA-124, entre os municípios de Capanema e Salinópolis, conforme mostra a Figura 2.

**FIGURA 2-** Localização da área de estudo. Região Nordeste do Pará aos arredores da PA 124 no município de Salinópolis e entorno. O polígono amarelo representa a área na qual será aplicada efetivamente a inversão

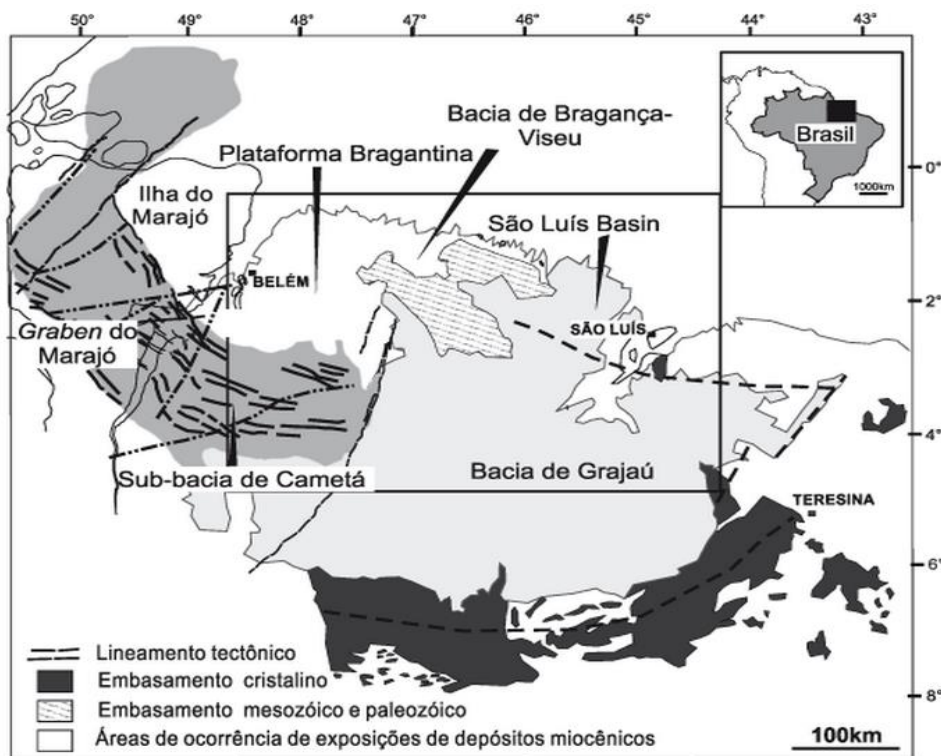


**Fonte:** Modificado de GOOGLE, 2015

Nosso interesse concentra-se em estudar o pacote sedimentar depositado durante o Neógeno. Este é um período da era cenozoica dividido em Mioceno e Plioceno e foi nesse período que a Terra se configurou aproximadamente, como a conhecemos hoje.

O contexto estrutural da área de estudo selecionada abrange o pacote sedimentar depositado em diferentes contextos tectônicos, segundo a classificação de Rosseti (2006) entre eles estão as Plataformas Bragantina e Pará, o Grabém do Marajó e as Bacias de São Luís e Bragança-Viseu (FIGURA 3).

**FIGURA 3-** Mapa de localização dos sedimentos miocênicos de parte da região norte do Brasil.



**Fonte:** ROSSETI, 2006

O Mioceno foi um período geologicamente ativo e o registro dele nas rochas é abundante, no entanto de difícil correlação estratigráfica. No Brasil essa idade é representada pela formação Barreiras que se estende ao longo de uma estreita faixa na zona litorânea (ROSETTI, 2006). Na região nordeste do estado do Pará foram identificadas predominantemente duas formações rochosas, Pirabas e Barreiras (depósito Miocênicos). Outra formação que pode ser identificada em áreas não muito afetadas pelo intemperismo são os sedimentos do pós-Barreiras.

Nas bacias a tectônica dominante durante esse período é marcada por desenvolvimento de um regime transcorrente com desenvolvimento de falhas normais

na direção NW-SE e transcorrentes nas E-W e NE-SW (ROSSETTI, 2006). Enquanto que as plataformas são zonas do embasamento que permaneceram geologicamente estáveis. Assim mecanismos tectônicos e eustáticos foram responsáveis pela deposição dos estratos Miocênicos. De modo geral pode-se dizer que esses estratos estão relacionados a um ambiente estuarino com influencia de maré o que possibilita a atribuição desses depósitos a vales incisos que foram preenchidos pelos sedimentos até o Tutoriano quando houve a queda do nível do mar.

Inicialmente as formações Pirabas e Barreiras eram classificadas como geneticamente não relacionáveis, no entanto com o avanço dos estudos realizados principalmente com base na análise faciológica desses estratos atribuiu-se que a passagem da formação Pirabas para Barreiras ocorreu de forma gradativa, sendo possível observar interdigitação lateral dessas formações. Embora ambas as formações sejam do Neógeno a ênfase nesse trabalho será dada a Formação Pirabas, por estar imediatamente sobrejacente ao embasamento a ser mapeado pela inversão gravimétrica.

