



UFRJ

VINTO

Edgar Davanço Bronizeski

**BACIAS DO CEARÁ E POTIGUAR: ANÁLISE GEOLÓGICA E ESTUDO
GRAVIMÉTRICO**

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:

Leonardo Borghi (UFRJ)

Paula Ferrucio da Rocha (UFRJ)

Álvaro L. de O. Gomes (Petrobrás)

Rio de Janeiro

Março de 2007

M
GL
B869B

Edgar Davanço Bronizeski

BACIAS DO CEARÁ E POTIGUAR: ANÁLISE GEOLÓGICA E ESTUDO
GRAVIMÉTRICO

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:

Leonardo Borghi

Paula Ferrucio da Rocha

Álvaro L. de O. Gomes

Aprovada em: 27.03.2007

Por:

Paula Ferrucio da Rocha (UFRJ)

Álvaro L. de O. Gomes (Petrobrás)

UFRJ
Rio de Janeiro
2007

ALGUMA PALAVRA

Quando eu estava na escola, eu me lembro de ter escrito
para meus pais e para a minha Jani, dizendo-lhes que
estava tudo bem e que estava feliz. Mas agora, quando
estou sozinho, sinto uma grande falta de vocês e de
de vocês.

À meus pais Lidia e Carlos e a minha Jani

Agradecimentos

Agradeço a todos que me ajudaram neste trabalho direta ou indiretamente, especialmente aos amigos da turma de geofísicos do CIGEO de 2006. Agradeço também a Petrobras que me deu a oportunidade de especialização na área de geologia do petróleo e também à Universidade Federal do Rio de Janeiro que nos ajudou neste processo.

Resumo

Bronizeski, Edgar D. Bacias do Ceará e Potiguar: análise geológica e estudo gravimétrico. 2007. 03, 102p. Trabalho de Conclusão de Curso (Especialização em Geofísica do Petróleo) - Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

As bacias do Ceará e Potiguar localizadas em frente aos estados do Ceará e Rio Grande do Norte respectivamente estão incluídas na margem equatorial brasileira. Diferentemente das bacias da margem leste, onde a distensão foi o maior esforço a que as rochas foram submetidas, as bacias da margem equatorial sofreram diferentes padrões de esforços durante a sua evolução tectônica. Existem altos internos na bacia do Ceará os quais dividem-na em quatro sub-bacias. A bacia Potiguar é dividida em dois setores - mar e terra - não chegando a serem sub-bacias dentro da bacia Potiguar. A exploração de petróleo é grande na bacia Potiguar e bem mais reduzida na bacia do Ceará, estando restrita apenas à sub-bacia do Mundaú. Do mesmo modo o conhecimento geológico é pequeno na bacia do Ceará e menor ainda nas sub-bacias onde não existe exploração de petróleo. É observada uma zona onde não há reflexão de onda sísmica, geograficamente correlacionada ao talude continental. O estudo gravimétrico integrado ao conhecimento dos refletores desta região pode elucidar este fenômeno, trazendo maiores informações quanto ao desenvolvimento da margem equatorial brasileira. A zona sísmicamente anômala ocorre devido à deformação dos sedimentos junto à falha de abertura do oceano Atlântico. Esta conclusão inclui a existência de distensão na margem continental brasileira e não só a transcorrência durante a separação entre os continentes Africano e Sulamericano.

Palavras chave: gravimetria, bacia, Ceará, Potiguar

Abstract

Bronizeski, Edgar D. Bacias do Ceará e Potiguar: análise geológica e estudo gravimétrico. 2007. 03, 102p. Trabalho de Conclusão de Curso (Especialização em Geofísica do Petróleo) - Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

The Ceará and Potiguar basins located in front of Ceará and Rio Grande do Norte states respectively are enclosed in Brazilian equatorial margin. Differently of the east margin, where the major strains were distension, the equatorial basin had suffered different deformation standard during your tectonic evolution. There are subdivisions inside Ceará basin which divides the Ceará basin in four sub-basins. The Potiguar basin is divided in onshore and offshore but they aren't different basins. The most productive area is on Potiguar basin, in Ceará basin the petroleum is restricted in Mundaú basin and there is little knowledge in geological area where there isn't petroleum exploration. In the continental "talude" occurs a zone with no internal seismic reflections. This phenomenon was studied in a gravity survey which was interpreted using seismic information about seismic layer. Conclusion about this study brings a change on knowledge in Brazilian equatorial margin development. The seismic anomalous zone occurs due sediments deformation close of the fault of Atlantic Ocean opening. This conclusion means that there was "distensão" in Brazilian continental margin, not only "transcorrência" during the separation between Africa and South America continents

Key words: gravity, basin, Ceará, Potiguar

Lista de figuras

Fig. 1: <i>bacia Potiguar - Localização geográfica; partes on-shore e off-shore. As seções geológicas AA', BB' e CC' são mostradas na Figura 1.4. Ao norte do alto de Macau fica a Falha de Macau, que cruza o extremo E da seção BB' inferior</i> (Extraído de www.anp.gov.br/brasil-rounds/round5/round5/Apres_SemTec/R5_Potiguar.pdf)	2
Fig. 2: <i>bacia Potiguar- Concessões da ANP</i> (Extraído de www.anp.gov.br/brasil-rounds/round5/round5/Apres_SemTec/R5_Potiguar.pdf)	4
Fig. 3: <i>Localização da bacia do Ceará</i> (Extraído de ANP, 2001)	5
Fig. 4: <i>Carta Estratigráfica da bacia Potiguar</i> (Extraído de Araripe & Feijó, 1994)	9
Fig. 5: <i>Arcabouço estrutural da bacia Potiguar</i> (Extraído de Gabaglia, 1990)	12
Fig. 6: <i>Sistema de rifles do nordeste brasileiro</i> (Extraído de Gabaglia, 1990)	13
Fig. 7: <i>Feições estruturais com predominância de falhas normais de direção NE-SO e falhas de transcorrência E-O</i> (Extraída de Gabaglia, 1990)	17
Fig. 8: <i>Tipos de play da bacia Potiguar. A situação dos plays é mostrada na fig. 1</i> (Extraído de www.anp.gov.br/brasil-rounds/round5/round5/Apres_SemTec/R5_Potiguar.pdf)	22
Fig. 9: <i>Carta de eventos da bacia Potiguar</i> (Modificado de www.anp.gov.br/brasil-rounds/round5/round5/Apres_SemTec/R5_Potiguar.pdf)	23
Fig. 10: <i>Estratigrafia das sub-bacias da bacia do Ceará</i> (extraído de www.phoenix.com.br)	26
Fig. 11: <i>Arcabouço estrutural e localização da bacia do Ceará</i> (extraído de www.phoenix.com.br)	30
Fig. 12: <i>Seção geológica da bacia do Ceará, sub-bacia do Mundaú</i> (extraído de www.anp.gov.br/brasil-rounds/round3/downloads/lsg_ceara.pdf)	34
Fig. 13: <i>Representação de um elemento de massa dm em um volume</i>	38
Fig. 14: <i>Gravímetro absoluto, método da queda livre.</i>	45
Fig. 15: <i>Pêndulo Simples</i>	46
Fig. 16: <i>Pêndulo reversível</i>	47
Fig. 17: <i>Esquema ilustrativo de um gravímetro estático</i> http://www.gravidade.hpgvip.ig.com.br/gravimet.htm	49
Fig. 18: <i>Ilustração de sistema de medida de um gravímetro instável</i> (extraído de Telford, 2004)	50
Fig. 19: <i>Gravímetro LaCoste & Romberg</i> (Extraído de Mironóv, 1977)	51
Fig. 20: <i>Gravímetro EG Meter da LaCoste & Romberg</i> (Catálogo do fabricante)	52
Fig. 21: <i>Gravímetro Worden</i> (Extraído de Mironóv, 1977)	53
Fig. 22: <i>Esquema de funcionamento do Scintrex CG-3</i> http://www.gravidade.hpgvip.ig.com.br/gravimet.htm	55
Fig. 23: <i>Gravímetro Scintrex CG-3</i> http://www.havlesgeoscience.ca/grav.html	55
Fig. 24: <i>Gravímetro Super Condutor TIGO - Transportable Integrated Geodetic Observatory</i> http://www.wetzell.ifag.de/tigo/	57
Fig. 25: <i>Gravímetro supercondutor em corte - GWR Instruments</i> (extraído de www.gwr.com)	58
Fig. 26: <i>Gravímetro de poço da Shell</i>	59
Fig. 27: <i>Vertical instantânea</i> (extraído de Dobrin, 1981)	61
Fig. 28: <i>Pêndulo Fictício</i> (Extraído de Dorbin, 1981)	63
Fig. 29: <i>Pêndulo de Vening Meinesz - Museu Virtual - Society of Exploration Geophysicists</i>	63
Fig. 30: <i>Diagrama de blocos dos gravímetros com base estabilizadora LaCoste & Romberg</i>	64
Fig. 31: <i>Autonivelamento da plataforma - catálogo do fabricante</i>	65

Fig. 32: Gravímetro Air Sea II em detalhe e o mesmo na plataforma estabilizadora - catálogo do fabricante	66
Fig. 33: GGI (http://www.bellgeo.com/tech/principles.html)	66
Fig. 34: Arranjo de três GG's (http://www.bellgeo.com/tech/principles.html)	67
Fig. 35: Forma da Terra (exagerada para ênfase)	68
Fig. 36: Exemplo de platô para a correção Bouguer... ..	69
Fig. 37: Deriva instrumental hipotética	72
Fig. 38 Exemplo de gráfico para correção da deriva instrumental	73
Fig. 39: Esfera de massa m	75
Fig. 40: Efeito gravitacional de uma linha de massa com densidade linear λ	76
Fig. 41: Cilindro de seção transversal dS e densidade ρ	76
Fig. 42: Estimativa de profundidade pelo método da meia largura	78
Fig. 43: Método de estimativa de profundidade do gradiente sobre a amplitude	79
Fig. 44: Contexto geológico da área em estudo (extraído de Sauerbronn, 1996)	81
Fig. 45: A zona sísmicamente anômala na área estudada (extraído de Sauerbronn, 1996) ...	82
Fig. 46: Mapa de localização dos perfis gravimétricos (extraído de Sauerbronn, 1996)	83
Fig. 47: Mapa de localização dos perfis sísmicos (extraído de Sauerbronn, 1996)	83
Fig. 48: Perfil gravimétrico modelado GRA V1 (extraído de Sauerbronn, 1996)	85
Fig. 49: Perfil gravimétrico modelado GRA V2 (extraído de Sauerbronn, 1996)	86
Fig. 50: Perfil gravimétrico modelado GRA V3 (extraído de Sauerbronn, 1996)	87
Fig. 51: Perfil gravimétrico modelado GRA V4 (extraído de Sauerbronn, 1996)	88
Fig. 52: Perfil gravimétrico modelado GRA V5 (extraído de Sauerbronn, 1996)	89
Fig. 53: Perfil gravimétrico modelado GRA V6 (extraído de Sauerbronn, 1996)	90
Fig. 54: Mapa gravimétrico de anomalias Bouguer (extraído de Sauerbronn, 1996)	91
Fig. 55: Mapa de espessura crustal (em km) sem sedimentos (extraído de Sauerbronn, 1996)	92
Fig. 56: Mapa de espessura crustal com sedimentos (extraído de Sauerbronn, 1996)	92
Fig. 57: Perfil crustal sob o SIS8 (Sauerbronn, 1996)	93
Fig. 58: Perfil crustal sob o SISJO (Sauerbronn, 1996)	94
Fig. 59: Mapa de profundidade do embasamento (Sauerbronn, 1996)	94

Lista de tabelas

<i>Tabela 1: Propriedades das rochas utilizadas nos modelos</i>	84
<i>Tabela 2: Tabela de equilíbrio isostático do perfil GRA V1</i>	85
<i>Tabela 3: Tabela de equilíbrio isostático do perfil GRA V2</i>	86
<i>Tabela 4: Tabela de equilíbrio isostático do perfil GRA V3</i>	87
<i>Tabela 5: Tabela de equilíbrio isostático do perfil GRA V4</i>	88
<i>Tabela 6: Tabela de equilíbrio isostático do perfil GRA V5</i>	89
<i>Tabela 7: Equilíbrio isostático do perfil GRA V6</i>	90

Sumário

Agradecimentos	v
Resumo	vi
<i>Abstract</i>	vii
Lista de figuras	viii
Lista de tabelas	x
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 GEOLOGIA DA BACIA POTIGUAR	1
1.2 Geologia da Bacia do Ceará	4
2 OBJETIVO	7
3 MÉTODO	8
4 CONTEXTO GEOLÓGICO DAS BACIAS POTIGUAR	9
4.1 Estratigrafia	9
4.2 Arcabouço estrutural.....	11
4.3 Geologia Histórica	14
4.3.1 Fase Rife	16
4.3.2 Fase Transicional	16
4.3.3 Fase Drifte	17
4.4 Sistemas petrolíferos	18
4.4.1 Definição de sistema petrolífero	18
4.4.2 Sistemas Petrolíferos da bacia Potiguar.....	19
4.4.3 Sistema Petrolífero Alagamar-Açu	20
4.4.4 Migração e trapeamento.....	21
4.4.5 Resumo do sistema petrolífero da bacia Potiguar	24
5 CONTEXTO GEOLÓGICO DA BACIA DO CEARÁ	26
5.1 Estratigrafia	26
5.2 Arcabouço estrutural.....	30
5.3 Geologia Histórica	31
5.3.1 Fase Rife	31
5.3.2 Fase Transicional	32
5.3.3 Fase Drifte	32
5.4 Geologia do Petróleo	33
5.4.1 Turbiditos	33
5.4.2 Armadilhas estruturais	34
6 MÉTODO GRAVIMÉTRICO	36
6.1 Introdução	36
6.2 Princípios físicos	36
6.3 Potencial de atração	38
6.4 Um modelo para a Terra	41
6.5 Equipamentos para medições gravimétricas	44
6.5.1 Gravímetros absolutos.....	44
6.5.1.1 Queda Livre	44
6.5.1.2 Pêndulo	46
6.5.2 Gravímetros relativos	49
6.5.2.1 Estáveis	49
6.5.2.2 Instáveis	49
6.5.2.3 Mola de comprimento zero	50

6.5.2.4 Super Condutor	55
6.5.2.4 Gravímetros de corda vibrante	58
6.5.3 Gravímetros relativos transportados	60
6.5.3.1 Pêndulo de Vening Meinesz	61
6.5.3.2 Plataformas Estabilizadoras	64
6.5.3.3 Gradiômetro gravimétrico	66
6.6 Levantamentos Gravimétricos	67
6.6.1 Correção do efeito da rotação da Terra	68
6.6.2 Correção Ar-Livre	69
6.6.3 Correção Bouguer	69
6.6.4 Correção Topográfica	70
6.6.5 Efeito das marés	71
6.6.6 Deriva instrumental	71
6.7 Interpretação de dados gravimétricos	73
6.7.1 Separação Regional-Residual	74
6.7.2 Modelagem Direta	75
6.7.3 Modelos inversos	77
6.7.4 Estimativa de profundidade	77
6.7.5 Extensão Lateral dos corpos	79
6.7.5 Excesso de massa	79
7 ESTUDO DE CASO	81
7.1 Estudo de uma zona sismicamente anômala	81
7.2 Expressão gravimétrica da zona anômala	95
7.3 Discussão dos resultados obtidos	95
7.4 Conclusões quanto à zona anômala	96
8 CONCLUSÃO	97
9 BIBLIOGRAFIA E REFERÊNCIAS	99

1 INTRODUÇÃO

A descoberta do petróleo no sítio de Dona Benta abalou o País inteiro. Até ali ninguém cuidara de petróleo porque ninguém acreditava na existência de petróleo nesta enorme área de oito e meio milhões de quilômetros quadrados.

