



UFRJ

João Lucas Silva Crepaldi

GRAVIMETRIA APLICADA À BACIA BARINAS-APURE

Trabalho de Conclusão de Curso submetido ao Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, da Universidade Federal do Rio de Janeiro - UFRJ, como requisito necessário à obtenção do grau de Especialista em Geofísica do Petróleo.

Orientadores:

Paula Lucia S. da Rocha
Álvaro Lúcio Gomes

Rio de Janeiro
Agosto de 2007

M
GL
C91110

João Lucas Silva Crepaldi

Gravimetria aplicada à Bacia Barinas-Apure / João Lucas
Silva Crepaldi - - Rio de Janeiro: UFRJ/ IGeo, 2007.

122 p. : il.; 30cm

Trabalho de Conclusão de Curso (Especialização em
Geofísica do Petróleo)- Universidade Federal do Rio de Janeiro,
Instituto de Geociências, Programa de Pós-graduação em
Geologia, 2007.

Orientadores: Paula Lucia da Rocha, Álvaro Lúcio Gomes

1. Geofísica. 2. Geologia de Engenharia e Ambiental -
Trabalho de Conclusão de Curso. I. Paula Lucia da Rocha. II.
Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências,
Programa de Pós-graduação em Geologia. III. Título.

João Lucas Silva Crepaldi

GRAVIMETRIA APLICADA À BACIA BARINAS APURE

Trabalho de Conclusão de Curso submetido ao Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, da Universidade Federal do Rio de Janeiro - UFRJ, como requisito necessário à obtenção do grau de Especialista em Geofísica do Petróleo.

Orientadores:

Paula Lucia S. da Rocha
Álvaro Lúcio Gomes

Aprovada em: 01.08.2007

Por:

Paula Lucia S. da Rocha (UFRJ)

Álvaro Lúcio Gomes (Petrobras)

UFRJ
Rio de Janeiro
2007

Agradecimentos

Meus agradecimentos à turma de Geofísicos Jrs. da Petrobrás, ingressantes nessa brilhante carreira na segunda turma de 2006, em especial aos companheiros que participaram do desenvolvimento do estudo geológico desse trabalho: Mariana de Carvalho, André Aquaviva, Elita de Abreu e Josiane Diniz; ao coordenador desse curso pela Petrobrás, Álvaro Lúcio ao Prof. Borghi do IGEO (UFRJ) e à Profa. Paula da Rocha IGEO (UFRJ).

UFRJ
Rio de Janeiro
2007

RESUMO

A geofísica é a área do conhecimento em que se aplicam os conceitos fundamentais da física ao estudo da composição material, estrutural e dinâmica do planeta Terra, abaixo de sua superfície sólida. Tal composição é o resultado do equilíbrio entre as forças termodinâmicas, gravitacionais, químicas e nucleares atuantes no interior do geóide desde a sua formação.

No sentido de descrever as estruturas e processos da subsuperfície terrestre, a geofísica utiliza métodos de prospecção baseados em interações físicas dessas estruturas internas com eventos mensuráveis em superfície, entre outros métodos como a análise de perfis em poços, de amostras em laboratórios ou até observações de campo.

Com o interesse de apresentar a aplicação de um método de prospecção geofísica na exploração de hidrocarbonetos, o presente trabalho consiste em três etapas principais: 1) Uma abordagem geológica de uma região de interesse na prospecção, a bacia sedimentar venezuelana de Barinas-Apure, onde é comprovada a existência de óleo, e já se possui um certo conhecimento geológico que se deseja detalhar através de levantamentos, utilizando diferentes métodos geofísicos, com a intenção de identificar novas estruturas de possível interesse econômico à exploração. 2) A exposição teórica de um método de prospecção geofísica, a gravimetria, o qual é definido como a medição do campo gravitacional produzido pelo material geológico de uma região de interesse, esse campo é influenciado pela densidade, posição e forma desses corpos, sendo possível a estimativa dessas propriedades após a manipulação dessas medidas e associações aos resultados de outros métodos e modelos geológicos já estabelecidos. 3) A aplicação da gravimetria à região, em que são abordados alguns levantamentos, processamento, inversão e interpretação desses dados, resultando além de uma visão prática da aplicação método proposto, também um conhecimento mais aprofundado da bacia tanto em sua formação como também em seu potencial exploratório.

ABSTRACT

Geophysics is the area of knowledge that applies physics concepts to study the material composition, structural features and dynamic interaction of the Earth, below its solid surface. Such composition is the result of the balance among the thermodynamic forces, gravity, chemical and nuclear activities inside the geoid since its formation.

Aiming to describe the structures and processes of the terrestrial subsurface, geophysics uses research methods based in the physical interactions of those internal structures with measurable events in surface, among other methods such as the wireline logging of wells, the analyses of geological samples or field data retrieving.

In order to show a method of geophysical applied to the search of hydrocarbons, this work is divided in three main stages: 1) A geological approach of an interest area in the Venezuelan sedimentary basin of the Barinas-Apure, where is known the oil existence, and there is already an amount of geological data in need to be detailed by geophysical research, for the finding of new economical structures to the exploration. 2) Theoretical explanation of a geophysical searching method named gravimetry, defined as the measurement of the gravitational field produced by the geological material of an area of interest. As that field is affected by properties of the surrounding rocks as density, position and shape, it is possible to estimate those properties through the adequate treatment of gravity field measurement in combination with other methods and well-known geological models. 3) Gravimetry application to an area, where data collecting, processing, inversion and interpretation have produced a practical vision of the proposed method, and an in-depth knowledge of the basin, its formation as well as the exploratory potential.

Lista de figuras e quadros

CAPÍTULO 4:

Quadro 1 - *Fases tectônicas que definem as principais falhas estruturais relacionadas à bacia de Barinas-Apure.*

Figura 1 - **A** - Tectônica regional presente no NW da América do Sul. São mostradas a localização da Cordilheira Andina de Mérida, bacia Barinas-Apure e seção P1-P2. **B** - Mapa geológico simplificado de estudo de área (após Case et al., 1990), descrevendo uma semelhança regional entre a superfície geológica e unidades aflorantes na Sessão P1-P2. **Figura 2:** Províncias sedimentares das bacias petrolíferas da Venezuela (Pérez de Mejía, et al., 1980). E B. L = El Baú/Lineament (Arco de El Baú), e limites orientais da bacia Barinas-Apure (Well Evaluation Conference, 1997). **Figura 3:** Quadro de correlação bioestratigráfica da Bacia de Barina-Apure. **Figura 4:** Coluna estratigráfica da bacia de Barinas. **Figura 5:** Perfil esquemático NW-SE da região da Bacia de Barinas-Apure, destacando a Cordilheira Andina de Méridas. **Figura 6:** Sistema de falhas da cordilheira. **Figura 7:** Tectônica da América do Sul, NAB = Bloco Andino do Norte, Car = Placa Caribenha, Nzc = Placa do Pacífico, Nam = Placa Norte Americana, Afr = Placa Africana, Gs = Arco da Guiana, Ec, Gd, Ve = limites geográficos do Equador, Colômbia e Venezuela respectivamente. **Figura 8:** Localização da área de estudos - Sub-bacia Barinas(López et al.1998). **Figura 9:** Seção transversal de NW-SE da bacia Barinas-Apure (Parnaud et al., 1995 apud We1 Evaluation Conference, 1997). **Figura 10:** Mapa de eventos do sistema petrolífero La Luna-Burgüita (!), durante o término do posicionamento da Cordilheira de Mérida (We1 Evaluation Conference, 1997). **Figura 11:** Mapa de eventos do sistema petrolífero Navay-Gobernador (!), no norte do Arco Mérida, durante o soerguimento Andino (Well Evaluation Conference, 1997).

CAPÍTULO 5

Figura 5.1: Forma achatada da Terra devido à sua rotação. **Figura 5.2:** Modelo da variação de g com a latitude para Terra esférica. **Figura 5.3:** Geóide e elipsóide em regiões com relevo e diferença de densidade. **Figura 5.4:** Pêndulo simples. **Figura 5.5:** Sistema massa mola. **Figura 5.6:** Gravímetro instável LaCoste & Romberg. **Figura 5.7:** Círculo da suavização. **Figura 5.8:** Os perfis de Anomalia Bouguer para cada valor de p e sua correlação com a topografia. **Figura 5.9:** Superfície gaussiana hemisférica fechada. **Figura 5.10:** Atração produzida pelo cilindro infinito e pela esfera na mesma posição. **FiguraS.11:** Prisma longelíneo de seção poligonal. **Figura 5.12:** Aproximação por prismas retangulares. **Figura 5.13:** Prisma retangular. **Figura 5.14:** Simulação de inversão usando o algoritmo da soma de prismas implementado ao Matlab. **Figura 5.16:** A mesma distribuição espacial do valor escalar de g produzida por corpos de formas diferentes, a profundidades diferentes.

CAPÍTULO 6

Figura 6.1: Área do levantamento. **Figura 6.2:** Linhas de cobertura antiga com 612 estações. **Figura 6.3:** Linhas de cobertura recente com 1015 estações. **Figura 6.4:** Mapa Bouguer da superposição das duas coberturas, 1627 estações. **Figura 6.5:** Grupos de trajetos de cada gravímetro. **Figura 6.6:** Mapa de Anomalia Bouguer da região. **Figura 6.7:** Mapa de Anomalia Bouguer regional. **Figura 6.8:** Mapa de Anomalia Bouguer residual. **Figura 6.9:** Valores da correção de deriva instrumental para cada estação. **Figura 6.10:** Valores da correção de marés terrestres para cada medição realizada. **Figura 6.11:** Mapa topográfico da zona de estudo. **Figura 6.12:** Mapa de Anomalia Bouguer para uma densidade de 2.4g/cm^3 . **Figura 6.13:** Linhas sísmicas geradoras de alguns dos pontos de controle. **Figura 6.14:** Mapa de Anomalia Bouguer da região, com destaque para os pontos de controle utilizados no processo de inversão gravimétrica. **Figura 6.15:** Mapa de Anomalia Bouguer Regional gerada, a partir da interpolação dos valores obtidos nos pontos de controle. **Figura 6.16:** Mapa da componente residual da Anomalia Bouguer, gerado a partir da subtração da malha de anomalia Regional controlada do total de Anomalia Bouguer. **Figura 6.17:** Mapa residual controlado, detalhando o topo do embasamento ígneo metamórfico, calculado pela inversão gravimétrica. **Figura 6.18:** Mapa de Anomalia Bouguer para uma densidade de 2.4 g/cm^3 . **Figura 6.19:** Perf,J gravimétrico e seção geológica da bacia, evidenciando a quebra da crosta abaixo de MA, o enrugamento da descontinuidade Conrad e o Graben de San Fernando. **Figura 6.20:** Seção regional evidenciando a subducção tipo B ativo da placa Caríbenha sob a Placa Sul Americana, assim como a quebra da crosta sob MA, o espessamento da crosta abaixo de Maracaibo e o enrugamento da crosta abaixo de BA, devido a essa compressão. **Figura 6.22:** Perfil 1 da zona de estudo. **Figura 6.23:** Perfil 2 da zona de estudo. **Figura 6.24:** Perfil 3 da zona de estudo. **Figura 6.25:** Perfil 4 da zona de estudo.

Sumário

Agradecimentos	3
Resumo	4
Abstract	5
Lista de figuras	6
<hr/>	
1. INTRODUÇÃO	11
<hr/>	
2. OBJETIVO	13
<hr/>	
3. MÉTODO DE PESQUISA BIBLIOGRÁFICA	14
<hr/>	
4. CONTEXTO GEOLÓGICO DA BACIA	15
4.1. Estratigrafia	18
4.1.1. EVOLUÇÃO ESTRATIGRÁFICA DA BACIA DE BARINAS-APURE	18
4.1.2. DESCRIÇÃO LITOLÓGICA DAS PRINCIPAIS FORMAÇÕES DA BACIA	22
4.1.3. ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIA NA ÁREA DA BACIA DE BARINAS-APURE	26
4.2. Geologia estrutural	31
4.3. Geologia histórica	35
4.4 Geologias do petróleo	40
<hr/>	
5. TEORIA GRAVIMÉTRICA	47
5.1. Contexto histórico	47
5.2. Introdução teórica	48
5.3. Forma da Terra	50
5.3.1. MODELO DE g PARA TERRA ESFÉRICA	52
5.3.2. O ESFERÓIDE DE REFERÊNCIA	53
5.3.3. O GEÓIDE	54

5.3.4-0 DATUM	55
5.4. Redução gravimétrica	55
5.4.1. CORREÇÃO DE LATITUDE	55
5.4.2. CORREÇÃO FREE -AIR	56
5.4.3. CORREÇÃO EÖTVÖS	57
5.4.4. CORREÇÃO BOUGUER	57
5.4.5. CORREÇÃO DE TERRENO	58
5.4.6. CORREÇÃO DE DERIVA	59
5.4.7. CORREÇÃO DE MARÉ	59
5.4.8. CORREÇÃO ISOSTÁTICA	60
5.4.9. ANOMALIA BOUGUER	60
5.5. Instrumentos	61
5.5.1. GRAVÍMETROS ABSOLUTOS	61
5.5.2. GRAVÍMETROS RELATIVOS	63
5.5.2.1. Pêndulo Móvel	63
5.5.2.2. Balança de torção	64
5.5.2.3. Gravímetros de mola	64
5.6. Tipos de levantamentos	67
6.6.1. TERRESTRE	68
5.6.2. MARÍTIMA	68
5.6.3. AEROGRAVIMETRIA	69
5.7. Separação regional/residual	70
5.7.1. DECIMAÇÃO DO GRID	70
5.7.2. FILTRO DE FREQUÊNCIAS	72
5.7.3. MÉTODO DA SEGUNDA DERIVADA	72
5.8. ESTIMATIVAS DE PROPRIEDADES QUANTITATIVAS DAS ROCHAS	73
5.8.1. ESTIMATIVA DA DENSIDADE	74
5.8.2. ESTIMATIVA DO EXCESSO DE MASSA	76
5.9. Método direto	77
5.10. Inversão	82
5.11. Comentário	84

6. GRAVIMETRIA APLICADA À BACIA BARINAS-APURE	86
6.1. Introdução	86
6.2. Aquisição de dados	87
6.3. Processamento	91
6.3.1. SEPARAÇÃO REGIONAL - RESIDUAL	91
6.3.2. CORREÇÕES	94
6.3.2.1. Correção de deriva instrumental	91
6.3.2.2. Correção de marés terrestres	95
6.3.2.3. Correção de terreno	96
6.3.2.4. Correção <i>free air</i>	97
6.3.2.5. Correção Bouguer	98
6.3.2.6. Anomalia Bouguer	98
6.4. Inversão Gravimétrica	100
6.5. Interpretação Qualitativa	105
6.6. Interpretação Quantitativa	111

7. CONCLUSÃO	121
---------------------	-----

8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	123
--------------------------------------	-----

1. INTRODUÇÃO

O presente trabalho se trata do estudo da geologia da bacia sedimentar de Barinas-Apure com o uso de prospecção gravimétrica, primeiramente foi levantado um estudo geológico da bacia justificando seu potencial exploratório, seguido de uma exposição teórica sobre gravimetria e seus fundamentos físicos e matemáticos, por fim, alguns levantamentos gravimétricos sobre a área de interesse estudada e seus resultados, com êxito do ponto de vista exploratório.

A bacia sedimentar Barinas-Apure está localizada a oeste da Venezuela e a sudeste da cadeia andina de Mérida, sua área é de aproximadamente 95000 km² e sua profundidade chega a 5000 m. Como a maioria das bacias andinas, B.A. foi formada a partir da resposta isostática do embasamento ao soerguimento da Cordilheira dos Andes.

A partir de sua subsidência, se depositaram sedimentos do Cretáceo ao Terciário, constituindo a coluna sedimentar atual. Os principais reservatórios de hidrocarbonetos são formados por depósitos siliciclásticos do Terciário e carbonatos do Cretáceo. A principal rocha geradora é a formação Navay, do Cretáceo superior, rochas geradoras secundárias são encontradas em depocentros mais profundos. O selante mais importante é o Membro Guradulio-Formação Guafita.

Os principais campos produtores da bacia hoje são San Silvestre, La Victória e Guafita. Atualmente existem 433 poços produtores em B.A. para uma exploração iniciada em 1984. Sua produção em 2000 foi de 40.563 milhões de barris,

representando 3.52% da produção total da Venezuela, destacam-se alguns de seus campos como Guafita e La Victória possuem óleo leve de grau API entre 30° e 31°.

É justificável a exploração dessa região com novos levantamentos de prospecção geofísica, tendo em vista seu potencial produtor frente ao seu breve histórico de exploração e produção de petróleo. Como exemplo é apresentado o mais recente levantamento gravimétrico, que associado à magnetometria, dados de poços, sísmica e modelos geológicos anteriores, resultou em descobertas exploratórias promissoras.

2 OBJETIVO

No presente trabalho serão abordados dois temas paralelamente, o estudo de um método de prospecção geofísica, a gravimetria e o modelo geológico da bacia de Barinas-Apure, ambos do ponto de vista da exploração de petróleo.

Inicialmente serão tratados os dois assuntos separadamente, o modelo geológico atual da bacia (**cap 4**) e a teoria gravimétrica (**cap 5**), finalmente será apresentado um estudo de caso, para um levantamento gravimétrico nessa área (**cap 6**), fornecendo uma visão prática do método, ao se aperfeiçoar o modelo geológico já existente através dos dados deste levantamento.

3. MÉTODO DE PESQUISA BIBLIOGRÁFICA

As principais fontes utilizadas no desenvolvimento do modelo geológico da bacia foram conseguidas pela internet no site da PDVSA e algumas publicações da Universidade Simon Bolívar como (Chacín et al., 2005) e (Casas, 2004), mais livros como o (Cordani et al., 2000)

No desenvolvimento teórico do método gravimétrico, entre outras edições de física, foram empregados os livros (Telford, 1990) e (Blakely, 1995), a apostila de métodos potenciais (Buonora, 2006) e algumas publicações da internet.

Para o estudo de caso contribuíram principalmente um artigo da PDVSA assim como (Chacín et al., 2005) e (Casas, 2004).

Foi necessário contatar professores da Universidade Simon Bolívar para conseguir publicações mais específicas da bacia.

4. CONTEXTO GEOLÓGICO DA BACIA

A bacia sedimentar de Barinas-Apure é a terceira maior produtora de óleo da Venezuela. Sua área é de cerca de 95000 km² (Martinez, 1976 *apud* Chacín et al., 2005) e sua profundidade máxima é de aproximadamente 5000 m (González de Juana *et al.*, 1980 *apud* Chacín et al., 2005). Está localizada na porção Oeste da Venezuela, a sudeste da cordilheira andina de Méridas (figuras 1 e 2).

A cordilheira de Méridas, alinhada no sentido NW-SE, é constituída por um bloco soerguido com extensão de 420 km, alcançando cota máxima de 5000 m, formado por conseqüência da convergência do Arco do Panamá com o oeste da América do Sul (Mioceno Superior). O soerguimento dos Andes de Méridas é apontado como causa da subsidência da bacia de Barinas-Apure (Chacín *et al.*, 2005).

A produção de hidrocarbonetos origina-se de reservatórios de depósitos siliciclásticos do Terciário e carbonatos do Cretáceo (Contreras & Torres, 2005).

A bacia Barinas-Apure está localizada a oeste da Venezuela e é definida como uma depressão estrutural do embasamento ígneo-metamórfico pré-cretácico, com uma área aproximada de 95.000 km², onde se depositaram sedimentos do Cretáceo e do Terciário, formando uma coluna sedimentar de aproximadamente 5.000 m de espessura em sua parte central (Almarza, 1995 *apud* Intevep, 1994). Limita-se a noroeste pela Cadeia dos Andes Venezuelanos, ao norte pela prolongação ocidental da Serra Interior Central, a leste e nordeste pelo Arco de El Baúl e a sul por um alto

gravimétrico situado entre os rios Apure e Arauca, que a separa dos Campos Colombianos (Barrios *et al.*, e Hurtado *et al.*, 2006) (figura 2).

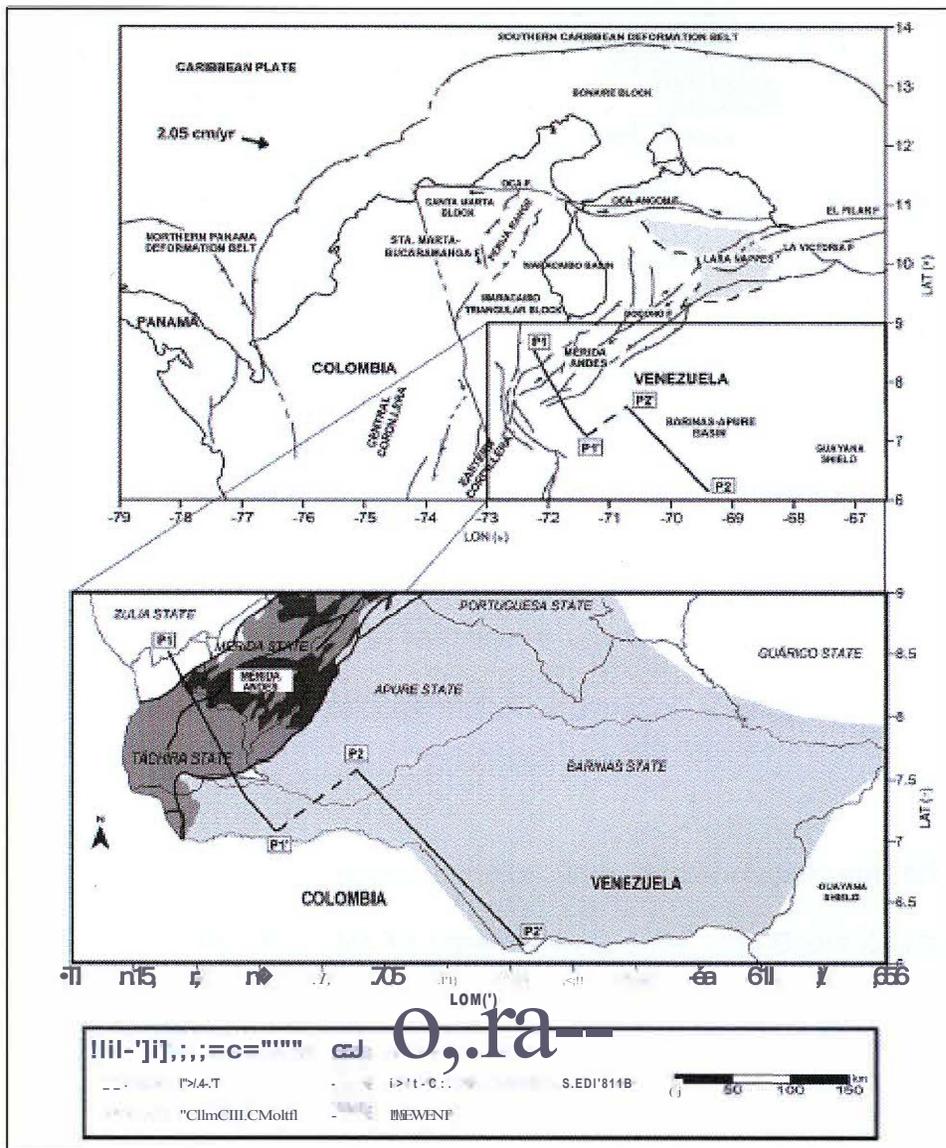


Figura 1 - A - Tectônica regional presente no NW da América do Sul. São mostradas a localização da Cordilheira Andina de Mérida, bacia Barinas-Apure e seção P1-P2. **B** - Mapa geológico simplificado de estudo de área (após Case *et al.*, 1990), descrevendo uma semelhança regional entre a superfície geológica e unidades aflorantes na Sessão P1-P2. (Chacín *et al.*, 2005)

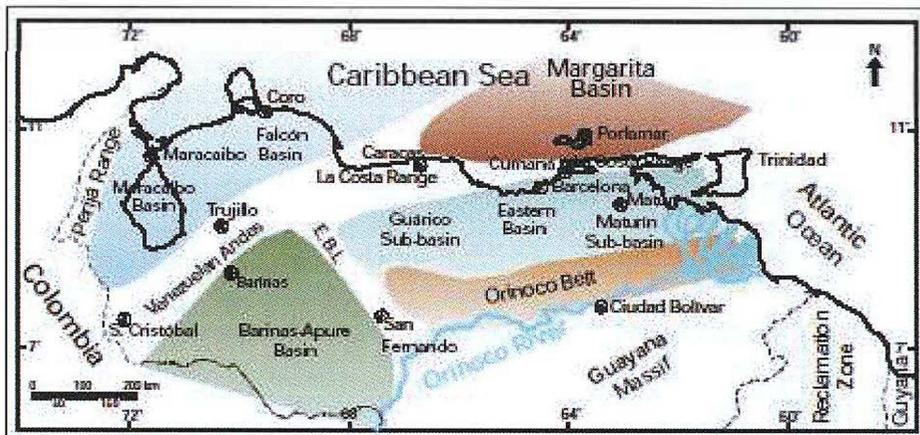


Figura 2: *Províncias sedimentares das bacias petrolíferas da Venezuela (Pérez de Mejía, et al., 1980). E. B. L. = El Baú/ Uneament (Arco de E/ Baú), e limites orientais da bacia Barinas-Apure (We/1 Evaluation Conference, 1997).*

A bacia em seu estado atual é pronunciadamente assimétrica, com um flanco meridional suavemente inclinado a noroeste e um flanco setentrional marcado por afloramentos de rochas pré-cretácicas muito deformadas (Gonzáles de Juana *et al.*, 1980 *apud* Barrios *et al.*).

A estrutura interna da bacia permite uma diferenciação em três setores claramente definidos, denominados Monoclinal Nororiental, Sub-Bacia de Capitanejo e Arco de Mérida. Este último constitui uma zona alta na bacia, com uma importância econômica muito particular, já que todas as acumulações petrolíferas encontram-se nesta área (Barrios *et al.*).

A bacia Barinas-Apure inclui, na realidade, duas sub-bacias menores, que Feo Codecido (1972), (*apud* Barrios *et al.*), designou como sub-bacia de Barinas, que ocupa as maiores extensões nos estados de Barina e Apure; e a sub-bacia Uribante, situada na parte ocidental do Estado de Apure. Essas bacias são separadas por um alto

regional de magnitude relevante, o Arco de Santa Bárbara, que na bacia constitui uma extensão do Maciço de Colorado (Gonzáles de Juana *et ai.*, 1980 *apud* Barrios *et ai.*).

A configuração atual da bacia deve-se à evolução do Sistema Andino, cujo levantamento principal iniciou ao final do Mioceno e que constitui hoje a separação da bacia de Maracaibo. Uma atividade tectônica entre o Neo-Cretáceo e o Eoceno médio afetou a bacia, originando falhas e altos estruturais limitados por falhas. Esta tectônica compressional começou a intensificar-se durante o Mioceno médio - Plioceno, como resultado do levantamento andino, o qual continuou durante o Plioceno Superior - Pleistoceno. As estruturas de hidrocarbonetos nesta área estão controladas tanto pelas estruturas extensionais, quanto pelas estruturas compressivas do Neo-Cretáceo - Eoceno Médio e Mio - Plio/Pleistoceno (Hurtado *et ai.*, 2006).

4.1. Estratigrafia

4.1.1. EVOLUÇÃO ESTRATIGRÁFICA DA BACIA DE BARINAS-APURE

As unidades basais que existem na bacia de Barinas-Apure correspondem a um embasamento pré-cretácico ígneo-metamórfico, que pode ser correlacionado com rochas aflorantes nos Andes e nos maciços de El Baúl e Guayanés. Os depósitos sedimentares desta bacia compreendem unidades cujas idades vão desde o Cretáceo até o Recente, observando-se a ausência do Paleoceno, Eoceno e parte do Eoceno médio (figura 3).

A partir do período Jurássico, depositaram-se em quase todo o ocidente da Venezuela, sedimentos vermelhos encontrados na Formação La Quinta. Porém, como o alto de Mérida manteve-se emerso durante esse período, não foi possível que estes sedimentos se depositassem na bacia e nem nas Formações Rio Negro e Apón. Somente durante o final do Albiano, quando os mares transbordaram o Alto de Mérida, houve deposição de sedimentos do Cretáceo, que em ordem ascendente estão representados pelas formações Aguardente, Escandalosa, Navay e Burgüita (Ramirez, 2004).

Em torno do início do Neocretáceo (Cenomaniano), a área ficou sujeita à sedimentação marinha rasa, representada pelas areias basais e carbonatos de ambientes rasos da Formação Escandalosa, e folhelhos dos membros La Morita e Quevedo da Formação Navay, as quais estão sob a Formação Burgüita.

A Formação Aguardente (Albiano - Cenomaniano) compõe-se de arenitos marinhos costeiros, com uma maior influência de elásticos originados no Escudo de Guyana ao sul. Entretanto, a Formação Escandalosa, do Cenomaniano-Turoniano, compõe-se de arenitos maciços, glauconíticos, quartzosos, com quantidades menores de folhelhos. A Formação Escandalosa é subdividida em várias unidades informais, denominadas unidades "O", "P", "R" e "S, além disso, também são reconhecidas três unidades adicionais "J", "K" e "L". As espessuras variam de 150 a 427m através de todas as seções conhecidas da Formação Escandalosa, e seus arenitos (Membro P) são considerados entre os de maior importância petrolíferas na bacia Barinas-Apure (Léxico Estratigráfico da Venezuela, 1997).

O Membro "O" é um horizonte tido como marco estratigráfico regional da bacia, estendendo-se desde o oeste até o Lineamento Uribante, onde é conhecido como Membro Guayacán da Formação Capacho, e a leste da sub-bacia de Guárico, onde é conhecido como o Membro Infante da Formação Tigre. (Zilberberg y Asociados, 1993).

Durante o Campaniano - Maastrichtiano seguiu-se o período de máxima transgressão (Formação Navay). A regressão subsequente não se produziu de modo imediato; porém, durante o Campaniano, depositaram-se camadas glauconíticas e fosfáticas, indicativas de um período de sedimentação reduzida. Passado este intervalo de tempo, depositaram-se folhelhos marinhos da Formação Colón sobre a maior parte da Venezuela Ocidental. Somente na região meridional (Bacia de Barinas), pode se diferenciar uma província sedimentar com maior influxo de areias derivadas do Cratón de Guyana, a qual corresponde a Formação Burguita, na subprovíncia de Uribante.