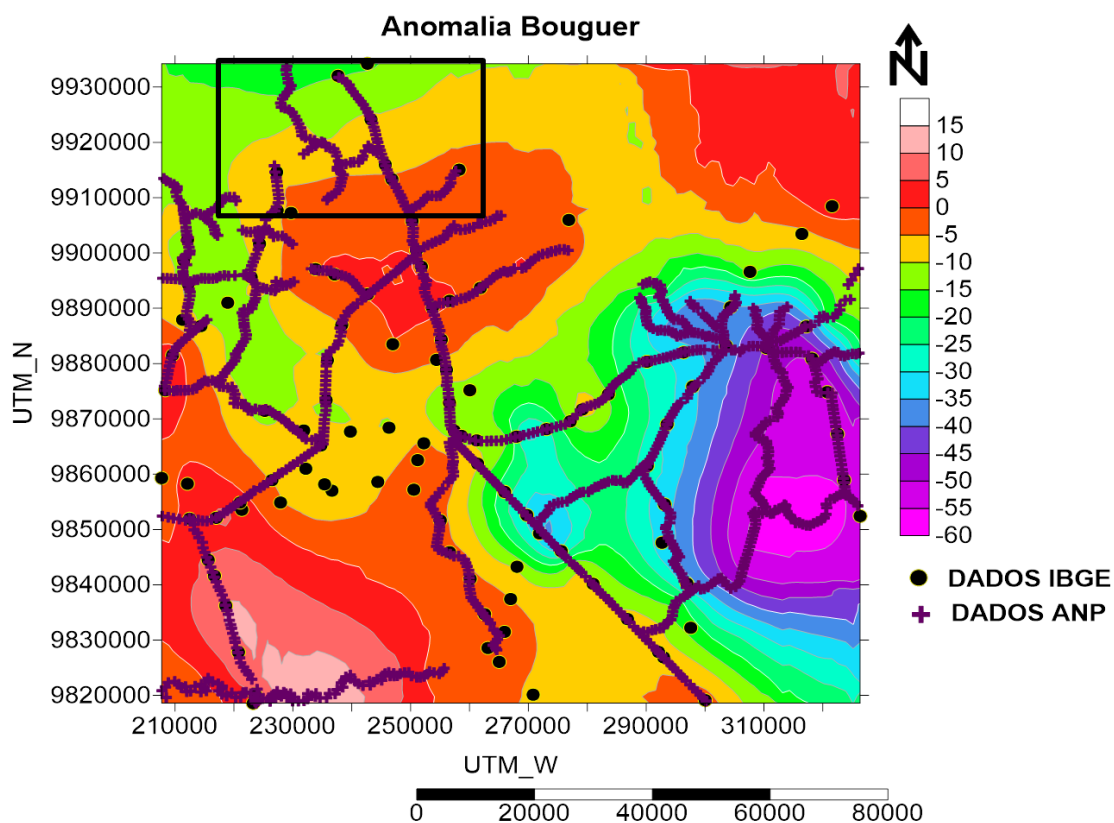
As Formações Pirabas e Barreiras encontram-se geneticamente relacionadas e são limitadas no topo e na base por discordâncias de caráter erosivo e marcada ou correlacionáveis com paleossolos lateríticos (ROSSETI, 2006). Essas formações são compostas por fácies carbonáticas (principalmente no Pirabas) e siliciclásticas. As fácies carbonáticas depositaram-se durante a transgressão marinha e com a posterior queda do nível do mar depositaram-se sobre estas as fácies siliciclásticas. Isso é inferido com base nas estruturas sedimentares encontradas no registro estratigráfico indicando uma passagem gradativa de um estrato para o outro. Esta característica predominantemente siliciclástica confere razoável homogeneidade a distribuição de densidade corroborando com a nossa presunção de distribuição constante de densidade nos sedimentos.

### **3.2 DADOS GRAVIMÉTRICOS**

Para a inversão gravimétrica da área utilizamos dados gravimétricos públicos provenientes da Agência Nacional de Petróleo (ANP) e do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE). Os dados obtidos da ANP continham a anomalia

Bouguer e não se fizeram necessárias adicionais correções. No entanto os dados oriundos do IBGE, já que traziam como informação os valores de Gravidade Absoluta, necessitaram de correções para que expressassem valores de anomalia Bouguer possibilitando a comparação com os dados da ANP. A Figura 4 mostra a anomalia Bouguer e as localizações das observações gravimétrica ANP e IBGE. Os círculos pretos representam as localizações dos dados do IBGE enquanto que as cruzes roxas os da ANP. Em algumas localizações as informações são redundantes, mas em outra a junção das duas fontes de dados melhora significativamente a interpolação dos valores para gerar o mapa.

**FIGURA 4-** Mapa da anomalia Bouguer de todos os dados disponíveis, ANP e IBGE. As anomalias localizadas na área dentro do retângulo é onde será aplicada a técnica de inversão.



**Fonte:** do autor

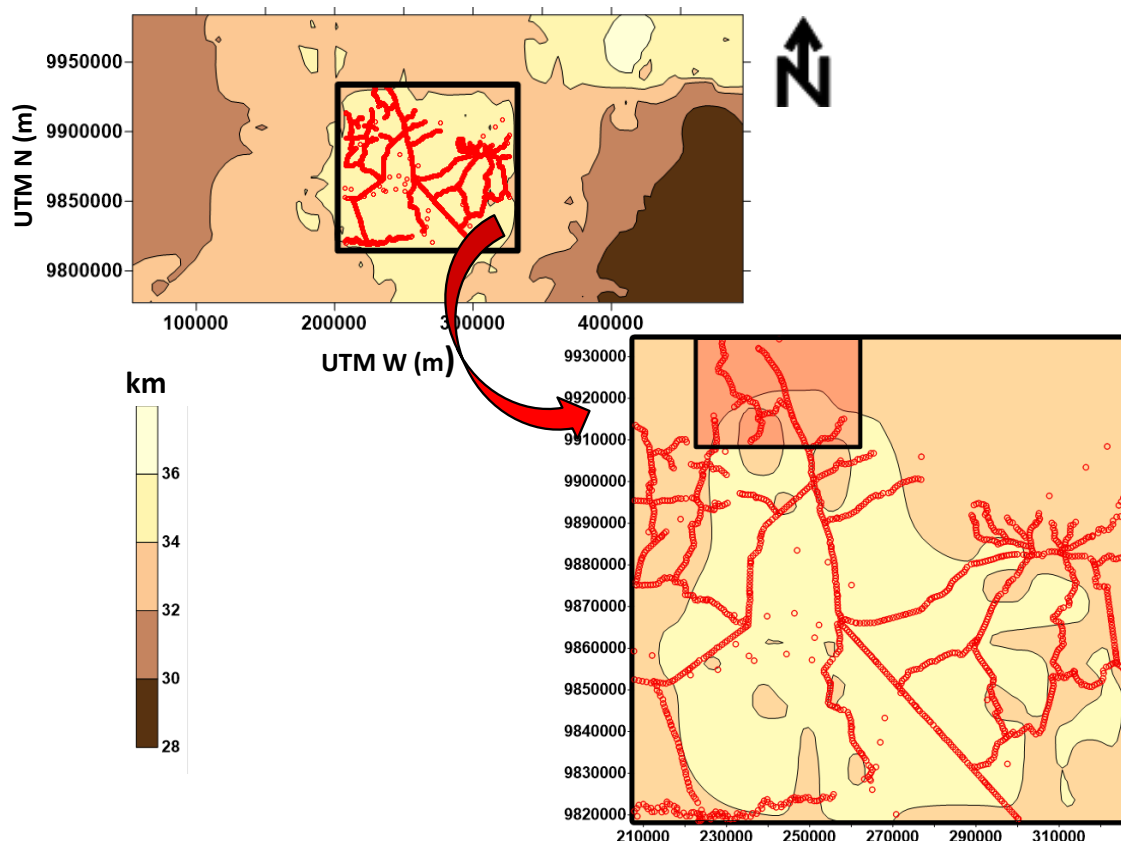
### 3.3 INFORMAÇÃO DA PROFUNDIDADE DA MOHO (GEMMA)

Os dados de anomalia Bouguer que obtemos do IBGE e ANP representam a superposição dos sinais gerados por fontes regionais e residuais, no entanto nosso interesse está na anomalia gerada pela bacia sedimentar (fonte residual) necessitando assim fazer uma separação das influencias das fontes no sinal observado.