..
Monteiro Lobato, O poço do Visconde,
1937

1.1 GEOLOGIA DA BACIA POTIGUAR

A bacia Potiguar encontra-se na porção mais oriental da nordeste do Brasil, e ocupa uma área de aproximadamente , sendo na porção emersa (*on-shore*) e na porção submersa (*off-shore*), segundo a Agência Nacional de Petróleo (ANP). Mais especificamente ela se localiza no extremo leste da margem equatorial brasileira. entre os meridianos de e . A noroeste ela é limitada pelo Alto de Fortaleza, que a separa da bacia do Ceará, e o seu limite leste é definido pelo Alto de Touros, pela bacia de Pernambuco-Paraíba e ao norte, estende-se pelo Oceano Atlântico, até isóbata de 2.000 m. Em particular, esta bacia é formada por parte dos estados do Rio Grande do Norte e Ceará e suas respectivas plataformas continentais (Fig. 1).

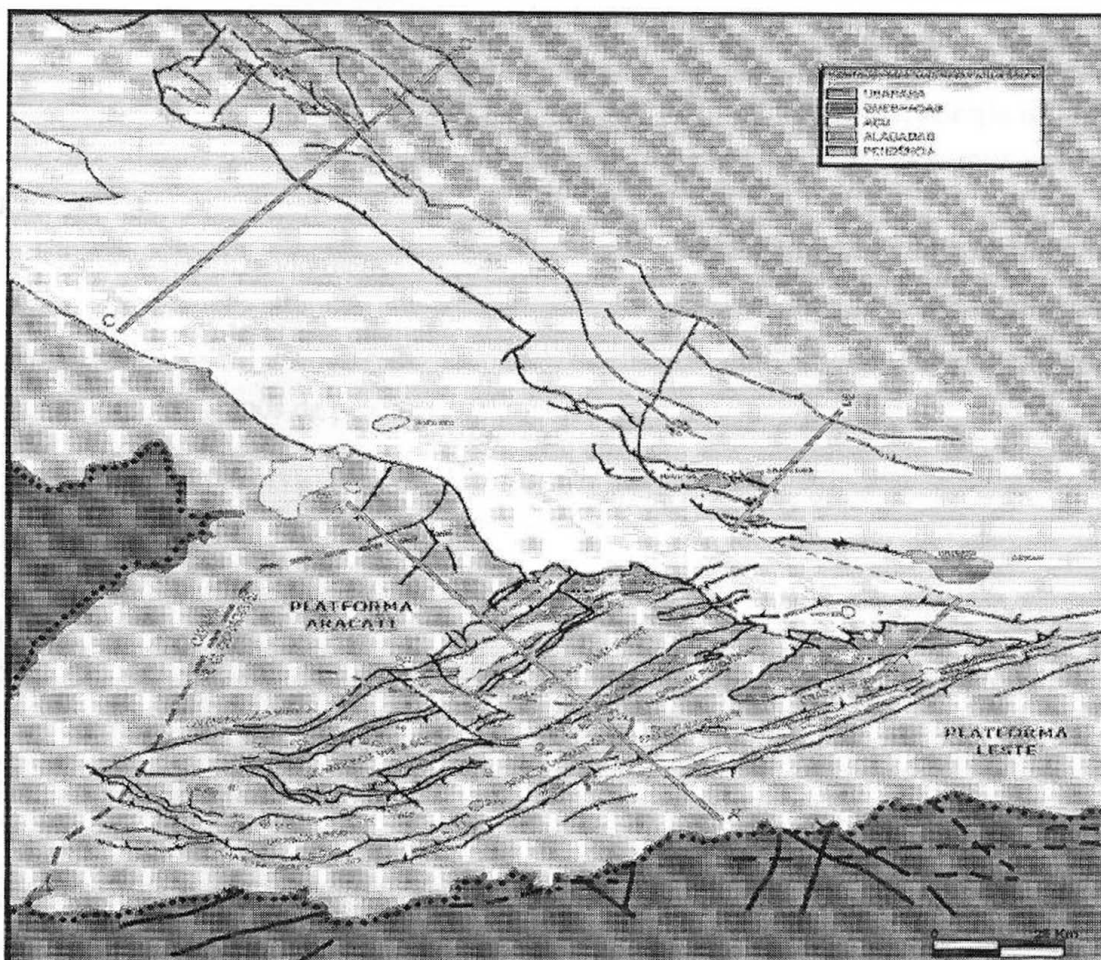


Fig. 1: bacia Potiguar - Localização geográfica; partes on-shore e off-shore. As secções geológicas AA', BB' e CC' são mostradas na Figura 1.4. Ao norte do alto de Macaufica a Falha de Macau, que cruza o extremo E da secção BB' inferior (Extraído de www.anp.gov.br/brasil-rounds/round5/round5/Apres_SemTeclR5_Potiguar.pdf)

A bacia Potiguar foi formada a partir do fraturamento do paleocontinente Gondwana, que resultou num rifte neocomiano NE-SW, coberto por sedimentos neocretáceos e terciários. Em particular existe um gráben central confinado, não aflorante que abriga sedimentos lacustres de idade neocomiana com espessura total de 6.000 m. Neste contexto, a classificação da bacia Potiguar, de acordo com ASMUS & PORTO (1972), é do tipo III (rifte) e IV, e comporta-se como um rifte evoluindo para *pull-apart*.

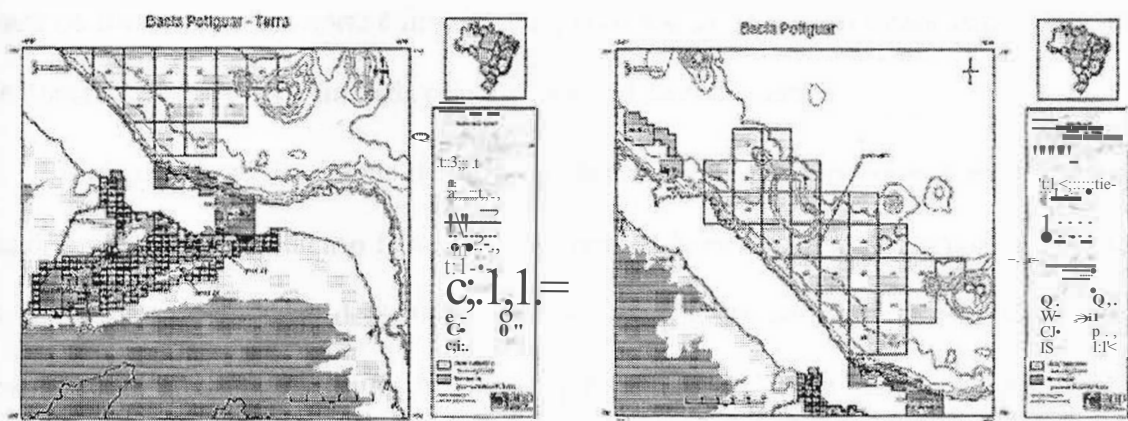
Na bacia Potiguar já foram perfurados 5.503 poços, sendo 740 exploratórios, 4.606 exploratórios e 157 especiais. Na fig. 2(c) são mostradas as instalações na plataforma da

bacia Potiguar, e nas fig. 2(a) e 2(b) os blocos exploratórios oferecidos nas sete rodadas da ANP, tanto em terra quanto em mar, e na fig. 2(d) os dados de poços disponíveis no BDEP. Com isto, podemos ter uma idéia do histórico de exploração desta área.

A exploração utilizando métodos geofísicos é quase que exclusivamente feita por sísmica, com um total de 28.350 *km* de linhas 2D e uma cobertura 3D de . Os esforços exploratórios resultaram em 56 campos de petróleo e gás, cujo volume *in place* é de de óleo e 66,461 BB m³ de gás, com uma reserva provada de de óleo e 18,918 BB m³ de gás.

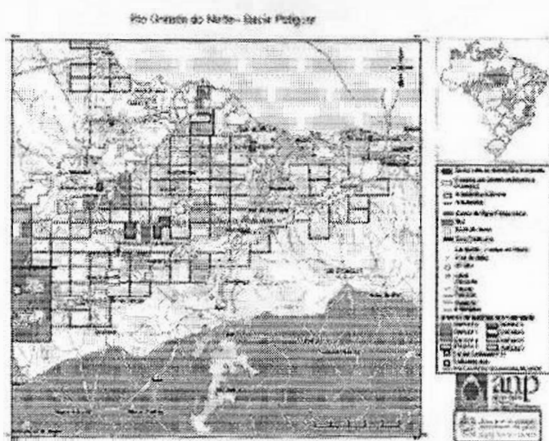
A geração está relacionada às formações Pendência e Alagamar, os reservatórios estão associados a arenitos fluvio-deltaicos e turbiditos, os selos são folhelhos intercalados ou sobrepostos e calcilutitos. As trapas são estratigráficas, estruturais ou mistas e a migração do petróleo ocorreu por planos de falhas ou contato direto gerador-reservatório.

A importância econômica regional desta bacia pode ser medida pela produção diária de 80 mil barris de óleo e 3 milhões de de gás (maio/2003) que corresponde a maior em produção terrestre e segunda maior em produção de óleo. De acordo com a ANP a bacia Potiguar encontra-se num estágio de exploração "semimaduro".

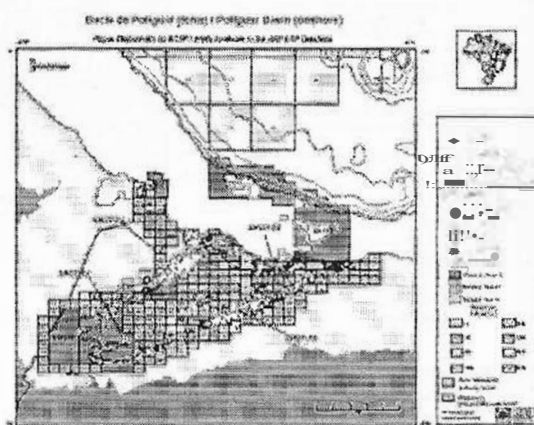


(a) Blocos exploratórios (on- and offshore)

(b) Blocos exploratórios (on- and offshore) no domínio



(c) Detalhe das instalações nas terras de exploração.



(d) Dados de poços publicados pelo ANP.

Fig. 2: bacia Potiguar- Concessões da ANP (Extraído de www.anp.gov.br/brasil-rounds/round5/round5/Apres_SemTeclR5_Potiguar.pdf)

12 Geologia da Bacia do Ceará

A bacia do Ceará está localizada na margem Equatorial brasileira, sobre a plataforma continental, em frente ao estado homônimo, abrangendo uma área de aproximadamente 34.000 km². Dispõem-se a leste a bacia Potiguar e a oeste a bacia de Barreirinhas. O limite leste o Alto de Fortaleza, um alto originado pela plataforma de Fortaleza de origem ígnea intrusiva (MIURA & BARBOSA, 1972); o limite oeste é o Alto de Tutóia que a separa da

bacia de Barreirinhas; ao norte é limitada pela falha transformante do Ceará associada à falha de Romanche. Ao sul está limitada pelo afloramento do embasamento.

A bacia do Ceará, integrante do conjunto de bacias da margem Equatorial, é uma fossa tectônica que apresenta intenso falhamento e, portanto *horsts* e grábens internos. A espessura de sedimentos pode chegar de 8.000 a 9.000 m e seus limites são dados por falhas de grande rejeito. As características estruturais da bacia permitem dividí-la em quatro sub-bacias: Piauí-Camocim, Acaraú, Icarai e Mundaú.