Entre o Cretáceo e os sedimentos suprajacentes do Eoceno existe um hiato, o qual representa um levantamento e erosão, ou não sedimentação, das rochas do Paleoceno ao Eoceno inferior. Diretamente sobre essa discordância encontra-se a Formação Gobernador, que consiste de arenitos quartizosos com estratificação cruzada, conglomerados e folhelhos carbonosos, em camadas de espessura variável. Esta Formação pertence ao Eoceno Médio e é considerada uma seqüência transgressiva que vai desde paleo ambientes flúvio-deltáicos, em sua base, a paleo ambientes marinhos costeiros, no topo. Sobre a Formação Gobernador encontra-se a Formação Masparrito, a qual em algumas localidades é constituída 80% por calcáreos biogênicos, indicativos de um antigo ambiente de sedimentação em uma plataforma

costeira superficial (Léxico Estratigráfico da Venezuela, 1970; em González de Juana *et ai.*, 1980).

Uma sucessão de folhelhos e arenitos bem cimentados, conhecidos como Formação Paguey, quando não estão depositados sobre o calcáreo da Formação Masparrito (quando presente), estão em contato com a Formação Gobernador.

O paleo ambiente de sedimentação da Formação Paguey pode ser considerado misto, com antigos depósitos continentais e marinhos presentes. A idade destas camadas é atribuída ao Eoceno Superior, enquanto que o topo da formação está limitado por uma discordância do Eoceno Mioceno, com as camadas do Eoceno Superior e as do Oligoceno erodidas ou não depositadas (Léxico Estratigráfico de Venezuela, 1970; González de Juana *et ai.*, 1980).

Os depósitos continentais da Formação Parángula, a qual é considerada de idade Eoceno-Oligoceno/Mioceno (MINPRO, 1997), encontram-se sobre a discordância do Oligoceno-Mioceno médio.

A Formação Rio Yuca ocorre sobre a Formação Parángula e, na maioria das localidades, o contato é considerado como uma discordância angular. Ambas as formações são de origem continental e (Parnaud *et ai.*, 2005), os considera como antigos depósitos molássicos. Os depósitos continentais da Formação Guanapa do Pleistoceno estão presentes como o topo da seqüência sedimentar, onde os sedimentos do recente não os cobriram (figuras 3 e 4).

4.1.2. DESCRIÇÃO LITOLÓGICA DAS PRINCIPAIS FORMAÇÕES DA BACIA DE BARINAS-APURE

Formação Escandalosa: É composta por arenitos maciços, quartzíticos e com glauconita, e quantidades menores de folhelhos negros com carbonato.

Formação Aguardente: É formada basicamente por arenitos calcáreos duros, de granulometria variável e estratificação cruzada, com ocorrência local de glauconitas e intercalações de folhelhos micáceos e carbonáticos.

Formação Navay: É composta por folhelhos silicosos, de friáveis a não friáveis, moles, duros, quebradiços; folhelhos tripolíticos muito porosos, algumas fanitas não porosas, lenticulares e folhelhos calcáreos. Como constituintes menores da formação, se apresentam arenitos lenticulares de granulometria angular, calcáreos a silícios.

Formação Guafita: É composta por uma alternância de arenitos: grauvacas quartzíticas e arcossianas, folhelhos, argilitos, siltitos e algumas camadas delgadas de lignito.

Formação Parángula: Na superfície desta formação predominam os conglomerados lenticulares de granulometria grossa; arenitos de granulometria em camadas mássicas ou com estratificação cruzada, localmente glauconíticos; limonitas e lodolitas. Em subsolo, a litologia é similar, porém com a ausência de conglomerados.

Formação Rio Yuca: É composta principalmente por conglomerados de granulometria grossa (25%), em camadas maciças; arenitos de granulometria média a grossa, maciços, com estratificação cruzada, localmente caoliníticos, moles a duros, micáceos, argilosos.

Formação Carbonera: É composta principalmente de argilitos e folhelhos, irregularmente estratificados, com arenitos argilosos de 5 a 10 metros de espessura. A formação contém camadas de lignito e algumas unidades com *Hannatoma* (González de Juana, *et ai.*, 1980).

Formação Burguita: Esta formação é composta por arenitos micáceos, siltíticos, parcialmente glauconíticos e frequentemente calcáreos, friáveis, de granulometria fina e interlaminações de folhelhos e argilitos.

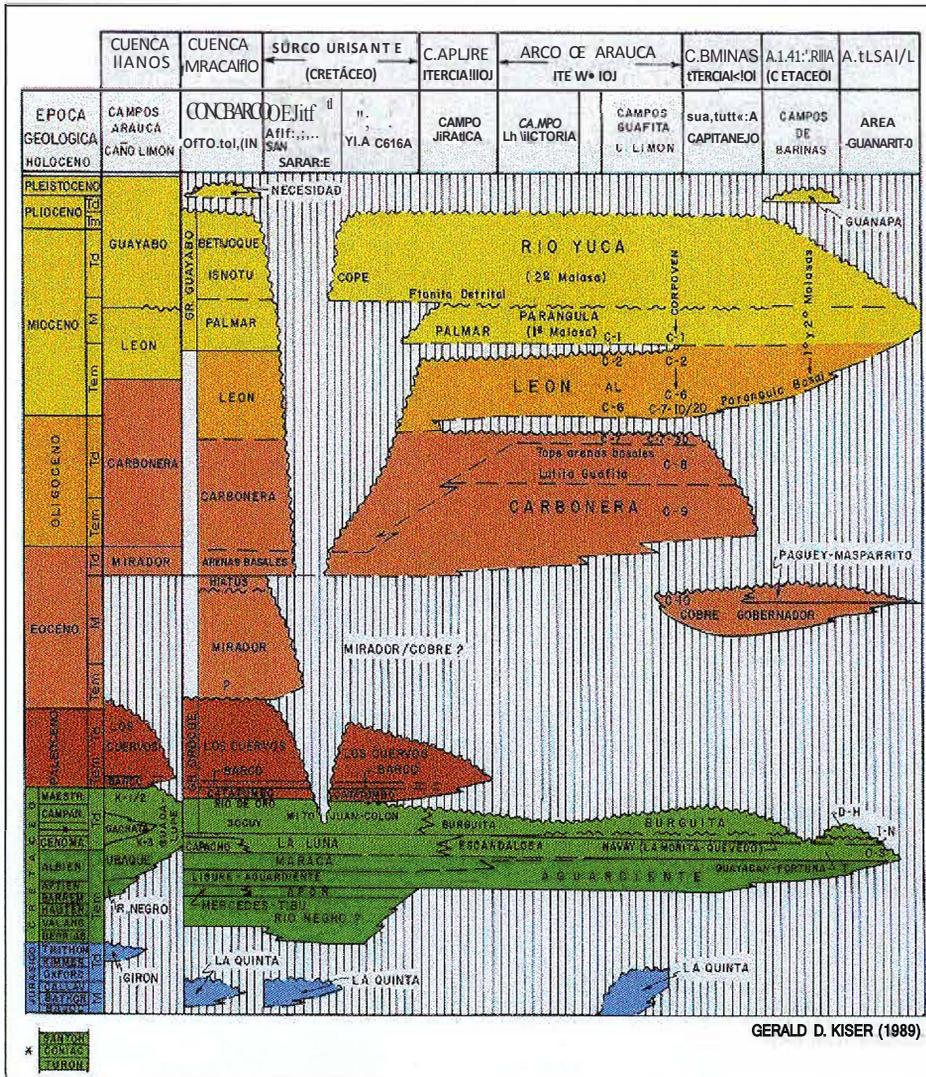


Figura 3: Quadro de correlação bioestratigráfica da Bacia de Barinas-Apure.

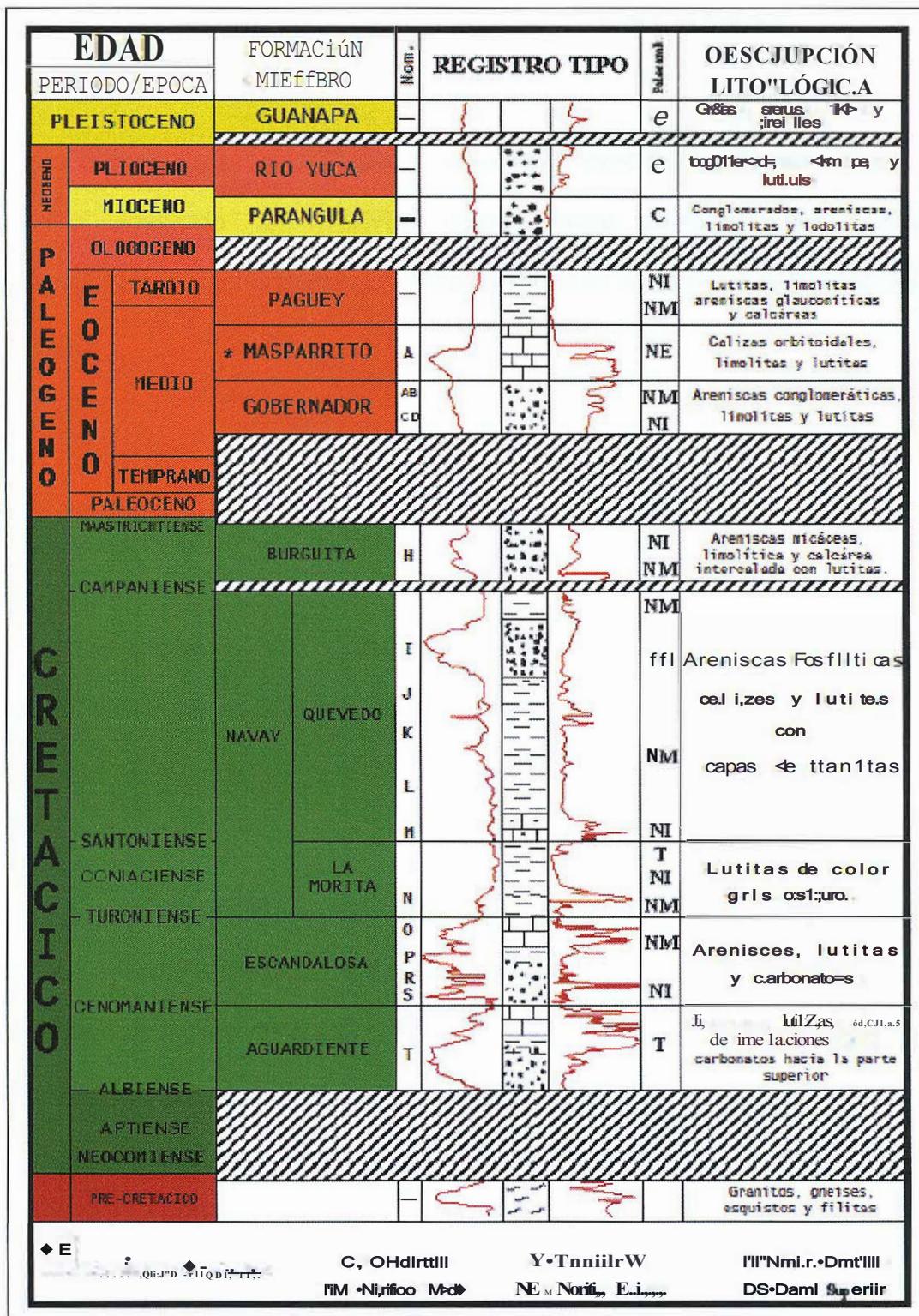


Figura 4: Coluna estratigráfica de la bacia de Barinas.

4.1.3. ESTRATIGRAFIA DE SEQÜÊNCIA NA ÁREA DA BACIA DE BARINAS-APURE.

Em um estudo sobre a "Análise Geológica Integrada das Bacias de Barinas e Maracaibo" realizado por INTEVEP (1984), foram definidas cinco seqüências estratigráficas com base nas seções litoestratigráficas e sísmicas realizadas na área estudada:

Seqüência A:

Compõe-se pela Formação Aguardente (membro 'T') e pelo folhelho "S" da Formação Escandalosa, e sua sedimentação ocorre em uma plataforma marinha de margem passiva. A base desta seqüência define a primeira ocorrência de rochas sedimentares sobre o embasamento. O intervalo acima do embasamento, composto de arenitos e carbonatos, marca uma transgressão durante o final doAlbiano.

As areias e carbonatos, da seqüência "A", são interpretadas como um trato de sistemas transgressivo. Os carbonatos depositados sobre as areias da base representam depósitos de plataforma que foram acumulando-se à medida em que a subida do nível do mar deslocou a fonte de elásticos terrígenos para o sul, e reduziu o fluxo dos mesmos para a plataforma. Com o aumento do nível do mar, a plataforma carbonática da Formação Aguardente ficou submersa em sua totalidade. Quando o mar alcançou seu nível máximo, a taxa de sedimentação da plataforma marinha reduziu-se a seu nível mínimo, resultando na deposição de uma seção condensada de folhelhos fosfáticos e glauconíticos de cores escuras. Desta maneira depositou-se o membro "S"

da Formação Escandalosa. O folhelho "S" é uma unidade lateralmente contínua que mantém uma espessura constante na área tradicional de Barinas e sendo interpretado como a superfície condensada que define a superfície de máxima inundação no topo do Trato de Sistemas Transgressivos da Formação Aguardente. Os dados bioestratigráficos conferem ao folhelho "S" uma idade do início do Cenomaniano.

Imediatamente, por cima do folhelho "S", em contato abrupto, encontra-se a série das arenitos "R", passando de uma granulometria muito fina no folhelho "S", a uma mais grossa na parte basal das areias "R". Esta mudança se interpreta como produto de uma migração abrupta de fácies perto do continente, marcando um limite de seqüência na base destas areias. Este limite de seqüência representa o topo da seqüência "A".

Seqüência B:

Os arenitos "R", na base da seqüência "B", são de granulometria fina sobre o limite inferior da seqüência, passando a uma granulometria mais fina acima. Devido a este caráter granodecrescente, os arenitos "R" interpretam-se como grupos de parasequências retrogradacionais depositadas no topo do limite da seqüência durante uma transgressão marinha. As mesmas estão representadas, de baixo para cima, pelos arenitos "R3", "R2" e "R1" da série das areias "R", separadas entre si por camadas de folhelhos. O arenito "R3" é lateralmente contínuo na área tradicional de Barinas, contudo, sem se encontrar saturado de água em quase toda esta zona.

A tendência de decréscimo da granulometria e adelgaçamento na série das areias "R" se inverte a partir de R1, convertendo-se a seção mais espessa e de granulometria mais grossa para cima, sendo este o critério para separar as areias "R" das "P", sobrejacentes. Interpreta-se esta mudança para arenitos mais grossos e em camadas espessas, como uma mudança de uma sedimentação transgressiva durante a deposição das areias "R" para uma sedimentação de nível alto durante a deposição das areias "P".

A camada de folhelho relativamente espessa que separa as parasequências dos arenitos "R" dos "P", se interpreta como a Superfície de Máxima Inundação que marca a máxima transgressão da linha de costa para o sul, sobre o Escudo de Guyana. Ao finalizar este evento, a linha de costa começou a progradar para o norte. A progradação de clastos marinhos marginais sobre a plataforma resultou em "downlap" de fácies arenosas sobre a Superfície de Máxima Inundação que cobre os arenitos "R".

Seqüência C:

O limite inferior desta seqüência corresponde a uma discordância do tipo 2 (superfície onde não há nem deposição e nem erosão), que se produziu ao cair o nível eustático no final do Cenomaniano, logo que se depositou o topo dos arenitos "P", aos quais se atribuem a uma sedimentação de Mar Alto. Posteriormente, o nível do mar começou a subir de novo, produzindo uma transgressão e a deposição de sedimentos marinhos em "onlap" sobre o limite de seqüência. Os primeiros sedimentos sobre este limite de seqüências são areias e folhelhos. À medida em que o nível do mar subiu, a

costa elástica foi deslocada para o sul, e o influxo de sedimentos elásticos em direção a plataforma foi enormemente reduzido. O resultado foi uma mudança para uma sedimentação carbonática marinha na plataforma, correspondente a unidade "O". A unidade "O" é formada por várias litologias que incluem areias, folhelhos, calcários, dolomita e traços de anidritas. Os sedimentos transgressivos da unidade "O" depositaram-se em uma série de parasequências carbonáticas separadas por camadas de folhelhos arenosos, glauconíticos e fosfáticos. As camadas de folhelho se interpretam como produto de pulsos de quarta ordem no nível relativo do mar, o que levou a uma acumulação relativa de sedimentos siliciclásticos e à não deposição de carbonatos. Após essas pulsações, a produção de carbonatos se inicia de novo na plataforma e, desta maneira, outra camada de carbonatos depositou-se. O seguinte pulso elevou rapidamente o nível do mar, formando uma superfície basal transgressiva menor, no topo das capas carbonáticas, depositando folhelhos arenosos e glauconíticos. Este processo repetiu-se ritmicamente em toda a área da Bacia Barinas, depositando uma série alternada bem definida de capas carbonáticas e lutíticas dentro da unidade "O".

Uma rápida subida do nível do mar ao final do Cenomaniano e início do Turoniano Inferior, inundou a plataforma e interrompeu a produção de carbonatos de maneira permanente. Criou-se, assim, uma superfície de não deposição, forçando as fontes elásticas para o sul. Estabeleceram-se condições de sedimentação muito escassas no topo da plataforma carbonática, desenvolvendo-se uma sessão condensada, formada pelos folhelhos fosfáticos, ricos em matéria orgânica, do Membro La Morita da Formação Navay. A base do membro La Morita se interpreta como uma superfície de

Máxima Inundação, correlacionável com a superfície de 91,5 Ma. Os dados bioestratigráficos indicam, na base de La Morita, uma idade Turoniano Inferior, consistente com a deste evento de máxima inundação. O topo da seqüência "C" corresponde à discordância erosional que está no topo do Membro Quevedo da Formação Navay e sobre a qual se depositou a Formação Burguita.

Seqüência D:

Esta seqüência é composta pela Formação Burguita. O limite superior da seqüência é uma discordância de origem tectônica. A idade deste evento localiza-se entre o Maastrichtiano e o Eoceno Médio, e sua origem poderia estar relacionada a um evento contemporâneo, ocorrido ao sul da Colômbia, produto da colisão ocorrida entre as placas da América do Sul e Nazca no Maastrichtiano, ao lado das costas colombianas.

Seqüência E:

Esta seqüência, que se deposita sobre a discordância que limita as seqüências D e E, começa com a Formação Gobernador de idade Eoceno médio, continua com a sedimentação da Formação Masparrito, e por último com a Formação Paguey, a qual constitui a seção condensada desta seqüência de tipo transgressiva. O evento que ocasionou a transgressão de Gobernador sobre a superfície erosional do Eoceno Médio, interpreta-se como a primeira etapa da subsidência da bacia antepaís.

Seqüência F:

Está composta pela parte superior da Formação Paguey e toda a Formação Parángula, que está constituída por sedimentos molássicos¹ que se depositaram em uma bacia antepaís.

4.2. Geologia Estrutural

A Bacia de Barinas-Apure constitui-se por uma depressão de forma alargada e assimétrica, que se estende desde a antefossa andina, ao norte, até as planícies situadas entre os rios Apure e Arauca a sudeste, com orientação aproximada de N40° E, paralela a cordilheira andina venezuelana. A dobra na borda sul da bacia é suave com mergulhos não maiores que 5° (Chacín *et al.*, 2005), como pode ser visto na Figura 5.

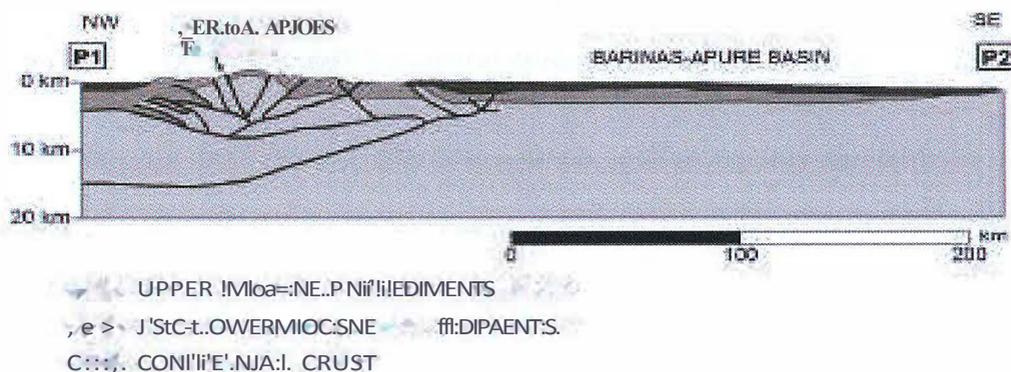


Figura 5 Perfil esquemático NW-SE da região da Bacia de Barinas-Apure, destacando a Cordilheira Andina de Méridas.

Em seu estado atual, a bacia é assimétrica, com um flanco meridional suavemente inclinado a noroeste e um flanco setentrional marcado por afloramentos de rochas pré cretácicas muito deformadas (Gonzáles de Juana, *et ai.*, 1980).

A configuração atual da bacia deve-se principalmente à evolução do Sistema Andino, cujo soerguimento principal começou por volta do final do Mioceno e constitui hoje a separação da bacia de Maracaibo. Sua estrutura é resultado de forças tectônicas que atuaram durante o Mio-Plioceno, sobre falhas estruturais mais antigas (Cretáceo Superior), contemporâneas à orogênese Laramidiana. As fraturas mais antigas têm papel muito importante e decisivo na geologia do petróleo da bacia.

As acumulações de hidrocarbonetos na área são controladas tanto por estruturas extensionais como por compressivas do Cretáceo Superior - Eoceno Médio e Mio-Plio-Pleistoceno. Segundo (Figuerola, *et ai.*, 1994), a seqüência cretácica encontra-se presente em toda a área, diminuindo sua espessura a sul e nordeste. A seqüência Eoceno Médio e Eoceno Médio a Superior alcança máxima espessura ao norte e afina por erosão no sul e sudeste, a seqüência Oligo-Mioceno inferior se acunha a nordeste e a seqüência Mioceno Médio Peistoceno apresenta erosão ao norte.

Também se reconhecem diferentes fases tectônicas que definem as principais falhas estruturais, sendo as mais comuns falhas normais e inversas com dobras associadas, a maioria de baixo ângulo. As fases tectônicas são as seguintes:

Quadro 1 - Fases tectônicas que definem as principais falhas estruturais relacionadas à bacia de Barinas-Apure.

Fase Distensiva	Jurásico - Neo-Cretácico	associada à etapa de margem passiva que afetou o norte da Venezuela neste período, o estilo estrutural é predominantemente normal com uma orientação NO-SE.
Fase Compressiva	Neo-Cretácico - Paleoceno - Eoceno Inferior	relacionada à orogênese dos Andes Centrais Colombianos, origina falhas inversas de orientação NO-SE, assim mesmo ocorre a reativação de muitas falhas normais geradas na fase anterior.
Fase Distensiva	Eoceno Inferior a Media	afetou as unidades cretácias e a parte inferior do Eoceno Media, o falhamento é normal com direção NE-SO.
Fase Compressiva	Eoceno Medio	associado provavelmente à chegada dos nappes ao norte da Venezuela, origina predominantemente falhas inversas de orientação NO-SE.
Fase Distensiva	Eoceno Médio a Superior	o falhamento originado durante esta fase, tem orientação preferencial NE-SO e afeta as seqüências cretácicas e Eocenas.
Fase Compressiva	Eoceno Superior	associada provavelmente ao último empurrão dos nappes e ao início do levantamento dos Andes Orientais Colombianos. Origina falhamento inverso com orientação preferencial E-O, NE-SO.
Fase Compressiva	Mioceno media a Recente	associada ao soerguimento dos Andes e vigente até hoje em dia, gera falhas inversas de direção NE-SO, que cortam toda a seção estratigráfica. Durante essa fase orogênica se reativaram e inverteram estruturas preexistentes e a bacia adquiriu a configuração atual.

Do ponto de vista tectônico, o regime extensional que se desenvolveu no Neocretáceo e Eoceno médio a final repercutiu na formação e evolução de falhas normais em toda a bacia. Eventos compressivos manifestados na formação de dobras, falhas inversas e, em consequência, de altos estruturais, mostram maior intensificação nas deformações presentes ao longo da seqüência cretácica.

Em geral, pode-se observar na área sistemas de falhas em duas direções principais Sudeste e no sentido Nordeste que marcam o desenvolvimento das principais falhas em subsolo. Nesse sistema, a maioria das falhas orientadas no sentido Nordeste forma um padrão de falhas normais que revelam o caráter distensivo na área, manifestado provavelmente durante o Eoceno médio a final, e o comportamento das falhas orientadas no sentido Sudeste refletem um período compressional associado a orogênese andina que dá origem a formação de estruturas dobradas e sistemas de falhas inversas observadas ao longo da seqüência (Figueroa *et al.*, 1994).

Ramirez A., (2004), determinou que as falhas estruturais mais ressaltantes nos campos Hato Viejo y Sinco são: O alto onde se encontra o poço SIN-77, o qual pode ser descrito como um anticlinal assimétrico, e se encontra delimitado a leste pela falha inversa do SIN-27 e a oeste pela falha do SIN-4. Em uma seção realizada ao longo do campo de Sinco, com direção preferencial SE/NW, observa-se a presença de um conjunto de falhas principais, em sua maioria normais, seu salto vertical tem papel importante na delimitação dos diferentes depósitos. A falha de SIN-1 constitui um sistema de falhas paralelas cuja componente transcorrente torna difícil a definição de sua componente vertical. Esta falha passa de normal a inversa ao longo de seu traço. A

falha de SIN-61 é uma falha inversa que mergulha para norte que finaliza até o sul mudando seu sentido normal.

Ao sul do campo de Sinco encontra-se um gráben ou fossa tectônica de pouca extensão, o qual possivelmente foi originado durante uma das fases distensivas do Eoceno, que está representado por um falhamento normal com direção preferencial NE-SO, afetando as seqüências cretácicas e terciárias (Figuroa *et al.*, (1994) *apude* Ramirez (2004)). Sua formação poderia estar ligada a uma compensação dos esforços que originaram o alto do SIN-77. Na área onde se situa o poço SIN-59 encontra-se umas das estruturas mais importantes desses campos, conhecida como o alto de SIN-59.

4.3. Geologia Histórica

A bacia sedimentar Barinas-Apure fica a oeste da Venezuela e a sudeste da Cordilheira Andina de Mérida (CAM), cadeia esta que se formou da convergência do Arco do Panamá com o oeste da América do Sul no final do Mioceno, o soergimento de CAM constitui a mais provável causa da subsidência da bacia. É um exemplo clássico de uma complexa bacia formada num ambiente de atividade tectônica intensa e diversificada. Ainda não há estudos quantitativos estabelecendo a relação entre a rigidez flexural da placa Sul Americana durante a existência da bacia e a morfologia da cadeia de montanhas.

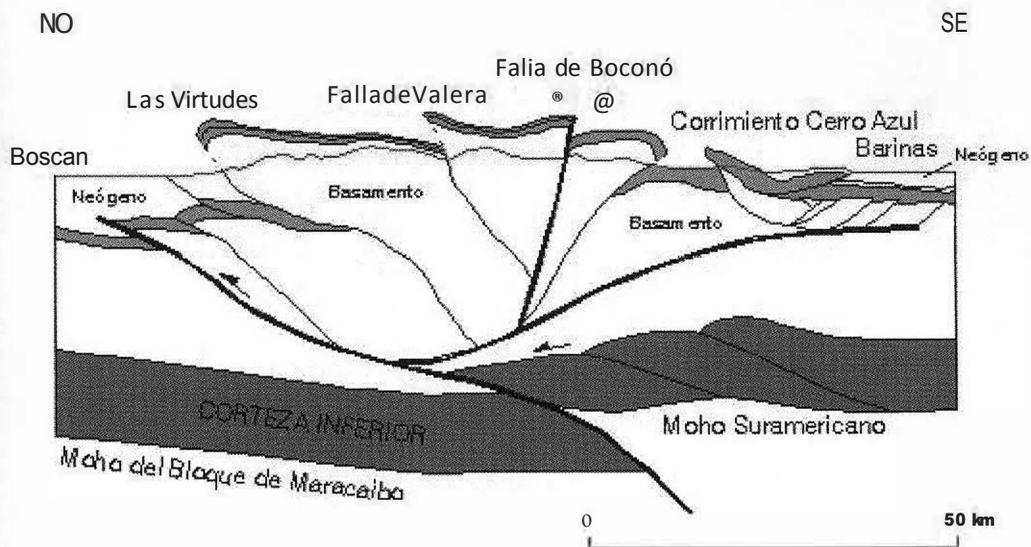


Figura 6: Sistema de falhas da cordilheira (modificado de Coletta *et al.*, 2004)

Modelo Tectônico

Atualmente, o mosaico tectônico do noroeste da América do Sul é composto por três placas litosféricas principais: as placas do Pacífico: Nazca e Caribenha e a placa da América do Sul margeada nessa região pelo Arco Continental da Guiana incluindo o Bloco Andeano do Norte, como mostra a figura abaixo.

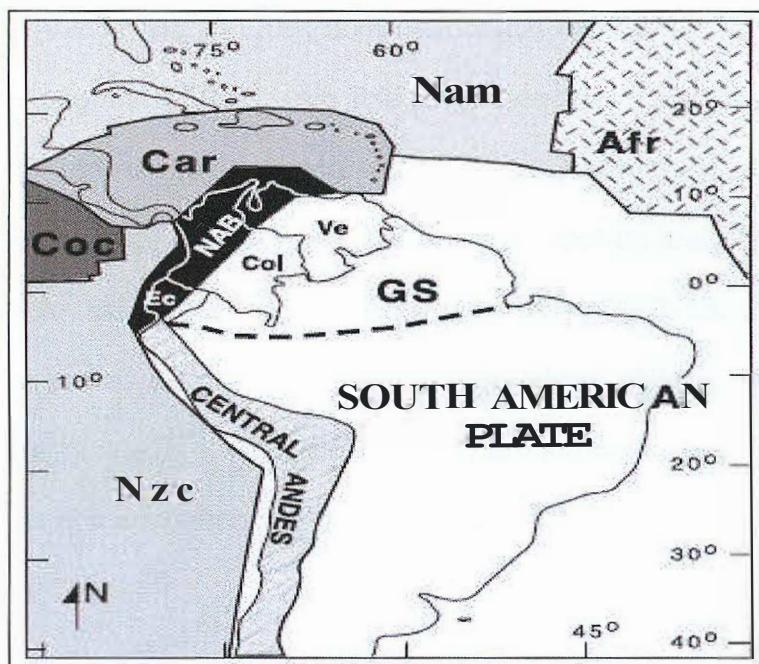


Figura 7: *Tectônica da América do Sul, NAB = Bloco Andino do Norte, Car = Placa Caribenha, Nzc = Placa do Pacífico, Nam = Placa Norte Americana, Afr = Placa Africana, Gs = Arco da Guiana, Ec, Col, Ve = limites geográficos do Equador, Colômbia e Venezuela respectivamente.*

A evolução tectônica da bacia Barinas-Apure pode ser reduzida a três estágios principais. O primeiro estágio foi a fase extensional da bacia, ocorrida no Jurássico devido ao rifteamento da Pangea. Foram então gerados meio grábens orientados a sudeste, os quais se tornaram horsts na fase compressional durante o soergimento da Cordilheira Andina de Méridas (e.g Audemard, 1991; Audemard and Audemard, 2002).