O Projeto GEMMA (GOCE Exploitation for Moho Modeling and Application) apresenta um modelo que mapeia a interface limítrofe entre a crosta e manto terrestre, conhecida por superfície Moho. Este modelo é obtido a partir de dados da missão de gravimetria satelital GOCE (DRINKWATER et. Al., 2003) e pode ser considerado uma evolução do modelo EGM2008. O modelo é parametrizado em termos de harmônicos esféricos, e os grids utilizados possuem uma resolução de  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$  e a estimativa do erro é baseada na simulação Monte Carlo (NEGRETTI, REGUZONI e SAMPIETRO, 2015; REGUZZONI, SAMPIETRO, 2015). O modelo do topo crustal é baseado no SRTM, no  $1^\circ \times 1^\circ$  (LASKE e MASTERS, 1997) e a distribuição de densidade na crosta é baseado no modelo de camadas horizontais (NEGRETTI, REGUZONI e SAMPIETRO, 2015)

A Figura 5 mostra o mapa da profundidade da Moho fornecida pelo modelo GEMMA para uma área maior que a selecionada para o presente estudo gravimétrico.

**FIGURA 5-** Profundidade da Moho (GEMMA), a região ampliada identifica a região onde aplicaremos a técnica de inversão e a região delimitada pelo polígono menor é a região de real interesse.



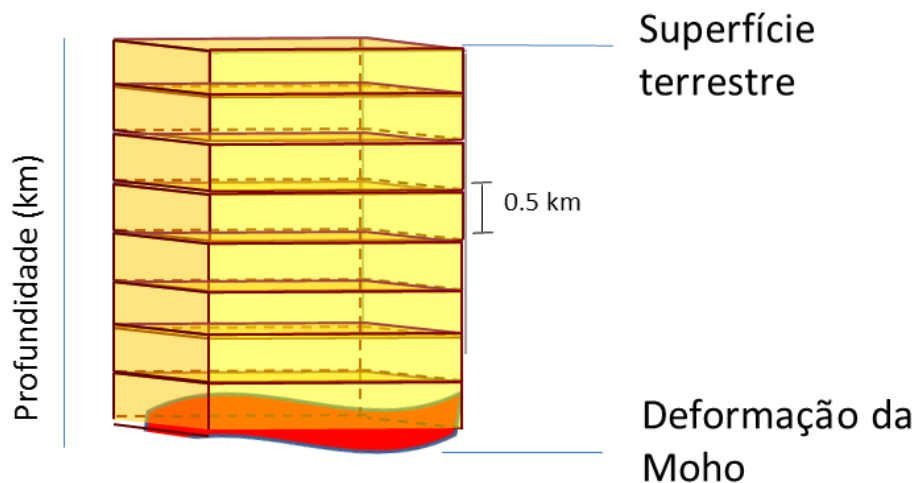
Fonte: do autor

### 3.4 SEPARAÇÃO REGIONAL-RESÍDUAL

A partir das informações da profundidade da Moho obtida pelo modelo GEMMA, utilizando o modelo direto descrito na subseção 2.1, calculamos a anomalia gravimétrica gerada pela anomalia da forma desta superfície, utilizando como nível de base para a Moho a profundidade 33.877 km. No entanto, como a variação vertical e lateral da densidade da crosta é considerada neste modelo GEMMA, discretizamos tridimensionalmente a crosta em um modelo de camadas horizontais de 0.5 km de espessura e de densidade constante, mas este valor de densidade aumenta com a profundidade de uma camada para outra. Contudo a densidade, para a região que selecionamos, não varia horizontalmente por ser integrante de uma única província tectônica, denominada Crosta Estendida no modelo global da USGS (CHRISTIENSEN e MOONEY, 1995, CARLSON e RASKIN 1984). Este modelo é apresentado na Figura

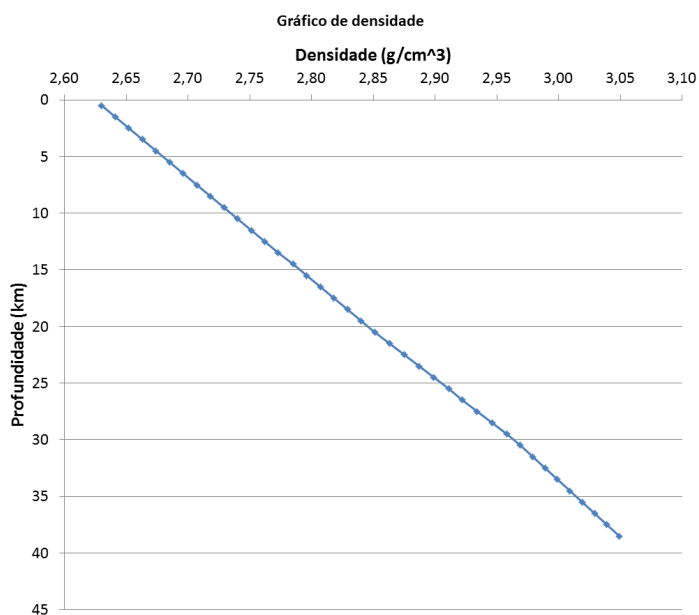
6, sendo a camada mais rasa a superfície terrestre e a mais profunda a superfície que representa a forma da Moho. O modelo de variação vertical de densidade da crosta desta província é apresentado no gráfico da Figura 7. Neste gráfico é mostrada a variação de densidade até um pouco abaixo da profundidade que estamos interessados.

**FIGURA 6-** Modelo de camadas horizontais com espessuras fixas de 0.5 km e contraste de densidade variando com a profundidade.



**Fonte:** do autor

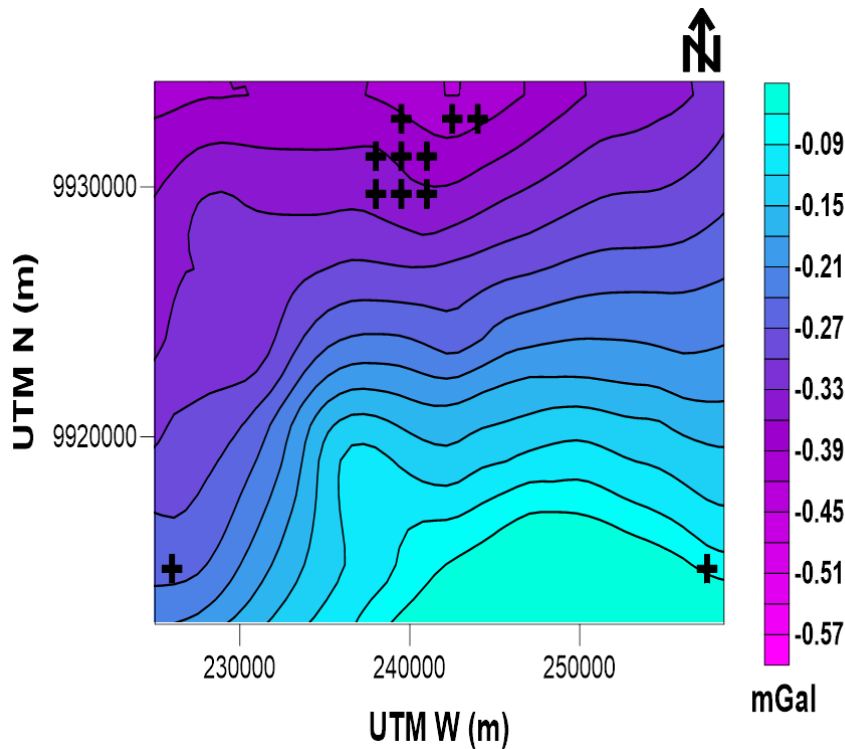
**FIGURA 7-** Variação da densidade na crosta do modelo global utilizado no GEMMA, para a província Crosta Estendida.