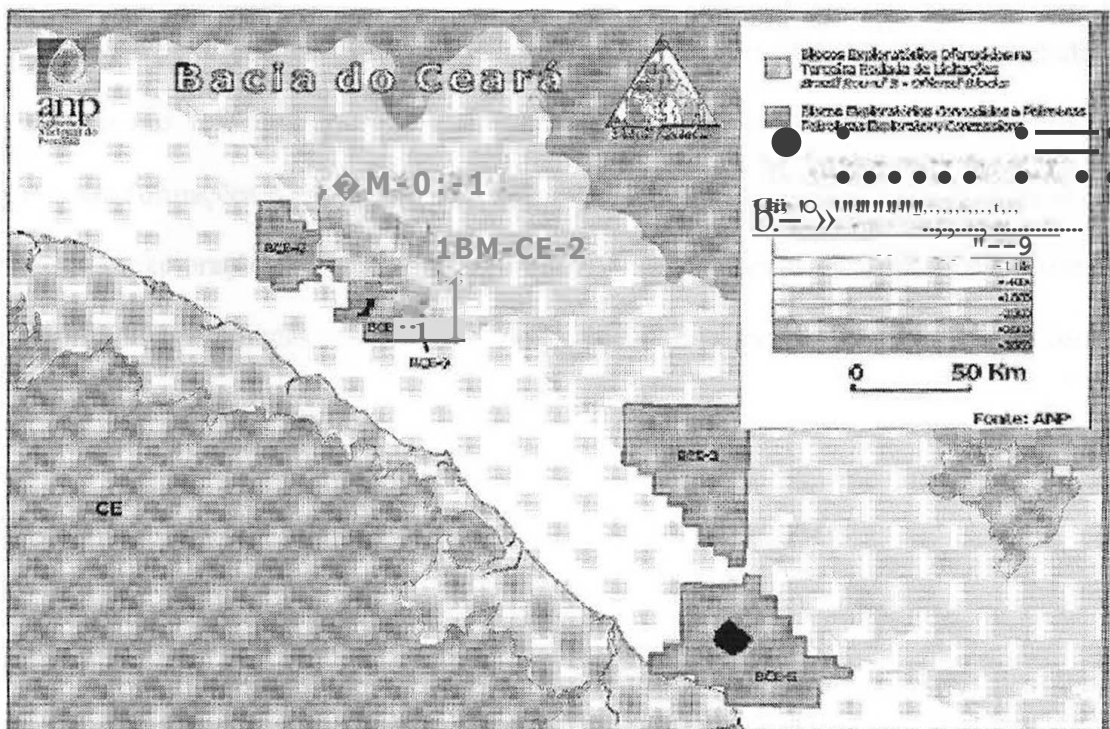


Fig. 3: localização da bacia do Ceará (Extraído de ANP, 2001)

A sub-bacia de Piauí-Camocim tem início na margem oeste da bacia do Ceará, no alto de Tutóia e estende-se até o alto do Ceará. A sub-bacia de Acaraú é subsequente à sub-bacia de Piauí-Camocim, portanto tendo início no alto do Ceará e chegando até o lineamento de Sobral. A sub-bacia de Icarai fica localizada entre o Lineamento de Sobral, a oeste e a sub-

bacia de Mundaú, a leste. Por último, a sub-bacia de Mundaú está separada da bacia Potiguar pelo Alto de Fortaleza, a leste e tem a sub-bacia de Icarai, a oeste.

A bacia do Ceará é classificada como uma bacia do tipo rifte em margem distensiva. A evolução desta bacia leva a um potencial para hidrocarbonetos em todas as fases da evolução sedimentar. Foram perfurados 115 poços exploratórios pela Petrobras até 2004, tendo sido descobertos quatro campos, na sub-bacia de Mundaú, totalizando uma reserva original de cerca de 200 milhões de BOER (PESSOA NETO, 2004).

Existem três diferentes estilos de armazenamento de petróleo: armadilhas turbidíticas intercaladas nos folhelhos da Formação Ubarana, armadilhas estruturais-estratigráficas nos arenitos das formações Xaréu e Atum e exclusivamente estruturais das formações Paracuru e Mundaú. A exploração de petróleo ocorre quase exclusivamente na sub-bacia do Mundaú, pois não foram encontradas concentrações de óleo economicamente viáveis nas outras bacias.

2 OBJETIVO

O conhecimento do subsolo é essencial em diversas áreas de atividade econômica no mundo atual. Para a construção de grandes estruturas como edifícios altos ou túneis, é necessário saber a composição rochosa do subsolo. A busca de grandes jazidas de minério ou a otimização da busca de reservatórios de água potável (aquíferos) exige conhecimento aprofundado da geologia de uma região. Por fim, a exploração de áreas profundas do subsolo em busca de jazidas comercialmente viáveis de petróleo é, atualmente, dependente do conhecimento detalhado das rochas em bacias sedimentares.

A caracterização de uma estrutura ou unidade geológica pode ser feita utilizando métodos geofísicos. Este procedimento é aplicado às mais diversas escalas, resolvendo o problema do conhecimento em profundidade onde não se tem amostra direta para análise.

Entretanto, a geofísica apresenta diferentes resultados de acordo com o método utilizado. Neste trabalho são feitas uma revisão do método gravimétrico e características do mesmo, buscando-se mostrar os possíveis resultados e as inferências sobre as propriedades físicas das rochas, na busca de conhecimento geológico relacionado à exploração de petróleo.

Como aplicação do método, será abordado um caso em particular onde esse método foi utilizado, resolvendo um problema de uma zona sísmicamente anômala agregando maiores conhecimentos geológicos à região de estudo.

3 MÉTODO

Esta monografia foi feita a partir de livros sobre geofísica e artigos sobre as bacias do Ceará e Potiguar. Os dados são todos de domínio público, sem exceção. Foram levantados durante o período em que foi realizado o Curso de Formação de Geofísicos - 1ª turma de 2006.

A Petrobras teve papel pioneiro na exploração de petróleo nas bacias do Ceará e Potiguar e vem desenvolvendo e aprimorando o seu conhecimento desde a década de 70. Portanto as referências de maior expressão aqui utilizadas são resultados do trabalho de geólogos e geofísicos da própria Petrobrás.

Nesta monografia será abordado o método geofísico gravimétrico. Embora tenha sido o primeiro método geofísico a ser empregado na exploração de petróleo hoje já não é tão largamente utilizado devido aos avanços da sísmica de reflexão e as imagens de subsuperfície conseguidas por este método.

A gravimetria é utilizada com muita frequência onde o método sísmico não pôde resolver o problema geológico devido às suas limitações. Um exemplo é a dificuldade de obter respostas sísmicas abaixo de camadas de basalto, locais onde haja existência de padrões de reflexões incoerentes ou mesmo inexistentes.

4 CONTEXTO GEOLÓGICO DAS BACIA POTIGUAR

4.1 Estratigrafia

O arcabouço estratigráfico aqui considerado é baseado na formulação de ARARIPE e FEIJÓ (1994), que foi atualizada da classificação anterior dos diagramas de SOUZA (1982) e LIMA NETO (1989). Pode-se subdividir esta bacia em três grandes grupos, que são Areia Branca, Apodi e Agulha. Na fig. 4 pode-se observar a carta estratigráfica da bacia Potiguar aqui seguido.

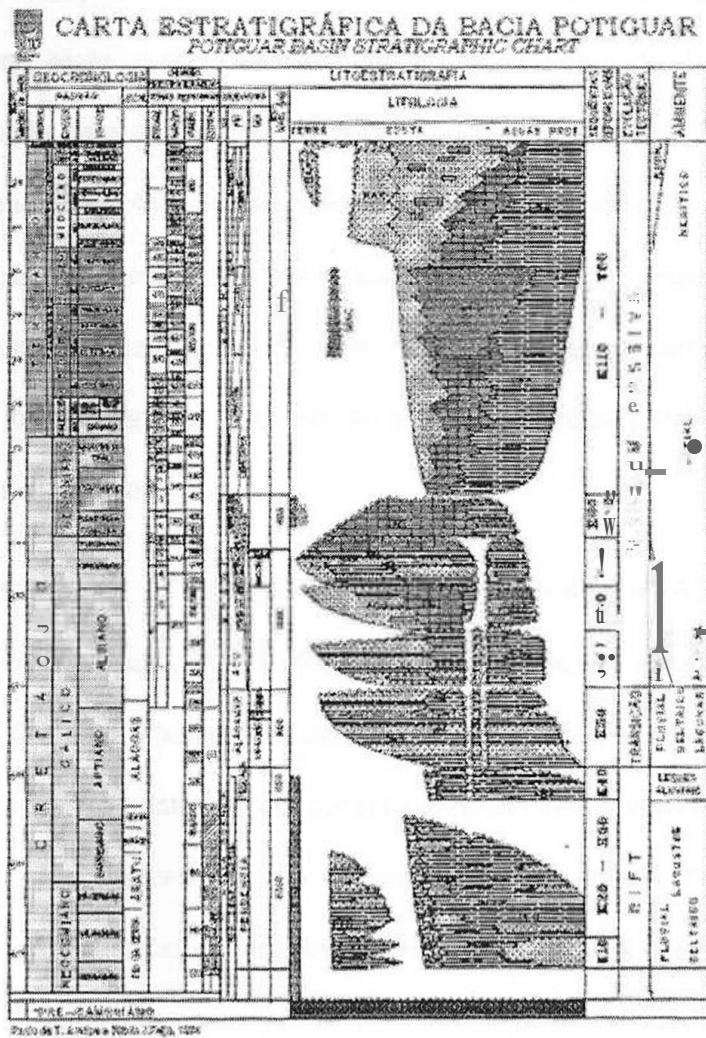


Fig. 4: Carta Estratigráfica da bacia Potiguar (Extraído de Araripe & Feijó, /1994)

O Grupo Areia Branca reúne as formações Pendência, Pescada e Alagamar que são predominantemente formadas por sedimentação elástica. A Formação Pendência possui arenito fino, médio e grosso, cinza-esbranquiçado intercalado por folhelhos e siltito cinzento. Esta unidade encontra-se, em geral, preenchendo os baixos estruturais de grande porte, e mostra decréscimo de granulometria das falhas principais para o depocentros. A bioestratigrafia com base na datação em palinomorfos e ostracodes não-marinhas indicam idades neo-Rio da Serra e Jiquiá para estas rochas. A Formação Pescada caracteriza-se por arenito médio branco e arenito fino cinzento, intercalados por folhelho e siltito cinzento. A datação, também baseada em palinomorfos e ostracodes não-marinhas indicam a idade eoalagoas. Já a Formação Alagamar é dividida em dois membros: Upanema e Galinhos; separados por uma seção pelítica chamada de Camadas Ponta do Tubarão. O primeiro membro mencionado caracteriza-se por arenito fino e grosso, sendo ambos cinzentos, e também há presença de folhelho cinza-esverdeado. As Camadas Pontas do Tubarão são formadas por calcarenito e calcilitito ostracoidais e folhelho escuro euxínico. Finalmente, o último membro que é basicamente pelítico possui folhelhos cinza-escuro e calcilitito creme-claro. A datação bioestratigráfica, baseada no mesmo conteúdo fossilífero das formações anteriores, indica a idade neoalagoas.

O Grupo Apodi reúne as formações Açú, Jandaíra, Ponta do Mel e Quebradas. A Formação Açú é caracterizada por camadas relativamente espessas de arenito médio a muito grosso esbranquiçado com intercalações de folhelho, argilito verde-claro e siltito castanho-avermelhado. Estes estratos, datados com palinomorfos, são de idade albiana-cenomaniana. A Formação Ponta do Mel é preenchida por calcarenito oolítico creme, doloespatito castanho-claro e calcilitito com camadas de folhelho verde-claro. A datação bioestratigráfica baseada em foraminíferos plantônicos, nanofósseis calcários e palinomorfos indicam uma idade neoalbiana. Em relação a Formação Quebradas temos um conteúdo de arenito fino cinza-

claro, folhelho e siltito cinza-esverdeado. O Membro Redonda possui intercalações de arenito, folhelho e siltito, enquanto o Porto do Mangue é representado sobretudo por folhelho, e arenito subordinado. A Bioestratigrafia indica uma idade cenomaniana. Finalmente a Formação Jandaíra, que é uma seção carbonática de alta energia sobreposta aos arenitos Açú, contém calcarenitos bioclásticos e calcilito. O conteúdo fossilífero marcados, entre outros, por foraminíferos bentônicos, associados a algas verdes e marcas de raízes encontrados como marcas nos calcilitos indicam uma idade de turoniana a mesocampaniana.

O Grupo Agulha é formado pelas formações Ubarana, Guamaré e Tibau, que são formadas essencialmente por elásticos e carbonatos de baixa e alta energia. A Formação Ubarana contém uma espessa camada de folhelho e argilito cinzento, entremeada por camadas relativamente delgadas de arenito grosso a muito fino e esbranquiçado, e também siltito cinza-acastanhado e calcarenito fino creme-claro. A Formação Guamaré é formada por calcarenito bioclástico creme e calcilitos. O conteúdo de fósseis indica uma idade do neocampaniano ao Holoceno. A Formação Tibau é essencialmente caracterizada por arenito grosso hialino.

Existem três episódios de origem vulcânica ocorridos na bacia Potiguar. A Formação Rio Ceará-Mirim, que contém diabásio toeliítico; a Formação Serra do Cuó, com diabásio de tendência alcalina; e a Formação Macau, contendo derrames de olivina-basalto.

4.2 Arcabouço estrutural

O arcabouço estrutural da bacia Potiguar é basicamente composto de quatro feições morfo-estruturais, que comportam seqüências sedimentares neocomianas a terciárias distintas, e relacionadas com os grandes eventos que a afetaram. Estes eventos ocasionaram na morfologia descrita por grábens (ou depocentros) e altos internos, relacionados às fases de

estiramento crustal (rifte), e plataformas rasas do embasamento e talude, relacionadas à fase de deriva continental.

Na porção emersa da bacia os grábens apresentam direção geral *NE-SW*, e são representados pelos grábens do Apodi, Umbuzeiro, Guarnaré e Boa Vista. Estes grábens são assimétricos sendo margeados por duas plataformas rasas denominadas de Aracati (a oeste) e Touros (a leste). Os limites a sudeste e sudoeste apresentam falhas que ultrapassam 5.000 m de rejeito, e os limites opostos apresentam falhas normais de pequeno rejeito. A visualização destas feições em mapa está representada na fig.5.