O segundo estágio durou até o início do Mioceno, correspondeu a uma fase de pré-deformação andina, dominada por sedimentação pós-rifte e séries de ciclos eustáticos afetados por alguns eventos tectônicos. No início do Cenomaniano, o soergimento da Cordilheira Central da Colômbia e o começo da subducção (subducção continental-continental) no flanco oeste, criaram a bacia original de anti-

país no oeste da Venezuela (WVFB), compreendendo hoje as bacias de Maracaibo e Barinas Apure (Audemard, 1991). No final do Paleoceno, Lara Nappes começou a cavalgar sobre o norte da bacia de Maracaibo (e.g. Audemard, 1991; Parnaud et al., 1995), definindo o começo de uma margem tectônica ativa na área. Durante o final do Eoceno e o início do Oligoceno, a subsidência da WVFB foi afetada por uma reorganização de placas e uma maior compressão lateral oblíqua na borda da placa Caribenha-Sul Americana (e.g. Audemard, 1991; Parnaud et al., 1995), juntamente com o soerguimento local e a mudança no regime de variação do nível do mar (Young et al., 1956).

O último estágio é representado pela deformação e soerguimento andino relacionado com a convergência oblíqua do arco do Panamá com o noroeste da América do Sul, que começou no final do Mioceno e dura até hoje (e.g. Mann and Burke, 1984; Eva et al., 1989; Mann et al., 1990; Audemard and Audemard, 2002). Depois de um pulso orogênico no início do Mioceno, a compressão causou um breve soerguimento na CAM no Plioceno-Quaternário (e.g. Mann et al., 1990; Audemard and Audemard, 2002) resultando na divisão da WVFB em duas bacias: Maracaibo, a noroeste, e Barinas-Apure a sudoeste (e.g. Mann et al., 1990; Audemard, 1991; Audemard and Audemard, 2002).

A neotectônica presente no oeste da Venezuela é complexa devido ao grande número de interações entre blocos adjacentes e crosta, além do fato de a localização exata da borda da placa Caribenha-Sul Americana ser controversa devido a essa complexidade tectônica. Por hora, existem dois modelos vertentes para sua localização. De acordo com Audemard e Audemard (2002), a borda tem 600 Km e está

localizada entre a falha NE-SW de Boconó e a falha E-W de Oca-Ancón e é composta de um número de blocos independentes da placa contígua. Já a interpretação de Van der Hilst e Mann (1994), baseada em tomografia sísmica, prevê que a borda está localizada no Cinturão de Deformação Sul Caribenho (SCDB).

Estudos recentes com o uso de GPS indicam que um drift na direção leste da Placa Caribenha que se afasta da Placa Sul Americana a uma taxa de $2,05 \pm 0,2$ cm/ano (Pérez et ai., 2001). Apesar de muitos autores concordarem que a principal borda entre as duas placas é uma falha right-lateral strike-slip (RLSS) (e.g. Bell, 1972; Pindell and Dewey, 1982; Sykes et ai., 1982; Freymueller et ai., 1993; Kellog and Veja, 1995), o movimento relativo das placas se torna mais complexo próximo ao oeste da Venezuela, devido a processos de subducção (Van der Hilst and Mann, 1994; Malavé and Suárez, 1995; Pérez et ai., 1997; Taboada et ai., 2000; Audemard and Audemard, 2002). De fato, estudos sismológicos descrevem um soerguimento de strike NE de uma porção da litosfera caribenha, sofrendo subducção ao norte da Colômbia e NW da Venezuela, a uma profundidade de aproximadamente 150 Km (Malavé and Suárez, 1995; Pérez et ai., 1997). Adicionalmente outra elevação de strike E-W está sofrendo subducção abaixo dos blocos de Maracaibo e Bonaire na região do SCDB (e.g. Taboada et ai., 2000; Audemard and Audemard, 2002).)

Neste modelo tectônico regional, o acomodamento de CAM devido ao esforço compressional dominante dado pelo encurtamento NW-SE e pelo movimento RLSS ao longo da falha de Boconó (e.g. Giegengack, 1984; Pérez et ai., 2001; Audemard and Audemard, 2002), que se distribui sobre 500 Km ao longo do eixo longitudinal de CAM para se juntar ao strike E-W da falha de San Sebastian-El Pilar.

4.4. Geologia do Petróleo

4.4.1. SISTEMA PETROLÍFERO

Na superfície de 95 mil km² da bacia de Barinas-Apure existem 433 poços ativos, com uma capacidade de produção de 145 milhões de barris de óleo por dia. Em 2000 a produção foi de 40,6 milhões de barris por dia, isso representa 3,5% do total venezuelano. No campo de Guafita, o primeiro poço descoberto foi perfurado em fevereiro e março de 1984, pela Corpoven S.A. (Chigne et ai. 1999).

As duas áreas petrolíferas da bacia encontram-se na sub-bacia Barinas, localizada no sudoeste da Venezuela. No Estado de Barinas, ao sul da cidade de Barinas, a produção de óleo é concentrada numa área de aproximadamente 314 km², que incluem os campos de Caipe, Estero, Hato, Maporal, Palmita, Silvan, Mingo, Paez, Silvestre e Sinco. Na área de Apure, na divisa com a Colômbia temos os campos de La Victoria e Guafita (López et ai., 1998).

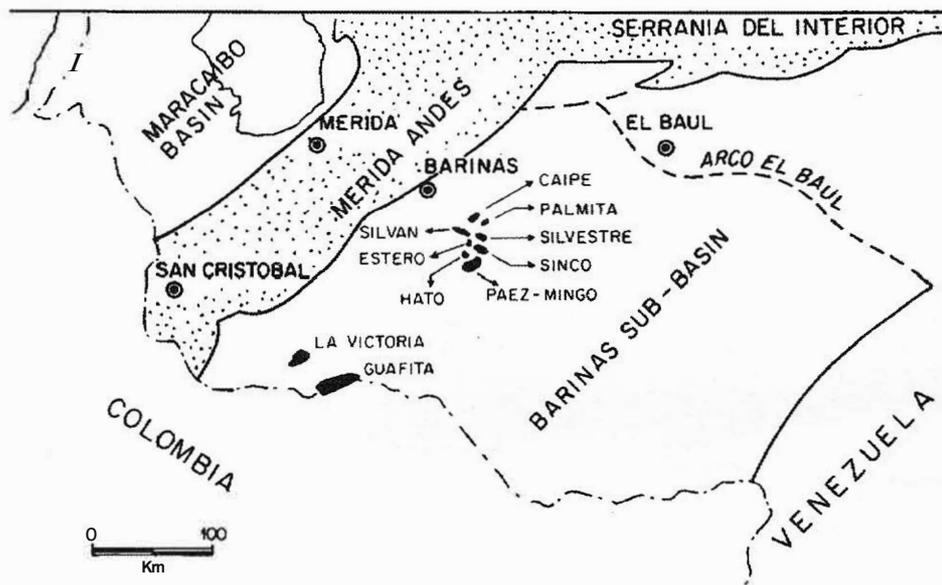


Figura 8: Localização da área de estudos - Sub-bacia Barinas (López et al. 1998).

A rocha geradora por excelência é a Formação Navay, de idade Neo Cretácea, cuja fácies são equivalentes, lateralmente, às da Formação La Luna. Há ainda rochas geradoras de importância secundária no Grupo Orocué (Formação Los Cuervos), que está sozinha em deposições mais profundas, associado com acumulações de grandes espessuras devido ao soergimento andino.

Os principais reservatórios elásticos (terrigenos) são compostos pelas formações Escandalosa e Burgüita (Cretáceo), Grupo Orocué (Paleoceno), Mirador e Membro Arauc da Formação Guafita (Eoceno-Oligoceno). Os reservatórios carbonáticos mais relevantes são calcários, com porosidades secundárias do Membro Guaicán da Formação Escandalosa. As rochas selantes de escala regional são os

intervalos de folhelhos das formações Burguïta (Cretáceo Superior), Pagüei (Eoceno), e o Membro Guardulio da Formação Guafita (figura 9).

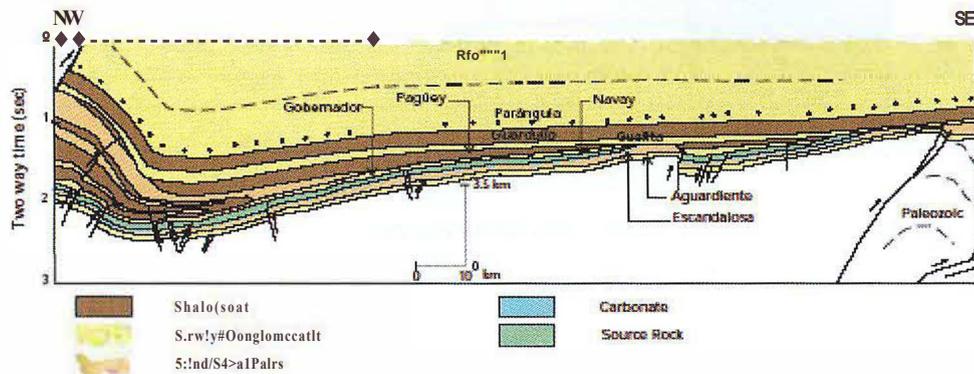


Figura 9: Seção transversal de NW-SE da bacia Barinas-Apure (Pamaud et al., 1995 apud We'l Evaluation Conference, 1997).

Existem dois modelos para geração, migração e trapeamento na bacia Barinas-Apure:

O primeiro relaciona-se com o sistema La Luna - Burguïta. Devido à geração de petróleo na Bacia de Maracaibo e a sua migração sul-sudeste. Os selos para este caso constituem de unidades cretáceas: o superior por folhelho basal da Formação Burguïta, o inferior por folhelho do Membro La Morita (Formação Navay). Os reservatórios são constituídos também por unidades cretácicas, como as formações Aguardientes e Escandalosa e as areias basais da Formação Burguïta.

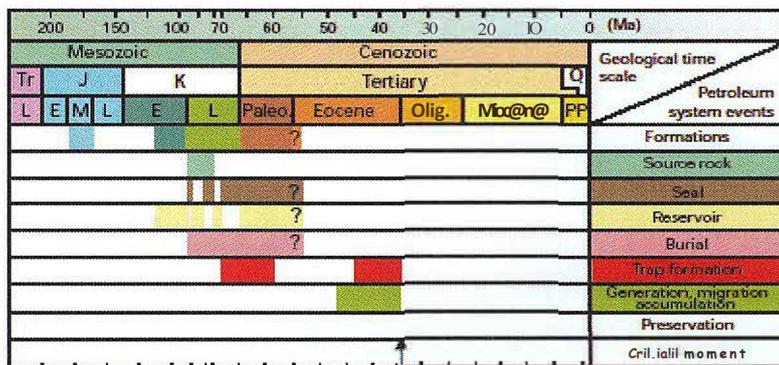


Figura 10. Mapa de eventos do sistema petrolífero La Luna-Burgüita (!), durante o término do posicionamento da Cordilheira de Mérida (We'l Evaluation Conference, 1997).

Já o segundo modelo se relaciona com a deposição do flanco sul andino. No estado de Barinas as falhas são estruturais (anticlinais e homoclinais) limitadas pela falha normal. As principais falhas que se tornam trapas são: Paez, Paguey e Silvestre (González de Juana et al. 1980, *apud* López et al. 1998). Os principais reservatórios produtores na sub-bacia Barinas são as formações Fortuna (Neo Cretáceo) e Gobernador (Eoceno médio). A Formação Fortuna consiste de dois principais arenitos e é o maior produtor prolífero. Na área Silvestre-Sinco, norte da falha Paez, os intervalos de produção são associados com a Formação Fortuna. Já considerando o sul da falha, os intervalos de produção são comumente associados com a Formação Gobernador (Villamil, T., 2003).

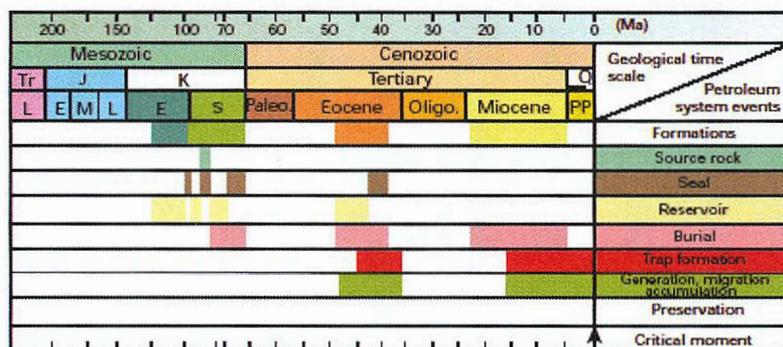


Figura 11: Mapa de eventos do sistema petrolífero Navay-Gobernador (!), no norte do Arco Mérida, durante o soerguimento Andino (We'l Evaluation Conference, 1997).

Na área de Apure, os intervalos de produção nos campos de La Victoria e Guafita estão associados com a Formação Guafita, na qual consistem dos membros Arauca e Guardulio.

Estudos de vários poços na bacia indicam que as formações La Morita e Quevedo (Cenomaniano e Santomaniano), e certamente áreas da Formação Escandalosa contém intervalos de folhelhos com tipo li de querogênio. Folhelhos na Formação Guafita contém matéria orgânica predominantemente continental com alguma quantidade de material amorfo marinho. O Membro Arauca da Formação Guafita tem relativamente baixo o valor de Carbono Orgânico Total (COT=0,1%), enquanto que o intervalo superior do Membro Guardulio contém COT no intervalo de 0,1 até 5,5%. Essa zona superior também tem alta abundância de matéria orgânica marinha.

Os óleos do campo de Guafita são caracterizados como sendo uma mistura de origens marinha e terrestre, com uma predominância de matéria orgânica marinha em

litofácies siliciclásticas (Lopez et ai., 1998). (Lopez *et ai.*, 1998) usou modelagem geoquímica para identificar três rochas geradoras, classificados por importância: (1) Seqüência do Cretáceo, representada pelas Formações La Luna, Capacho e Navay; (2) Seqüência do Oligoceno, representada pela Formação Carbonera e (3) Seqüência do Paleoceno, representada pelos folhelhos carbonáticos e carvões do Grupo Orocué e Formação Marcelina. (Lopez *et ai.* 1998) definiu períodos de maturação e migração de hidrocarbonetos da Formação La Luna na Bacia de Maracaibo (Início Eoceno - Meio Eoceno; Final Eoceno - Início Mioceno e Início Mioceno - Holoceno), e um período principal do Grupo Orocué e Formação Carbonera (Mioceno médio até Plio-Pleistoceno)(Callejón et ai. 2003).

Os óleos da sub-bacia Barinas podem ser classificados como parafínicos-naftênicos (campos de La Victoria e Guafita) até aromáticos-naftênicos (campos de Caipe, Silvestre, Sinco, Silvan e Palmita). A variação do grau API de 12° para óleos no qual passam por alterações no reservatório (e.g. Silvestre e Sinco) até 32° para crus sem alterações. A quantidade de enxofre no óleo varia de 0,4 até 2,2% e é inversamente proporcional ao grau do óleo. Os óleos de La Victoria e Guafita têm as menores concentrações de enxofre (0,4 até 0,6%), nos campos restantes tem concentração entre 0,6 e 2,2%. Essa variação pode ser relacionada pela alteração de processos como biodegradação (Sinco) e *water-washing* (Silvestre). Algumas variações na concentração de enxofre, de diferentes campos, podem ser relacionadas com variações sistemáticas e geográficas nas litofácies da rocha geradora.

O óleo da sub-bacia Barinas é típico de derivados da mistura de matéria orgânica marinha e terrestre. Mas, baseado nos valores de $\delta^{13}\text{C}$, temos que o óleo da sub-bacia tem predominância de fonte marinha.

O estudo da litologia foi baseado em dois tipos de concentração. A primeira é a concentração de enxofre, onde campos como Caipe, Silvestre, Sinco, Silvan e Palmita que apresentam concentrações $> 0,6\%$ apresentam litofáceis ricas em carbonatos. Já o segundo tipo de concentração é a taxa saturado/aromático, que nos campos de La Victoria e Guafita apresenta valores $>1,5$, indicando assim uma formação siliciclástica.

5. TEORIA GRAVIMÉTRICA

5.1. Contexto histórico

A primeira teoria formal a formular a interação a distância entre corpos materiais, foi proposta por Sir Isaac Newton num dos trabalhos mais importantes da história da humanidade (*Mathematical Principles of Natural Philosophy, 1685-1687*). A grande importância dessa teoria na época, mais do que descrever um fenômeno natural constantemente presente em nossas vidas, foi demonstrar que as leis naturais dominantes sobre a Terra são as mesmas que regem os céus.

O primeiro registro oficial de medidas gravimétricas para a detecção de variações da aceleração gravitacional na superfície da Terra, realizadas entre 1735-1745, quando Pierre Bouguer teve a oportunidade de detectar variações gravimétricas devido à elevação, latitude, desvios na direção da força próximos a montanhas e variações de densidades de rochas da subsuperfície.

Em 1817 Capitão Henry Kater introduziu como instrumento de medida gravimétrica o pêndulo composto, que logo se tornou a principal ferramenta gravimétrica ao longo de um século. Mais adiante, com a necessidade de melhorar a sensibilidade às variações do campo na medida gravimétrica, devido à pequena magnitude das anomalias, Barão Roland Von Eötvös propôs medir diretamente as

derivadas do campo g , introduzindo a balança de torção, uma adaptação da balança de Coulomb de 1890.

Em 1922 a balança de torção foi usada pela primeira vez na geofísica aplicada à exploração de petróleo. Em 1924 no Texas foi descoberto o primeiro reservatório de hidrocarbonetos, resultado da interpretação gravimétrica para domos de sal. A partir desse sucesso, a gravimetria passou a ser o principal método de prospecção geofísica utilizado na exploração de petróleo por décadas, motivação pela qual se deu muitos aperfeiçoamentos dessa técnica.

Nos anos quarenta, foram desenvolvidos métodos gráficos de gridagem que otimizavam as posições das estações para uma maior cobertura. Nos anos sessenta com o advento da computação iniciou-se o desenvolvimento da inversão gravimétrica, proporcionando um aumento considerável no detalhamento das formações. Em 1983 realizou-se o levantamento de uma vasta malha gravimétrica sobre toda a superfície da Terra com o uso de satélite, aumentando consideravelmente nosso conhecimento sobre a forma do planeta.

5.2. Introdução teórica

Gravimetria é o estudo da medição do campo gravitacional ou de sua variação (gradiometria gravimétrica), com a posição relativa de porções de massa de densidade

$\rho(r')$ e volume v em relação a um ponto de observação $P(r)$. Pela lei da gravitação de Newton:

$$g(r-r') = \gamma \int \frac{\rho(r')}{|r-r'|^3} (r-r') dv,$$

e suas derivadas: $\frac{\partial g}{\partial x_i}, \frac{\partial^2 g}{\partial x_i \partial x_j}$,

Onde γ é a constante universal gravitacional (a constante que relaciona massa inercial com massa gravitacional).

Este é considerado um método potencial, passivo de prospecção geofísica:

- Potencial, porque o campo só depende da posição relativa da fonte ao observador, ou seja, pode ser derivado de uma função potencial: $U(r-r')$,

Onde $g(r-r') = -\nabla U(r-r')$,

Conseqüentemente: $U(r-r') = \gamma \int \frac{\rho(r')}{|r-r'|} dv$.

- Passivo, porque na gravimetria, a fonte é natural: a massa das rochas em subsuperfície.

As anomalias de densidade da subsuperfície que provocam variações na medida de g são muito mais expressivas quando se encontram próximas à superfície devido à dependência da força gravitacional com o inverso da distância. Essas anomalias de g são medidas em mGal, no sistema cgs, onde $1 \text{ Gal} = 1 \text{ cm/s}^2$, em geral menor que 10^{-6} do campo gravitacional total da Terra, que é de aproximadamente 980 Gal,

configurando a medida background. Portanto a gravimetria é um método que exige muita precisão, correções e rigor nas medições.

5.3. Forma da Terra

No contexto exploratório o que nos interessa nessa medição são as anomalias de densidade na Crosta, que é onde se encontram os objetivos geológicos, além disso, a ocorrência de heterogeneidades é muito maior nessa camada e seus efeitos são muito mais sensíveis pela sua proximidade à superfície. Essas heterogeneidades se dão por diversos motivos, como as diferentes sedimentações, resultando em contrastes laterais de densidade e topografia das varias camadas sedimentares, movimentos tectônicos que afetam desde a estrutura sedimentar até a ígnea, e pelos diversos regimes de deposição de material magmático e seu resfriamento resultando em diferenças de densidade e topografia do embasamento. Na medida Bouguer usual em exploração, considera-se mínimo o efeito das anomalias causadas por camadas mais internas (apenas a correção isostática que veremos mais adiante, leva em consideração a espessura da crosta, ou seja, a topografia da descontinuidade Moho entre a crosta e o manto superior), uma vez que abaixo da crosta, as camadas são constituídas de material plástico, devido à alta pressão e temperatura. Essa plasticidade faz com que o material dessas camadas se acomode homoganeamente nas direções tangentes às superfícies equipotenciais da aceleração g (desprezando as inomogeneidades causadas por fluxos térmicos e de material e forças magnéticas, cujo efeito

gravimétrico é praticamente imperceptível na superfície). As principais contribuições da força g são: a atração gravitacional do corpo terrestre e a aceleração centrífuga do movimento de rotação terrestre na superfície. A superfície resultante deste equilíbrio é moldada de forma que a direção g seja sempre perpendicular à esta em cada ponto, como toda superfície equipotencial. Se houvesse apenas a atração gravitacional, como esta é uma força central, as equipotenciais seriam esféricas, mas a aceleração centrífuga é uma força radial em relação ao eixo de rotação, sendo máxima no equador e zero nos pólos agindo no sentido contrário à atração, assim a massa terrestre se distribui num formato elipsoidal, cujos parâmetros dependem da velocidade de rotação, distribuição de massa gravitacional, e sua rigidez.

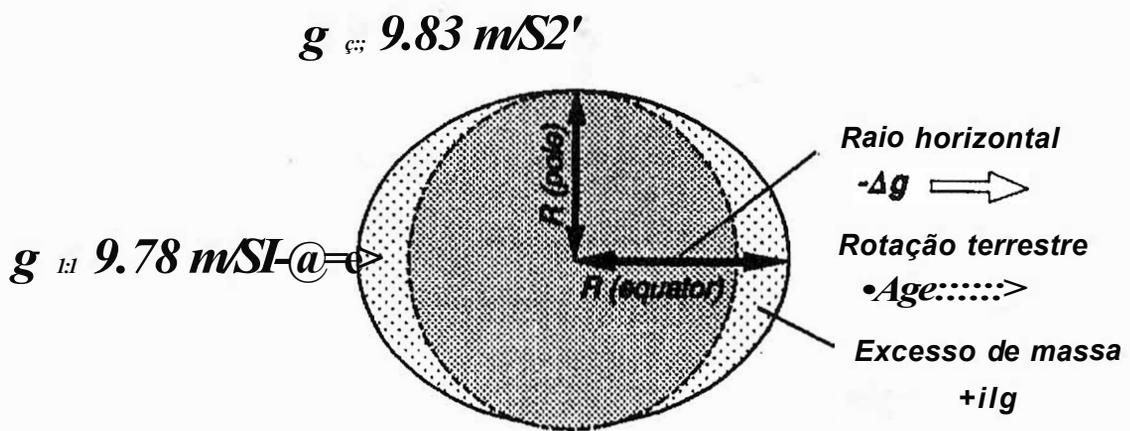


Figura 5.1: Forma achatada da Terra devido à sua rotação.

5.3.1. MODELO DE g PARA TERRA ESFÉRICA

Um modelo simplificado de como g varia sobre a superfície da Terra, onde consideramos apenas a atração do centro de massa da Terra, como se essa fosse perfeitamente esférica, e seu movimento de rotação ω é:

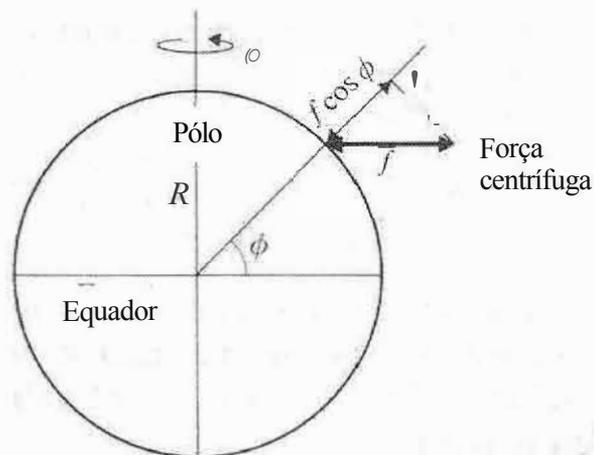


Figura 5.2: Modelo da variação de g com a latitude para Terra esférica.

$$\vec{a}_c = \omega^2 R^2 \cos^2 \phi \hat{R}$$

$$\vec{a}_g = (GM / R^2)(-\hat{R})$$

Onde \vec{a}_c é a aceleração centrípeta, \vec{a}_g é a aceleração gravitacional, R é o raio médio da Terra e (ϕ) é a latitude.

$$\vec{g} = \vec{a}_g + \vec{a}_c$$

Assim: $g^2 = a_g^2 + a_c^2 - a_g a_c \cos \phi$

$$g = \gamma M / R^2 [1 - \omega^2 R^2 \cos^2 \phi / (\gamma M / R^2)]$$

Usando as medidas conhecidas feitas por satélites comparando g nos pólos com g no equador temos: $\gamma M / R^2 = 980 \text{ cm/s}^2$ e $\omega^2 R^4 / \gamma M = 1/298.25 \text{ rad}^2 \cdot \text{cm}^3$

Obtém-se $g = 980(1 - 0.0033 \cos^2 \phi) \text{ Gal.}$

5.3.2. O ESFERÓIDE DE REFERÊNCIA

O modelo tratado acima, falha ao considerar o formato da Terra esférico, quando deveria possuir uma forma próxima a um elipsóide equipotencial da aceleração g, já que sua estrutura é moldada principalmente essas forças, de modo que a direção de g seria sempre perpendicular a esta superfície. Na figura acima observa-se claramente, que a resultante das duas forças não é perpendicular à superfície. Baseado em medidas realizadas por satélites e GPS, criou-se um modelo aproximado para a superfície terrestre ao nível médio do mar, subtraída a porção de massa acima deste nível. A esta superfície foi atribuído o nome *The International Gravity Standardization Net-1971 (IGSN-71)*, cujo valor de g em função da latitude é dado por:

$$g = 978.03185 (1 + 0.0053024 \sin^2 \phi - 0.0000059 \sin^2 2\phi) \text{ Gal}$$

5.3.3. O GEÓIDE

O geóide é finalmente a superfície equipotencial gravitacional, à qual g é sempre perpendicular, considerando inclusive a topografia terrestre e submarina e as variações de densidade locais. Correspondendo à forma suavizada da superfície sólida do planeta (**Figura 5.3**).



Figura 5.3: *Geóide e elipsóide em regiões com relevo e diferença de densidade.*

5.3.4. O DATUM

O Datum deve ser o elipsóide a certa altitude escolhida: geralmente ao nível do mar; representando a superfície na qual os dados coletados em diversas posições serão reduzidos através das devidas correções.

5.4. Redução Gravimétrica

Para reduzir as medidas gravimétricas à sua equivalência sobre um datum, de modo que sejam expressas somente as variações de g correspondentes às anomalias de densidade das rochas de subsuperfície, são necessárias uma série de correções.

5.4.1. CORREÇÃO DE LATITUDE

Como foi detalhado na seção anterior, g na superfície do datum depende apenas da latitude ϕ , desconsiderando as anomalias e topografias locais. Dessa forma, diferenciando g_N em relação à distancia $b.S$ percorrida na direção N-S de um ponto de referência cuja latitude e g são conhecidos, $b.S = R_e \cdot b\phi$ com $R_e = 6368$ Km o raio da Terra no equador,

$$dg_N/dS = 1/R_e dg_N/d\Phi,$$

em primeira ordem temos então:

$$\Delta g_N/\Delta S = 0.811 \sin 2\phi \text{ mGal/Km},$$

Percebemos que o máximo da variação de g com a latitude é em $\phi = 45^\circ$ onde para uma precisão de 0.01 mGal é necessária uma exatidão no deslocamento N-S de 13m.

5.4.2. CORREÇÃO FREE-AIR

Essa correção leva em consideração a altitude de cada medida em relação ao nível do mar, colocando a medida sobre o datum verticalmente, porém não leva em consideração a porção de matéria existente nessa diferença, é como se preenchesse essa altitude com ar:

$$g = yM/R^2$$

em primeira ordem temos:

$$\Delta g_{FA}/\Delta R = 2yM/R^3 = 2g/R$$

aproximando $R = R_e$ - $\Delta g_{FA}/\Delta R = 0.3086 \text{ mGal/m}$.

Assim para uma precisão de 0.01 mGal em $\phi = 45^\circ$, a exatidão no deslocamento N-S deve ser 13m e na vertical 13cm.

5.4.3. CORREÇÃO EÖTVÖS

Aplicada a medições realizadas por gravímetros móveis como em aviões e navios, esta corrige o efeito de sua velocidade na direção L-0. Seu valor é acrescido na medição de g se o deslocamento for (0-L), ou subtraído se o deslocamento for (L-0).