**Fonte:** do autor

Depois de calculada a anomalia gravimétrica gerada apenas pelo relevo anômalo da Moho em relação a um nível de base, subtraímos dela os dados gravimétrico observados obtendo assim o sinal presumivelmente gerado apenas pelo pacote sedimentar que é apresentado no mapa da Figura 8.

**FIGURA 8-** Anomalia gravimétrica após a separação regional-residual, que é o sinal gerado apenas pelo pacote sedimentar na área onde será realizada a inversão. Os símbolos pretos representam poços

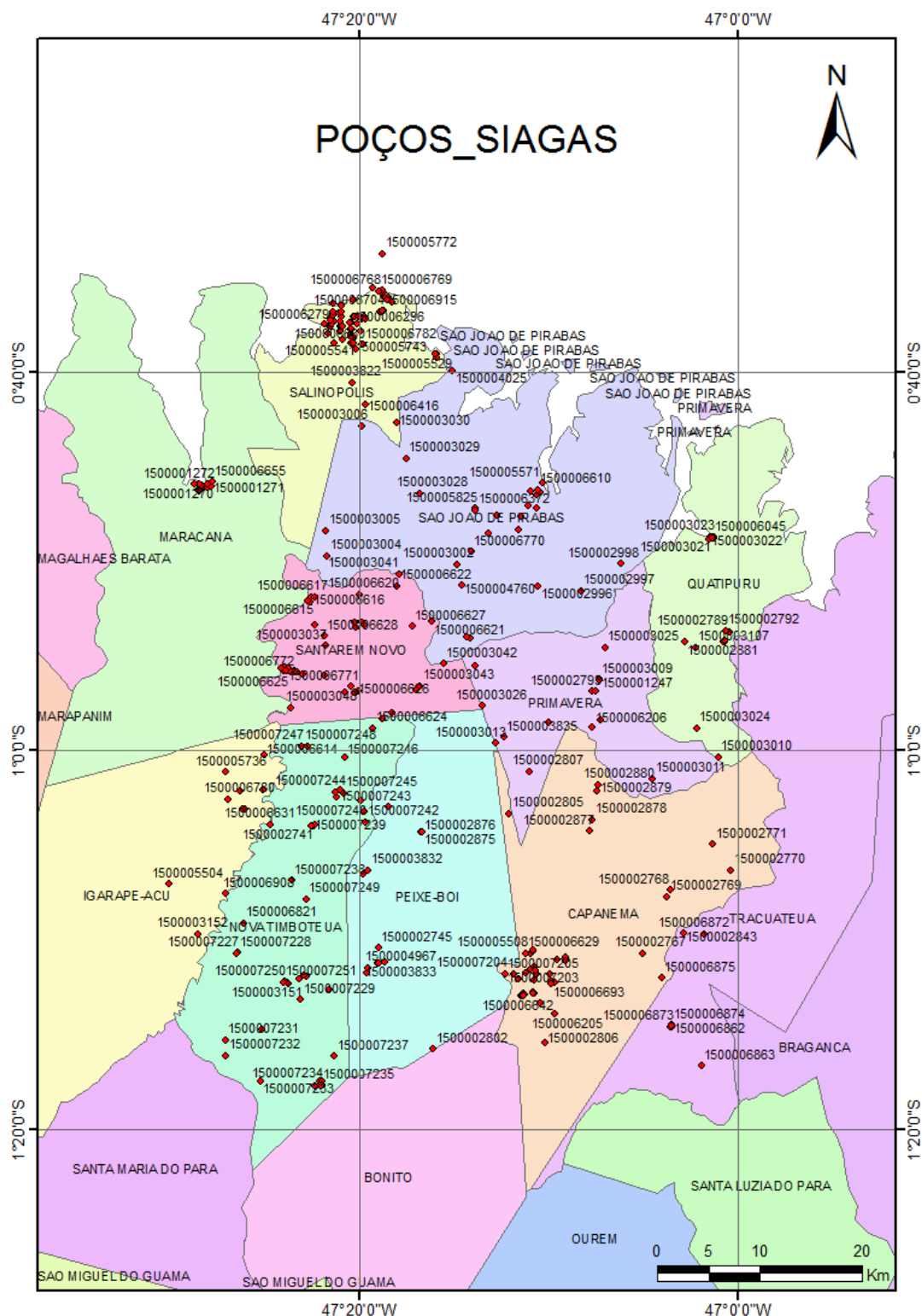


**Fonte:** do autor

### 3.5 PROFUNDIDADE INFORMADA DO EMBASAMENTO

Para introdução de informação da profundidade do relevo do embasamento informada em alguns pontos na busca sistemática (equação 17) utilizamos dados de poços disponíveis na plataforma online do Sistema de Informação de águas subterrâneas (SIAGAS). Todos os dados de poços disponíveis na área de interesse foram analisados e selecionados objetivando escolher aqueles que oferecem informação a respeito da profundidade do embasamento. A localização dos poços pode ser observada na Figura 9.

FIGURA 9- Localização dos poços dentro da região de interesse.



Fonte: do autor

Os dados vieram em forma de relatórios trazendo informações de localização, litologia, profundidade dentre outras não relevantes para nosso estudo. Com base em

pesquisas bibliográficas a respeito das unidades que compõe o pacote sedimentar, identificamos os poços que oferecem informação da profundidade da base do Pirabas e, portanto do topo do embasamento. Para isso correlacionamos às informações disponíveis de litologia com a análise faciológica obtida nas pesquisas bibliográficas.

A Formação Pirabas é uma sucessão carbonática intercalada por folhelhos negros e esverdeados e arenitos amarelados (PETRI, 1954, 1957; FERREIRA, 1966 apud ROSSETI, 2006 ).