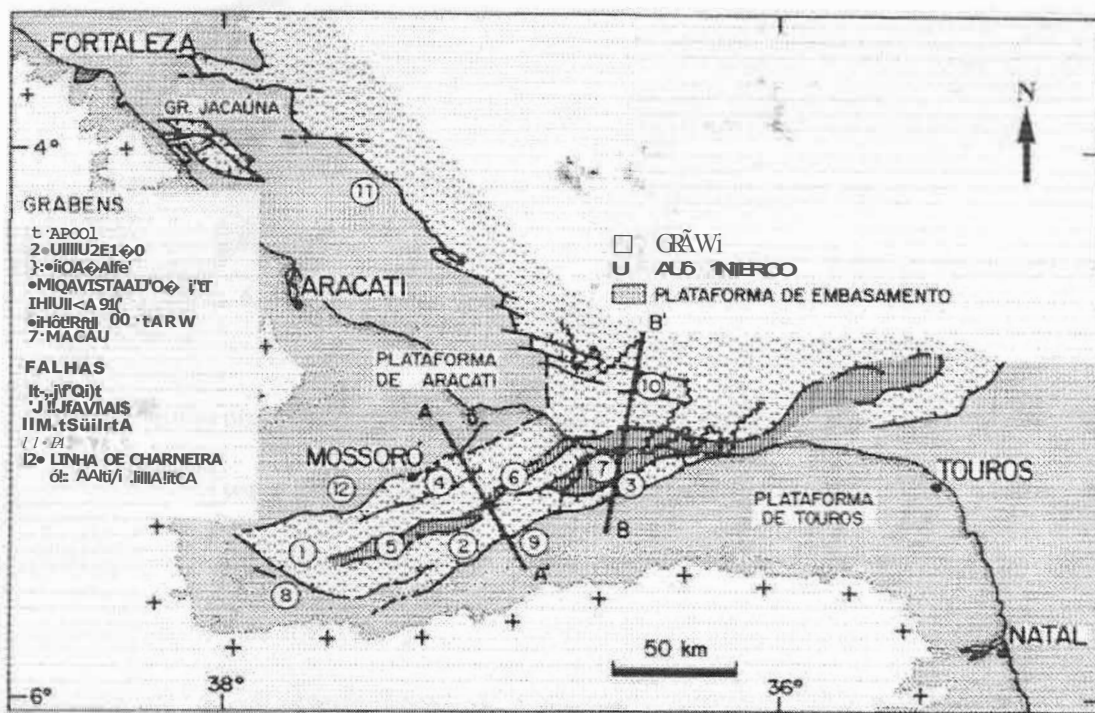


Fig. 5: Arcabouço estrutural da bacia Potiguar (Extraído de Gabaglia, 1990)

Na porção submersa também há a presença de grábens assimétricos, mas a direção predominante destas feições estruturais é *NW-SE*; direção esta que é aproximadamente paralela à linha de costa. Esta direção dos grábens, na parte submersa, está ligada a uma tectônica transtensional dextral associada ao processo de separação continental América do

Sul-África. Analizando-se a Zona de Fratura de Fernando de Noronha, percebe-se claramente que as feições estruturais leste-oeste coincidem com a continuidade deste sistema de fraturas.

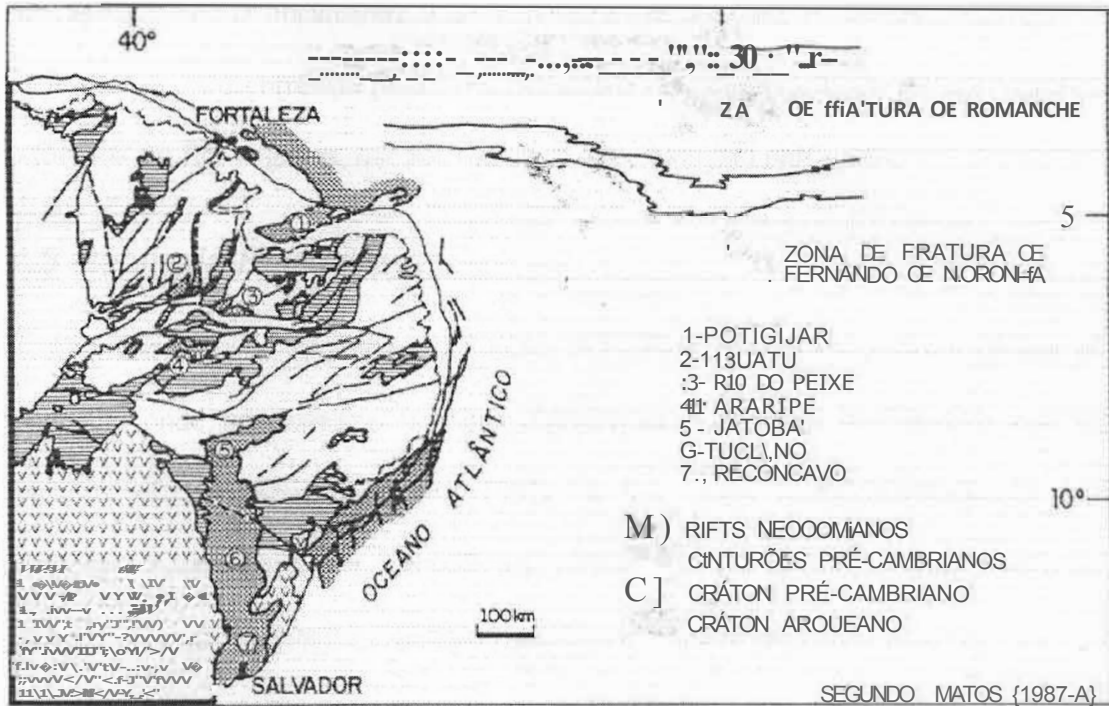


Fig. 6: Sistema de riftes do nordeste brasileiro (Extraído de Gabaglia, 1990)

Os altos internos são formados por gnaises, migmatitos ou xistos soerguidos por falhas, e agem como divisores dos grábens. Sendo que os principais altos internos são os altos de Quixaba, SelTa do Carmo e Macau. A Formação destes altos internos está associada com o surgimento de falhas lístricas, onde a placa flexurada sofre falhamentos secundários, que são as falhas antitéticas. Desta forma a feição estrutural resultante é limitada por escarpas abruptas de um lado e mergulhando como uma rampa de falhas sintéticas secundárias no lado oposto.

Como foi dito anteriormente, as plataformas rasas de embasamento de Touros e Aracati delimitam os grábens centrais. Estas plataformas de embasamento são pouco afetadas por falhas, apresentando rejeitas de no máximo algumas centenas de metros. O embasamento

mergulha suavemente, a partir do sul, até uma profundidade de 1.500 *m* junto as bordas de grábens da parte submersa.

Associadas a estas feições morfotectônicas observam-se falhas transcorrentes *E-O*, interagindo com os lineamentos e altos internos que apresentam direção *NE-SW*. A presença de feições de transcorrência pode ser evidenciada pela observação de rejeitas significativos e estruturas em flor negativa, que são típicas de bacias do tipo *pull-apart*.

4.3 Geologia Histórica

O preenchimento sedimentar da bacia Potiguar relaciona-se às fases de sua evolução tectônica, onde três estágios tectônicos principais podem ser distinguidos nos seguintes registros estratigráficos (SOUZA, 1982): a fase Rifte, compreendendo as formações Pendência e Pescada; a fase Transicional, constituída pela Formação Alagamar; e a fase de Deriva Continental (Drifte), compreendendo as seqüências flúvio-marinhas transgressiva, compostas pelas formações Açú, Ponta do Mel, Quebradas e Jandaíra, e a regressiva, compostas pelas formações Ubarana, Guamaré, Tibau e Barreiras. Durante o primeiro estágio tectônico, a subsidência e a sedimentação foram controladas por um mecanismo de extensão e afinamento crustal, enquanto nos dois últimos os controles foram, basicamente, resfriamento da crosta e balanço isostático.

Em GABAGLIA(1990) admite-se um modelo de origem dos riftes intracontinentais da Província Borborema baseado num processo de estiramento e afinamento crustal ocorrido nesta região na época de fragmentação do continente Gondwana. Esta origem está inserida no contexto da evolução da margem equatorial atlântica, iniciado ao final do Jurássico. Em linhas gerais, a rotação diferencial dextral entre a América do Sul e a África gerou, na Província Borborema, um regime de esforços com distensão norte-sul e compressão leste-

oeste, propiciando o desenvolvimento de diversas bacias rifte sob regimes transtensional (caso do rift Potiguar) e transpressional.

Em GABAGLIA (1990) entende-se, que a partir dos esforços distensivos iniciados a partir do Siluriano, a estratificação reológica da Província Borborema foi determinante na definição da geometria e evolução das bacias relacionadas a esta região.

Como dito anteriormente, e de acordo com GABAGLIA(1990), na reconstituição pré-deriva fica evidenciado um movimento distensivo transladante inicial na direção *WNW-ESE* entre a América do Sul e a África. Importante notar que este processo indica uma inversão na aplicação dos esforços entre o neoproterozóico (Ciclo Brasileiro) e o Eocretáceo (neocomiano), associados a movimentos compressivos de tempos anteriores. As falhas geradas neste regime compressivo foram eventualmente reaproveitadas no regime distensivo posterior.

Regionalmente observa-se que nos riftes gerados nas idades Rio da Serra e Aratu, existe claramente uma predominância de falhas normais de direção *NE-SW*, e falhas de transcorrência *E-O*, conforme pode ser visualizado na fig. 1. Estas falhas estão em grande parte associadas à reativação de falhas pretéritas de transcorrência e compressão do ciclo Brasileiro.

O modelo geológico para o mecanismo de geração do rifte Potiguar estaria associado de acordo com Gabaglia ao modelo de MCKENZIE(1978) com a presença de falhas lítricas associadas à estiramento e afinamento crustal. Mas um outro possível modelo de extensão litosférica, sob cisalhamento simples, de Wernicke.

No contexto, dado pelo modelo de McKenzie do neocomiano até o eoaptiano, o sistema de esforços passou a ser eminentemente transtensional *E-O*, pennitindo a subsidência da parte marítma, enquanto na porção emersa ocorreram reativações e soerguimentos dos altos internos, culminando com uma extensa discordância regional, conforme estabelecido na seção

de geologia estrutural. Agora vamos descrever mais detalhadamente a evolução tectono-sedimentar dos estágios principais ocorridos nesta bacia.

4.3.1 Fase Rife

O estágio Rife, é caracterizado por um movimento tectônico rúptil distensivo, com afinamento crustal e formação de grábens assimétricos, estágio durante o qual se desenvolveram grandes falhas normais e de transferência (MATOS 1987, 1992), ativas do neocomiano até o eoaptiano. Inicialmente a primeira parte da Fase Rife, ocorrida no jurássico, relaciona-se ao início da deformação distensional continental, com uma deposição elástica na Depressão Afro-Brasileira, entretanto esta seção não possui registro na bacia Potiguar.

A formação dos grábens assimétricos está associada ao surgimento de lagos de profundidades moderadas. Ao longo destes grábens implantou-se uma sedimentação continental constituída de folhelhos lacustres (MATOS et al, 1987), caracterizada por progradações de arenitos deltaicos, de planícies fluviais ao longo do eixo dos grábens ou a partir dos seus flancos menos abruptos a noroeste. O preenchimento da bacia durante esta fase é representado pela megasseqüência continental, constituída pelos depósitos das formações Pendência e Pescada. Em particular, a seção lacustre constitui de folhelhos ricos em matéria orgânica e turbiditos intercalados, sendo incluída na Formação Pendência.

4.3.2 Fase Transicional

As condições tectônicas entre o estágio de ruptura e o de deriva afetaram a seqüência sedimentar principalmente por fallas normais e transcorrentes reativadas. Neste estágio, houve um resfriamento da crosta, previamente aquecida durante a fase de estiramento e afinamento na fase rife, dando origem a uma subsidência termal neste estágio transicional. Nesta fase foram depositados os folhelhos e calcários lagunares, com influência marinha,

intercalados por arenitos deltaicos, que caracterizam a megassequência transicional representada pelos sedimentos da Formação Alagamar. Esta influência marinha é representada pela Camada Ponta do Tubarão, intercalados com arenitos deltaicos que gradam para fácies mais grosseiras nas áreas mais proximais. Esta entrada marinha está registrada nos calcilutitos da Camada Ponta de Tubarão (NETO, 2003).

4.3.3 Fase Drifte

É caracterizado por uma seqüência sedimentar depositada em ambiente marinho. A tectônica desta fase foi controlada por uma subsidência termal e isostática, o que obviamente indica modificações estruturais associadas à falhas normais. A seqüência sedimentar pode ser dividida em duas fases, uma transgressiva e outra regressiva.