O valor que deve ser acrescido ou subtraído de g é então:

$$\Delta E = 7.503v \cos \alpha \operatorname{sen} \alpha + 0.004154v^2 \text{ mGal}$$

Onde v é a velocidade do levantamento e α é seu azimute da direção dessa velocidade em relação à direção setentrional.

Para que não se tenha de corrigir ΔE constantemente numa mesma linha, é preferível que se faça o levantamento se deslocando na direção setentrional.

5.4.4. CORREÇÃO BOUGUER

Essa correção leva em consideração o efeito gravitacional de uma porção de matéria entre o datum e o ponto de medição, como se fosse uma placa infinita de densidade ρ correspondente à densidade média dessa litologia e espessura h correspondente à altitude média da região.

É conhecido pela lei de Gauss o campo produzido por uma placa infinita de densidade p e espessura h , logo acima de sua superfície:

$$g = 2\pi r\rho h$$

então, para a correção Bouguer:

$$\Delta g_s / \Delta R = 2\pi r\rho = 0.04192p \text{ mGal/m.}$$

É bom lembrar que essa correção não é muito precisa, principalmente para terrenos muito acidentados, situação em que a aproximação para uma placa infinita é demasiadamente idealizada.

5.4.5. CORREÇÃO DE TERRENO

Esta corrige o excesso ou falta de massa devido a elevações ou depressões topográficas nas adjacências da estação.

O que se faz é dividir a região nas vizinhanças do ponto de medição P em pequenos setores cilíndricos centrados em P , variando as espessuras desse cilindro em cada setor de acordo com a topografia da região abrangida por estes. Pode-se mostrar que para cada setor de raio interno r_i , raio externo r_o , ângulo de abertura θ e altura $b.z$ em relação a P , exerce a contribuição:

$$\Delta g_T = \gamma\rho\theta[(r_o - r_i) + \sqrt{r_i^2 + \Delta z^2} - \sqrt{r_o^2 + \Delta z^2}]$$

a contribuição total é então:
$$\Delta g_r = \int_r^{r_{max}} \int_0^{2\pi} \rho(r, \theta) \cdot$$

Visto que quanto menor os intervalos entre os raios e os ângulos e maior o r_{max} , mais precisa é a correção.

5.4.6. CORREÇÃO DE DERIVA

Essa correção se aplica a instrumentos que usam mola, faz subtrair o efeito da diminuição da constante elástica K da mola com o passar do tempo, para tanto o instante exato de cada medida em relação à última calibração do instrumento, tem de ser registrado como dado de campo.

5.4.7. CORREÇÃO DE MARÉ

O efeito gravitacional exercido pelo Sol e a Lua causam a mesma perturbação na medida gravimétrica em cada ponto da superfície do que causaria na superfície do mar nesse mesmo ponto (se essa fosse estática), daí o nome atribuído a essa correção. Essa influencia pode chegar a 0.3 mGal na medida gravimétrica.

Pode-se fazer um cálculo teórico para essa correção de acordo com o período e a posição da medição considerando as posições relativas ao ponto desses dois astros, porém existem tabelas para esse ajuste.

5.4.8. CORREÇÃO ISOSTÁTICA

Foi constatado através de gravimetria que em regiões de crosta menos espessa como a crosta oceânica, g varia positivamente, já em regiões de crosta mais espessa, g varia negativamente.

Em 1855, duas hipóteses foram levantadas. A proposta de Airy atribui esta diferença à proximidade de um manto líquido de alta densidade. Já a proposta de Pratt é a de que este efeito se deve à maior densidade da crosta no leito oceânico em relação à menor densidade em regiões montanhosas devido sua formação piroclástica. Hoje se entende que os dois efeitos ocorrem de fato e a correção isostática se aplica a levantamentos de grande cobertura, apesar de a proposta de Airy ser a mais aceita.

5.4.9. ANOMALIA BOUGUER

Usando todas as correções discutidas até agora sobre um valor observado Q_{oss} , é obtida uma redução gravimétrica bem completa, para se identificar verdadeiras

anomalias de densidade que consiste no objetivo final. A anomalia Bouguer é então calculada dessa forma:

$$g_s = g_{BS} - \gamma_N + (\hat{\sigma}_l + \hat{\sigma}_{FA} - \hat{\sigma}_s + \hat{\sigma}_r \pm \hat{\sigma}_E)$$

Além da correção de maré que poderá ser incluída na correção de deriva, vista a seguir; e da correção isostática, que só é usada em levantamentos muito abrangentes.

5.5. Instrumentos

Em geral consegue-se com instrumentos gravimétricos atuais, uma precisão de leitura de 0.01 mGal, duas ordens de grandeza acima do efeito das anomalias. Há dois modelos básicos de instrumentos gravimétricos: os gravímetros absolutos e os relativos.

5.5.1. GRAVÍMETROS ABSOLUTOS

As duas formas de medição absoluta da aceleração g são, através do período do pêndulo simples para pequenas oscilações:

$$g = 4\pi^2 \frac{I}{T^2 m h}$$

Onde I é o momento de inércia da massa m em relação ao eixo de rotação, T o período e h o comprimento do fio ou haste.

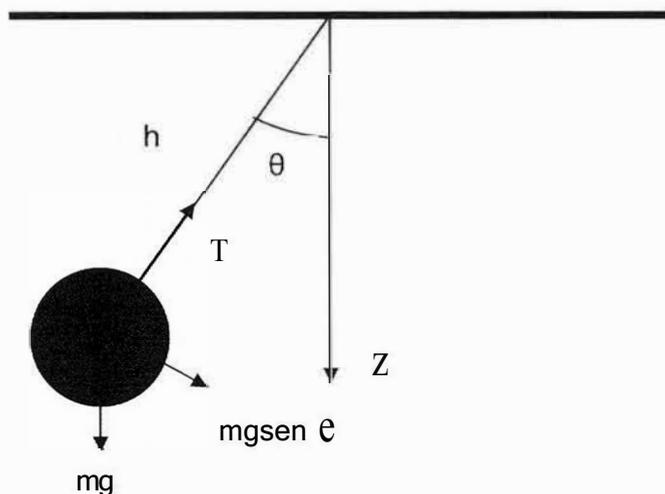


Figura 5.4: *Pêndulo simples*

Queda livre:

$$g = \frac{4h}{T^2}$$

Os dois modelos de medida absoluta, indireta de g através de medidas de tempo podem ser implementados em diversos tipos de aparatos, de forma a aperfeiçoar algumas características como: precisão, transporte, estabilidade, preço, etc...

Para uma boa medida de tempo pode ser feita usando cronômetros de quartzo e sensores óticos, inclusive com o uso de lasers, materiais especiais para a minimização de atritos e permanência da geometria do aparato, vácuo e condições especiais de temperatura e pressão.

5.5.2. GRAVÍMETROS RELATIVOS

Há três tipos básicos de gravímetros relativos:

5.5.2.1. Pêndulo Móvel

Funciona basicamente como o descrito anteriormente, porém ao usá-lo como gravímetro relativo, a medida se torna um tanto quanto demorada, quando se quer um grid com boa cobertura (grande número de estações por área ou comprimento, já que se usa o mesmo gravímetro em várias estações); e uma boa precisão do desvio relativo de g , pois em cada estação quanto mais períodos T forem registrados ou quanto maior o comprimento h , melhor a precisão. Comparando o desvio na medida de g para duas estações diferentes (1 e 2) :

$$g = 4l r^2 \frac{I}{T^2 m h} \quad \frac{dg}{dT} = 4 l r^2 \left(\frac{-2}{T m h} \right) = -2 g / T$$

em 1ª ordem

$$d_g''' - 2gLI/TIT = -2g(T_2 - T_1) \quad (11);$$

5.5.2.2. Balança de torção

Este tipo de instrumento mede as anomalias, como sendo as variações de g composta nas três direções (x , y e z). De acordo com a lei de Hooke, para a rigidez à torção μ de uma haste, uma massa m presa a esta haste por um braço perpendicular a esta, a força gravitacional agindo sobre a massa numa dada direção x , provoca nesta haste uma torção de ângulo Δ , então temos $mg_x = \mu\Delta$, que é basicamente o princípio desse instrumento. Fornecendo importantes informações sobre a geometria das anomalias.

Permite medir diretamente U_x, U_y, U_z e $|U_{xx} - U_{yy}|$, usualmente são plotados o gradiente horizontal $U_{xy} + U_{yx}$, a curvatura diferencial $HDT = \{(U_{yy} - U_{xx}) + (2U_{xy})\}^{1/2}$ e a direção relativa ao eixo- x $(1/2)\tan^{-1}(2U_{xy} / (U_{yy} - U_{xx}))$.

5.5.2.3. Gravímetros de mola

Esse tipo de instrumento é baseado na medida da distensão d produzida numa mola de constante elástica K pela força peso de uma massa m , de acordo com a lei de Hooke $mg = Klid$.

Este tipo é o mais comum em levantamentos de Anomalias Bouguer, apesar de ser necessária a correção de *drift* da mola já descrita na (seção 5.4.6). Há diversos tipos de aparatos baseados nesse princípio, porém em termos dos meios utilizados para medir essas distensões, temos basicamente dois tipos: 1) o estático que usa alto grau de amplificação mecânica ou ótica de forma que o deslocamento de uma massa, resultante de uma mudança de g , possa ser medido diretamente; 2) o tipo astático, sistema que se mantém em equilíbrio instável calibrado para uma dada aceleração g de fundo, de modo que uma pequena alteração Δg provoca um grande deslocamento de m . Normalmente os gravímetros estáveis variam linearmente com g para um grande espectro relativo l/g para a escala de anomalias geológicas, já os instáveis possuem espectro mais curto e sua resposta é não linear, sendo assim, sua leitura é feita através de uma força de anulação do deslocamento provocado pela variação do valor de g .

Dispositivos óticos, mecânicos e eletrônicos são amplamente utilizados na amplificação dos deslocamentos nos gravímetros estáveis, pois como é mostrado:

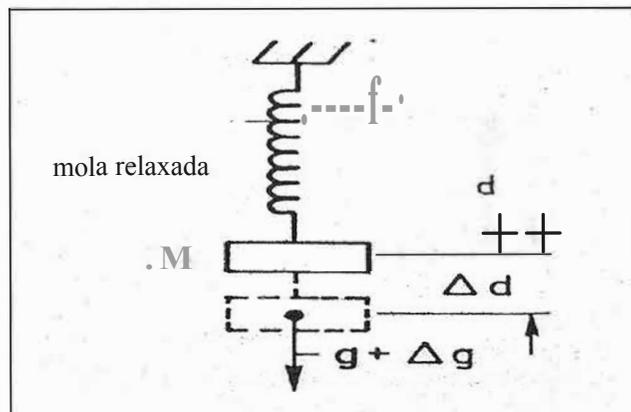


Figura 5.5: Sistema massa mola.

$$l/g = l/d$$

Para uma precisão de 0.1 mGal, ou seja $\Delta g/g=10^{-7}$, precisamos de uma precisão no deslocamento de 1 μm em uma mola de 10 m! Portanto esse tipo de gravímetro foi superado pelo tipo instável, que fornece alta sensibilidade sem a necessidade de molas muito longas.

Um gravímetro que aplica o princípio da mola de comprimento zero é o LaCoste & Romberg, amplamente usado nos levantamentos atuais, inclusive no estudo de caso que será desenvolvido no próximo capítulo.

A mola deste aparato foi construída condicionando as espiras a uma tensão prévia, de forma que, na ausência de carga seu comprimento equivalente seja zero.

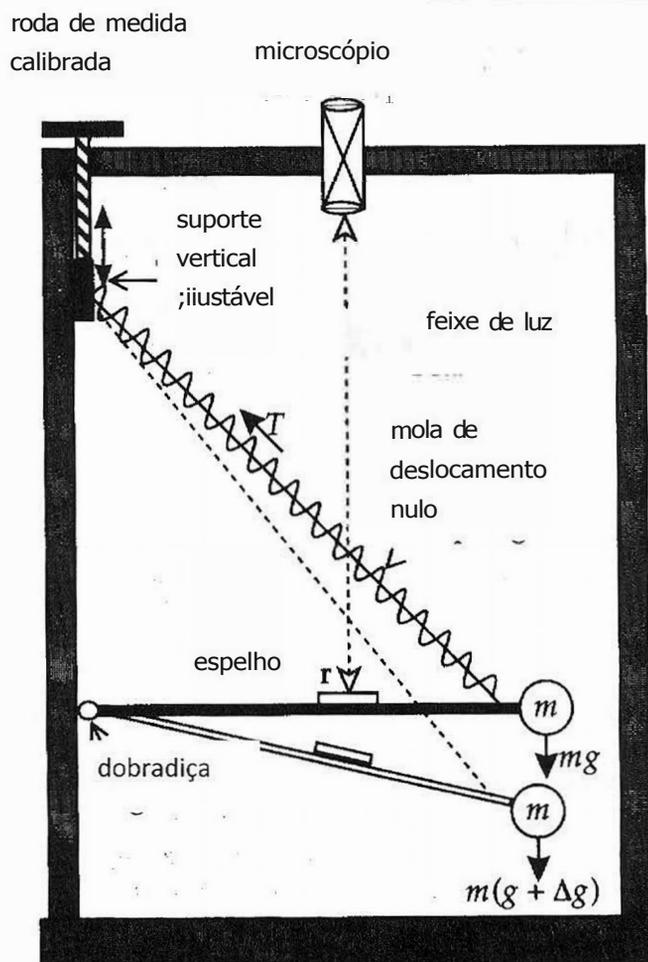


Figura 5.6: *Gravímetro instável LaCoste & Romberg.*

O sistema está em equilíbrio, quando o braço se encontra na horizontal, sendo calibrado para cada valor regional de g , ajustando-se um parafuso micrométrico na extremidade superior da mola. Estabelecido o equilíbrio para uma região, a leitura da variação local Δg será proporcional ao deslocamento da massa m .

Com um único parafuso micrométrico, se tem um espectro de 7000 mGal, podendo portanto, medir diferenças gravitacionais em quaisquer pontos da superfície terrestre, sem a necessidade do reposicionamento do sistema de medida. Usando como referência uma tabela de calibração cuidadosamente elaborada para cada gravímetro, fornecida pelo fabricante. Essa calibração é mais uma propriedade do parafuso micrométrico do que da mola ou dos ligamentos, portanto altamente estável.

Este equipamento conta também com um acondicionamento especial de temperatura e pressão e blindagem magnética, possui baixíssimo *drift* instrumental, sendo necessária apenas a aplicação da correção de maré.

5.6. Tipos de levantamentos

Conforme as condições da área, o custo, a cobertura, a qualidade e os equipamentos disponíveis, existem três tipos básicos de levantamento gravimétrico.

6.6.1. TERRESTRE

Este é o tipo mais lento, porém que pode oferecer a maior precisão, já que as bases são fixadas na superfície terrestre.

A escolha das estações é feita dependendo de fatores como a facilidade de acesso, padrão da malha para detalhar as feições de interesse e a disponibilidade das elevações exatas nas estações a serem ocupadas. A distribuição das estações deve ser o mais próximo possível de uma malha retangular. O item mais oneroso desse tipo de levantamento é o levantamento topográfico, já que as coordenadas planialtimétricas devem ser conhecidas com grande exatidão. Um erro de 30 cm na altitude da estação implica numa variação gravimétrica de 0.09 mGal, um erro de 30m na latitude implica numa variação de 0.03 mGal na medida. Apesar de uma exatidão de 0.5 mGal ser adequada para a maior parte dos propósitos exploratórios, uma exatidão tão boa quanto 0.1 mGal pode ser alcançada.

5.6.2. MARÍTIMA

Há levantamentos marítimos de bordo e de fundo, sendo este último estático como o terrestre, porém a topografia, levantada através de batímetros é facilitada. A gravimetria marítima de bordo é bem mais dinâmica, porém menos precisa.

A velocidade da embarcação deve ser conhecida com grande precisão tanto para a correção Eötvös como para determinar a posição de cada medida. Mesmo conseguindo uma boa exatidão na velocidade, a maior fonte de erro no levantamento marítimo são as acelerações horizontais e verticais do navio provocadas pela agitação do mar. Os efeitos horizontais podem ser controlados por acelerômetros instalados numa plataforma estabilizada por giroscópios, enquanto são removidas as verticais através de um sistema de amortecimento que atua como filtro passa-baixa, suprimindo as altas frequências associadas ao navio e deixando passar as frequências associadas às fontes em subsuperfície.

5.6.3. AEROGRAVIMETRIA

A partir de 1981, o levantamento gravimétrico aéreo tem sido usado com sucesso na indústria petrolífera, graças a algumas melhorias na precisão das medidas de velocidade e posição da aeronave, com o uso de GPS que hoje dispõe de um potente e preciso sistema de satélites, os quais levam em conta até cálculos relativísticos nessas determinações.

Os levantamentos aerogravimétricos são realizados de avião, helicópteros ou satélites, sendo este último de rápida cobertura, mas pouca precisão devido à altitude elevada.

5.7. Separação regional/residual

O mapa de anomalias Bouguer enfatiza as anomalias laterais de densidade, sendo esses contrastes mais suaves quanto maior a profundidade. Quando ocorrem diferenças laterais de densidade na mesma área, porém em profundidades diferentes, estas se superpõem se tornando indistinguíveis no mapa Bouguer. As anomalias mais superficiais se sobressaem, encobrindo o efeito das mais profundas. Há alguns métodos de separação regional/residual dessas anomalias, muito necessários para o mapeamento gravimétrico aplicado à exploração de hidrocarbonetos.

A separação geralmente é feita, transformando-se o dado para o domínio da frequência espacial tomando apenas as frequências mais altas (residual) ou as mais baixas (regional) e transformando inversamente para o domínio do espaço. Pode-se também subtrair o mapa residual do mapa total de modo a se obter apenas as anomalias regionais, como é feito no estudo de caso do próximo capítulo.

5.7.1. DECIMAÇÃO DO GRID

Um método bem simples de se conseguir apenas anomalias regionais é aumentar artificialmente as células do grid, fazendo uma média dos valores próximos a cada ponto e atribuir esse valor á este ponto:

$$g(r) = (1/2n) \int g(r, \theta) d\theta$$

Onde o valor de r determina a abrangência da região cujos valores contribuirão para a média, ou seja, que nível de suavização que se deseja atingir.

Na prática, como o número de estações por área é discreto, o que se faz é:

$$g(r) = \{g(r, \theta_0) + g(r, \theta_1) + \dots + g(r, \theta_{n-1})\} / n$$

Onde n é o número de seções circulares que se deseja e cada $g(r, \theta)$ é o valor interpolado de intensidade anomalia Bouguer naquele setor de raio reabertura $(2n/n)$.

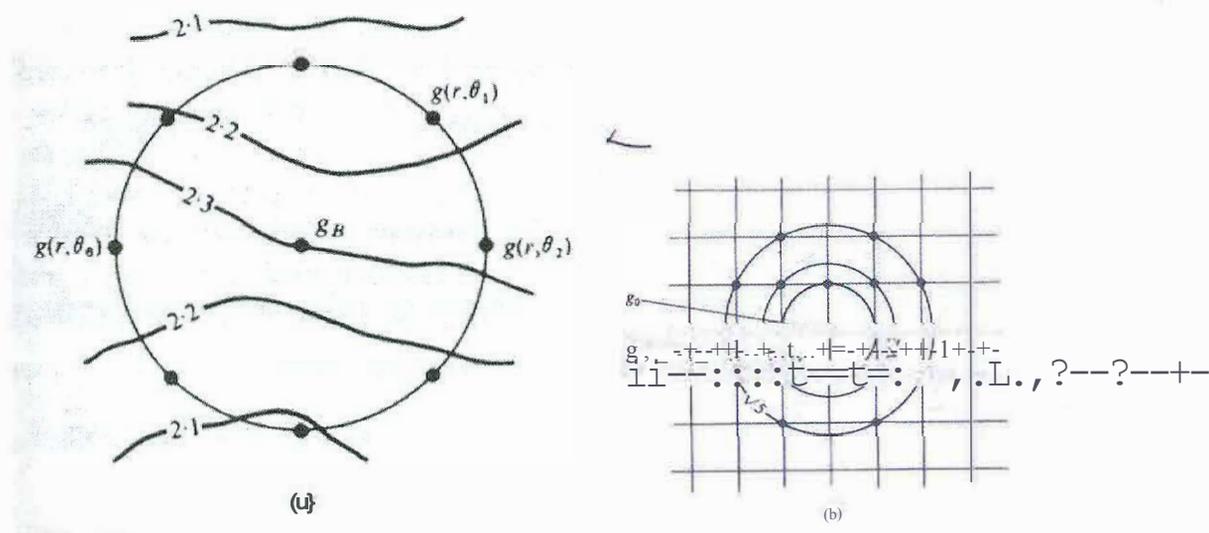


Figura 5.7: *Círculo de suavização (Telford 1990).*

Estabelecida uma direção de ângulo θ , cada setor corresponde a um $\theta_m = m(2\pi/n)$.

O mapa gerado com os valores de $g(r)$ para cada estação é então, o mapa Bouguer regional. O mapa residual pode facilmente ser conseguido fazendo:

$$g_r = g_s - g(r).$$

5.7.2. FILTRO DE FREQUÊNCIAS

Como geologicamente as anomalias mais rasas aparecem mais localizadas e com maior resolução do que as mais profundas. Um método bastante usado e muito eficiente na separação residual/regional de anomalias Bouguer é o filtro de frequências.

O que se faz então, é aplicar uma transformada de Fourier bidimensional à malha no domínio xy para o domínio da frequência espacial, aplicar um filtro passa-baixa e fazer a transformação inversa, recuperando o mapa de anomalia Bouguer regional. A malha residual é novamente a subtração da malha regional da malha total.

O filtro de frequências encontra o mesmo problema de outros métodos de residualização. A maior parte das feições possui amplo espectro de frequência, assim espectros de feições a diferentes profundidades se sobrepõem, conseqüentemente não podendo ser separadas pelo filtro.

5.7.3. MÉTODO DA SEGUNDA DERIVADA

As derivadas verticais evidenciam as anomalias mais próximas à superfície, devido à dependência de g com o inverso quadrado da distância. Os pontos de medidas gravimétricas se distribuem sobre a superfície do datum, ou seja,

horizontalmente. Pela lei de Gauss em regiões onde não há fontes, no caso acima da superfície $\nabla g = 0$, podemos então usar a equação de Laplace para determinar a segunda derivada vertical através das derivadas segundas horizontais:

$$\nabla^2 g = \frac{\partial^2 g}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 g}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 g}{\partial z^2} = 0$$

$$\frac{\partial^2 g}{\partial z^2} = -\left(\frac{\partial^2 g}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 g}{\partial y^2}\right)$$

Na prática o que se faz é:

$$\begin{aligned} \frac{dg(x)}{dx} & \approx \{g(x_2) - g(x_1)\} / Lx \\ \frac{d^2g(x_2)}{dx^2} & \approx \left\{ \frac{d^2g(x_2)}{dx^2} - \frac{d^2g(x_1)}{dx^2} \right\} / Lx \\ \frac{d^2g(x_2)}{dx^2} & \approx \left[\frac{g(x_3) - g(x_2)}{Lx} - \frac{g(x_2) - g(x_1)}{Lx} \right] / Lx \\ \frac{d^2g(x_2)}{dx^2} & \approx \{g(x_3) - 2g(x_2) + g(x_1)\} / (Lx)^2 \end{aligned}$$

Dessa forma, ao plotar estes valores serão evidenciados principalmente os contornos das anomalias mais superficiais.

5.8. ESTIMATIVAS DE PROPRIEDADES QUANTITATIVAS DAS ROCHAS

Os resultados gravimétricos podem ser usados na estimativa de propriedades quantitativas das rochas como densidade e massa dos corpos anômalos.

6.8.1. ESTIMATIVA DA DENSIDADE

Uma importante propriedade dos corpos a serem mapeadas, inclusive muito útil na identificação qualitativa dessas rochas, é a sua densidade. Existem várias maneiras de se estimar essa propriedade tais como análise de laboratório, perfilagem de poços, e sísmica, porém as medidas gravimétricas e algumas de suas correções estão relacionadas diretamente às densidades dos corpos de subsuperfície, podendo ser usada com muito menos custo nessa estimativa.

O método mais usado em gravimetria na estimativa da densidade média das rochas próximas à superfície é o método de Nettleton, usado inclusive no estudo de caso exposto no capítulo seguinte.

O método de Nettleton consiste em atribuir vários valores de p no cálculo da correção Bouguer e correção de terreno, essas correções fazem atenuar o efeito da topografia do terreno sobre a medida gravimétrica, assim ao traçar os perfis de anomalia Bouguer correspondente a cada valor de p (**Figura 5.8**), aquele que apresentar menor correlação tanto direta como inversa com as variações da topografia local é o perfil correspondente à melhor estimativa de p .

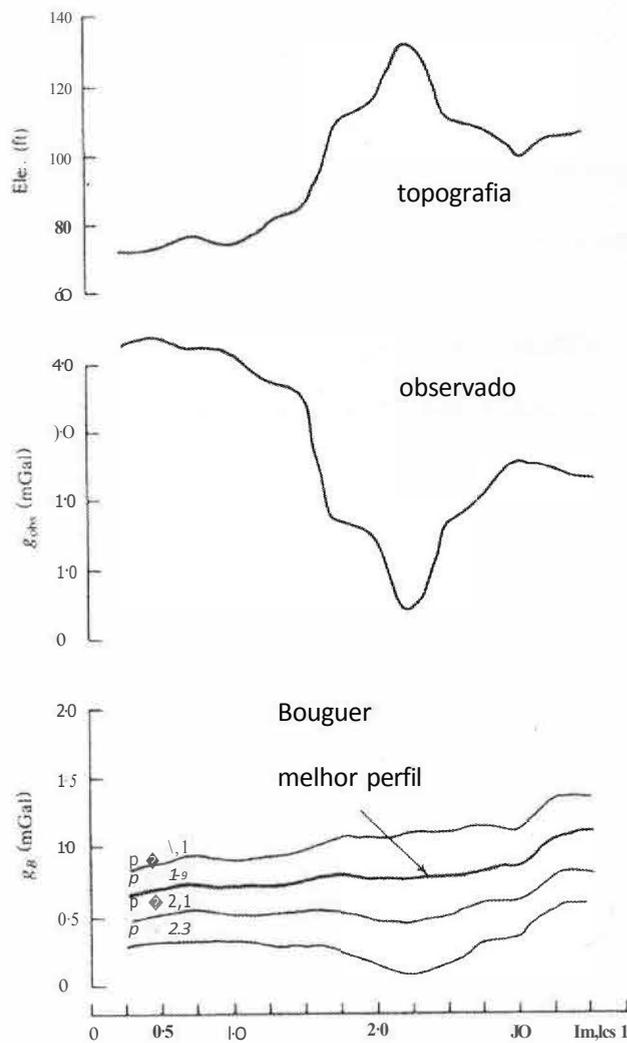


Figura 5.8: Os perfis de Anomalia Bouguer para cada valor de p e sua correlação com a topografia (Telford, 1990).

5.8.2. ESTIMATIVA DO EXCESSO DE MASSA

Uma informação útil para o dimensionamento dos corpos anômalos é sua massa total, a lei de Gauss oferece uma solução bem simples para esse cálculo.

Considerando o campo anômalo gerado pelo excesso de massa m do corpo anômalo dentro de uma superfície gaussiana hemisférica S (**Figura 5.9**), onde fluxo total desse campo é dado por:

$$\oint_S \mathbf{g} \cdot d\mathbf{a} = - \int_P \mathbf{g}_n dx dy - \int_E \mathbf{g}_n da = -4\pi r^2 \rho m$$

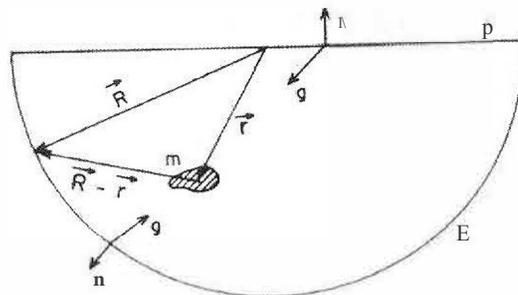


Figura 5.9: Superfície gaussiana hemisférica fechada, onde P é a superfície circular plana acima de E , a casca hemisférica e S a superfície total.

Como o fluxo sobre o semi-espaco coberto por E é metade do fluxo total, ou seja:

$$\int_E g_n da = 2\pi\gamma m,$$

Assim:

$$m = \frac{1}{2\pi\gamma} \int g_n dtdy.$$

Como m é um excesso de massa de um corpo com massa m_m menos a massa equivalente ao mesmo volume se fosse ocupado pela rocha encaixante m_e , então a massa total do corpo anômalo fica sendo:

$$\pm \Delta m_m = \frac{1}{2\pi\gamma} \frac{\rho_m}{\rho_m - \rho_e} \int \pm \Delta g_n dx dy$$

Para calcular então, na prática a massa dessas anomalias o que se faz é:

$$\pm \Delta m_m = \frac{1}{2\pi\gamma} \frac{\rho_m}{\rho_m - \rho_e} \bar{g} S$$

Onde \bar{g} é a média de g na superfície, $S = \int dx dy$ é a superfície total coberta, quanto maior S maior será a precisão da estimativa.

5.9. MÉTODO DIRETO

O cálculo do campo gravitacional gerado por corpos materiais se torna muito complexo com um pequeno aumento da complexidade da geometria do corpo ou da

posição relativa do observador ao corpo e suas simetrias. O caso mais simples é o campo gerado por um corpo esférico, devido à natureza do campo g que por ser uma força central obedece a simetria radial:

$$+I_g = \frac{4\pi R^3 \rho (\pm Lp)}{3(z^2 + x^2)^{3/2}}$$

Onde ρ é o contraste de densidade da esfera, R o raio z a distância vertical e x a distância horizontal ao centro da esfera.