As fácies carbonáticas da formação Pirabas encontram-se intercaladas por fácies siliciclásticas devido à influência de maré que ocorre nesses depósitos o que possibilita indicar de modo geral que os sedimentos foram depositados em ambiente estuarino. A classificação das sete fácies utilizadas nesse trabalho é sugerida por Goés et.al.(1990) e está sumarizada na Tabela 1. Dessa forma as fácies carbonáticas identificadas nos poços que se assemelhavam com as descritas por Goés et al. (1990) foram classificadas como da formação Pirabas e os poços que possuem essas fácies sobrepostas a rocha cristalina foram os selecionados para a introdução de informação a priori.

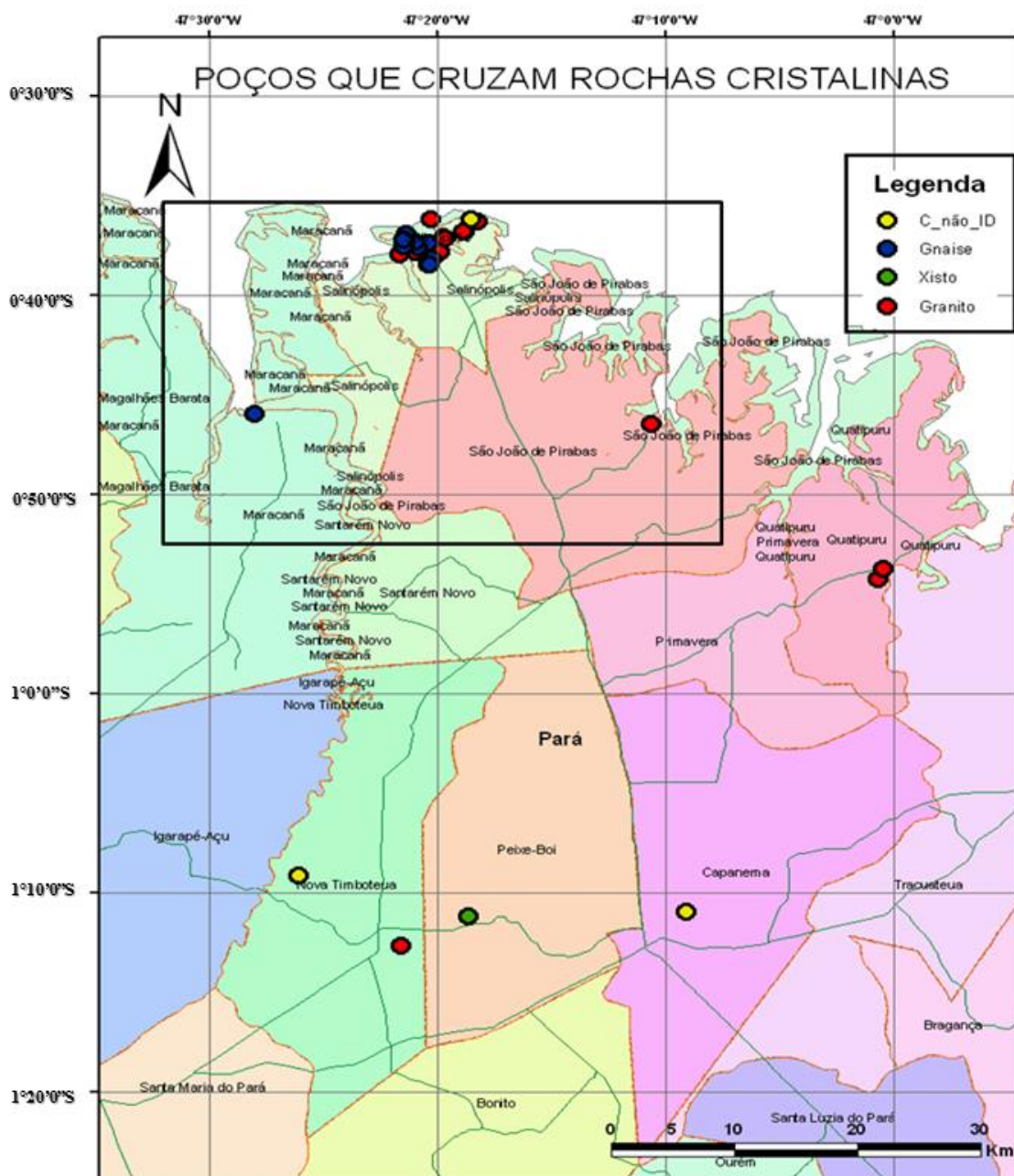
**Tabela 1-** Classificação das fácies carbonáticas da Formação Pirabas (Goés et.al,1990).

CLASSIFICAÇÃO DAS FACEIS DA FORMÇÃO PIRABAS		
FÁCEIS	DESCRIÇÃO	Ambientes
BIOCALCIRUDITO	Rocha maciça que exhibe arcabouço fechado com calcita microcristalina entre os grãos e é caracterizada por uma grande diversidade faunística.	Plataforma Carbonática Com ação de ondas de tempestade
BIOCALCARENITO ESTRATIFICADO	Apresenta estratificação cruzada truncante de baixo ângulo, marcas de onda do tipo simétrico e acamamento <i>flaser</i> . Localmente estruturas <i>wavy e lisen</i> também podem ser observadas. Os componentes alquímicos são fósseis predominantemente fragmentados envoltos por calcita microcristalina formando um arcabouço fechado.	
BIOCALCARENITO	Calcarenito não estratificado ou com estratificação cruzada incipiente, com frequente ocorrência de fragmentos vegetais e castos de argila. Os fósseis são distribuídos de forma dispersa.	Lagunas e mangues
MARGA	Apresenta laminação plano paralela, localmente mascarada por bioturbação.	
FOLELHOS	Predominantemente de coloração verde subordinadamente ocorrem também folhelhos negros.	
CALCILUTITO	Está comumente associada a marga e apresenta-se extremamente endurecida. Sua estrutura é maciça e macroscopicamente os fósseis são ausentes ou esporádicos.	
BIOHERMITOS	É encontrado apenas na Praia do Maçarico em Salinas e encontra-se bastante alterado, mas ainda é possível o reconhecimento de hexacorais.	

Ao compararmos a profundidade que os poços interceptam com rochas cristalinas com o comportamento esperado da topografia inferido a partir do sinal observado notamos que os poços identificados pela cor amarela na Figura 10 indicam embasamento raso. No entanto, pela anomalia gravimétrica observada, se esta anomalia fosse gerada apenas pela variação da espessura do pacote sedimentar, seria esperado que o embasamento estivesse mais profundo. Além disso, a litologia da rocha fornecida no relatório do SIAGAS na localidade desses poços não é discriminada. Dessa forma interpretamos que há indicações de heterogeneidade do cristalino nesta região, violando

as primícias adotadas nas subseções 2.1 e 2.2, de que o embasamento é homogêneo, sendo necessário reduzir a área na qual será efetivamente aplicada a técnica inversão.