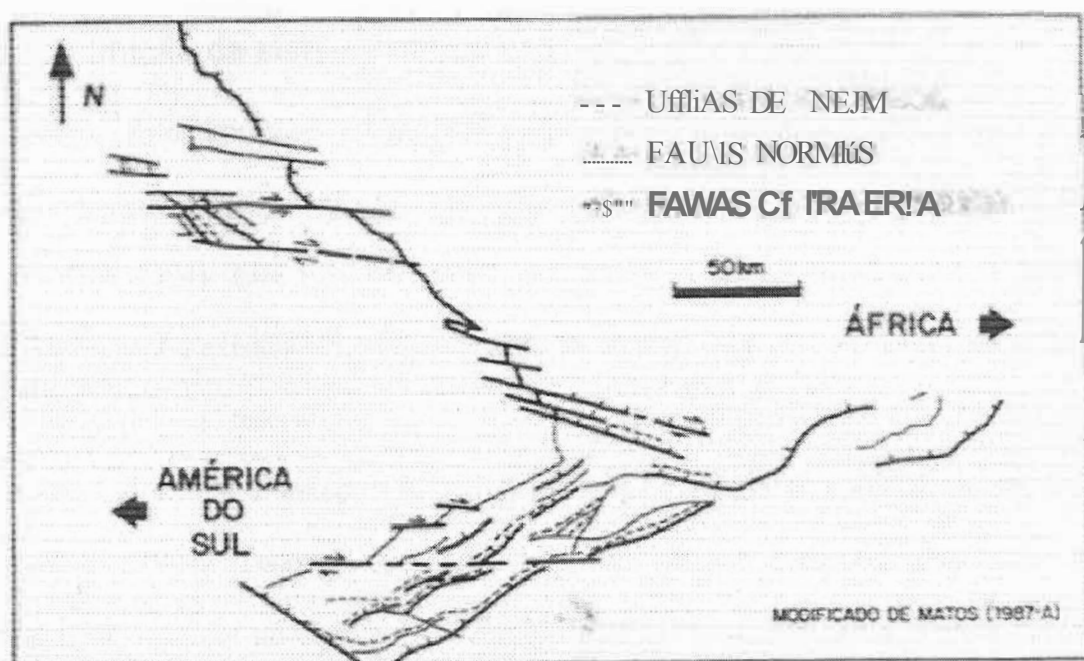


Fig. 7: Feições estruturais com predominância de falhas normais de direção NE-SO e falhas de transcorrência E-O (Extraída de Gabaglia, 1990)

A primeira seqüência deposicional, correspondente a fase transgressiva e se estende do Albiano ao eocampaniano, e é representada por sistemas fluviais, costeiros, platformais e

marinho profundo, cuja composição resultante é de arenitos fluviais grosseiros a médios interdigitados com, e sobreposta por folhelhos transicionais a marinhos e carbonatos de plataforma rasa. Esta unidade engloba as rochas das formações Açú, Ponta do Mel, Jandaíra e Quebradas, cujo máximo transgressivo correspondente aos folhelhos neocenomanianos conhecidos como Membro Porto do Mangue (Formação Quebradas).

A segunda seqüência deposicional corresponde a fase regressiva representada por sistemas deposicionais costeiros-plataforma-talude-bacia, instalados a partir do neocampaniano, estendendo-se até o Holoceno, sendo constituída de arenitos costeiros, calcários de plataforma e folhelhos marinhos rasos a profundos com turbiditos intercalados, representados pelas formações Tibau, Guamaré e Ubarana.

4.4 Sistemas petrolíferos

4.4.1 Definição de sistema petrolífero

A definição de um sistema petrolífero em uma bacia sedimentar trata da relação genética entre uma determinada rocha geradora e as acumulações de óleo e gás dela resultantes (MAGOON, 1994). Este termo engloba ainda todos os elementos essenciais e processos necessários para a existência de uma acumulação de óleo e gás. Os elementos essenciais são as rochas geradoras, reservatório e selante, assim como sobrecarga sedimentar e a trapa. Os processos incluem a Formação da trapa, geração, migração e acumulação do petróleo (MAGOON, 1994). Todos os elementos essenciais devem estar posicionados de forma adequada no tempo e no espaço (momento crítico), de modo que os processos necessários para a Formação de uma acumulação de petróleo possam ocorrer.

A nomenclatura completa de um sistema petrolífero inclui a designação da rocha geradora, seguida da principal rocha reservatório (que contém o maior volume de hidrocarbonetos) e, por fim, de um símbolo que expressa o grau de certeza da correlação óleo-

rocha. Caso o nível de certeza seja alto, o sistema petrolífero é dito conhecido e é indicado pelo símbolo (!). Em um sistema petrolífero hipotético (.), os estudos geoquímicos identificaram uma rocha geradora, mas não existe correlação com a acumulação. Quando a existência da rocha geradora ou de petróleo é baseada tão somente nas evidências geológicas e geofísicas, este sistema petrolífero é chamado de especulativo e recebe o símbolo (?) (MAGOON, 1994).

4.4.2 Sistemas Petrolíferos da bacia Potiguar

Com base em suas características geológicas, geoquímicas e paleontológicas, são conhecidos dois grupos principais de rochas geradoras na bacia Potiguar (CERQUEIRA, 1985; SANTOS & RODRIGUES, 1986; MELO et al., 1988a,b): os sistemas Pendência-Açu(!) e Alagamar-Açu(!).

A seqüência continental é composta de folhelhos do neocomiano (Fm. Pendência) e do Aptiano (Fm. Alagamar/Membro Upanema), depositados em ambientes lacustres de água doce, durante o estágio rifte. Geralmente, as rochas sedimentares ricas em matéria orgânica são folhelhos cinza-escuros, com valores de Carbono Orgânico Total (TOC¹) superiores a 4% e com um bom potencial gerador de hidrocarbonetos (C₁), chegando mesmo a 35 kg HC/ton de rocha. Ao longo da bacia, valores de Índice de Hidrogênio entre 100 e 700 mg HC/g TOC combinado com Índices de Oxigênio abaixo de 10, indicando predominância de querogênio de tipo I e tipo II, uma estimativa suportada por uma análise visual de querogênio (CERQUEIRA, 1985; MELLO et al., 1988b), com o intervalo mais rico entre 2500 e 2800 m, e TOC, e IH diminuindo com o aumento da maturidade. Como exemplo temos os Campos de Serraria, Upanema.

A seqüência transicional compreende os folhelhos do Aptiano e margas da Formação Alagamar (camadas Galinhos e Ponta do Tubarão), que foram depositadas em um ambiente

¹ Do inglês "Total Organic Carbon"

hipersalino marinho transicional (laguna). Nesta seqüência estão presentes excelentes rochas geradoras, caracterizadas por folhelhos escuros calcáreos ricos em matéria orgânica (*TOC* superior a 6%) e margas (superiores a 45%). Análises de Pirólise Rock-Eval e análises visuais de querogênio indicam que eles são predominantemente tipo I e II (Cerqueira, 1985; Mello, 1988), com valores de superiores a 40 kg HC/ton de rocha, superiores a 40 kg HC/ton de rocha e Indicador de Hidrogênio de 100 a 600 mg HC/g *TOC* (Trindade et al., 1992). Como exemplo de campos temos os campos Ubarana, Canto do Amaro.

A área de geração de hidrocarbonetos consiste de rochas com *TOC* maior que 1%, com maior que 5 kg HC/ton de rocha, intercaladas por intervalos delgados. Rochas geradoras estão confinadas à bacia marítima profunda, ao norte do gráben de Macau (fig. 5), levando à ocorrência de óleos rústos. Petróleos gerados por estas camadas migraram em direção à terra, ao longo do mergulho, por meio de camadas carreadoras do Aptiano, de modo a se obter, ao fim do processo, contribuições de duas fontes que se acumularam e se misturaram em reservatórios dentro de estratos imaturos.

Rochas geradoras pertencentes à seqüência continental foram identificadas no gráben *onshore* (SANTOS NETO et al., 1990). Entretanto, estas experimentaram uma história térmica diferente das *offshore* e geraram óleos que migraram apenas pequenas distâncias e se acumularam na parte central do gráben dentro, da seqüência rifte (BERTANI et al., 1990).

4.4.3 Sistema Petrolífero Alagamar-Açu

A Formação Alagamar contém intervalos de ricos em matéria orgânica que são a fonte mais importante de petróleo na bacia Potiguar (MELLO et al., 1988; SANTOS NETO et al., 1990). Estes intervalos ricos em matéria orgânica são achados em três subunidades litoestratigráficas da Formação Alagamar que representam, da base para o topo, a transição dos paleoambientes lacustres (Membro Upanema) às condições marinho-evaporíticas (Ponta do Tubarão), envolvendo as condições marinhas restritas (Membro Galinhos).

A rocha fonte da seção marinha consiste em sua maior parte de folhelhos em sua maior parte cinza-escuros ou negros com *TOC* superior a 4% e um bom potencial gerador de hidrocarbonetos, com valores de chegando a 35 *kg HC/ton* de rocha. A matéria orgânica é em sua maioria do tipo I e II, com valores de Índice de Hidrogênio (*H/I*) na faixa de 100 a 700 *mg HC/g TOC* e valores de índice de Oxigênio (*OI*) abaixo de 100 *TOC* (MELLO et al., 1988; CERQUEIRA, 1995). Baixos valores de *HI* são devidos à conversão de matéria orgânica em petróleo com aumento da profundidade de soterramento.

A sequência marinho-evaporítico a marinho restrita e compreendida de folhelhos escuros e margas que têm valores de *TOC* superiores a 6% e valores de superiores a 40 *kg HC/ton* de rocha. Os valores de *HI* são maiores que 500 *mg HC/g TOC* e *OI* são menores que 50 *TOC* (MELLO et al., 1988; CERQUEIRA, 1995). Muito embora o intervalo efetivo de rocha geradora seja geralmente mais fino que 200 m, o relativamente alto conteúdo de matéria orgânica rica em hidrogênio com um bom a excelente potencial gerador permite a classificação genética deste sistema petrolífero como carregado (DEMAISON e HUIZJNGA, 1991).

4.4.4 Migração e trapeamento.

Trapas na Formação Açú têm um forte componente estrutural e estão localizadas mais ao longo dos alinhamentos de Carnaubais e Areia Branca. Acumulações de óleo na Formação Açú são trapeadas em trendes que mergulham para o nordeste. O principal evento Pós-rifte que afetou a Formação Açú ocorreu durante o Santoniano tardio-médio Campaniano. Uma reativação tectônica criou um importante componente compressional que produziu dobras e falhamentos (CREMONI, 1995). Um evento compressional regional leste-oeste, menos intenso, ocorrido durante o Terciário gerou um sistema de falhamentos norte-sul com altos comprimentos de onda (CREMONI, 1993).

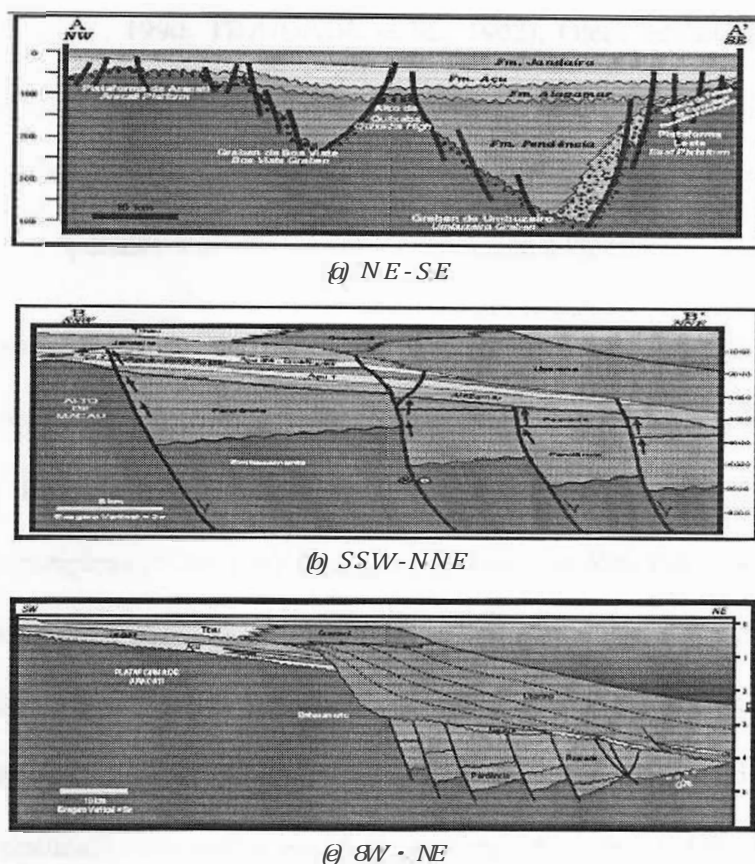


Fig. 8: Tipos de play da bacia Potiguar. A situação dos plays é mostrada na fig. 1 (Extraído de www.anp.gov.br/brasil-rounds/round5/round51Apres_SemTec/R5_Potiguar.pdf)

A evolução tectônica da bacia Potiguar levou à formação de caminhos de migração efetivos através das falhas, inconformidades e fraturas, ou seja, a maior parte do óleo Alagamar migrou via fraturas, produzidas por campos de tensão regionais, para trapas estruturais formadas previamente.

A estrutura monoclinal regional da seção Pós-rifte e a presença de selantes naturais (base da "unidade Açú IV" e Camadas Ponta de Tubarão da Formação Alagamar) combinada com um grau moderado de de Formação estrutural permitiram a quebra de selos, focalizando o fluxo de hidrocarbonetos para as trapas.

A existência de acumulações *onshore* de óleo oriundos de rochas geradoras *offshore* da Formação Alagamar representam evidências de uma migração lateral de longa distância

(SANTOS NETO et al., 1990; TRINDADE et al., 1992). Óleos acumulados ao longo dos alinhamentos do Estreito Guimarães e Areia Branca e o Alto Macau têm características geoquímicas, biomarcadores, e composições isotópicas de carbono e hidrogênio que refletem fontes de marinho evaporítico a mistas marinho evaporítico e lacustre.

A representação 3D das heterogeneidades na composição do óleo dado pelo índice de gamacerano (dependente da fonte) e razões de isomerização de esteranos (dependente da maturidade) por distância inferida da migração secundária ao longo da área Areia Branca mostra o padrão complexo. Uma tendência geral é clara - o óleo mais migrado tende a ter uma contribuição lacustre maior e uma maturidade térmica menor, e o óleo menos migrado mostra uma mais forte assinatura hipersalina marinha e uma maturidade mais alta. Estes dados são compatíveis com uma contínua subsidência da porção offshore da bacia Potiguar e um aumento na maturação das rochas geradoras ao longo do tempo (MELLO, 1987). Assim, as rochas sedimentares mais velhas ricas enriquecidas de matéria orgânica lacustre atingiram a janela de óleo mais cedo que os folhelhos marinhos hipersalinos e margas. Óleos mais jovens, mais maduros e mais leves deslocam os óleos mais velhos que já haviam preenchido as trapas próximas à cozinha de óleo, com o óleo mais velho então migrando para a próxima trapa acima na direção do mergulho.