Outro caso simples e mais aplicável à geologia é o cilindro muito longo horizontal:

$$+I_g = \frac{2\pi \rho R^2 (\pm Lp)}{(z^2 + x^2)}$$

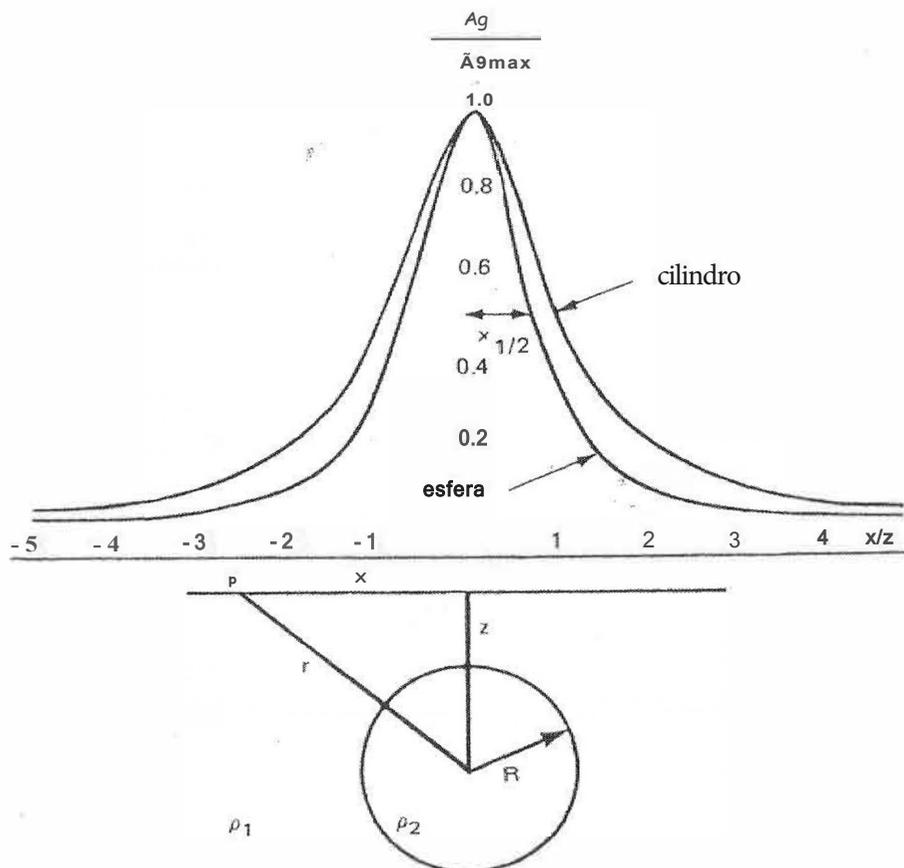


Figura 5.1 O: *Atração produzida pelo cilindro infinito e pela esfera na mesma posição.*

Muitas feições geológicas como camadas de forte mergulho e diques de grande espessura, possuem a forma longelínea, portanto um método muito útil desenvolvido por Hubbert em 1948, demonstrado em (Blakely, 1995), calcula o campo produzido por um prisma longelíneo de seção transversal poligonal como na **(Figura 5.11)**, aplicando as condições de contorno do polígono aos harmônicos cilíndricos:

$$g_z = \gamma \rho \sum_{n=1}^N \frac{\beta_n}{1 + \alpha_n^2} \left[\log \frac{r_{n+1}}{r_n} - \alpha_n (\theta_{n+1} - \theta_n) \right]$$

onde

$$\alpha_n = \frac{x_{n+1} - x_n}{z_{n+1} - z_n}; e \beta_n = x_n - \alpha_n z_n$$

Conforme a figura abaixo:

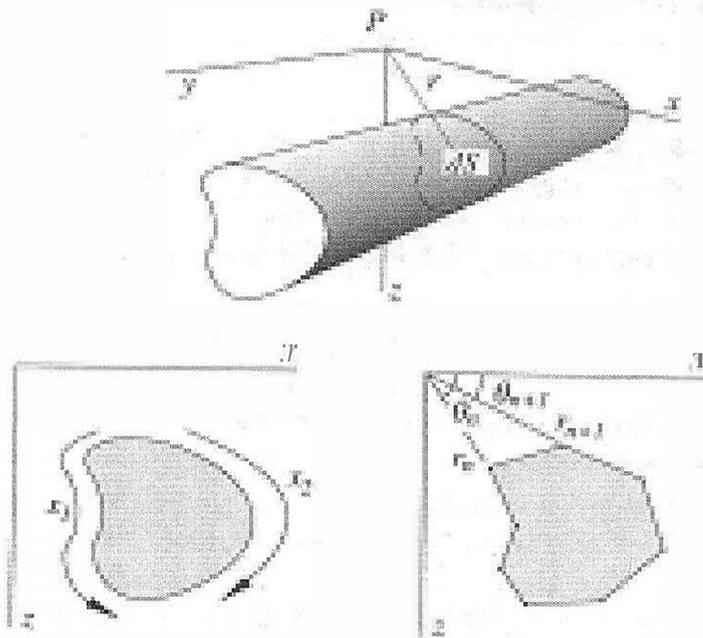


Figura 5.11: *Prisma longilíneo de seção poligonal* (Blakely, 1995).

Outra técnica usada, conhecido o campo gerado por um prisma retangular de massa m é aproximar o formato do corpo por uma somatória de prismas usando o princípio da superposição do campo gravitacional para calcular o campo total produzido.

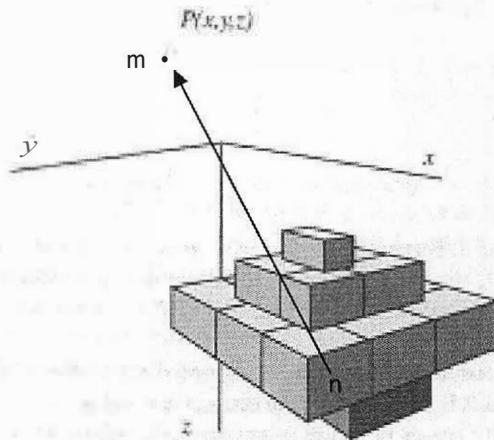


Figura 5.12: Aproximação por prismas retangulares (Buonora, 2006).

O campo produzido pela soma de cada bloco n para em cada ponto m fica sendo:

$$g_m = \sum_{n=1}^N \rho_n \omega_{mn}$$

Onde ω_{mn} é a expressão espacial que associa a influência do bloco n sobre o ponto m.

A expressão de ω_{mn} para a atração vertical de cada bloco é :

$$\omega_{mnz} = 2 \left\{ a \ln \left(\frac{d+bJ}{d+b} \right) + b \ln \left(\frac{d-aJ-2z}{d+a} \right) - 2z \operatorname{arctg} \left(\frac{zdJ}{ab} \right) \right.$$

com $d = \sqrt{Jx^2 + y^2 + z^2}$ a diagonal do cubo da (Figura 5.13).

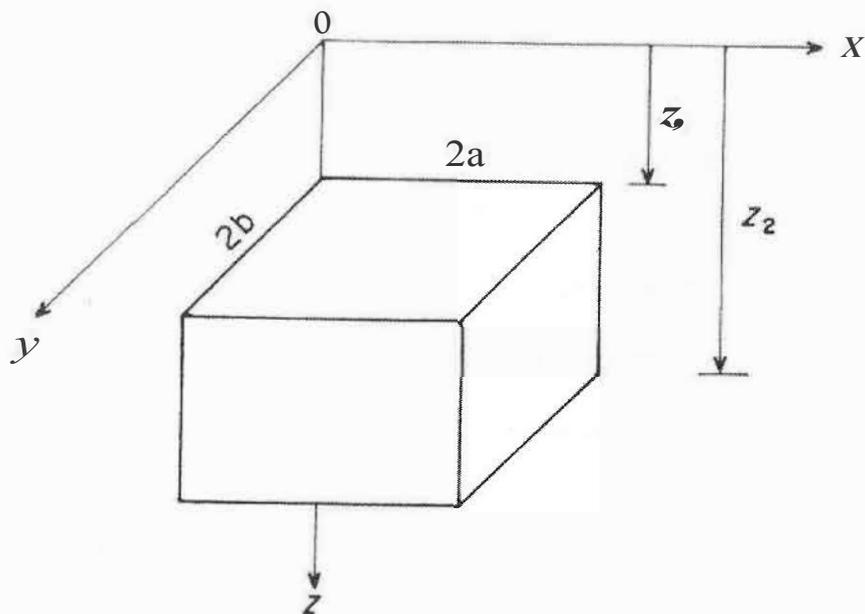


Figura 5.13: Prisma retangular (Telford, 1990).

5.1 Q. INVERSÃO

Devido à natureza aditiva (princípio da superposição) do campo gravitacional existe muita indeterminação na estimativa da posição, forma, densidade e quantidade dos corpos através do campo gerado por eles. Quer dizer que ao se analisar o a distribuição espacial do campo gerado, existem muitas soluções possíveis para tais propriedades das fontes geradoras, como podemos ver (Figura 5.15).

Uma solução é dividir o corpo em M blocos retangulares, como foi mostrado acima, sujeita ao vínculo de máxima compactação da densidade. Assim, dadas as

observações gravimétricas em M pontos, o efeito gravimétrico do Mésimo ponto, associado a um nível de ruído e_m é:

$$g_m = \sum_{n=1}^N W_{mn} \rho_n + e_m \quad \text{para } m=1,2,3 \dots M,$$

onde W_{mn} representa a influência do bloco n sobre o ponto de observação m, a expressão exata para cada W_{mn} é o campo gerado pelo prisma retangular numa certa posição em relação ao ponto m. O algoritmo para esse a solução desse problema, foi sugerido por (Barbosa et al., 2002) e implementado ao Matlab, um de seus resultados é apresentado na (Figura 5.14).

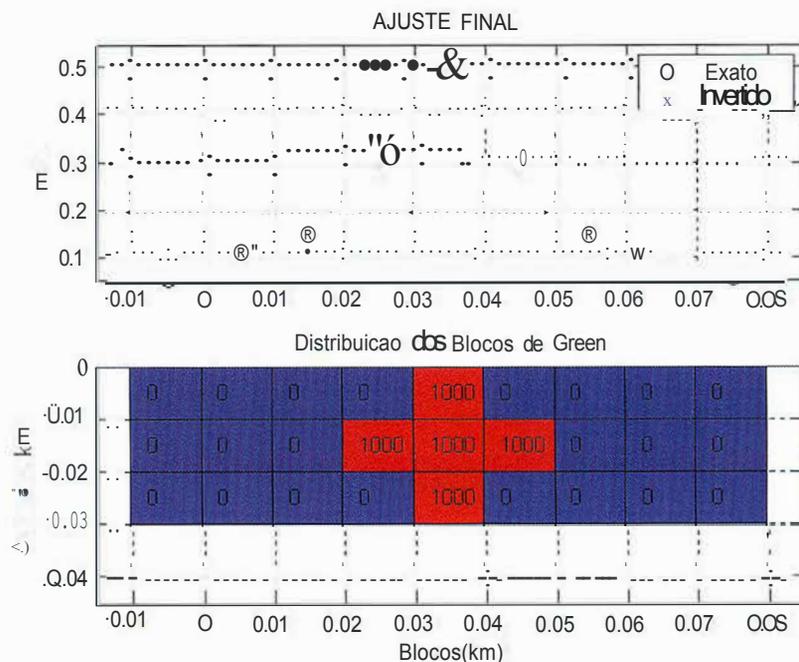


Figura 5.14: Simulação de inversão usando o algoritmo da soma de prismas implementado ao Matlab (Buonora, 2006).

5.11. Comentário

Creio que um importante avanço na estimativa de propriedades geométricas das fontes do campo gravimétrico, seria considerar também as direções do vetor g em cada ponto de observação.

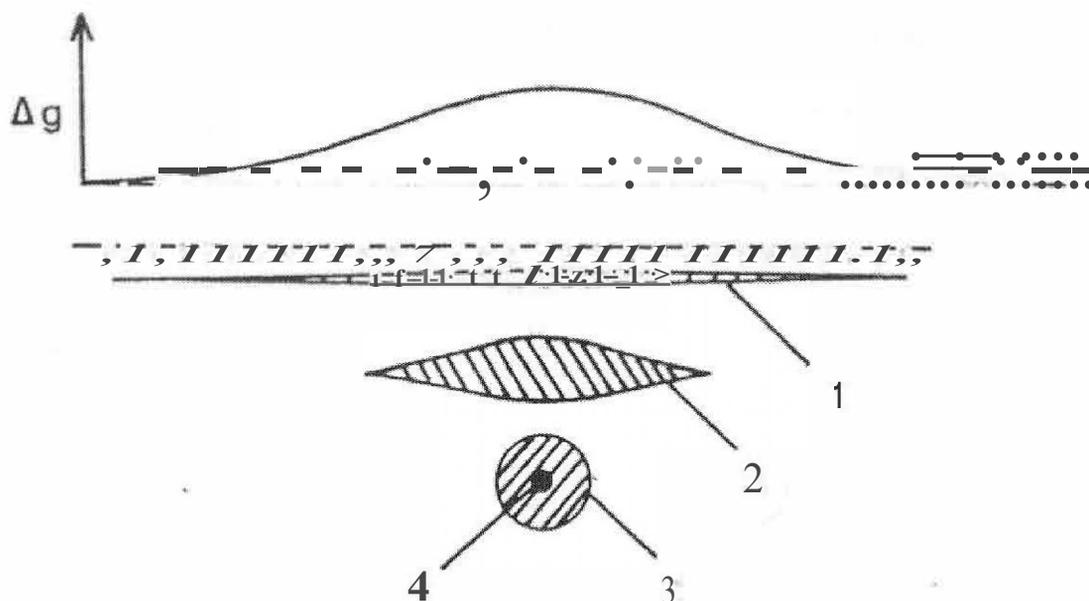


Figura 5.16: A mesma distribuição espacial do valor escalar de g produzida por corpos de formas diferentes, a profundidades diferentes.

Acima temos um exemplo da ambigüidade na medida escalar de g entre a forma e a profundidade dos corpos, a medida do desvio da direção de g em relação à normal ao datum em cada ponto, certamente reduziria este tipo de efeito.

Para que fosse possível acrescentar essa informação ao dado gravimétrico, seria necessário o desenvolvimento de um gravímetro capaz de medir o desvio da direção de g com alta precisão com o uso de técnicas a laser, já que esse desvio é muitas vezes mínimo para anomalias geológicas; sistemas estáveis com relação às variações na direção de g como giroscópios e GPSs, serviriam de referência. Os algoritmos de inversão que incorporassem essa variável seriam mais exatos, levando em consideração a capacidade de processamento dos processadores atuais, isso seria perfeitamente possível, assim como o melhor detalhamento das feições a um custo financeiro, operacional e ambiental bem menor que a sísmica, seria compensatório.

6. GRAVIMETRIA APLICADA À BACIA BARINAS-APURE

6.1. Introdução

A área do levantamento gravimétrico é um retângulo de 74000 km², limitado pelos paralelos 6° e 8° norte e pelos meridianos 67° e 70°, englobando boa parte da bacia. A exposição será feita em duas seções: a primeira é a apresentação dos grupos de dados disponíveis e seu processamento, a segunda é a geração de vários tipos de mapas e suas interpretações.

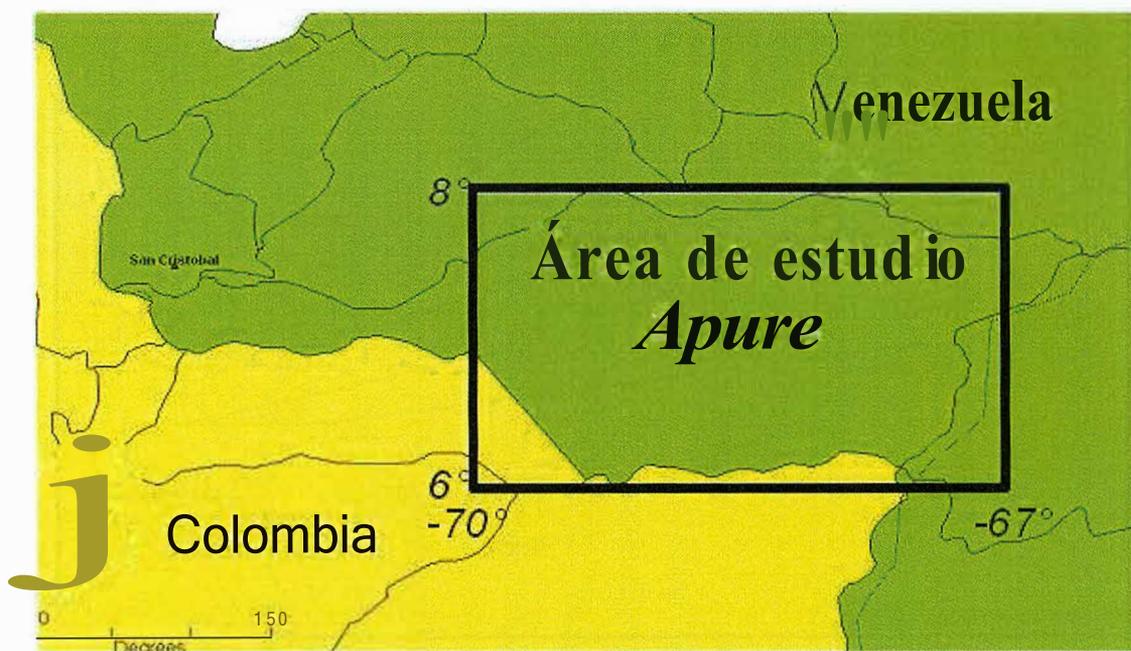


Figura 6.1: Área do levantamento.

A interpretação dessas anomalias tem a finalidade de relacioná-las com a interface entre as rochas sedimentares e o embasamento ígneo metamórfico, já que os contrastes laterais e verticais das densidades podem variar de 0.1 a 0.35 g/cm³.

6.2. Aquisição de dados

Já havendo um antigo levantamento dessa região, composto de um total de 612 pontos (**Figura 6.2**), considerado insuficientes para uma boa amostragem da área em toda sua extensão. A INTEVEP-PDVSA, no início de 2002, contratou então um levantamento gravimétrico de 1051 estações (**Figura 6.3**), que somado com o anterior fornece um total de 1627 pontos (**Figura 6.4**); com a finalidade de melhorar o detalhamento da estrutura geológica da bacia.

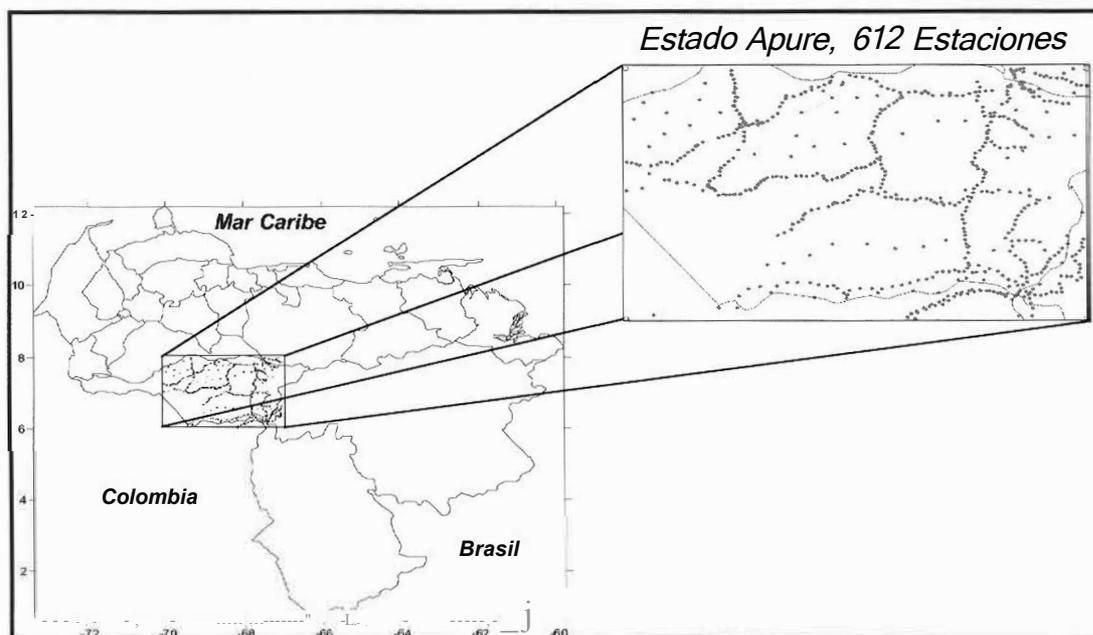


Figura 6.2: Linhas de cobertura antiga com 612 estações.

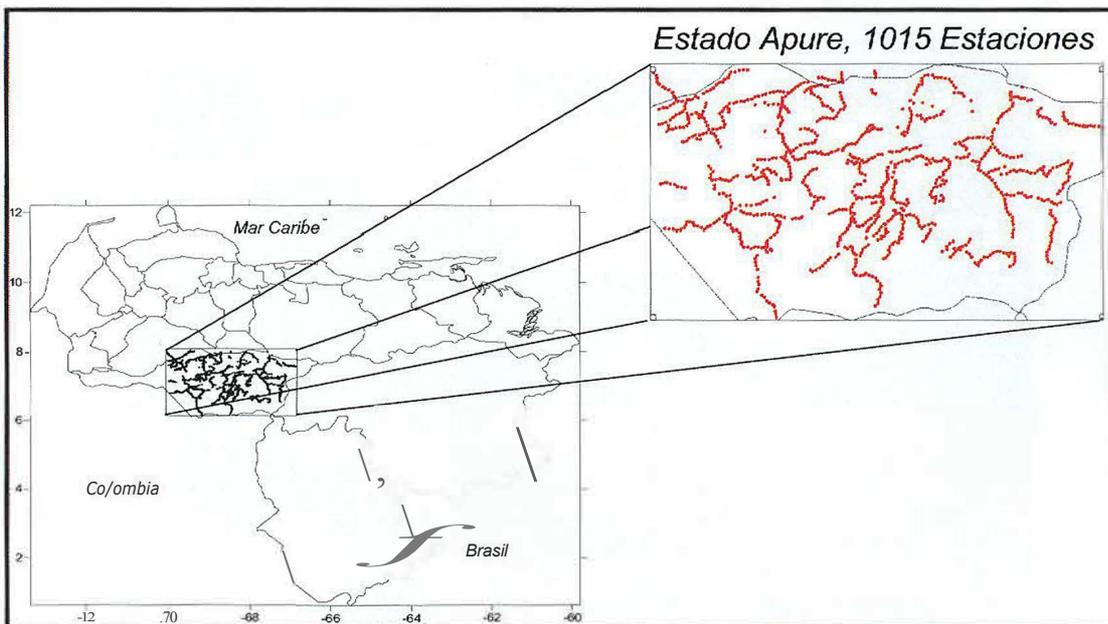


Figura 6.3: *Linhas de cobertura recente com 1015 estações.*

Foram usados gravímetros LaCoste & Romberg (instrumentos# G-144 e G-151, com uma precisão de 0.01 mGal) em um levantamento de bases terrestres.

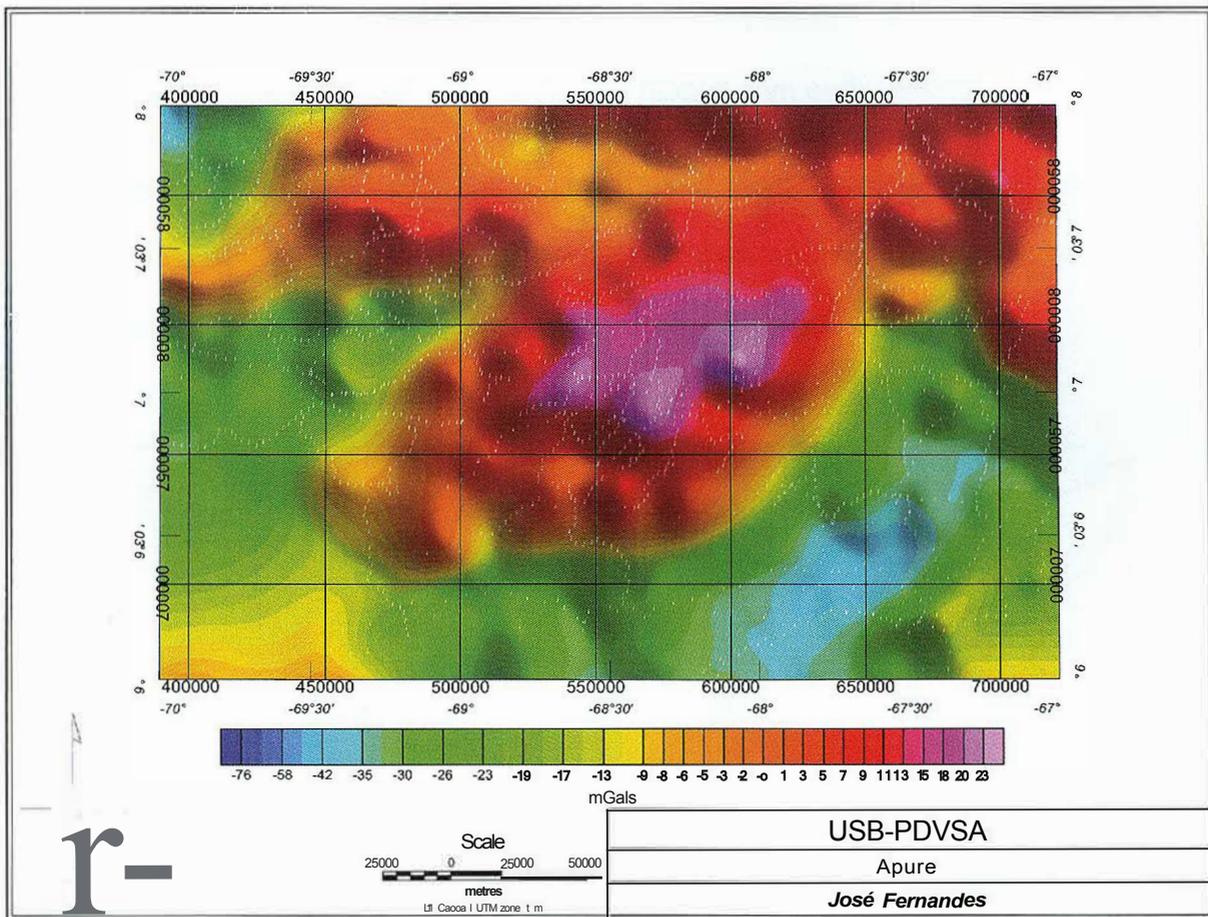


Figura 6.4: Mapa Bouguer da superposição das duas coberturas, 1627 estações.

As linhas de estações do levantamento são traçadas de forma a começarem e terminarem em estações base, cujo valor de g é conhecido com precisão, servindo então, de referência para o valor relativo da variação fig , medida nas várias estações de cada linha.

Como etapa de pré-processamento, para que fosse possível realizar a correção de deriva ou *drift* instrumental no processamento, os dados foram organizados em grupos de trajetos distintos, associados a cada gravímetro. Isto é necessário, porque a

correção de deriva é própria de cada instrumento, de acordo com a tabela fornecida pelo fabricante, depois de realizados testes na fábrica com cada unidade.

Esses grupos de trajetos foram realizados continuamente no tempo, fator essencial para a correção de deriva no processamento; foi usada como referência para a correção, a estação base mais visitada por cada grupo.

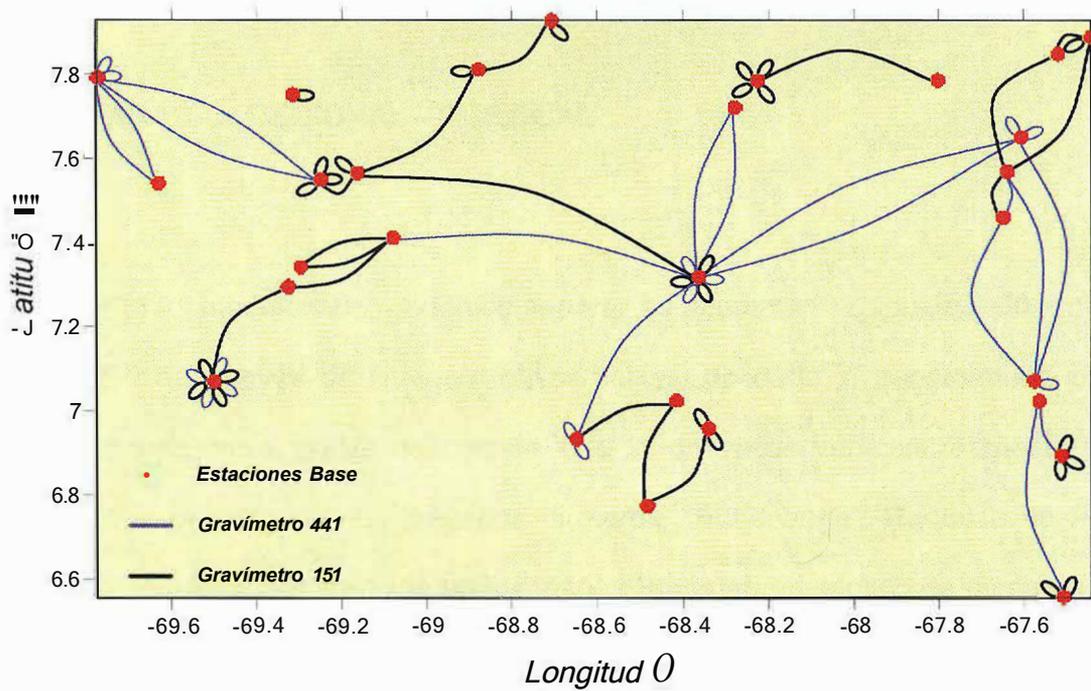


Figura 6.5: Grupos de trajetos de cada gravímetro.

6.3. Processamento

Os dados foram processados usando o programa Grav Master da Geosoft, capaz de calcular todas as correções relevantes no presente caso, principal função do processamento gravimétrico.

6.3.1. SEPARAÇÃO REGIONAL - RESIDUAL

Como já foi mencionado, podemos separar as anomalias regionais (>30 km), das locais (<25 km), através da filtragem passa-baixas, do dado já transformado para o domínio da frequência, ou do método de 1ª e 2ª derivadas verticais. Também foram usados nesse processamento, co-senos diretores, "Butterworth", Redução ao Pólo e Redução ao Equador. Gerando-se vários mapas Bouguer, no sentido de comparar qual é o mais compatível ao modelo geológico.

Nesse caso específico, é difícil decidir qual é o melhor método para análise quantitativa, ou qual apresenta mais informações sobre a geologia mais profunda ou superficial; quando se leva em conta que o conhecimento da geologia estrutural da bacia é limitado, devido ao fato de esta ser coberta por aluviões quaternários e de não haver levantamentos de sísmica 2D de caráter regional disponível até o momento da geração do modelo geológico.

Esta dificuldade pode ser contornada utilizando-se de pontos de controle obtidos de sísmica 2D local, poços e afloramentos, obtendo assim, pontos de amarração com os dados potenciais para a validação dos mapas utilizados.