**FIGURA 10-** Localização dos poços que interceptam rochas cristalina e tipo de rocha que cristalina que ele intercepta. O retângulo preto indica a área onde há uma homogeneidade lateral do cristalino.



**Fonte:** do autor

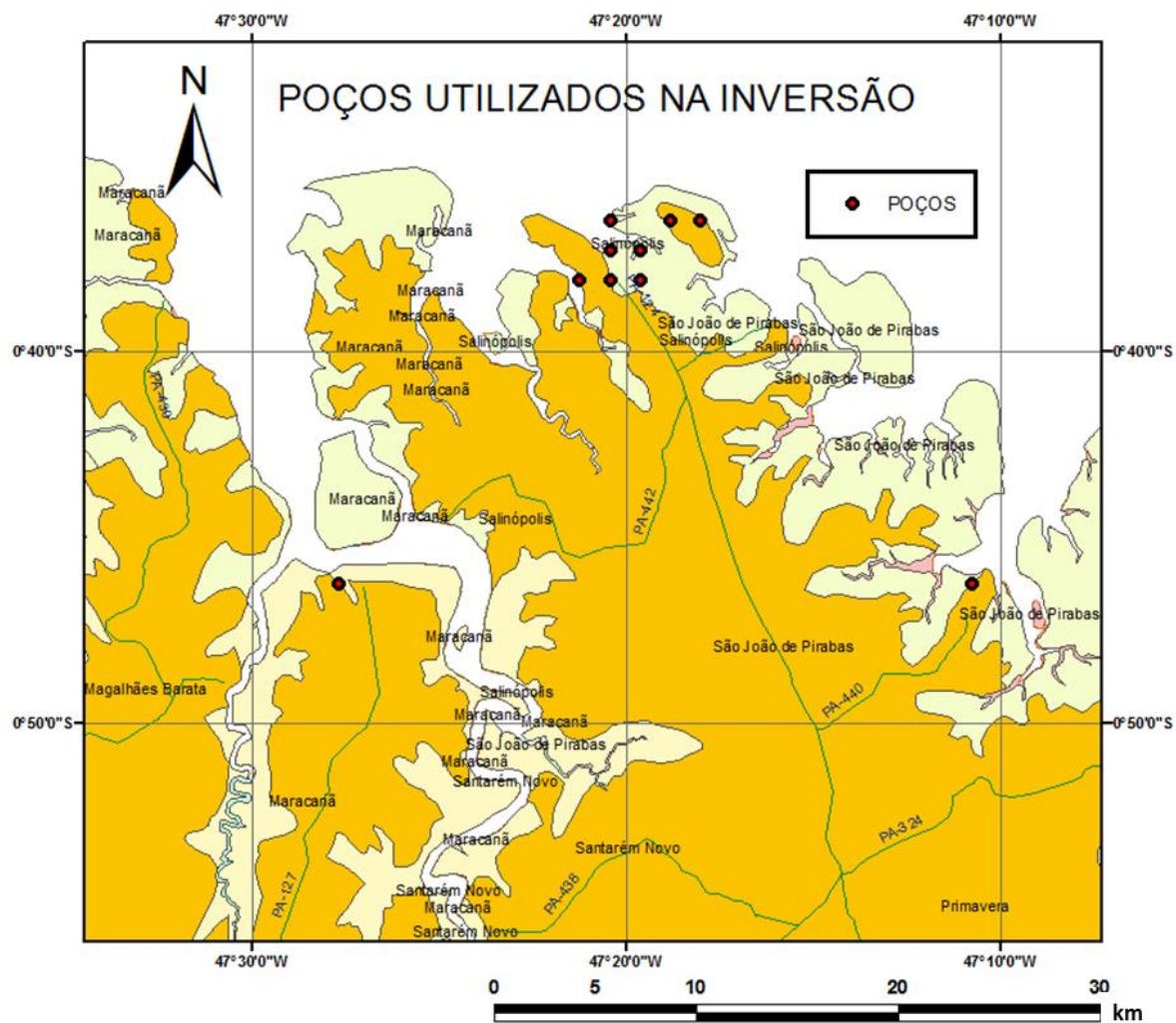
Após selecionarmos 35 poços que alcançam o embasamento dentro de uma área de homogeneidade lateral do cristalino (área dentro do retângulo preto na Figura9 observamos que a distância entre alguns deles é pequena tornando as informações

redundantes. Desta forma, verificamos no grid estabelecido para a aplicação da inversão, quais os poços que se localizam no mesmo prisma do modelo interpretativo e procedemos com a avaliação da média das profundidades informadas por estes poços. Assim esta informação passa a compor uma única profundidade informada a priori para este prisma específico. Verificamos que a discrepância entre estes valores dos diferentes poços correspondentes a localização de um mesmo prisma não ultrapassam 10%. A Tabela 2 apresenta 11 valores médios de profundidade efetivamente utilizados nos procedimento de inversão e busca sistemática para a área selecionada. A Figura 11 mostra a localização destes 11 pontos.

**TABELA 2-** valores médios de profundidade do embasamento efetivamente utilizados.

	PROFUNDIDADE (km)
<b>1</b>	0,1192
<b>2</b>	0,1320
<b>3</b>	0,1355
<b>4</b>	0,1050
<b>5</b>	0,1240
<b>6</b>	0,1194
<b>7</b>	0,1450
<b>8</b>	0,1400
<b>9</b>	0,1220
<b>10</b>	0,1023
<b>11</b>	0,1280

**FIGURA 11-** Localização dos poços utilizados para introduzir informação da profundidade do embasamento na inversão.



**Fonte:** do autor

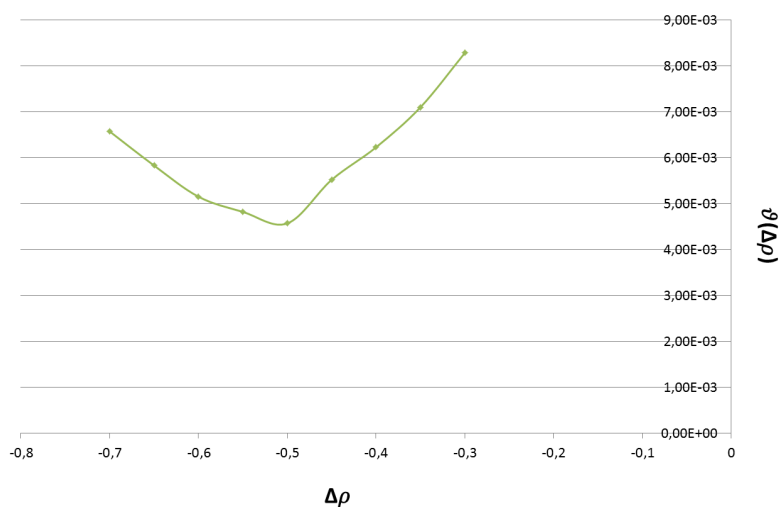
### 3.6 INVERSÃO GRAVIMÉTRICA 3D

Neste tópico descreveremos a aplicação da técnica de inversão gravimétrica 3D empregada nos dados até agora apresentados. A anomalia gravimétrica que foi utilizada para realizar a inversão foi apresentada na Figura 8, que consiste no mapa da anomalia residual, ou seja, a anomalia gerada pela bacia sedimentar que é a fonte de nosso interesse.