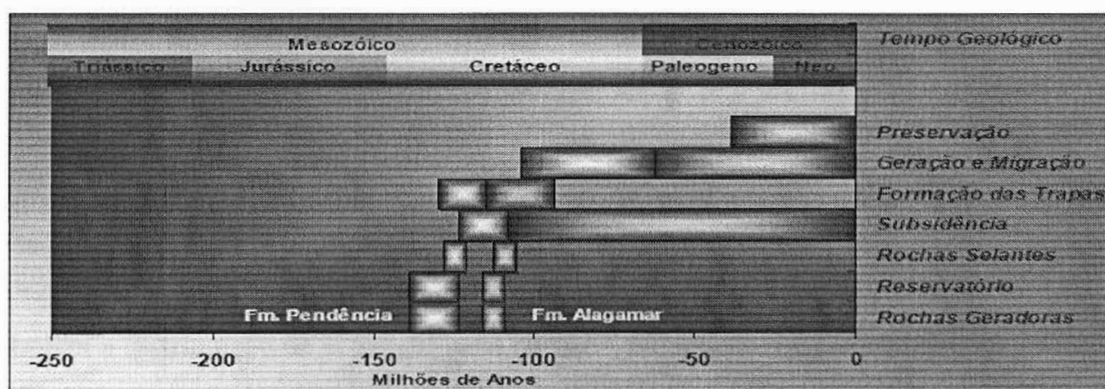


Fig. 9: Carta de eventos da bacia Potiguar (Modificado de www.anp.gov.br/brasil-rounds/round5/round5/Apres_SemTec/R5_Potiguar.pdf)

Em relação à qualidade das rochas reservatórios, os da fase Rifte (Formação Pendência) possuem entre 18% e 24%, em tomo de 75 *mD* (mas pode-se encontrar valores de até 4.000 *mD*); os da fase Transicional (Formação Alagamar) têm entre 12 e 24% igual a 50 *mD*; os da fase Drifte (Formação Açú) possuem entre 19 e 25% (mas chegando até 30%), entre 200 e 3.400 *mD*. Os principais campos são: Canto do Amaro, Estreito, Alto do Rodrigues, Fazenda Pocinho, Fazenda Belém. Distribuição relativa do óleo: a Formação Pendência responde por 10%, a Formação Alagamar por 5% e a Formação Açú por 85%.

4.4.5 Resumo do sistema petrolífero da bacia Potiguar

A bacia é preenchida com aproximadamente 6000 *m* de sedimentos que são divididos nas seguintes seqüências: (1) continental (Rifte), (2) marinha transgressiva (Transicional e parte da fase Rifte), e (3) marinha regressiva ou Drifte (SOUZA, 1982; BERTANI et al, 1990). A seqüência continental (neocomiana) é composta de rochas sedimentares lacustres e deltaicas da Formação Pendência. A seqüência transgressiva marinha (Aptiano-Santoniano) corresponde de sedimentos proximais depositados sob condições fluvial-deltaicas e sedimentos distais depositados em lagunas a ambientes mais restritos. As formações Alagamar e Açú compreendem esta seqüência. A seqüência marinha regressiva (Campaniano-Holoceno) foi depositada sob condições de profundidade de água variáveis e foi preservada somente em mar (*offshore*).

O quadro estrutural da bacia é definido por dois grandes sistemas de falhas que são orientados na direção Nordeste-Sudoeste (*onshore*) e Noroeste-Sudeste (*offshore*). Estes sistemas de falhas que definem as propriedades tectônicas (depressão central e plataformas) controlam a distribuição de sedimentos na bacia. A falha central é circundada por falhas que definem os *horsts* que separam grábens assimétricos preenchidos com rochas sedimentares da

fase Rife. As áreas de plataforma contêm seqüências sedimentares depositadas durante a fase Transicional (da lacustre à marinha restrita) e da fase Drifte (marinha aberta).

5 CONTEXTO GEOLÓGICO DA BACIA DO CEARÁ

5.1 Estratigrafia

A sedimentação na bacia do Ceará teve início, provavelmente, no eoaptiano. O estudo dessa bacia permitiu a sua divisão em sub-bacias, embora suas diferenças não sejam muito grandes. A fig. 10 apresenta a carta estratigráfica da sub-bacia de Mundaú.

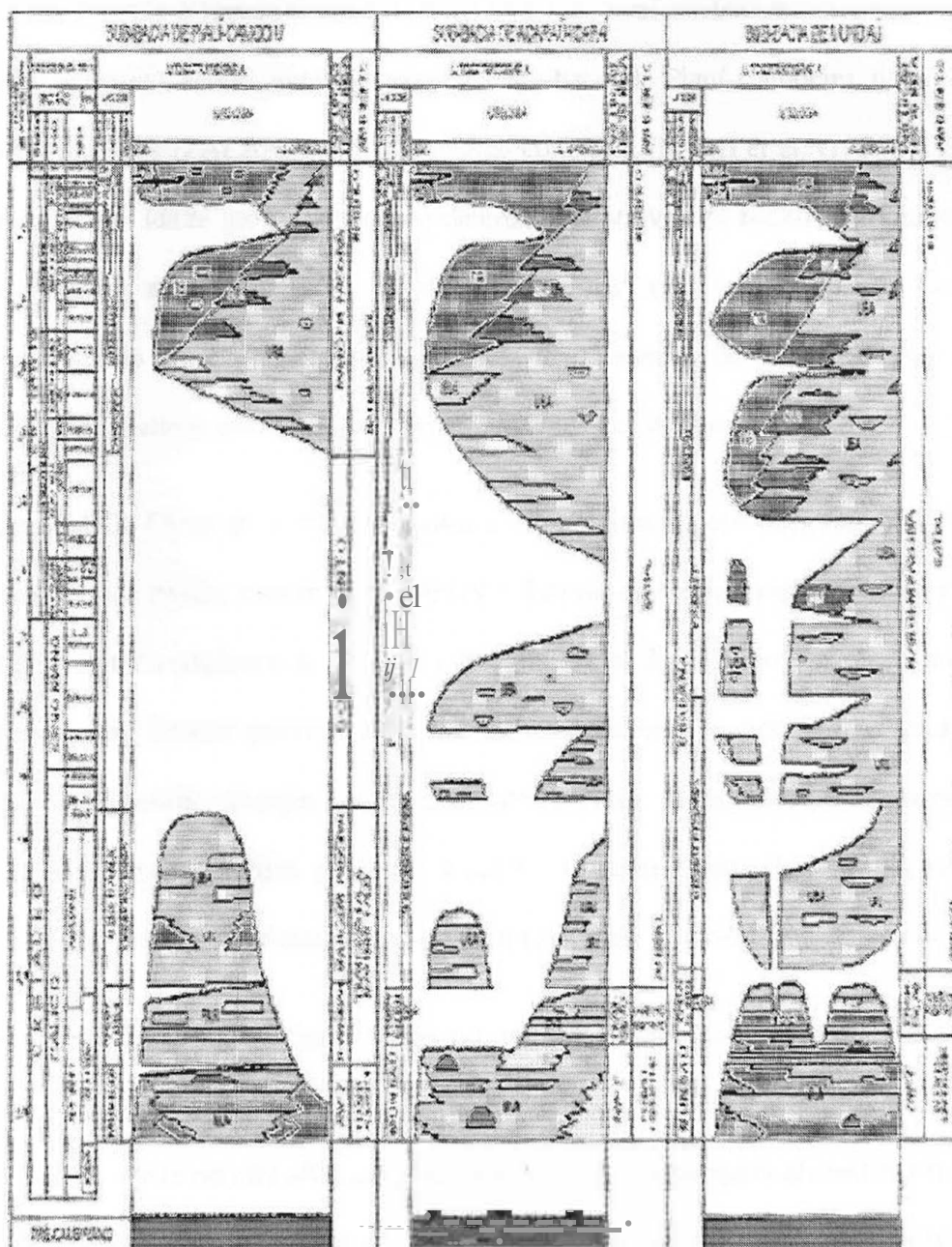


Fig. 10: Estratigrafia das sub-bacias da bacia do Ceará (extraído de www.phoen.ix.com.br)

As deposições mais antigas são do eoaptiano, mas o estudo da bacia de Kheta na República de Gana sugere que possam existir sedimentos mais antigos, de idade pré-aptiana, pois esta bacia esteve ligada à bacia do Ceará antes da separação entre os continentes sulamericano e africano.

A Formação Mundaú tem idade aptiana, sendo formada por sedimentos elásticos continentais fluviais e lacustres entre 118 e 114,5 *Ma*. Suas rochas são arenitos (fluviais) e folhelhos (lacustres), sendo que localmente, na sub-bacia de Piauí-Camocim, ocorrem leques deltaicos e red beds (ZALÁN, 1984). De acordo com BELTRAMI et al. (1994), a Formação Mundaú teve sua idade (eo-mesoalagoas) determinada através da bioestratigrafia, com base nos palinomorfos nela encontrados. Os sistemas deposicionais nessa formação são do tipo continental, tendo sido reconhecida a presença dos sistemas de leques aluviais, fluviais entrelaçados e lacustres, nos quais são encontrados registros de turbiditos.

Segundo COSTA et al. (1990), constitui-se de arenitos de cor cinza-médio, granulação variando de fina a grossa, com intercalações de folhelhos de cor cinza-escuro, que apresentam laminações, matéria orgânica dos tipos I e II e alto valor de carbono orgânico total (COT). Observam-se, em termos estratigráficos, ciclos transgressivos e regressivos, sendo que os primeiros apresentam arranjos com granodecrescência e adelgaçamento ascendentes, enquanto os últimos, arranjos granocrescentes e estratocrescentes. Na Formação Mundaú ocorre também a presença de conglomerados, siltitos e mais raramente diabásios e basaltos.

Com relação aos limites dessa formação, o contato superior corresponde a um marco elétrico denominado de Marco 100, parcialmente concordante com a Formação Paracuru; o contato inferior ainda não foi atingido pelas perfurações de sondagem ali realizadas. A maior espessura já amostrada por poços é de 1.800 *m*, mas estima-se que possa atingir 4.000 *m* com base em dados obtidos de métodos sísmicos. A Formação Mundaú pode ser conelacionada

com a Pescada, da bacia Potiguar, e com as formações Coqueiro Seco, Ponta Verde e parte da Formação Maceió, da bacia de Alagoas.

A Formação Paracuru, também sugerida por COSTA et al. (1990), foi datada por análises bioestratigráficas baseadas em palinomorfos, ostracodes, dinoflagelados e foraminíferos. A idade desta formação é neo-alagoas; com relação aos sistemas deposicionais, esta unidade litoestratigráfica apresenta transição de um ambiente continental e deltaico para **sabkha** marginal e marinho franco. São distinguidos três intervalos litológicos nessa formação. O inferior apresenta arenitos com granulação variável, onde são visíveis laminação sigmoidal e ondulações cavalgantes, além de camadas de folhelhos cinzentos bioturbados. O pacote intermediário, correspondente ao Membro Trairi, contém calcilitos e folhelhos carbonosos com ostracodes.

Ainda nesse intervalo, há a presença localizada de halita que, curiosamente, trata-se da única ocorrência desta na margem equatorial (NETO et al., 2003). O pacote superior apresenta folhelho siltico cinzento, intercalado raramente com calcilito e arenito fino. O contato inferior com a Formação Mundaú já foi descrito, enquanto o contato superior com a Formação Ubarana apresenta discordância regional (BELTRAMI et al., 1994). A Formação Alagamar na bacia Potiguar é bem correlacionada com a Formação Paracuru. Encontram-se correspondências entre o pacote deltaico mais antigo desta última e o Membro Upanema da primeira; o Membro Trairi é relacionado com as camadas Ponta do Tubarão, enquanto o intervalo litoestratigráfico mais recente corresponde ao Membro Galinhos, no Rio Grande do Norte.

A Formação Ubarana foi definida por **MAYER** (1974) para a bacia Potiguar, a partir de dados de subsuperfície, que a denominou com base no campo petrolífero de mesmo nome. Na bacia do Ceará, a Formação Ubarana apresenta duas seqüências diferentes: uma associada a

ciclo transgressivo marinho profundo, denominada Membro Uruburetama por BELTRAMI et al. (1994), e outra associada a ciclo regressivo, chamada de Membro Itapagé pelos mesmos autores. As análises bioestratigráficas forneceram a idade Albiano-Eocampaniano para o Membro Uruburetama, baseando-se em foraminíferos plantônicos, nanofósseis calcários e palinórmorfos, enquanto que o Membro Itapagé foi datado entre o Neocampaniano e o Holoceno. A Formação Ubarana está relacionada a ambiente marinho, de nerítico a abissal.

Referente à constituição, o Membro Uruburetama apresenta folhelho cinza-esverdeado, calcífero e siltito argiloso cinzento, chegando a 400 m de espessura. O Membro Itapagé chega a 1400 m de espessura, com a presença de siltito, folhelho e margas cinzentos, calcilito creme e muitos turbiditos com arenitos de granulação fina a grossa. Várias discordâncias internas da formação determinam períodos de rebaixamento relativo do nível do mar. O contato superior ocorre com as Formações Guamaré e Tibau. Pode-se correlacionar a Formação Ubarana com as formações Travosas (bacia de Barreirinhas), Calumbi (bacia Alagoas-Sergipe) e Urucutuca (Bahia e Espírito Santo), segundo BELTRAMI et al. (1994).