Aplicação do filtro de frequência à região

A seguir são apresentados mapas de Anomalias Bouguer, total, regional e residual de um levantamento mais abrangente da região, com 4995 estações, feito anteriormente pela Universidad Simon Bolívar. A separação foi feita utilizando o filtro de frequências "Moving Average".

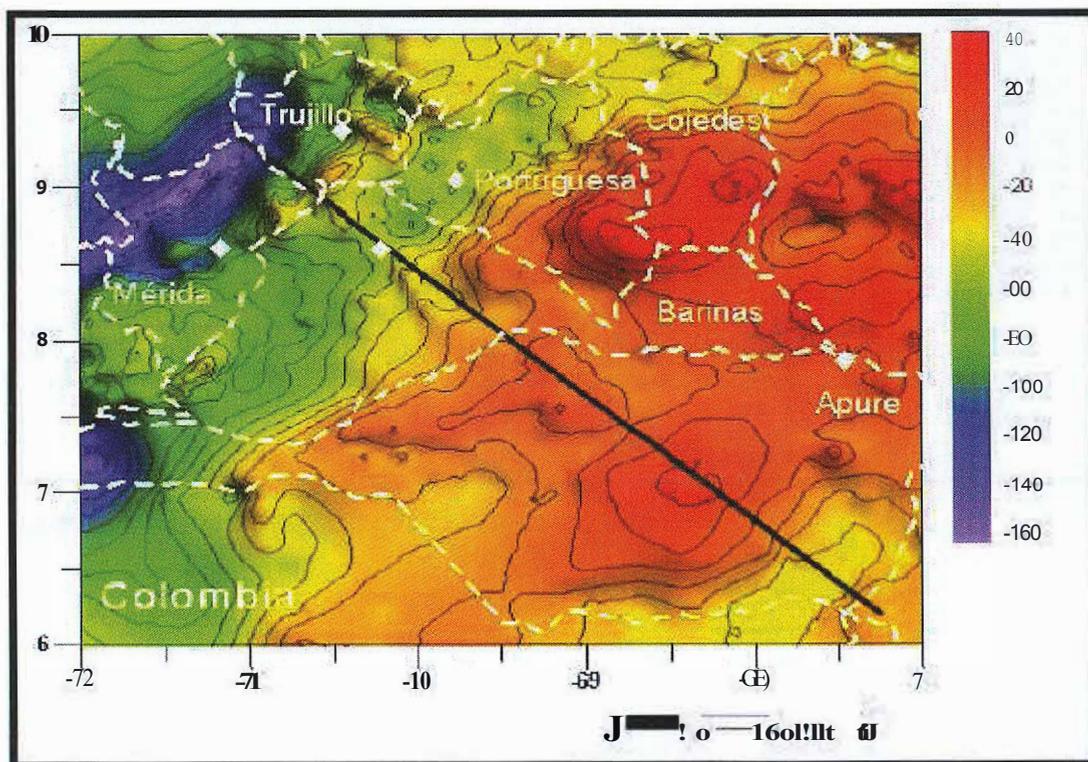


Figura 6.6: Mapa de Anomalia Bouguer da região.

Pode-se observar o contraste negativo a NO devido à resposta isostática ao peso da cadeia Mérida Andes, e um aumento crescente dos valores de Anomalia Bouguer

na direção SE, a medida que a espessura dos sedimentos se torna menor devido ao soerguimento do embasamento cristalino, ao aproximar-se do Cráton da Guyana.; o alto gravimétrico no centro do Estado de Apure, correspondente à deposição de sedimentos em estruturas distensionais Pré - Cretáceas. Estas anomalias são melhor visualizadas no mapa regional, onde foram suavizados os ruídos das anomalias locais, superficiais.

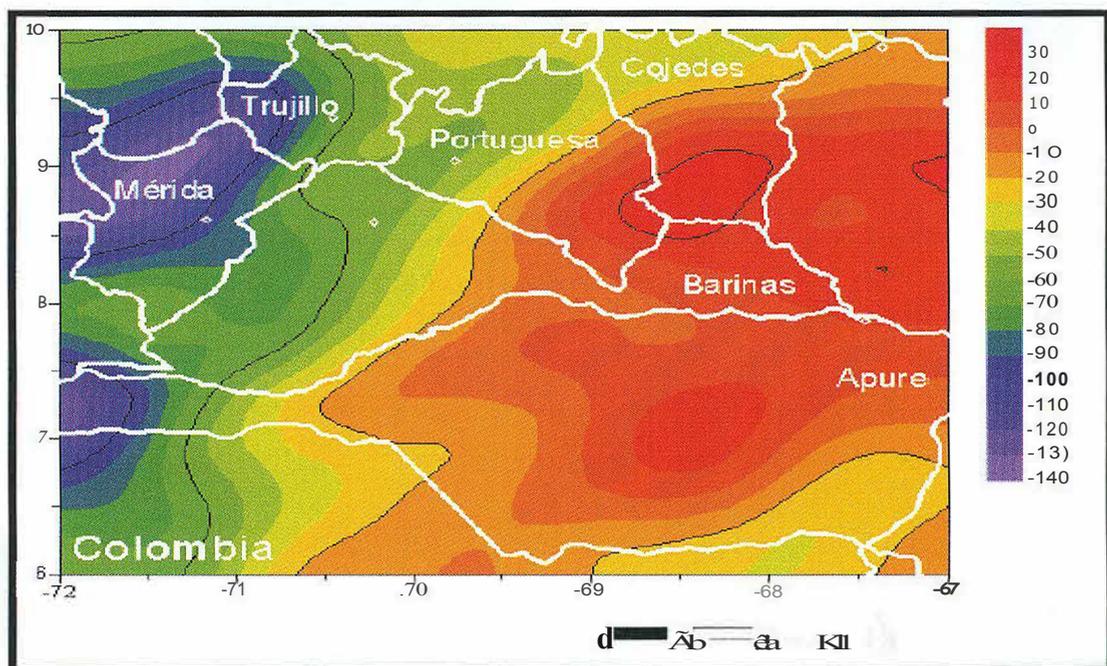


Figura 6.7: Mapa de Anomalia Bouguer regional.

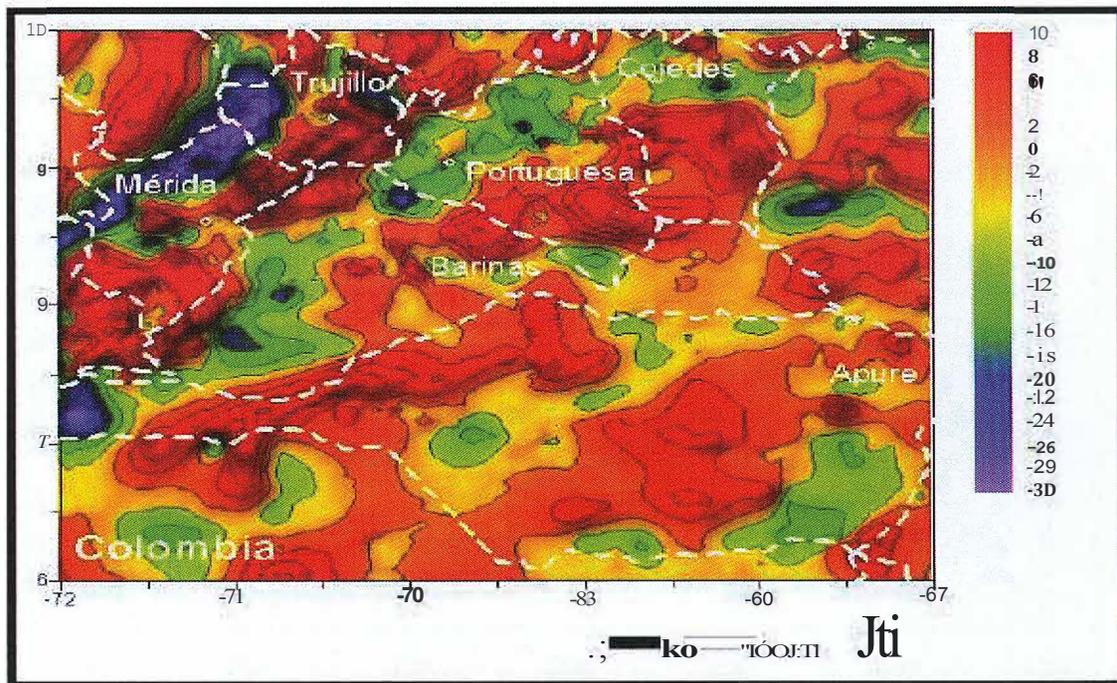


Figura 6.8: Mapa de Anomalia Bouguer residual.

6.3.2. CORREÇÕES

O processamento segue então, com as correções necessárias para o mapeamento apenas das Anomalias Bouguer, do atual levantamento:

6.3.2.1. Correção de deriva instrumental

Conforme foi discutido na (seção 5.4.6), os dados foram agrupados de forma a possibilitar esta correção durante o processamento. Procedeu-se, então, com o cálculo da correção, a partir da tabela de correções de cada instrumento, do valor g de

referência cada estação base e do intervalo de tempo entre cada medição e a última leitura na estação base.

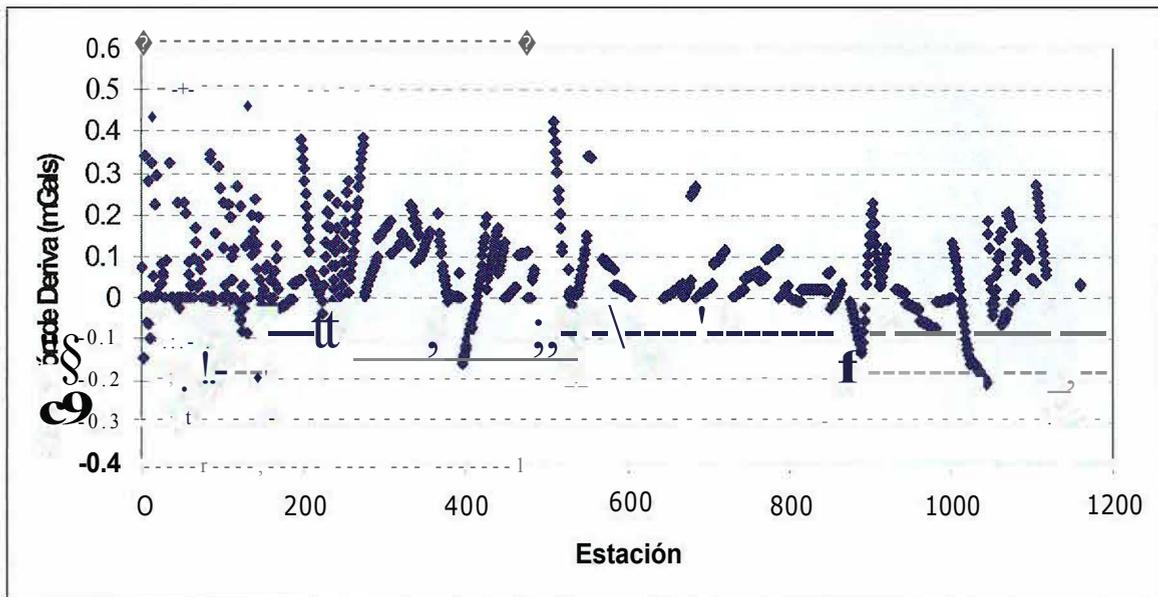


Figura 6.9: Valores da correção de deriva instrumental para cada estação.

6.3.2.2. Correção de marés terrestres

Com a finalidade de compensar o efeito da Lua e do Sol na medição de g sobre a superfície. Este efeito é calculado computacionalmente segundo a posição do ponto na superfície terrestre, assim como a posição dos astros no instante de cada medida. Esta variação obedece a uma função periódica complexa, porém pode ser decomposta pela superposição de 4 funções periódicas aproximadamente senoidal, com períodos de 12

h, 24 h, 14 dias e 6 meses, com amplitudes entre -0.12 mGal e 0.22 mGal, conforme ilustra a (Figura 6.1 O).

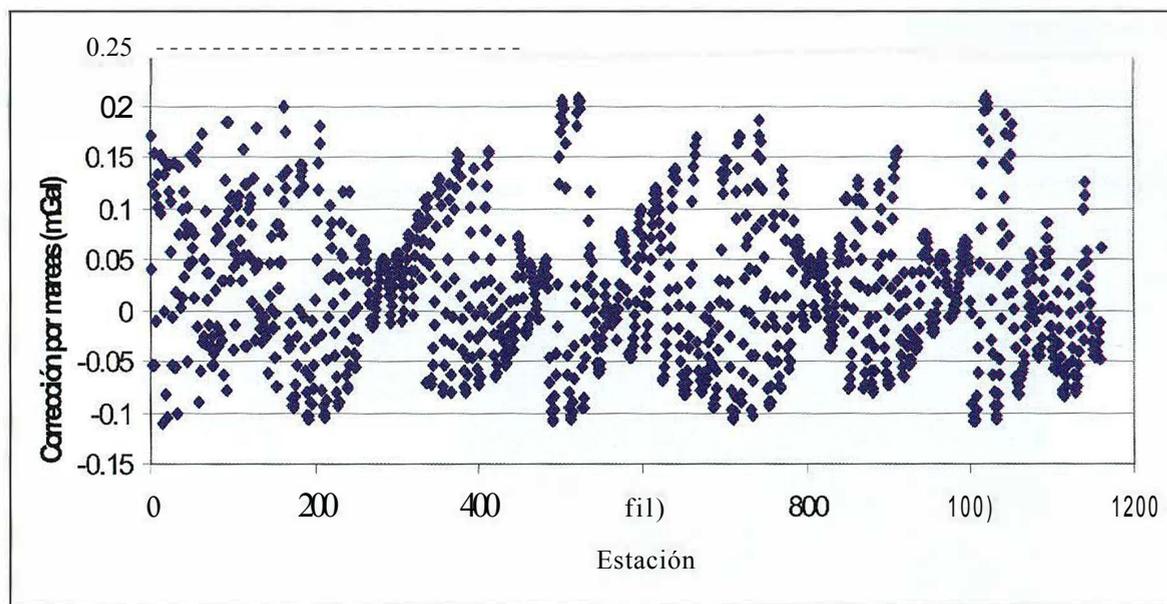


Figura 6.10: Valores da correção de marés terrestres para cada medição realizada.

6.3.2.3. Correção de terreno

Esta não foi realizada no presente levantamento, ciente da suave variação topográfica da região, que não ultrapassa os 100 m e não apresenta variações locais abruptas, até mesmo o efeito dos Andes Venezuelanos como uma influencia horizontal na medida de g , pôde ser desprezado, já que seus valore absolutos não superam 0.2 mGal (Izzarra, 2002).

6.3.2.4. Correção *free air*

Foi calculada segundo a altitude de cada estação, para um datum correspondente ao geóide (que acompanha o nível do mar).

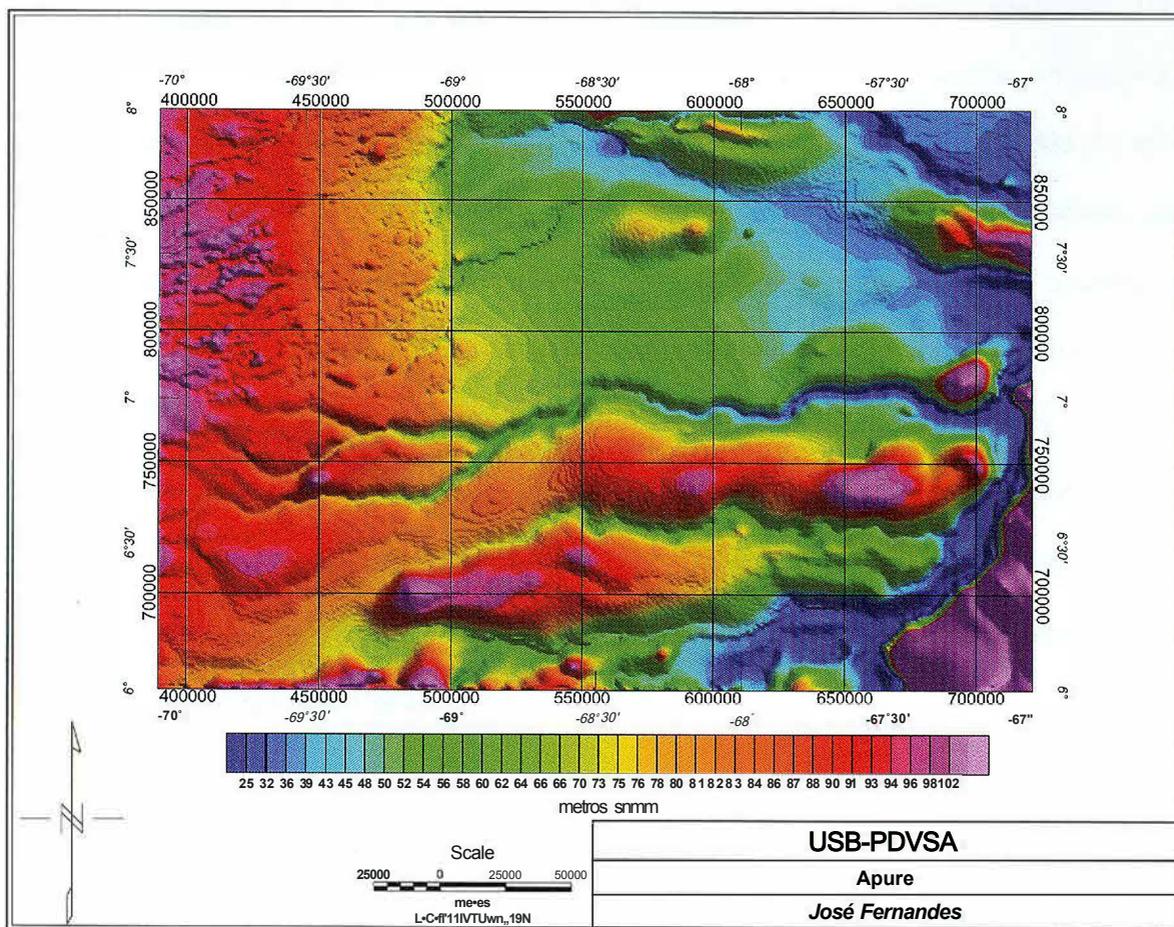


Figura 6.11: Mapa topográfico da zona de estudo.

6.3.2.5. Correção Bouguer

Conforme a explanação teórica anterior, essa correção se baseia em dados topográficos das estações e Densidade Bouguer estimada para a camada de litológica entre o ponto de medida e o datum de referência. Esta densidade foi calculada como um valor médio da densidade de diversos meios sedimentares da bacia, medidas em poços a leste do Campo Güafita, assim como poços exploratórios a noroeste da zona de estudo. Apesar de o método mais confiável para a estimativa das Densidades Bouguer, seja o de Nettleton, como já foi discutido, este se baseia na escolha da densidade aplicada no cálculo de Anomalia Bouguer, cujo perfil tenha menos correlação com a topografia. Como esta região é desprovida de forte relevo, o método de Nettleton não foi aplicado na região, ao invés disso, foi empregada uma densidade já estimada por este método na região norte da bacia, foi então adotado, o valor definitivo de densidade 2.4 g/cm^3 na correção Bouguer do levantamento (Graterol, 1989; Graterol, 1993).

6.3.2.6. Anomalia Bouguer

Finalmente, feitas todas as devidas correções, calculada a gravidade teórica para cada ponto, conforme a sua latitude G_t (que inclui a correção de marés), gerou-se o mapa de Anomalias Bouguer da região, para uma densidade de 2.4 g/cm^3 .

$$AB = G_{obs} - G_t - C_b + C_a$$

Onde G_{obs} é o valor medido já com a correção de deriva instrumental e a de marés terrestres, C_a é a correção *free air* e C_b é a correção Bouguer.

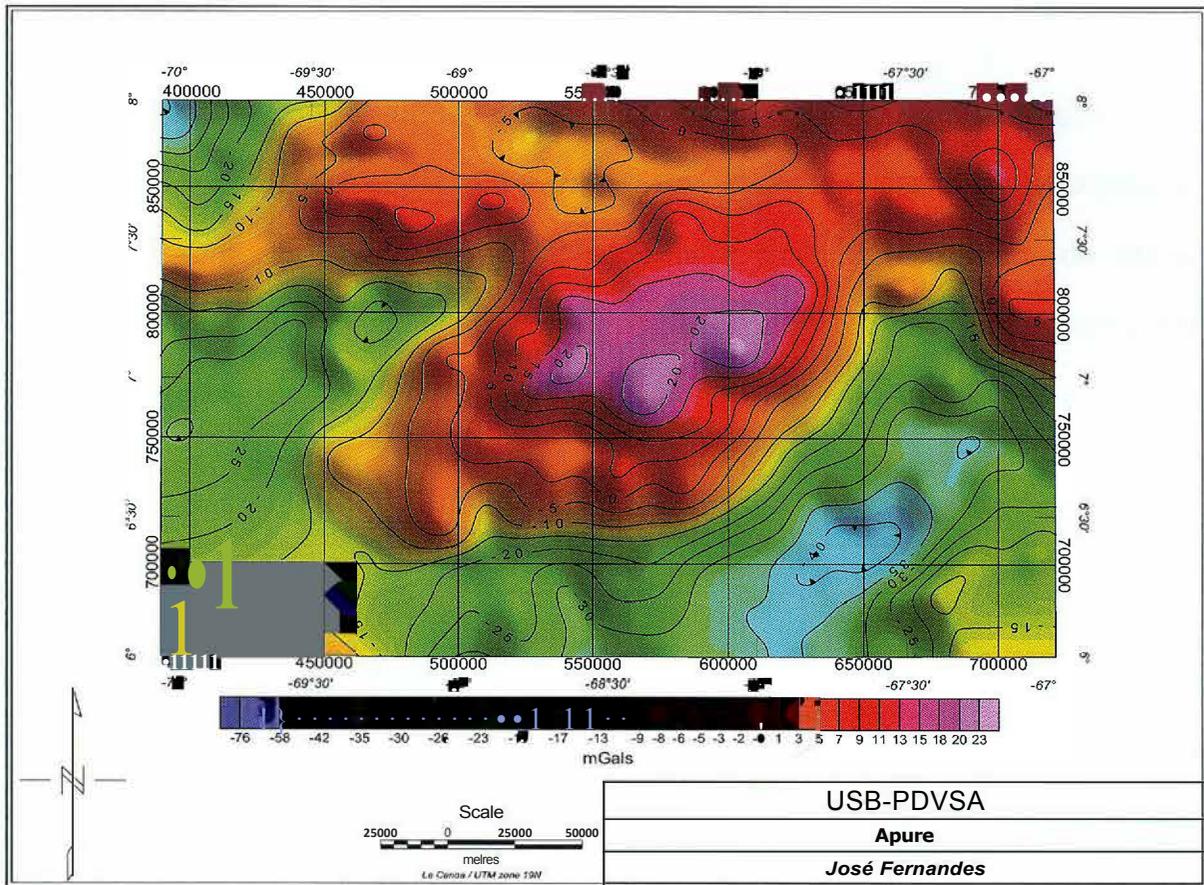


Figura 6.12: Mapa de Anomalia Bouguer para uma densidade de 2.4g/cm³.

6.4. Inversão Gravimétrica

Gerado os mapas de Anomalia Bouguer, se procedeu a realizar a inversão gravimétrica utilizando o método proposto por Graterol, V. (Graterol e Gumert, 1998; Barbosa, 1999).

O método consiste em utilizar pontos de controle dentro da zona de estudo, onde a profundidade do embasamento foi bem estimada através de sísmica, afloramento e poços. Neste trabalho foram utilizados pontos de controle obtidos a partir de dados sísmicos convertidos em profundidade (mediante campos de velocidades baseados nos perfis sônicos do poço GF012X) de linhas pertencentes ao levantamento APURE 86 (APC-86A-G, APC-86A-08, APC-86A-I, APC-86A-09, APC-86A-05).

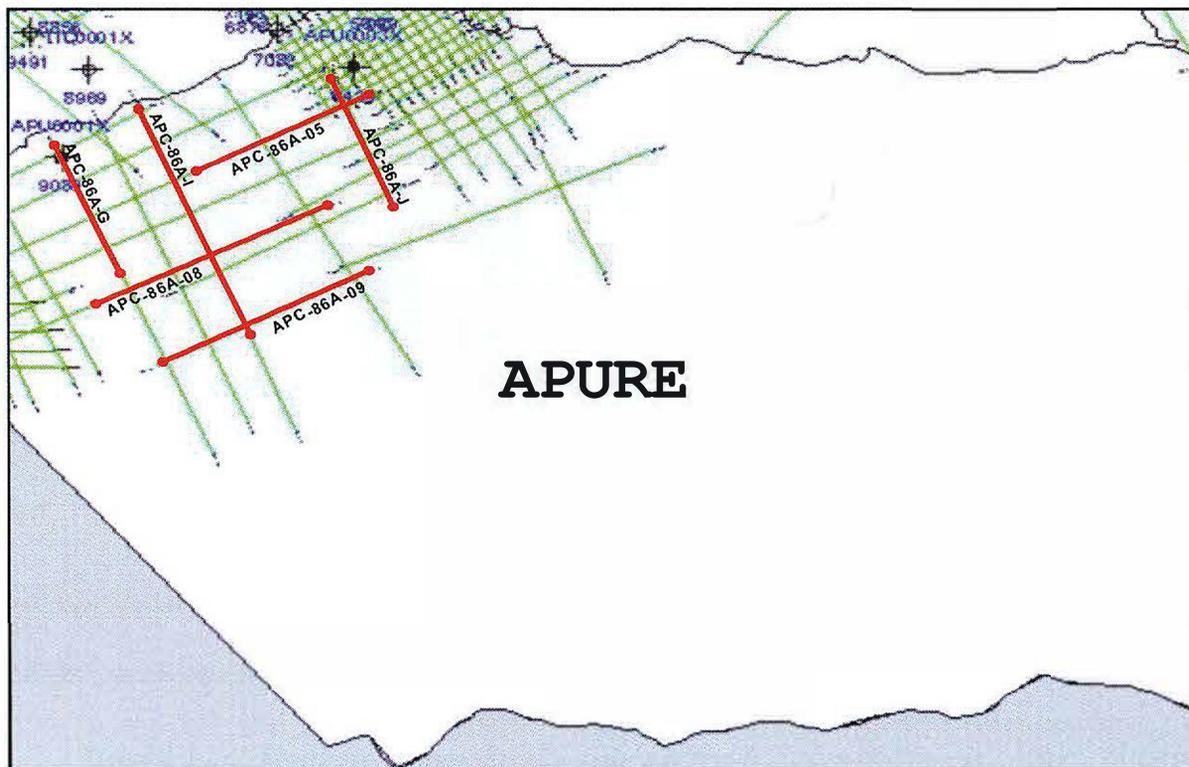


Figura 6.13: Unhas sísmicas geradoras de alguns dos pontos de controle.

As profundidades do embasamento foram interpretadas usando dados dos poços: Apure-1, Ticopro-1, Canagua-1, San Vicente-1 e dos afloramentos pré-cambrianos encontrados à acerca do rio Orinoco, no extremo SE da zona de estudo. A partir das profundidades conhecidas dos pontos de controle, se aplica a cada um deles uma correção da Bouguer ($Ab = -0.0419 \cdot \rho_p \cdot h$), que faz anular o contraste de densidade entre os sedimentos mais profundos e o embasamento, considerando um valor médio de 0.3 g/cm^3 para este contraste.

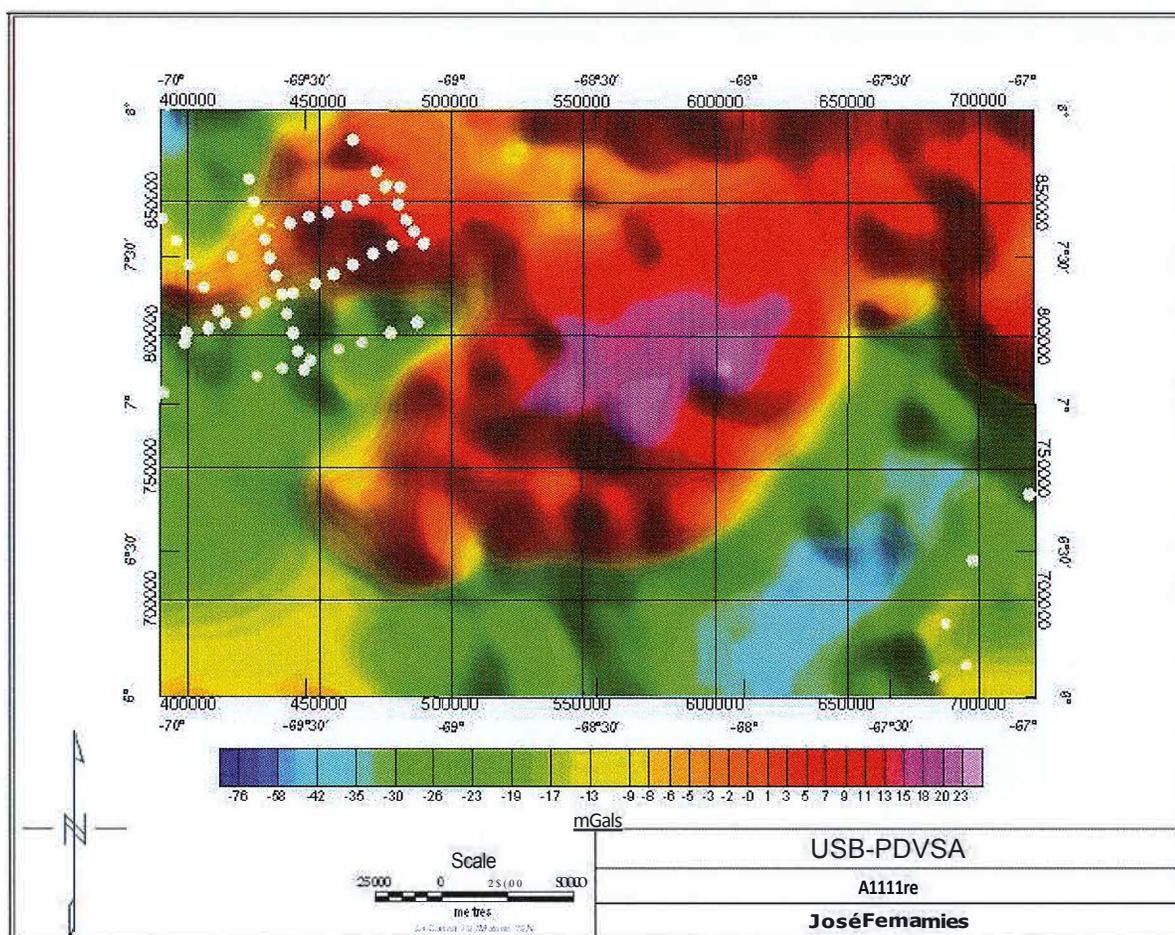


Figura 6.14: Mapa de Anomalia Bouguer da região, com destaque para os pontos de controle utilizados no processo de inversão gravimétrica.