#### 3.6.1 BUSCA SISTEMÁTICA

Utilizando a profundidade conhecida do embasamento fornecida pelos poços na região, procedemos com a busca sistemática do parâmetro do contraste de densidade, conforme apresentado na subseção 2.3 e selecionamos o valor que melhor explica as profundidades informadas dentro dos erros de medidas. O intervalo de valores de contraste de densidade utilizados nessa busca foi de  $-0.7$  á  $-0.3$ . O gráfico  $(\vartheta(\Delta\rho) \times \Delta\rho)$  é mostrado na figura 11 apresenta um ponto de mínimo no valor do somatório percentual da diferença entre os valores de profundidades conhecidas e estimadas  $(\vartheta(\Delta\rho))$ . Esse mínimo corresponde no eixo dos contrastes de densidade o valor mais efetivo para  $\Delta\rho$ , que corresponde a  $-0.5 \text{ g/cm}^3$ .

**FIGURA 12-** Perfil do somatório percentual da diferença entre os valores de profundidades estimadas e conhecidas.

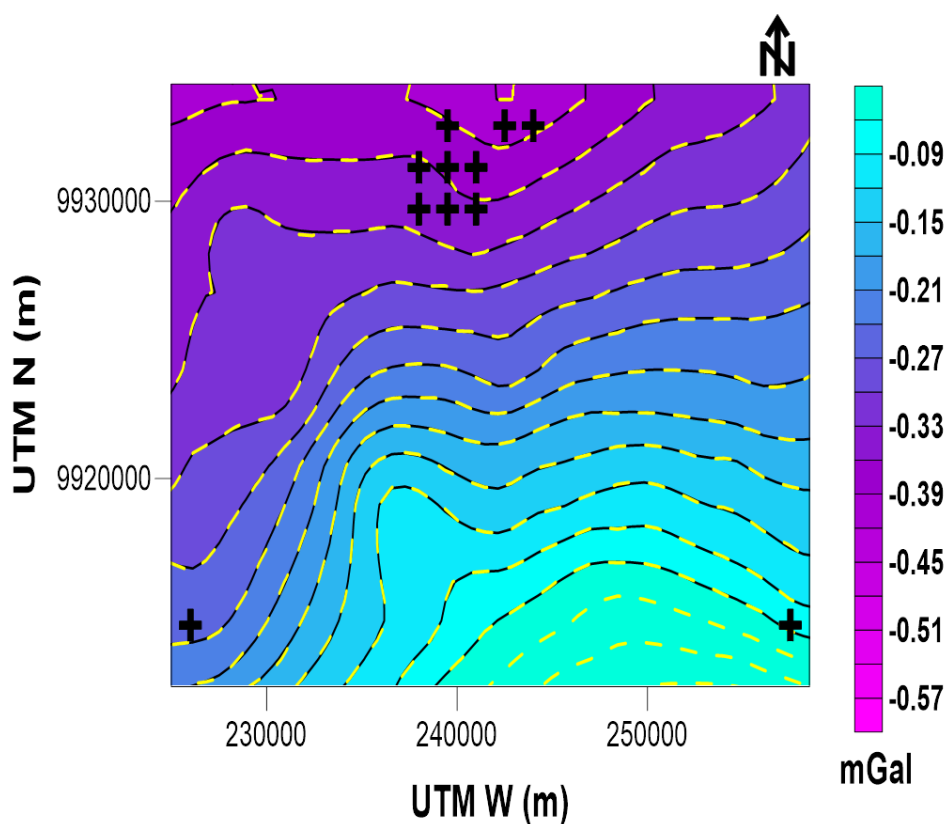


**Fonte:** do autor

### 3.6.2 ESTIMATIVA DO RELEVO DO EMBASAMENTO

Após a busca sistemática obtivemos além do contraste de densidade a estimativa do relevo do embasamento da nossa área de estudo. A anomalia ajustada gerada a partir dos parâmetros estimados é apresentada na **Figura 13** em linhas tracejada, na mesma figura temos a anomalia observada em linhas contínuas. Note a importante coincidência entre ambas.

**FIGURA 13-** Anomalia ajustada em linhas tracejadas e anomalia calculada em linhas contínuas.

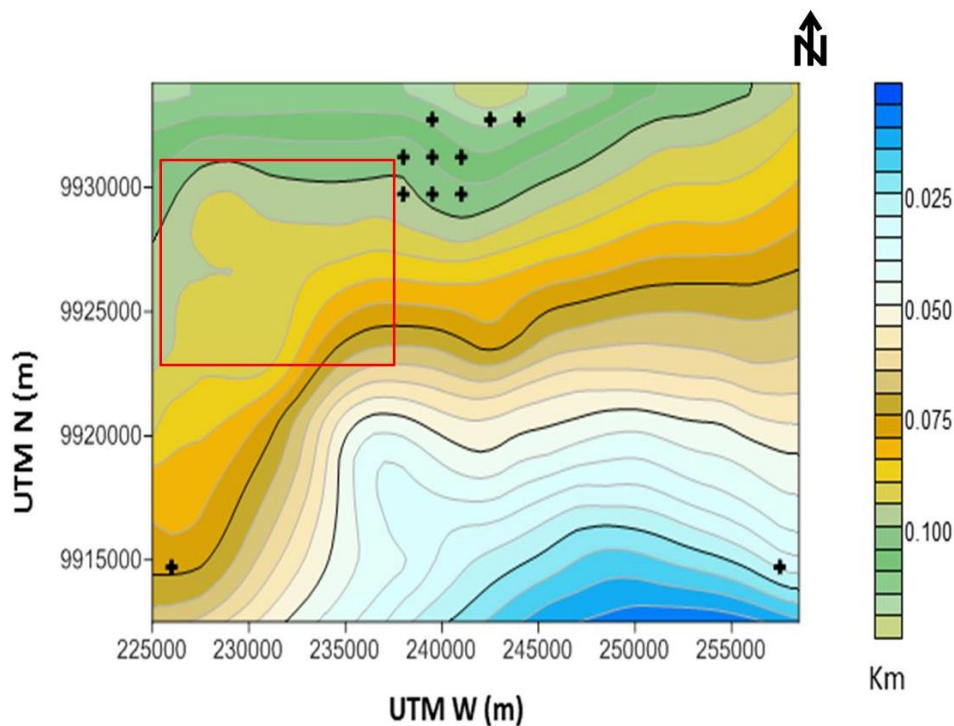


**Fonte:** do autor

A estimativa 3D do relevo do embasamento é apresentada em planta na Figura 14. O mapa apresenta estimativas em torno de 100 metros para a profundidade do embasamento, Quando comparado com os valores de profundidades esperados nas localidades dos poços percebemos que a profundidade é aceitável para a maioria dos poços, excetuando para o poço localizado na porção mais a nordeste da área de estudos.