As formações Guamaré e Tibau foram depositadas em ambientes litorâneo e nerítico, ao mesmo tempo que os sedimentos pelágicos da Formação Ubarana. Essas formações são constituídas de carbonatos e siliciclastos de alta energia. Inicialmente definidas para a bacia Potiguar por SOUZA (1982), foram identificadas posteriormente na bacia do Ceará (BELTRAMI, 1985).

Na sub-bacia de Mundaú ocorre a presença de intrusões de diabásio e extrusões basálticas. Esses corpos foram associados à Formação Macau, definida por MAYER (1974) para a bacia Potiguar. Essas rochas ígneas foram datadas como originadas no período meso-eoceno a neo-oligoceno, portanto mais recentes que o vulcanismo Abrolhos (bacia do Espírito Santo). Em águas profundas, encontram-se *guyots*, particularmente no sopé continental, cortando ou

intercalando-se na seqüência sedimentar, tendo sido posicionados em pulsos sucessivos (BELTRAMI et al., 1994), a partir do Neocretáceo, até o Mioceno (NETO et al., 2003). Nas seções sísmicas foram constatadas terminações de estruturas em *onlap* nos sedimentos, os quais são intercalados com apófises de basalto, que recobrem as paredes laterais dos *guyots*.

5.2 Arcabouço estrutural

O processo de formação da bacia assim como de todas as outras bacias da margem equatorial brasileira mostra que o ambiente tectônico divergente não foi o único ao qual a bacia foi submetida. Existem algumas diferenças nos estilos de falhamentos entre as sub-bacias de Mundaú e Piauí-Camocim, Icarai e Acaraú o que pode ser observado na fig. 11.

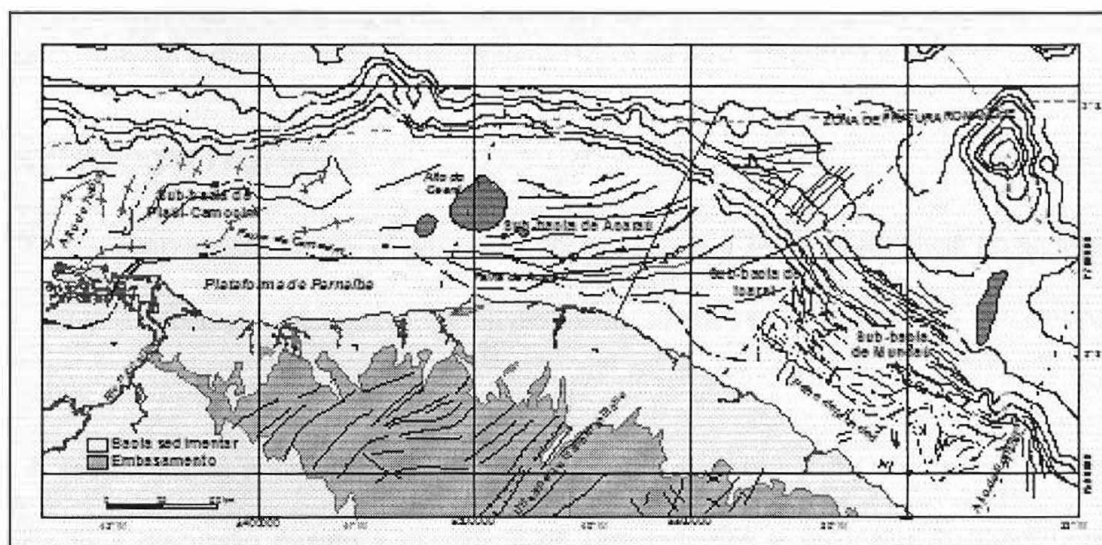


Fig. 11: Arcabouço estrutural e localização da bacia do Ceará (extraído de www.phoenix.com.br).

Na sub-bacia de Mundaú são observadas ausências de variações laterais no preenchimento sedimentar e de espessas cunhas de conglomerados na borda do rifte, mudanças significativas no estilo e geometria da falha de borda, adelgaçamento dos pacotes sedimentares em direção à falha de borda e a presença de incursões marinhas precoces. Segundo NETO et al. (2003) temos um rifte "não-convencional" o qual mudou o padrão de simples deformação distensiva

para transpressiva e/ou transtrativa. Os falhamentos tem direção preferencial *NW-SE*. A transcorrência aparece nos lineamentos de direção *NE-SW*.

Existem grandes evidências, nas sub-bacias de Piauí-Camocim, Acaraú e Icarai, de movimentação dextrógira da placa Sul-Americana. Este tipo de movimentação causa a formação de falhas transcorrentes e inversas, dobras, inversão de depocentros, grandes biatos no registro sedimentar e estruturas em flor, positivas e negativas. Nestas sub-bacias as falhas tem direção *E-W* e *NE-SW*.

O Alto de Fortaleza que delimita a bacia do Ceará a leste tem origem ígnea intrusiva entre o Cretáceo Superior e Terciário inferior (MIURA & BARBOSA, 1972). Existem dois diferentes estilos de mergulho do embasamento: até o lineamento de Sobral ocorrem mergulhos contra a costa, nas sub-bacias de Piauí-Camocim e Acaraú; nas sub-bacias de Icarai e Mundaú o embasamento torna-se mais raso e passa a mergulhar em direção ao mar.

5.3 Geologia Histórica

O desenvolvimento da bacia tem início no eo-aptiano e sofre a influência do tectonismo que desde a separação do Pangea foi diferenciado, modificando as direções dos esforços e alterando os ambientes de sedimentação.

A sedimentação pode então ser dividida em partes distintas: Rife, Transicional e Drifte. Existe uma discussão quanto à existência da fase pré-rife, a qual não foi amostrada em nenhuma sondagem. Segundo as analogias com a contraparte da bacia do Ceará, a bacia de Kheta em Ghana, acredita-se que a fase Pré-rife também exista na bacia do Ceará.

5.3.1 Fase Rife

A fase rife é formada pelo estiramento crustal, a qual pode ser observada também em outras bacias da margem equatorial brasileira. A separação entre os continentes África e América do Sul teve início no Eocretáceo.

Durante a fase rifte foram depositados os sedimentos continentais da formação Mundaú. São sedimentos de origem fluvial e lacustre de idade aptiana. COSTA et al. (1990) associam esses sedimentos a um sistema fluvial meandrante a anastomosado e folhelhos lacustres. O topo desta sequência é um marco elétrico bem claro, chamado de Marco 100. No mesmo período, na sub-bacia de Piauí-Camocim, ocorreram depósitos de leques deltaicos e red-beds (ZALÁN, 1984).

5.3.2 Fase Transicional

Acima do Marco 100 tem-se a deposição da segunda fase, a fase Transicional, quando o mar começa a entrar na bacia, originando a Formação Paracuru. Os ambientes deposicionais que se sucederam foram fluvial, deltaico e lacustre (ZALÁN, 1984).

Durante essa fase de evolução da bacia formaram-se os arenitos Xaréu e Atum, os quais são reservatórios nos campos de mesmo nome localizados na sub-bacia de Mundaú. Nesta fase se depositaram as "Camadas Trairi" e são observadas ocorrências locais de evaporitos.

5.3.3 Fase Drifte

No Albiano, a sedimentação da bacia toma-se marinha com a deposição de carbonatos da Formação Ponta do Mel e folhelhos da Formação Ubarana. Como já havia sido mencionado, o esforço não foram apenas distensivos, a separação dos continentes africano e sulamericano levou a um movimento transcorrente do Albiano até o Eo-Cenomaniano. Assim foram criados diferentes cenários de tensões nas sub-bacias do Ceará.

Durante este período o esforço distensivo na sub-bacia de Mundaú tornou-se predominantemente transtensivo e na sub-bacia do Icarai foi principalmente transpressivo. Surgem as falhas de empurrão e dobras ocorrendo a erosão de sedimentos pelo soerguimento de áreas dobradas. Surgem dobras nas sub-bacias de Piauí-Camocim e Acaraú, como o Alto do Ceará, mostrando assim que a deposição subsequente seria afetada.

Podemos perceber, pela observação das colunas estratigráficas das sub-bacias, que a diferenciação ocorre devido à transcorrência, já que a evolução das três sub-bacias era muito próxima. No final do Santoniano, termina o ciclo transgressivo e a queda do nível do mar acaba por deixar expostos os sedimentos em algumas áreas da sub-bacia de Mundaú. A regressão teve início no Campaniano-Maestrichtiano com a deposição dos folhelhos e arenitos turbidíticos da Formação Ubarana. No Terciário, além da Formação Ubarana, são depositados os carbonatos da Formação Guamaré e os arenitos da Formação Tibau lateralmente(ZALÁN, 1984).

As duas últimas formações são os basaltos da Formação Macau e os elásticos da Formação Barreiras, sendo que este último foi depositado apenas nas partes mais proximais da bacia e em maior parte diretamente sobre o embasamento.

5.4 Geologia do Petróleo

O petróleo na bacia do Ceará é explorado na sub-bacia de Mundaú, sendo que ocorrem acumulações de hidrocarbonetos em todas as fases de evolução da bacia. Os diversos sistemas petrolíferos existentes foram divididos de acordo com o estilo da armadilha: em turbiditos, estruturais e combinado (estrutural - estratigráfico)(Bertani; Costa, Matos. 1990) ver seção geológica na fig. 12.

5.4.1 Turbiditos

Este estilo de armadilha para o óleo é estratigráfico, onde corpos de turbiditos estão intercalados em folhelhos da formação Ubarana nos ciclos transgressivos e regressivos. O sistema petrolífero é o Paracuru-Ubarana e a migração do óleo se deu por meio de falhas normais. Os reservatórios turbidíticos neste sistema têm porosidades maiores que 20% e permeabilidade variando entre 50 e 900 *mD*. Os campos que são formados neste estilo são: Espada, Atum e Xaréu.



Fig. 12: Seção geológica da bacia do Ceará, sub-bacia do Mundaú (extraído de www.anp.gov.br/brasil-rounds/round3/downloads/sg_ceara.pdj)

5.4.2 Armadilhas estruturais

O estilo destas armadilhas está associado às fases Ríftica e Transicional. Os padrões de deformação, e portanto as estruturas encontradas na região, são:

Rotacional: A estrutura destes campos ocorre devido à descida de blocos ou mergulho das camadas do bloco de baixo de encontro à falha, criada durante a fase Ríftica (esforços extensionais). Nesta situação a falha comporta-se como selante. A geração do petróleo se dá nas próprias formações da bacia e a migração ocorre diretamente do gerador para os reservatórios através das falhas, as quais foram dutos apenas durante a ação do tectonismo e aumento significativo da pressão de soterramento atuando nas rochas geradoras. Devido ao basculamento dos blocos, os arenitos fluviais ou deltaicos das formações Paracuru e Mundaú ou calcários da Formação Paracuru são os reservatórios, os quais são capeados pelos folhelhos das formações Paracuru e Mundaú. Este tipo de sistema petrolífero tem porosidades maiores que 20% e permeabilidades variando entre 40 e 500m D. Um exemplo deste estilo é o campo de Xaréu, além dos poços 1-CES-74, 1-CES-41, 1-CES-35B (COSTA et al, 1990).

Transpressivo: A mudança da direção dos esforços tectônicos durante o Albiano até o eocenomaniano muda o padrão dos esforços atuantes na bacia, passando de divergente para compressivo. Esse padrão pode ocorrer associado a estruturas em flor, dobras *en echelón* ou junto à borda da bacia. Neste tipo de sistema petrolífero o hidrocarboneto migrou por falhas, a partir das formações, e foi aprisionado em arenitos fluviais e deltaicos capeado por folhelhos das formações Mundaú e Paracuru. Um exemplo deste caso é a acumulação de gás no poço 1-CES-97.

Transtensivo: Novamente um esforço diferente do distensivo atua na sub-bacia. Há um padrão de falhas agora sendo que agora temos blocos altos limitados por falhas normais de rejeito e mergulhos divergentes. O sistema petrolífero formado é Mundaú-Mundaú, Mundaú-Paracuru, Paracuru-Paracuru ou ainda Paracurú-Mundaú. A migração do óleo aconteceu por meio das falhas diretamente das geradoras para os reservatórios sendo que a capa dos reservatórios é composta de folhelhos. As porosidades são maiores que 15% e permeabilidades variando entre 10 e 200 *mD*. Exemplos: poços 1-CES-33A e 1-CES-66.

6 MÉTODO GRAVIMÉTRICO

6.1 Introdução

A gravimetria é uma técnica geofísica que ao lado da magnetometria compõe o ramo dos métodos potenciais.

Galileu com o seu experimento de queda dos corpos, colocou em evidência a aceleração da gravidade e foi sucedido por outros até que foi proposta a Lei da Gravitação Universal por Isaac Newton

O uso da gravidade como uma ferramenta geofísica de exploração foi sendo desenvolvida e as medições feitas por este método vêm sendo aperfeiçoadas com o passar dos anos. Os gravímetros foram desenvolvidos e continuam neste processo de aperfeiçoamento.

O método gravimétrico é utilizado na prospecção de petróleo, prospecção mineral e engenharia civil. Na prospecção de petróleo a gravimetria geralmente é utilizada em conjunto com a sísmica auxiliando a interpretação ou mesmo mostrando potenciais estruturas para acumulação de óleo.

6.2 Princípios físicos

A atração exercida entre dois corpos pelas suas massas (m_1 e m_2) é descrita pela equação 1, onde r é a distância entre os centros de massa dos corpos.

$$F = G \cdot \frac{m_1 \cdot m_2}{r^2}$$

Equação 1

O termo G é a constante universal de gravitação e vale $6.6742 \pm 0.0010) \times 10^{-11}$ $\text{m}^3/\text{kg} \cdot \text{s}^2$.