Subtraída essa parcela do valor total de anomalia Bouguer de cada ponto e interpolando, anulamos parcialmente (mais ideal quanto maior o número de pontos por área e mais bem distribuídos) a influência da topografia do embasamento, realçando apenas as anomalias da camada de sedimentos entre a superfície e o embasamento ígneo metamórfico, ou seja, a componente residual. Feito isso, foi subtraída essa componente, do total, restando apenas a componente regional. A vantagem desse processo de separação, é que a malha de regional tem o mesmo número de celas que a malha original, o que não é possível com o filtro passa-baixas, já que para comprimentos de onda maiores, a resolução horizontal diminui.

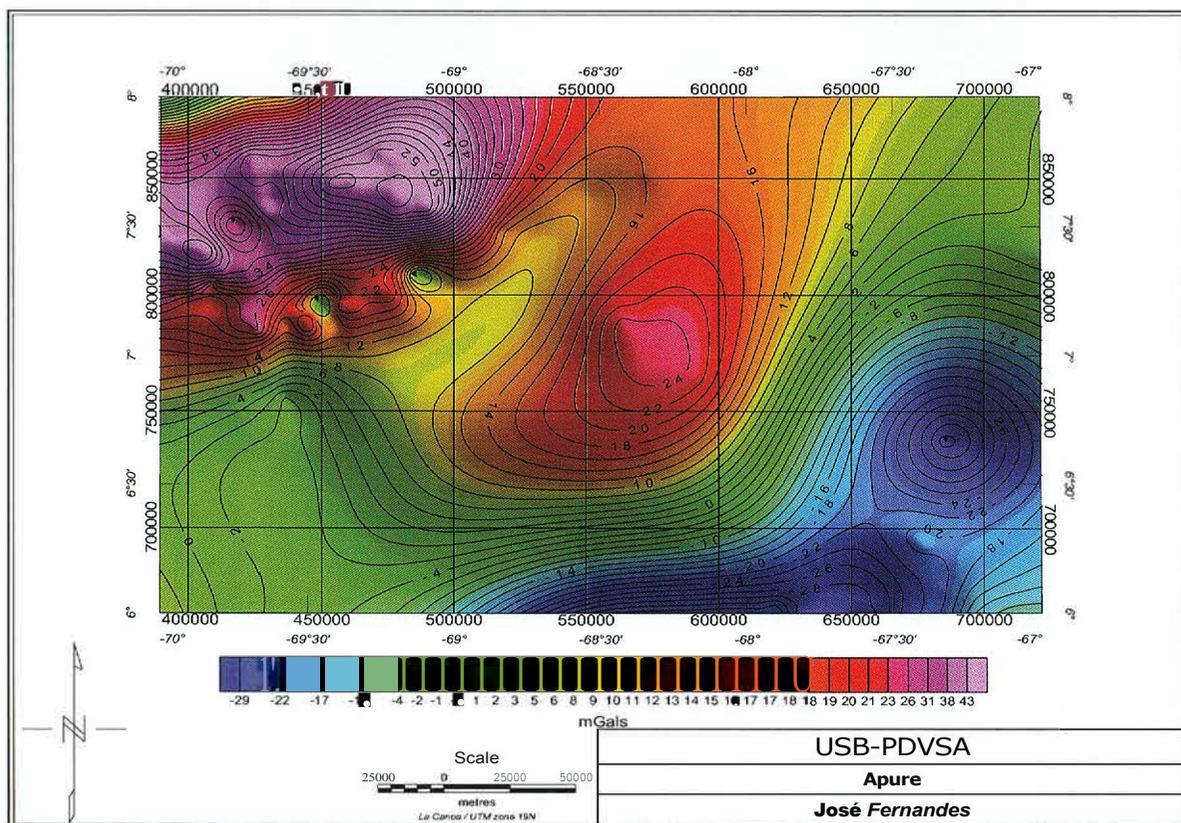


Figura 6.15: Mapa de Anomalia Bouguer Regional gerada, a partir da interpolação dos valores obtidos nos pontos de controle.

A partir da subtração dessa malha regional controlada da malha original, foi gerada a malha de Anomalia Bouguer residual controlada. Este processo foi utilizado, ao invés de simplesmente usar a malha residual gerada depois da correção de placa Bouguer para cada ponto de controle, porque assim a interpolação é feita na malha regional, cujas oscilações são bem mais suaves tanto em intensidades como em distância.

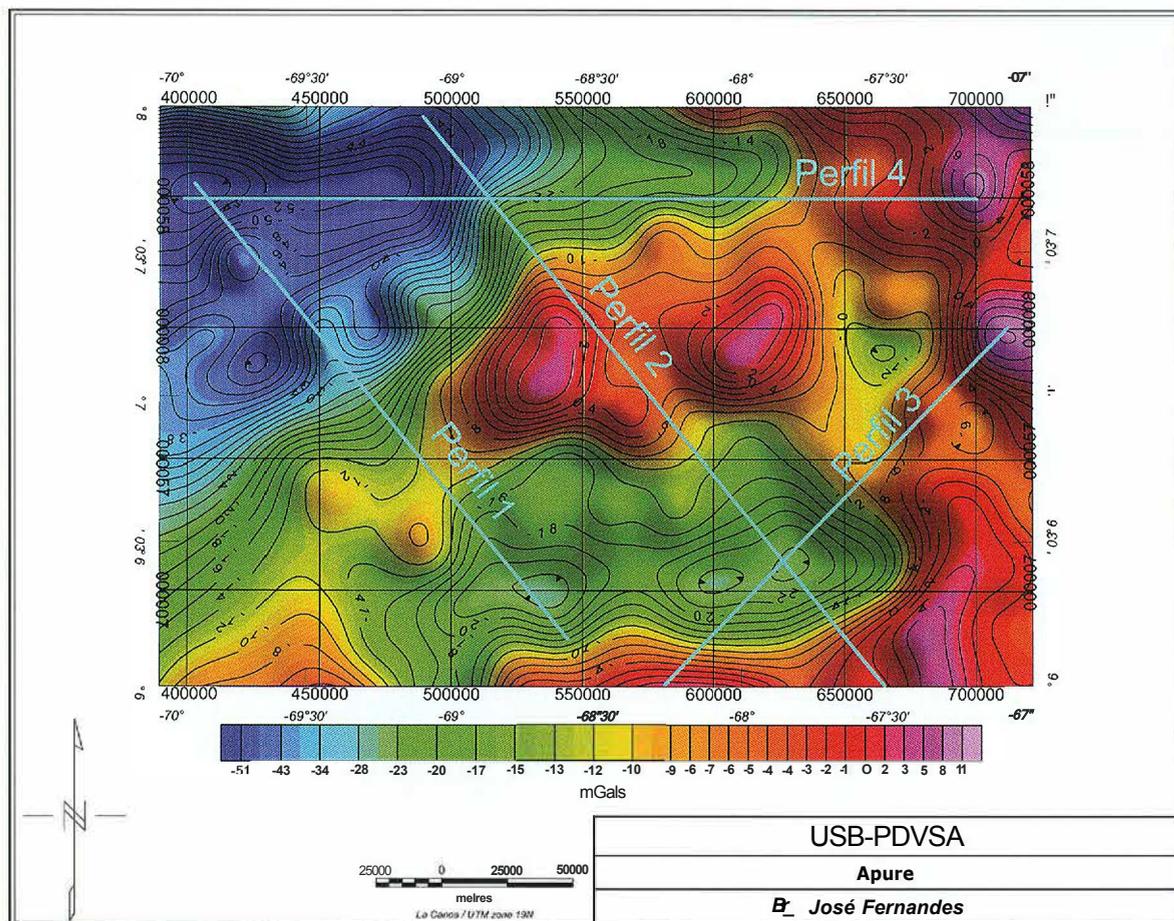


Figura 6.16: Mapa da componente residual da Anomalia Bouguer, gerado a partir da subtração da malha de anomalia Regional controlada do total de Anomalia Bouguer.

Obtida a malha residual controlada, procedeu-se com a inversão, usando o programa INVERG 3 (Graterol, 1998), o qual aplica o método matemático de inversão (Bhaskara, 1991), oferecendo como resultado, o mapa que pode ser interpretado como o topo do embasamento cristalino da bacia.

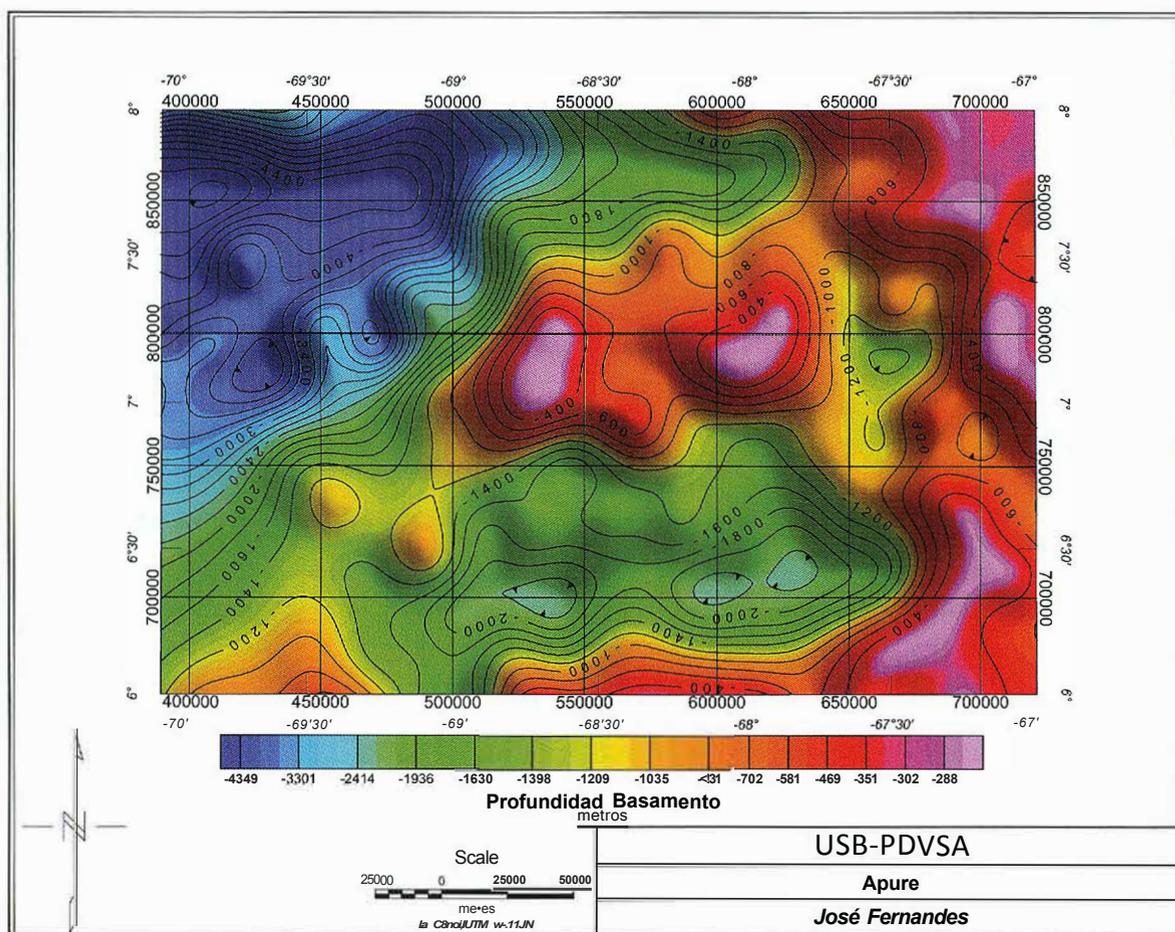


Figura 6.17: Mapa residual controlado, detalhando o topo do embasamento ígneo metamórfico, calculado pela inversão gravimétrica.

6.5. Interpretação Qualitativa

Depois de todo o processamento descrito, as Anomalias Bouguer fornecem importantes informações sobre as profundidades das rochas da subsuperfície. Paralelamente a esse levantamento, foi feita uma aeromagnetometria da região, assim como a propriedade física intrínseca das rochas que influencia a medida gravimétrica é a densidade ρ em cada ponto, a propriedade física que se detecta na magnetometria é a magnetização \mathbf{M} dos corpos em cada ponto, o que não é uma propriedade intrínseca, mas a influência que o campo magnético externo exerceu sobre a rocha desde sua formação, mediante sua suscetibilidade magnética X_m , sendo esta sim uma propriedade intrínseca do material. As duas medidas são funções da distância à posição das fontes, porém como a natureza das fontes do campo magnético é dipolar, enquanto que as fontes do campo gravitacional são unicamente monopólos, os campos gerados por tais fontes obedecem a diferentes funções espaciais.

Para o dipolo magnético infinitesimal em cada ponto de magnetização M :

$$dm = Mdv,$$

onde dv é o diferencial de volume,

o campo magnético gerado por essa fonte diferencial é, a uma distância finita r é:

$$d\hat{E} = (dm / r^3)(2 \cos \theta r + \text{sen } \theta \hat{e}_\theta),$$

Onde θ é o ângulo entre r e a direção do dipolo dm , e \hat{e} é a direção perpendicular a r no plano formado por r e dm .

Enquanto que a contribuição gravitacional gerada por um diferencial de massa dm é

$$dg = \frac{Gdm}{r^2}, \text{ ou seja,}$$

O campo magnético decai com o inverso ao cubo da distância à fonte, enquanto que o campo gravitacional decai com o quadrado da distância. Além disso, a intensidade do campo magnético depende das superposições entre as várias direções de magnetização de cada região dos corpos (não se trata das dimensões dos domínios), podendo se anular parcialmente a longas distâncias, condição em que muitas regiões com diferentes magnetizações são superpostas. Sendo assim, as medidas gravimétricas mapeiam melhor as anomalias mais superficiais, e as medidas magnetométricas fornecem informações sobre as formas e estruturas das litologias.

A prospecção, baseada em métodos potenciais, reside na identificação da distribuição e forma das anomalias, sendo um poderoso indicador de como as rochas e formações se distribuem na zona de estudos. Ambas as informações, provêm de um amplo espectro de fontes, porém a manipulação adequada desses dados concatenados a um conhecimento geológico da região, pode gerar modelos úteis na prospecção de hidrocarbonetos.

Teoricamente não é possível delimitar uma única solução para o modelo gerado por métodos potenciais, sempre haverá indeterminação entre posição, forma, quantidade e intensidade das anomalias mapeadas, porém na prática, associando

esses dados a modelos geológicos e outras fontes de controle, é possível se obter modelos que se aproximam satisfatoriamente da realidade.

Analisando o mapa Bouguer, onde foi aplicada uma densidade média de 2.4 g/cm^3 nas correções (**Figura 6.18**), pode se identificar um eixo de anomalias sub-paralelas aos Andes (Graterol. 1988), de maneira que, no sentido NO-SE, se encontram anomalias negativas com um mínimo de -30 mGal , a qual corresponde possivelmente à expressão gravimétrica do Graben de San Fernando; logo existe um alto gravimétrico onde se encontram as anomalias positivas da zona de estudo, as quais alcançam um máximo de 23 mGal indicando uma diminuição considerável na espessura dos sedimentos; a SE deste alto gravimétrico se pode observar uma forte anomalia negativa com mínimos de até -40 mGal (**Figura 6.18**), pode ser a expressão de um baixo estrutural possivelmente associado a regimes distensionais ou a subsidência gravitacional da bacia devido à carga exercida pelo cráton.

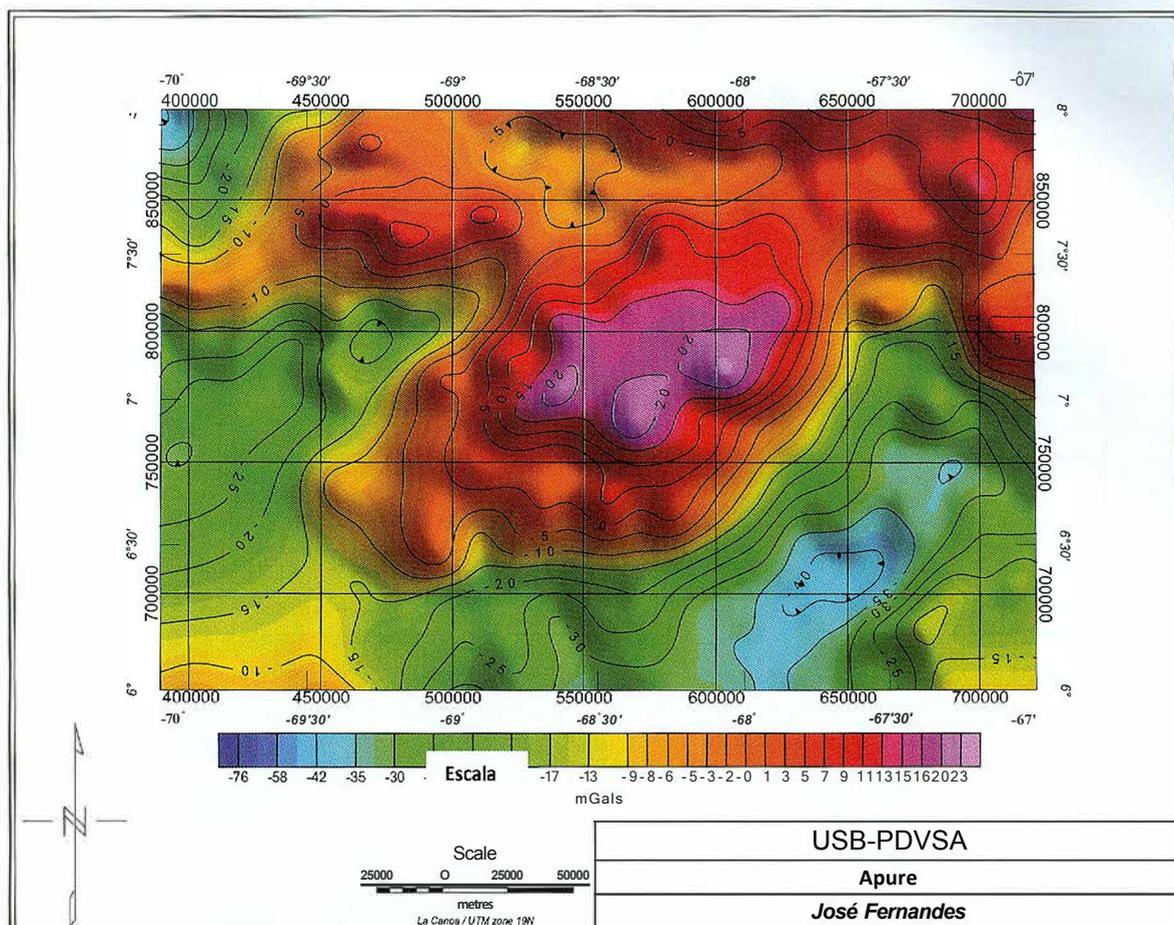


Figura 6.18: Mapa de Anomalia Bouguer para uma densidade de 2.4 g/cm^3 .

Ao eliminar a componente regional, os mapas residuais mostram altos e baixos gravimétricos cujos eixos são aproximadamente paralelos à cordilheira andina. Estes altos e baixos refletem uma tectônica gravitacional da possível reativação do embasamento, produto da orogenia andina; correspondendo os resíduos positivos a domos tectônicos e os negativos a fossas sedimentares.

Em outra cobertura da região já comentada anteriormente, podemos ver o perfil de Anomalia Bouguer da região, comparando-o com uma modelagem computacional usando um modelo flexural proposto por (Toth et al. 1996, e Ford et al. 1999), baseado em sísmica 2-D.

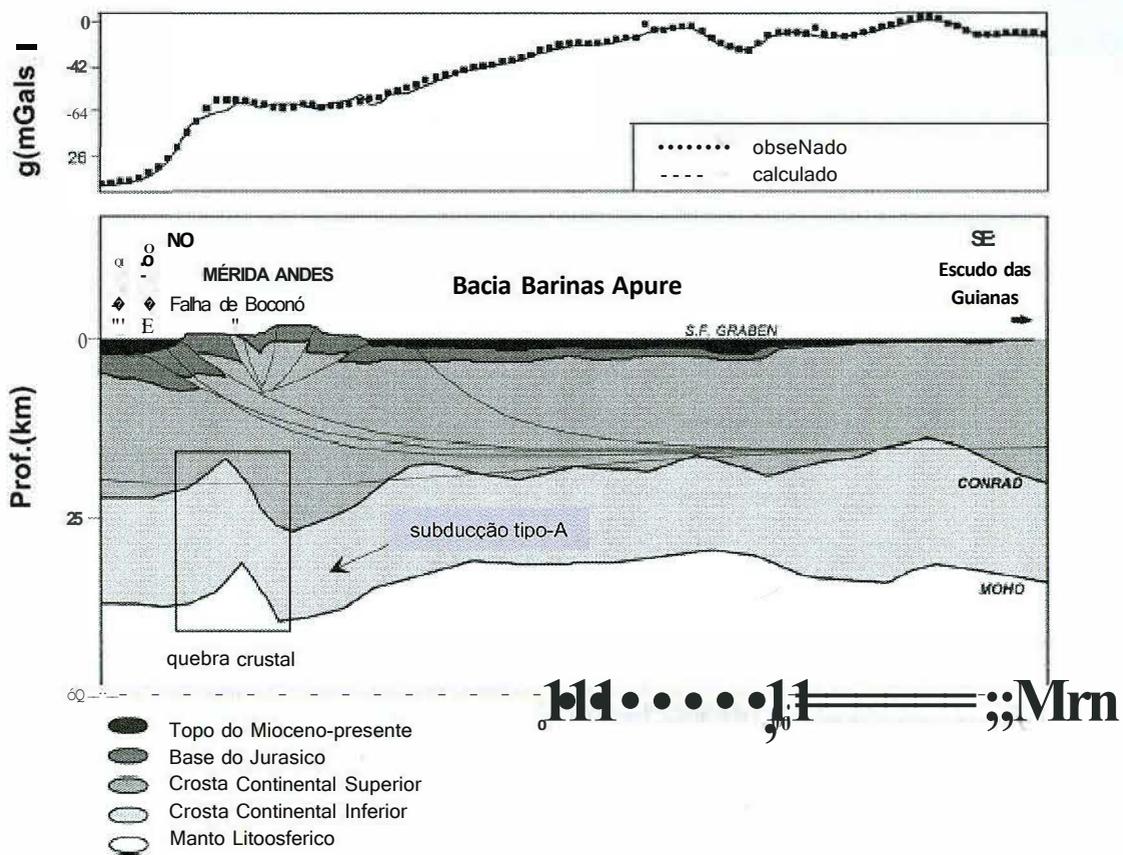


Figura 6.19: Perfil gravimétrico e seção geológica da bacia, evidenciando a quebra da crosta abaixo de MA, o enrugamento da descontinuidade Conrad e o Graben de San Fernando.

É bem nítida a região de subducção tipo A da crosta cratônica abaixo da BA sob a crosta transicional de Maracaibo (ambas pertencente à Placa Sul Americana), responsável por um pico gravimétrico, quebrando a tendência negativa da curva devido ao espessamento sedimentar do Andes. Essa quebra da crosta com a respectiva subducção, e a rugosidade da descontinuidade Conrad abaixo da BA, são justificadas pela diferença de rigidez entre as duas partes parte da crosta, sob um esforço compressional resultante da subducção tipo B da placa Caribenha sob a placa Sul Americana, esse esforço é ativo atualmente (**Figura 6.20**).

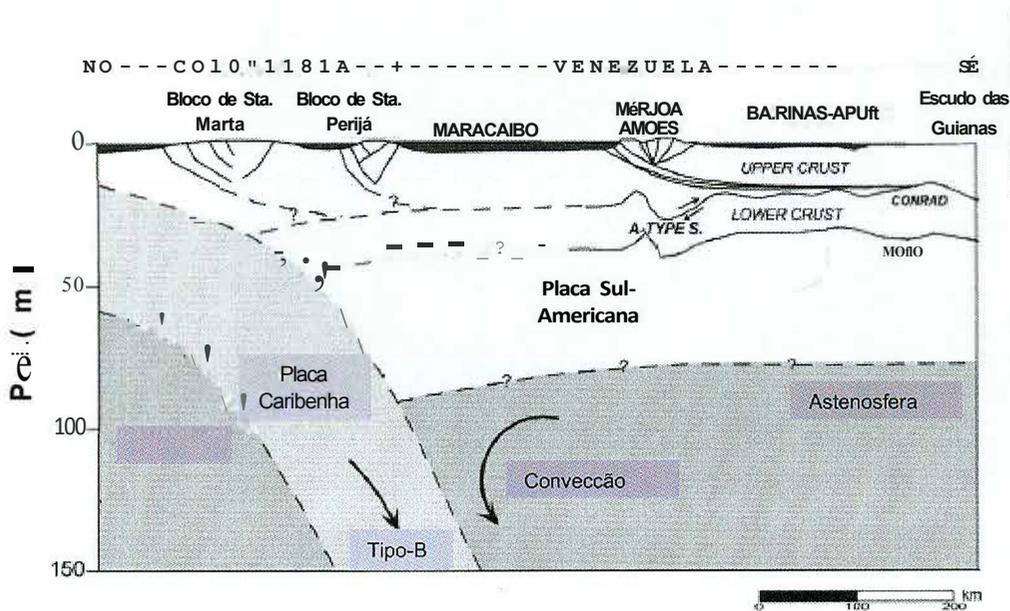


Figura 6.20: Seção regional evidenciando a subducção tipo B ativa da placa Caribenha sob a Placa Sul Americana, assim como a quebra da crosta sob MA, o espessamento da crosta abaixo de Maracaibo e o enrugamento da crosta abaixo de BA, devido a essa compressão.

6.6. Interpretação Quantitativa

Finalizada a interpretação qualitativa se procedeu com a modelagem gravimétrica e magnética a partir de quatro perfis traçados no mapa de Anomalia Bouguer residual controlada. Esses perfis foram escolhidos de forma a seccionar as principais estruturas perpendicularmente.

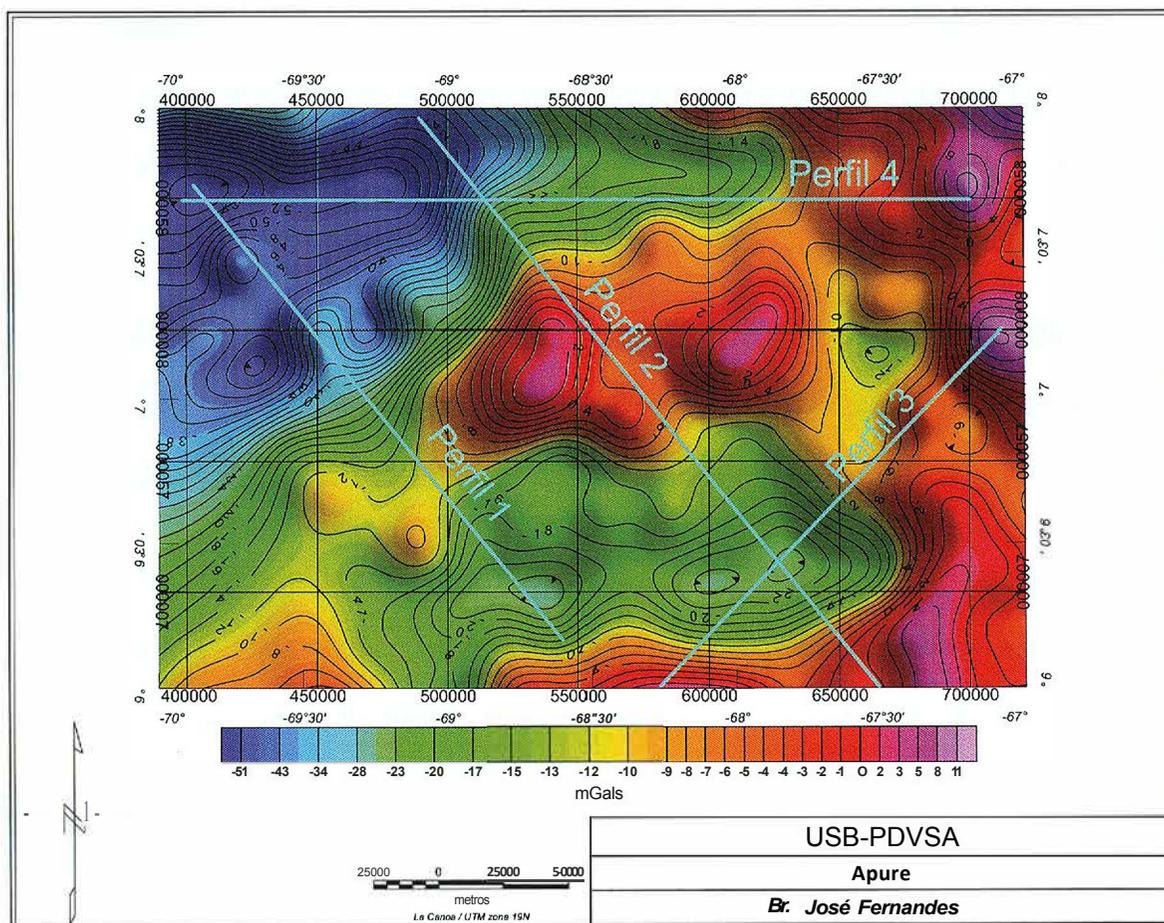


Figura 6.21: Mapa de Anomalia Bouguer residual controlado.

A interpretação quantitativa segue os seguintes passos:

A obtenção dos perfis residuais de Anomalia Bouguer e magnético ao longo de cada uma das seções propostas para a modelagem.

Elaborações de seções geológicas de referência obtidas de linhas sísmicas obtidas a SO da zona (Apure 86), a interpretação estrutural já realizada e alguns dados geológicos já obtidos.