O mapa obtido não indica feições significativas excetuando a indicada dentro do retângulo vermelho, essa falta de indicação é resultado da carência e da irregular distribuição de dados gravimétricos dentro da área de estudos.

**FIGURA 14-** Mapa de contorno para a estimativa do relevo do embasamento. As cruzes pretas representam os poços utilizados.



**Fonte:** do autor

O relevo do embasamento estimado apresenta-se globalmente suave com maiores profundidades localizadas na porção mais ao norte. Assim pode-se inferir que a formação Pirabas tem um comportamento suave em sua porção inferior e é mais profunda na região mais ao norte dentro desta janela.

## 4 CONCLUSÃO

Neste trabalho apresentamos o método da inversão não linear utilizado para estimar o relevo do embasamento no município de Salinópolis e entorno a partir de medidas de gravidade fornecidas por dados públicos e não sigilosos do IBGE e ANP. Utilizamos também dados do Projeto GEMMA a fim de realizarmos a separação regional-residual nos dados de gravidade.

Presumimos que o relevo do embasamento é suave e introduzimos essa informação através da utilização do regularizador de Tikhonov de primeira ordem que simultaneamente garante a estabilidade da solução do problema inverso. Outra informação a priori introduzida foi através de dados de Poços fornecidos pelo SIAGAS, que possibilitaram a busca sistemática do parâmetro de densidade para consequente estimativa do relevo do embasamento.

Para realizar a separação regional-residual utilizamos a profundidade da Moho calculando a anomalia gerada pela sua forma. Subtraímos essa anomalia dos dados gravimétricos observados, obtendo assim a anomalia residual que foi aplicada a técnica de inversão.

Os resultados da estimativa do relevo 3D do embasamento apresentados em forma de mapa de contorno mostra um relevo globalmente suave e mais profundo na porção mais ao norte, dessa forma esse resultado pode ser interpretado também como o comportamento da parte inferior da Formação Pirabas dentro da área estudada.

Para trabalhos posteriores sugerimos a ampliação da área de estudo e a realização de levantamentos gravimétricos em um perfil com direção N-S e outro E-W já que a tendência das disposições das estruturas é desconhecida.

## REFERÊNCIAS

- BARBOSA, Valéria Cristina Ferreira. **Mapeamento do relevo do embasamento de bacias sedimentares através da inversão gravimétrica vinculada.** 1998. Tese (Doutorado em Geofísica)- Centro de Geociências, Curso de Pós- Graduação em Geofísica, Belém, 1998.
- BLAKELY, Richard J. **Potential theory in gravity and magnetic applications.** United States of America: Cambridge University Press, 1995.
- CARLSON, R. L.; RASKIN, G. S. Density of the Ocean Crust. **Nature.** 1984.
- CHRISTENSEN, N. I. MOONEY W. D. Seismic Velocity Structure and Composition of the Continental Crust: A Global View. **J. Geophys.,** 1995.
- DRINKWATER, M.R.; FLOBERGHAEN, R.; HAAGMANS, D.; MUZI, A.; POSPECU. **GOCE: ESA's first Earth Explorer Core Mission.** Neverland: Kluwer Academic Publishers, 2003 . p. 414-432 (Space Sciences Series of ISSI, v.18).
- GOES, Ana M.; ROSSETI, Dilce F.; NOGUEIRA, Afonso C. R.; TOLEDO, Peter M. **Modelo deposicional preliminar da Formação Pirabas no nordeste do estado do Pará.** Belém: Emilio Goeldi,1990.
- LASKE, G.; MASTERS, T.G. **A Global digital map of sediment thickness.** [S.l. : s.n.], 1997.
- MARQUARDT, D. W. An algorithm for least-squares estimation of nonlinear parameters. **Journal of the Society of Industrial and Applied Mathematics,** v. 2, p. 601–612, 1963.
- MARTINS, Cristiano Mendel. **Inversão gravimétrica de relevos 3D de bacias sedimentares e da variação de densidade usando informação a priori sobre o ambiente geológico.** 2009. Tese (Doutorado em geofísica)- Centro de pós- Graduação em Geofísica, Observatório Nacional, Rio de Janeiro, 2009.
- NEGRETTI, Marco; REGUZZONI, Mirko; SAMPIETRO, Daniele. **A Web processing service for GOCE data exploitation.** Politecnico Milano. Disponível em <[geowb@geomatica.com.polimi.it](mailto:geowb@geomatica.com.polimi.it)>. Acesso em 21 fev. 2015.
- REGUZZONI, M.; SAMPIETRO, D. An earth crustal model based on GOCE satellite data. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation,** Pizza, V. 35, p. 31-45, 20015.
- ROSSETI, Dilce F. Evolução Sedimentar miocena nos estados do Pará e Maranhão. **Revista do Instituto de Geociências-USP,** São Paulo, V.6, n. 2, p. 7-18, out. 2006.
- ROSSETI, Dilce F. O Registro da transgressão miocena no Brasil. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUARTENÁRIO – ABEQUA, 13., 2011, Armação de Búzios. **The South American Quaternary: challenges and perspectives.** Armação de Búzios: ABEQUA, 2011.

SILVA, J. B. C.; COSTA, D. C. L.; BARBOSA, V. C. F. Gravity inversion of basement relief and estimation of density contrast variation with depth. **Geophysics**, v.71, n. 5, P. J51–J58, set-out. 2006.

SILVA, J. B. C.; MEDEIROS, W. E.; BARBOSA, V. C. F. Pitfalls in nonlinear inversion. **Pure and Applied Geophysics**, v. 158, p. 945–964, 2001

SOARES, José Soares; DIAS, Silva. **Inversão Gravimétrica Assistida**. 2007. Tese (Doutorado em geofísica)- Centro de pós- Graduação em Geofísica, Observatório Nacional, Rio de Janeiro, 2007.

TIKHONOV, A. N.; ARSENIN, V. Y. **Solutions of ill-posed problems**. [S..]: W. H. Winston & Sons, 1977.