A modelagem foi feita usando o programe GM-SYS, o qual permite um amplo manejo das propriedades físicas das rochas (densidade, suscetibilidade, remanência magnética, componentes do campo magnético, etc.), permitindo uma rápida interpretação e generalização de cada modelo.

O primeiro passo consistiu na modelagem magnética, utilizando uma densidade média de 2.4 g/cm^3 para os sedimentos e 2.7 g/cm^3 para o embasamento, mantendo consistência com a densidade usada na geração do mapa residual.

Uma vez encontrado um modelo satisfatório para a resposta gravimétrica, se procedeu com a modelagem magnética, admitindo corpos com diferentes suscetibilidades magnéticas formando o embasamento, de maneira a se obter uma resposta adequada às anomalias magnéticas do perfil. Cabe destacar que nesse processo se partiu da suposição de que a suscetibilidade dos sedimentos é desprezível frente à das rochas que compõem o embasamento, assumindo que este pode apresentar variações laterais dos valores suscetibilidade, pelos quais se dividiu o embasamento em vários blocos de aproximadamente 25 km de profundidade e

contatos subverticais de maneira a se obter um modelo aproximado das variações laterais de suscetibilidade para cada perfil interpretado. Estas variações de suscetibilidade estão dentro de uma faixa de 0.001 a 0.006, com a tendência dos maiores valores se localizarem no centro da área de estudos, coincidindo com o alto gravimétrico que separa os Graben interpretados, e os menores valores de suscetibilidades tendem a se localizar até os limites da bacia.

No Perfil 1 (**Figura 6.22**), corte NO-SE, se observa soerguimento à NO, onde se localizam as maiores profundidades da zona de estudo, alcançando uma espessura de sedimentos de aproximadamente 500 m, já interpretado como o Graben de San Fernando, cuja estrutura possui direção aproximada N 50 E. Em todos os perfis realizados, tanto no modelo gravimétrico como magnético, é sustentada a hipótese de um amplo domínio tectônico de falhas normais, possivelmente associadas a regimes distensionais, produto da reativação do embasamento ígneo metamórfico.

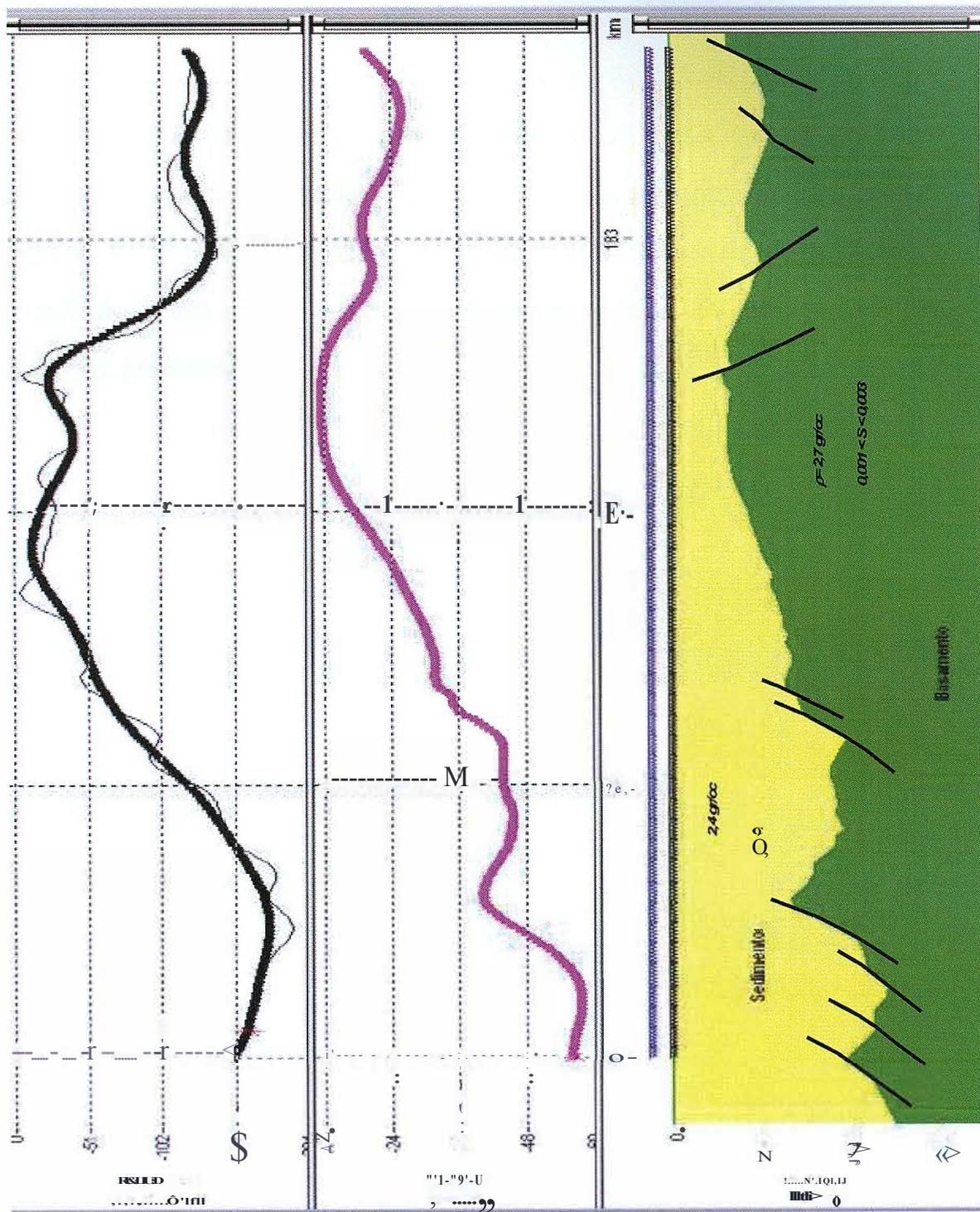


Figura 6.22: Perfil 1 da zona de estudo.

O Perfil 2 (**Figura 6.23**) assim como no Perfil 1 mostra a existência de um alto estrutural na zona central de Apure, que coincide com o máximo valor positivo do mapa anomalia residual gravimétrica, e separa o Graben de San Francisco do baixo estrutural a SE da zona; este alto estrutural constitui uma excelente estrutura para o *trapeamento* de hidrocarbonetos em seus flancos, onde as espessuras de sedimentos são consideráveis, incluindo a possibilidade de *trapeamento* de estruturas subjacentes à discordância pré-Cretácea.

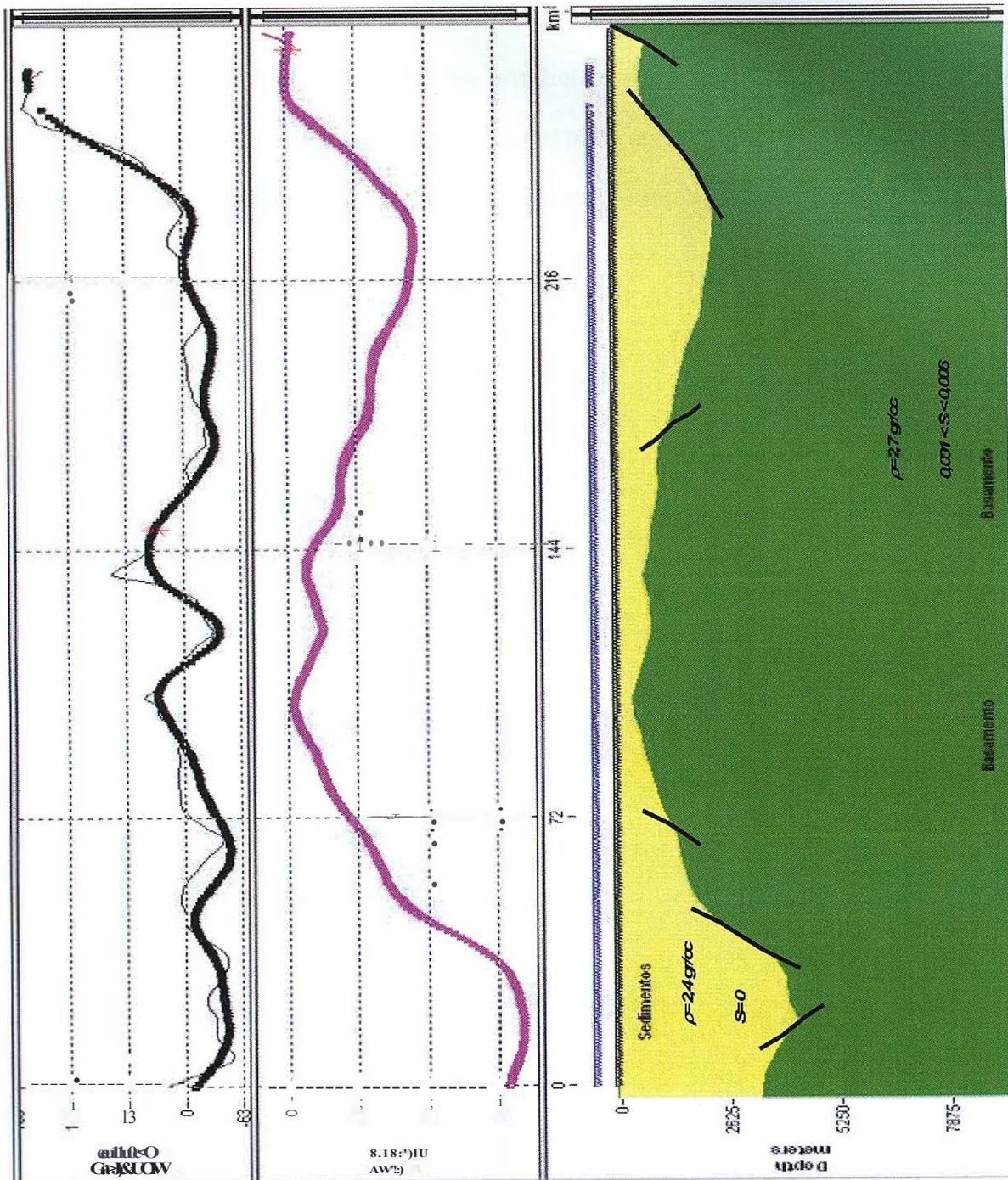


Figura 6.23: Perfil 2 da zona de estudo.

No perfil 3 (**Figura 6.24**), se observa como o baixo gravimétrico a SE da zona de estudo, é possivelmente resultado de um baixo estrutural, com profundidade de aproximadamente 2200 m. Este baixo estrutural pode constituir um excelente prospecto hidrocarbonífero sustentado pelos dados gravimétricos e magnéticos.

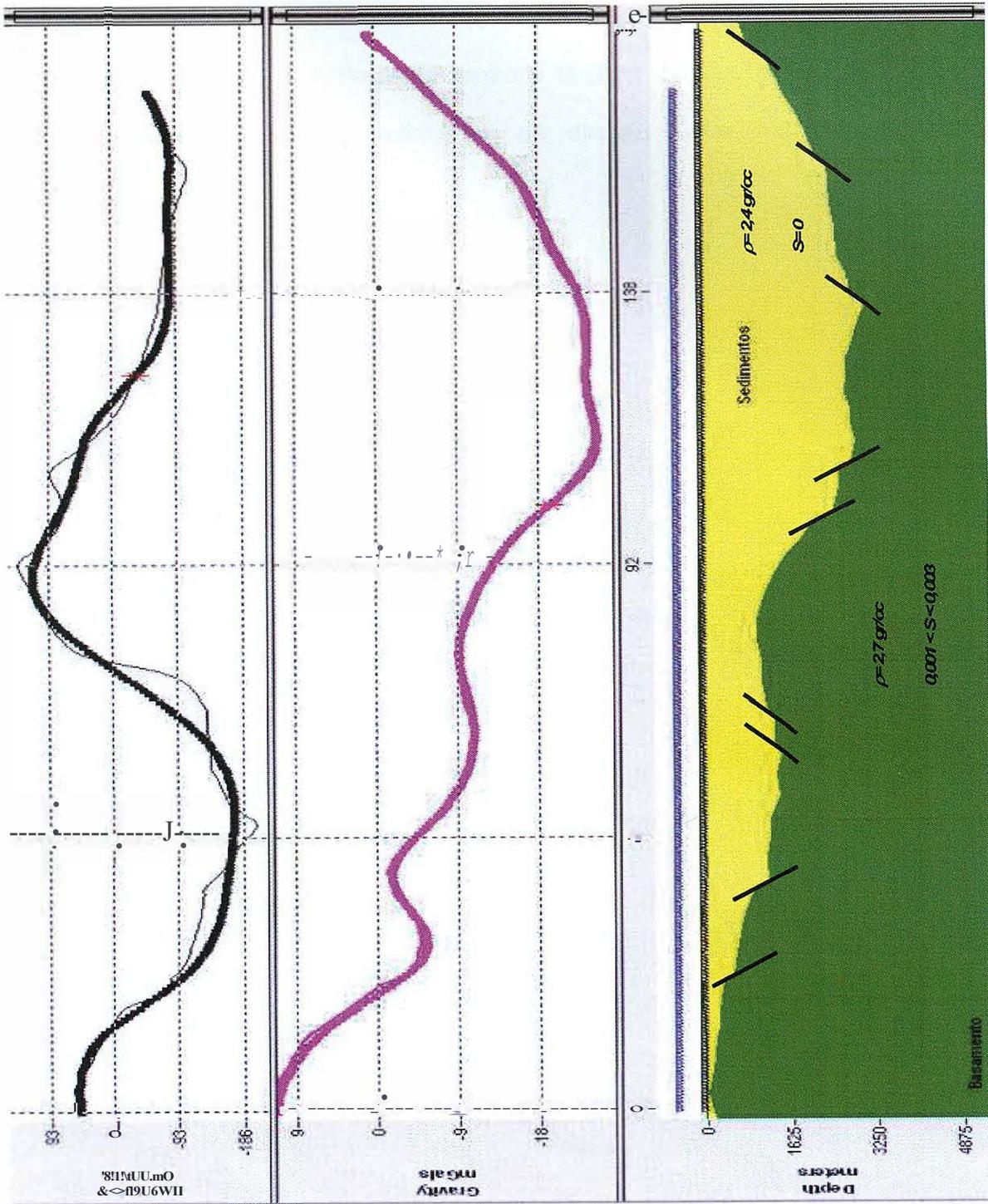


Figura 6.24: Perfil 3 da zona de estudo.

O Perfil 4 (**Figura 6.25**), de direção Leste-Oeste, mostra como a bacia se aprofunda até Oeste, de onde se encontra o Graben de San Fernando, e tende a diminuir em espessura de sedimentos na direção Leste, na vizinhança dos afloramentos do arco de El Baúl.

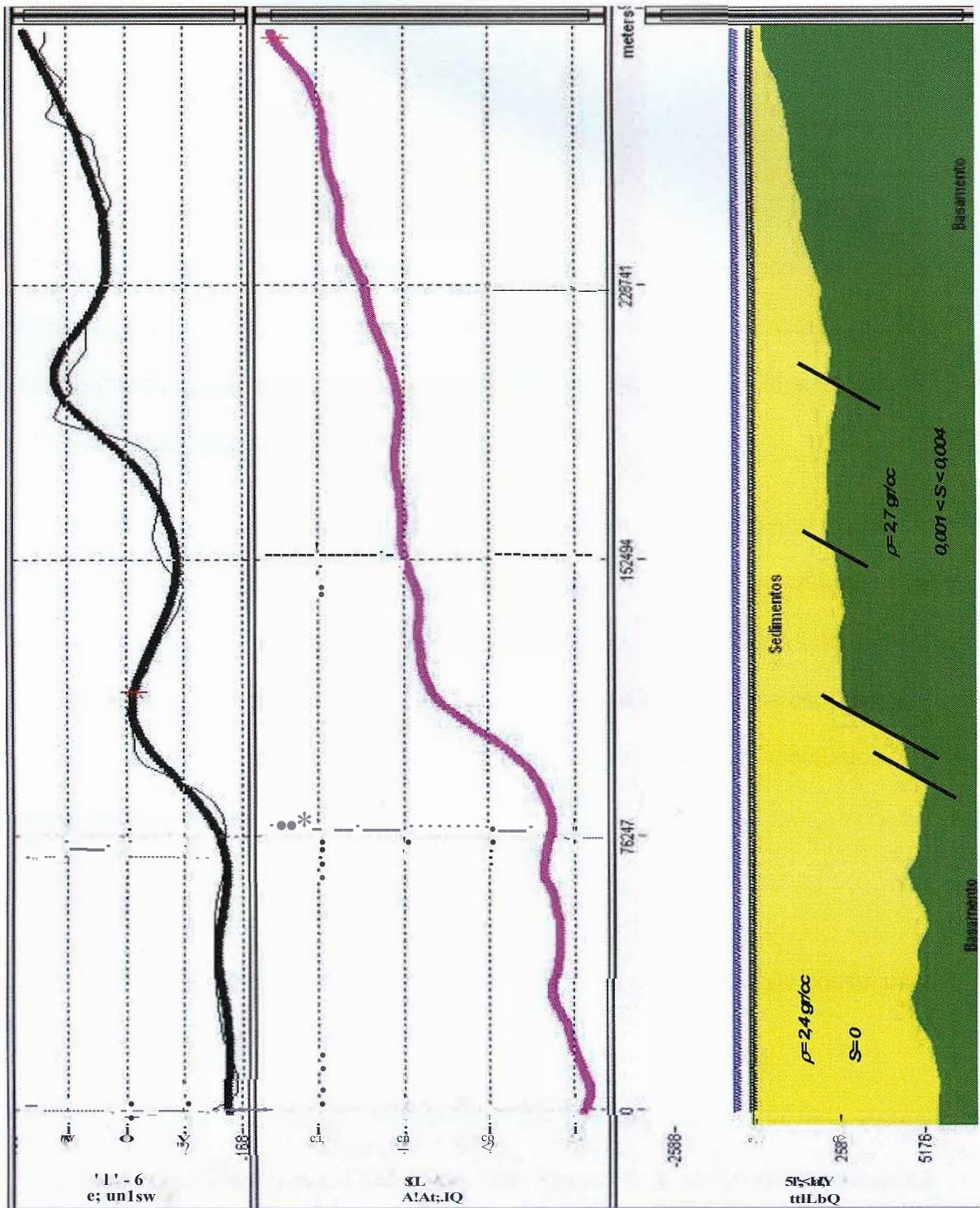


Figura 6.25: Perfil 4 da zona de estudo.

7. CONCLUSÃO

O processamento dos dados gravimétricos e posterior interpretação dos mapas magnéticos e gravimétricos, gerados para a área de estudo, tem possibilitado efetuar um reconhecimento geofísico-geológico semi-detalhado, dos delineamentos presentes no embasamento da zona sul da bacia Barinas Apure.

Os principais resultados desse trabalho se encontram compilados nos mapas de topo do embasamento, a interpretação estrutural realizada, onde se mostram os principais delineamentos do embasamento da bacia que pudessem afetar a seqüência sedimentar e aumentar as possibilidades de *trapeamento* de hidrocarbonetos; além dos quatro perfis geológico-geofísicos, nos quais se apresentam os resultados da modelagem gravimétrica e magnética.

As principais estruturas que foram interpretadas são:

- a) O Graben de San Francisco, no extremo NO da zona de estudo, que possui uma estrutura sedimentar que atinge 5000 m;
- b) O baixo estrutural localizado no extremo SE da zona de estudo, que possui menores dimensões que o Graben de San Francisco e atinge uma espessura sedimentar de aproximadamente 2000 m.

O processo de interpretação permitiu selecionar zonas, que por suas características geofísicas e estruturais, justificam a exploração utilizando tomografia sísmica, com o objetivo de se obter maior informação geofísica destas zonas de interesse.

Essas zonas são compostas por flancos de alto estrutural que se encontram no centro da área de estudo, determinados a partir das anomalias residuais positivas, que podem representar a existência de trapas estruturais e tectônicas, associadas a reservatórios de hidrocarbonetos de interesse econômico. Assim como o baixo estrutural que se observa no extremo SE da área de estudo, também pode conter *trapeamentos* de hidrocarbonetos que migraram até essa borda do cratón similares às jazidas rasas da Falha Petrolífera do Orinoco.

No presente estudo foi acompanhada uma aplicação recente da gravimetria associada à magnetometria na exploração de hidrocarbonetos. Apesar de seu nível de detalhamento não ser o suficiente para identificar estruturas específicas de trapeamento em sistemas petrolíferos como às falhas que somente a tomografia sísmica resolve com precisão, os métodos potenciais exigem menor custo financeiro e ambiental, possibilitando uma cobertura mais abrangente.

Com o uso de gravimetria são identificadas importantes estruturas, como nesse caso o topo do embasamento ígneo metamórfico, informação essencial para a determinação das regiões de maior potencial exploratório, onde é retornável um levantamento sísmico.

Referências

- Audemard, F.E. 1991. *Tectonics of Western Venezuela*. Houston, PhD Thesis, Rice University, 245p.
- Audemard, F.E.; Audemard, F.A. 2002. *Structure of the Mérida Andes, Venezuela: relations with the South America-Caribbean geodynamic interaction*
- Barbosa, V.; Silva, J; Medeiros, W. 1999. *Stable inversion of gravity anomalies of sedimentary basins with nonsmooth basement reliefs and arbitrary density contrast variation*. Geophysics, vol. 64, N° 3, 754-764p.
Tectonophysics 345, 299-327p.
- Barrios, S.; Gutiérrez, M.; Gonzáles, L.; Márquez, G.; González, E. *Modelo Estático Integrado de los campos Sinco y Hato Viejo para los miembros R3, P y O de la Formación Escandalosa (Cretáceo inferior) de la Cuenca de Barinas* Universidad de Los Andes; Petróleos de Venezuela S.A.
- Blakely, R.J. 1995. *Potential Theory in Gravity & Magnetic Applications*. Cambridge, Cambridge University Press, 441 p.
- Buonora, M.P. 2006. *Métodos não sísmicos*. Petrobras, Publicação Interna.
- Bell, J.; 1972. *Geotectonic evolution of southern Caribbean area*. Memoir of the Geological Society of America 132, 369-386p.
- Callejón, A. F., M. Ostos, F. Yoris, H. Bricefio, S. Talukdar, and R. Lander, 2003, *Petroleum systems in the Rubio and Burgua Oepressions, Venezuela*, in C. Bartolini, R. T. Buffler, and J. Blickwede, eds., *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics*: AAPG Memoir 79, p. 937- 960.
- Casas, L.J.H. 2004. *Modelado geodinâmico integrado de la cuenca Barinas Apure y los Andes de Mérida, Estado Barinas*. Caracas, Universidade Simón Bolívar, 84p.
- Chacín, L.; Jácome, M.I.; Izarra, C. 2005. *Flexural and gravity modelling of the Mérida Andes and Barinas-Apure Basin, western Venezuela*. Caracas, Universidad Simón Bolívar, Tectonophysics 405 (2005), 155-167p.
- Chigne, N.; L Hernandez, 1999, *Guafita Fie/d*. Corpoven S.A.
- Contreras, A.; Torres-Verdin, C. 2005. *AVA sensitivity analysis and inversion of 30 pre-stack seismic data to delineate a mixed carbonate-siliciclastic reservoir in the Barinas-Apure Basín, Venezuela*. The University of Texas at Austin.

Cordani, U.G.; Milani, E.J.; Thomaz Filho, A.; Campos, D.A. 2000. *Tectonic Evolution of South América*. Rio de Janeiro, 31^o International Geological Congress, 479p.

Duarte, O.O. 2007. *Dicionário Enciclopédico Inglês-Português de Geofísica e Geologia- 3^a ed.* Rio de Janeiro, SBGf, 380p.

Eva, A.N.; Burke, K.; Mann, P.; Wadge, G. 1989. *Four-phase tectonostratigraphic development of the southern Caribbean*. Marine and Petroleum Geology 6, 9-21 p

Figuerola, L.; Gil, E.; Daal, A.; Peraza, H. *Análisis estructural-estratigráfico dei área de Barinas norte (Cuenca de Barinas) y su importancia en la exploración de hidrocarburos*. In: V Simpósio Bolivariano, 1994, Caracas, Venezuela. Memórias V Simpósio Bolivariano. Sociedad Venezolana de Geólogos, Caracas, 1994. p. 164-166.

Ford, M.; Likorish, W.H.; Kuszniir, N.J.; 1999. *Tertiary foreland dedimentation in the southern Subalpine chains, SE France: a geodynamic appraisal*. Basin Research 11, 315-336p.

Freymueller, J.T.; Kellogg, J.N.; Vega, V. 1993. *Plate motions in north Andean region*. Journal of Geophysical Research 98, 21853-21863p.

Giegengack, R., 1984. Late Cenozoic tectonic environments of the central Venezuelan Andes. Geological Society of America Memoir 162, 343-364.

González de Juana, C., J. Iturralde de Arozena y X. Picard, 1980. *Geología de Venezuela y sus cuencas petrolíferas*. Edic. Foninvez, 2 Tomos, p. 1031.

Graterol, V.; Gumert, W. 1998. *3-0 gravity inversion with variable datum*. Manuscrito enviado a The Leading Edge.

Graterol, V. 1988. *Mapa de anomalia de Bouguer*. Caracas, Universidade Simon Bolívar.

Hurtado, M.; Delgado, M.; Palacios, Z.; Escalante, J. 2006. *Modelo Sedimetológico de los Yacimientos G9 y G10 dei campo Guafita Norte, área Apure*. Universidad de Los Andes, Grupo de Invetigación de Ciencias de la Tierra; PDVSA División Centro Sur - Trabajo Especial de Grado.

Kellogg, J.; Vega, V. 1995. *Tectonic development of Panama, Costa Rica and The Colombian Andes: constraints from global positioning system geodetic studies and gravity*. Special Paper- Geological Society of America Memoir 295, 365-384p.

Kerr, A.C.; Tarney, J. 2005. *Tectonic evolutions of the Caribbeanand northwest South America: The case of for accretion of two Late Cretaceous oceanic plateaus*. Cardiff UK, Geology 33 (4), 269-272p.

López, L., Lo Mónaco, S. e Richardson, M. (1998) - *Use of molecular parameters and trace elements in oil-oil correlation studies, Barinas sub-basin, Venezuela*. In *Org. Geochem.* Vol. 29, No 1 - 3, pp. 613 - 629, 1998.

Mann, P.; Burke, K. 1984. *Neotectonics of the Caribbean*. *Reviews of Geophysics and Space Physics* 22 (4), 309-362p.

Mann, P.; Schubert, C.; Burke, K. 1990. *Reviews of Caribbean neotectonics*. *Caribe, The Geology of North America*, Geological Society of America, 338p.

Malavé, G.; Suárez, G.; 1995. *Intermediate-depth seismicity in northern Colombia and Western Venezuela and its relationship to Caribbean plate subduction*. *Tectonics* 14 (3), 617-628p.

PDVSA-INTEVEP, 1997. *III Léxico Estratigráfico de Venezuela*.

Parnaud, F.; Gou, Y.; Pascual, J.C.; Capello, M.A.; Truskowski, I.; Passalacqua, H. 1995. *Stratigraphic synthesis of western Venezuela*. *AAPG Memoir, Petroleum Basins of South America*, 681-694p.

Pérez, O.; Jaimes, M.; Garciacaro, E. 1997. *Microseismicity evidence for subduction of the Caribbean plate beneath the South American plate in northwestern Venezuela*. *Journal of Geophysical Research* 102 (B8), 17875-17882p.

Pérez, O.; Vilma, R.; Bendick, R.; Velandia, J.R.; Hernández, N.; Moncayo, C.; Hoyer, M.; Kozuch, M. 2001. *Velocity field across the southern Caribbean plate boundary and estimates of Caribbean/South America plate using GPS geodesy 1994-2000*. *Geophysical Review Letters* 28 (15), 2987-2990p.

Pindell, J.; Dewey, J.; 1982. *Permo-Triassic reconstruction of western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico/Caribbean*. *Tectonics* 1 (2), 179-211p.

Ramirez, Augusto. 1994. *Actualización del Modelo Geológico/Estructural a nivel del Horizonte "A/8" de la Formación Gobernador y los Miembros "O": "P1/2" y "R3" de la Formación Escandalosa, en los Campos Hato Viejo Y Sinco, Área Tradicional de Barinas*. 2004. Trabajo de Conclusión de Curso (Bacharelado en Ingeniería Geológica), Universidad de Los Andes, Mérida, Venezuela.

Sykes, L.; McCann, W.; Kafka, A. 1982. *Motion of Caribbean plate during last 7 million years and implications for earlier Cenozoic movements*. *Journal of Geophysical Research* 87 (B13), 10656-10676p.

Taboada, A.; Rivera, L.A.; Fuenzalida, A.; Cisternas, A.; Philip, H.; Bijwaard, H.; Olaya, J.; Rivera, C. 2000. *Geodynamics of the northern Andes: subductions and intracontinental deformation (Colombia)*. *Tectonics* 15 (1), 213-223p.

Teixeira, W.; Toledo, M.C.M.; Fairchild, T.R.; Taioli, F. 2003. *Decifrando a Terra*. São Paulo, USP, 528p.

Telford, W.M.; Geldart, L.P.; Sheriff, R.E. 1990. *Applied Geophysics*. Cambridge, Cambridge University Press, 760p.

Toth, J.; Kusznir, N.J.; Flint, S.S. 1996. *A flexural isostatic mode/ of lithosphere shortening and foreland basin: application of the Eastern and Cordillera and Subandean belt of NW Argentina*. *Tectonics* 15 (1), 193-205p.

Van der Hilst, R.; Mann, P. 1994. *Tectonic implications of tomographic images of subducted lithosphere beneath northwestern South America*. *Geology* 22, 451-454p.

Villamil, T., 2003, *Regional hydrocarbon systems of Colombia and western Venezuela: Their origin, potential, and exploration*, in C. Bartolini, R. T. Buffler, and J. Blickwede, eds., *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics*: AAPG Memoir 79, p. 697- 734.

Well Evaluation Conference - Caracas, December 1997 - Chapter 1: Petroleum geology of Venezuela 29-30.

Young, G.; Bellizia, A.; Renz, H.H.; Johnson, F.; Robie, R; Mas Vall, J. 1956. *Geología de las cuencas sedimentarias y sus campos petrolíferos*. Caracas, Boletín de Geología, Publicación Especial, vol. 2, Ministerio de Minas e Hidrocarburos, 140p.

http://www.uru.org/papers/2005_varios/PDVSA_PROCESOS_DE_PRODUCCION_2005_DGC.ppt