A Terra exerce uma força de atração sobre os corpos e neste caso causa como efeito uma aceleração nos corpos - a aceleração da gravidade (g).

$$\frac{F}{M_1} = \frac{G \cdot M_T}{r^2} f$$

Equação 2

$$g = \frac{G \cdot M_T}{r^2} f$$

Equação 3

A massa M_1 é a uma massa unitária comumente chamada de massa de prova unitária e a aceleração sofrida por esta massa é causada pela massa da Terra (M_T). A aceleração da gravidade de um elemento de massa dm distante de uma distância r do centro de coordenadas será:

$$g = \int_s \frac{G \cdot \cos(\alpha) \cdot dm}{r^2}$$

Equação 4

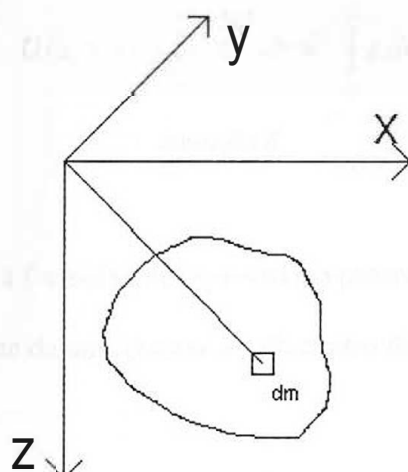


Fig. 13: Representação de um elemento de massa dm em um volume

O valor da aceleração da gravidade é medido em m/s^2 , ocorre que para fins exploratórios essa unidade é muito grande e costuma-se utilizar o sistema C.G.S. onde a aceleração é expressa em cm/s^2 . No sistema C.G.S., a unidade de medida da aceleração da gravidade é chamada de Gal e na exploração geofísica utilizasse um submúltiplo, o mGal (miliGal).

6.3 Potencial de atração

O trabalho realizado pela força de atração é independente do caminho, ou seja, é conservativo. Será então definido o potencial (U) para a aceleração gravimétrica (g).

$$VU(x, y, z) = -F(x, y, z) / M_T$$

Equação 5

Partindo da equação 5 podemos então chegar à forma integral do potencial

$$U(x, y, z) = \int_{\infty}^r (VU).dr = -\int_{\infty}^r g.dr$$

Equação 6

Assim podemos chegar à fórmula que representa o potencial de atração para um elemento de massa dm distante de uma distância r do centro de coordenadas.

$$dU = G \cdot \frac{dm}{r}$$

Equação 7

Podemos admitir que a massa seja dada em função da densidade volumétrica (ρ), ou seja, em função das posições do corpo no espaço e assim teremos que a posição do corpo será por uma troca de coordenadas $r^2 = x^2 + y^2 + z^2$.

$$du = G \cdot \frac{\rho \cdot dx \cdot dy \cdot dz}{r}$$

Equação 8

Agora, tendo o potencial para um elemento infinitesimal de massa, podemos obter o potencial para qualquer corpo utilizando a eq. 9.

$$U = \int_v \frac{G \cdot \rho \cdot dv}{r}$$

Equação 9

Assumindo a aceleração da gravidade como sendo apenas na direção z temos que:

$$U = G \int_V \frac{\rho(\mathbf{r}')}{r} dv$$

Equação 10

O campo gravimétrico sobre a superfície de um corpo é tal que causa uma atração e consequentemente uma aceleração da gravidade, aplicando então o Teorema de Gauss temos:

$$\int_S \mathbf{g} \cdot d\mathbf{S} = \int_V \rho g \cdot dV$$

Equação 11

Como $\mathbf{g} = -\text{div}(\mathbf{U})$

$$\nabla \cdot \mathbf{g} = \nabla \cdot (\nabla U) = \nabla^2 U$$

Equação 12

Obtemos assim o laplaciano

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

Equação 13

O Teorema de Gauss quando utilizamos o potencial permite que resolvamos a equação diferencial do laplaciano. A resolução do laplaciano discrimina dois espaços distintos, o interior e exterior das massas atrativas.

$$\nabla^2 g = 0$$

Equação 14 Exterior das massas atrativas

$$v^2 g = 4,1pG$$

Equação 15 Interior das massas atrativas

A existência de duas equações para obter o potencial nos mostra que distribuições de massa diferentes podem ter o mesmo potencial. Assim o estudo das distribuições de massa pela gravimetria mostra-se ambígua.

6.4 Um modelo para a Terra

A Terra não é uma esfera perfeita e também não está parada no espaço, portanto alguns efeitos decorrentes da forma e da rotação da Terra irão influenciar o campo gravimétrico.

Nenhum corpo possui rigidez infinita, portanto qualquer corpo submetido à rotação sofrerá um achatamento na direção do eixo de rotação e uma distensão na direção de rotação. A Terra sofre esse mesmo efeito o que causa uma diferença no comprimento dos raios. O raio maior é o raio equatorial e menor o raio polar.

$$f = \frac{R - R_p}{R_e}$$

Equação 16 Fator de Achatamento da Terra

A forma da Terra então é a de um elipsóide achatado nos pólos e a diferença entre os raios equatorial e polar é o fator de achatamento. A medida do fator de achatamento pode ser executada precisamente por satélites.

A rotação da Terra também causa uma força contrária à força da gravidade, a força centrífuga, a qual causa a aceleração centrífuga. O valor desta aceleração varia de acordo com o raio de rotação (r) e a frequência angular (ω). No globo terrestre é mais comum determinar o raio em função da latitude ϕ , portanto o raio de rotação será uma projeção do raio da Terra que será $r' = r \cdot \cos(\phi)$.

$$a_e = a^i \cdot r \cdot \cos^2 \phi$$

Equação 17

O ponto de máxima aceleração centrífuga é o Equador e a aceleração centrífuga é nula nos pólos. A diferença de aceleração entre os pólos e Equador chega a 5 mGal . O valor da aceleração da gravidade deve ser então corrigido do efeito desta aceleração.

$$g_{obs} = g_{medido} - a^i \cdot r \cdot \cos^2(\phi)$$

Equação 18

O potencial gravimétrico de uma esfera foi calculado por Clairaut e coincide com o conceito de equipotencial, sendo que a superfície do elipsóide será uma equipotencial. A superfície equipotencial contém todos os pontos em que o potencial de atração gravimétrico são iguais.

No caso da Terra, uma superfície equipotencial é o geóide, o qual coincide com o nível médio do mar não perturbado. Esta superfície equipotencial serve como referência às medidas de gravidade.

O conceito de Terra ideal é utilizado para o cálculo do potencial gravimétrico que mais se aproxime do potencial gravimétrico do geóide. A Terra normal, é um corpo que se

assemelha à Tena real, mas é extremamente mais simplificada, as suas características são determinadas por modelos de elipsóide de referência (WGS84):

A superfície da Terra ideal não apresenta as irregularidades topográficas. O modelo para uma Tena ideal é feito tendo como base medidas astronômicas do achatamento da Terra e coeficiente dinâmico (J_2). Assim o modelo de um elipsóide é criado como por exemplo o WGS84.

- Massa x Constante de gravitação: $3986005 \times 10^8 \text{m}^3/\text{s}^2$;
- Velocidade Angular: $729 \times 10^{-4} \text{rad/s}$;
- Achatamento: 298,257;
- Forma de fator dinâmico da Terra (J_2): 108263×10^{-8} .

Os dados acima mostram que o elipsóide de referência utilizado para a Terra ideal tem a massa, velocidade angular e achatamento iguais à da Terra real. Conhecendo a atração causada pela Terra ideal podemos obter uma aproximação da gravidade na superfície do geóide.

Assumindo os parâmetros de um elipsóide de referência e as propriedades físicas da Tena descritas acima foi obtida uma fórmula para o cálculo da gravidade. Assim foi estabelecida a fórmula internacional da gravidade, utilizando os parâmetros da TeJTa determinados no ano de 1980 em mGal.

$$g_{y,980} = 978.032,7 \cdot (1 + 0,0053024 \cdot \text{sen}^2 \phi - J_2 \cdot 0,0000058 \cdot \text{sen}^2 2\phi)$$

Equação 19

Onde ϕ é a latitude.

6.5 Equipamentos para medições gravimétricas

A aceleração da gravidade pode ser determinada absolutamente em um ponto ou pode ser determinada relativamente em levantamentos. As medidas absolutas da gravidade são feitas em laboratórios fixos utilizando pêndulos ou gravímetros de queda de corpos (métodos dinâmicos mais utilizados atualmente).

As medidas relativas executadas são feitas por gravímetros de mola (estáveis, instáveis ou comprimento zero), pêndulo de torção, acelerômetros. As medidas são feitas pontualmente com os instrumentos parados ou em movimento sendo transportados por barcos ou aviões.

6.5.1 Gravímetros absolutos

6.5.1.1 Queda Livre

O método da queda livre mede o tempo necessário para um corpo cair de uma certa altura h . A equação horária descreve a queda de um corpo e nela só há a dependência do espaço e tempo desprezando-se a resistência do ar e assumindo que o corpo parte do repouso ($V_0=0$) e que a coordenada inicial $x_0=0$.

$$x = x_0 + v_0 \cdot t + \frac{1}{2} g \cdot t^2$$

Equação 20: Equação horária

Do ponto de vista prático, é conveniente subdividir a distância percorrida e o intervalo de tempo correspondente. Assim, a distância pode ser dividida em x_1 , x_2 e x_3 que corresponde aos intervalos de tempo t_1 , t_2 e t_3 .

Com isso, as constantes x_0 e v_0 podem ser eliminadas e resulta:

$$g = 2 \cdot \frac{[(x_3 - x_1) \cdot (t_2 - t_1)] - [(x_2 - x_1) \cdot (t_3 - t_1)]}{(t_3 - t_1) \cdot (t_3 - t_2) \cdot (t_2 - t_1)}$$

Equação 21

Logo, conhecendo-se as distâncias x_1 _ x_2 e x_1 _ x_3 e os tempos t_1 , t_2 e t_3 podemos determinar g

Nos gravímetros baseados neste princípio, a medição do tempo é feita por um relógio atômico e as subdivisões do espaço total que o corpo percorre é coberta por feixes de laser. Assim que o corpo atravessa um dos feixes de laser é anotado o tempo e com estas medidas obtêm-se o valor da aceleração da gravidade.

Estes gravímetros executam não uma, mas uma quantidade muito grande de vezes a queda do corpo para que a medida de g seja muito confiável e precisa.

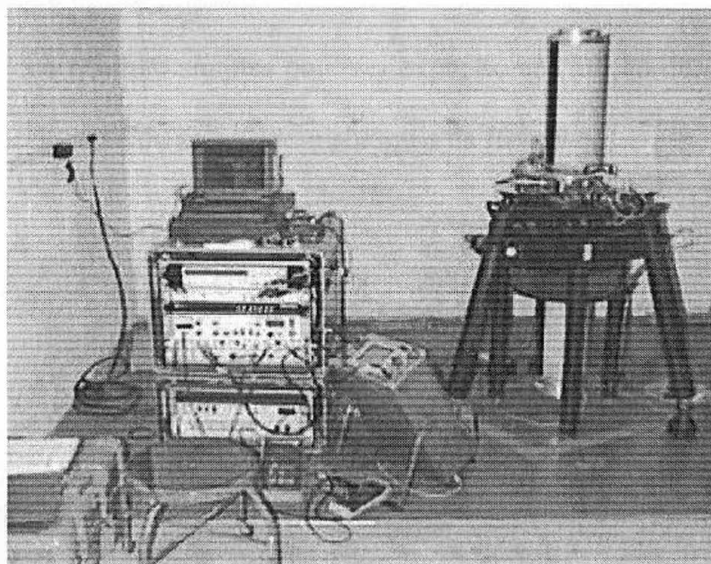


Fig. 14: Gravímetro absoluto, método da queda livre.

6.5.1.2 Pêndulo

Dentre os pêndulos é necessário que sejam vistas algumas diferenças entre os tipos de pêndulos considerados ideais e os que são possíveis de serem produzidos.

Pêndulo simples:

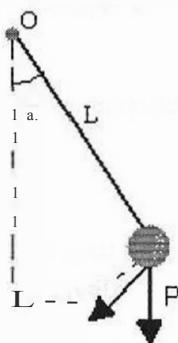


Fig. 15: Pêndulo Simples

O método pendular na medição gravimétrica absoluta consiste basicamente em medir o período de oscilação de um pêndulo.

O período de t de um pêndulo simples pode ser expresso em função do seu comprimento l e do valor local da aceleração da gravidade g por meio da fórmula:

$$t = 2\pi \cdot \sqrt{\frac{l}{g}} \cdot \left(1 + \frac{1}{2} \cdot \text{sen}^2(\alpha/2) + \dots \right)$$

Equação 22

Sendo α a elongação máxima do pêndulo.

Pêndulo Físico: $I = \frac{M \cdot h^2}{12}$

O pêndulo simples é puramente teórico. A realização prática de um pêndulo simples é o pêndulo físico isócrono e de comprimento constante.

$$l = \frac{I}{M \cdot h}$$

Equação 23

Onde: I é o momento de inércia em relação ao eixo de oscilação,

M é a massa total do pêndulo,

h é a distância do centro de massa ao eixo de oscilação.

As dificuldades para a obtenção precisa das grandezas físicas envolvidas são evidentes, mas podem ser parcialmente contornadas com o chamado pêndulo reversível, idealizado por Kater.

Pêndulo reversível:

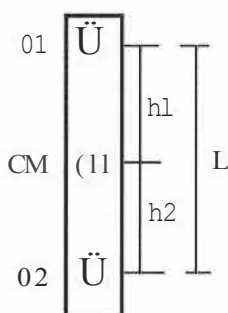


Fig. 16: Pêndulo reversível

Esse pêndulo pode oscilar suspenso pelas duas extremidades alternadamente. Uma massa móvel permite igualar os períodos em ambas as posições.

$$l = \frac{I_1 - I_2}{M \cdot h_1 - M \cdot h_2} = \frac{I_1 - I_2}{M \cdot h_1 - M \cdot h_2}$$

Equação 24

Considerando a configuração do pêndulo reversível, temos:

$$l_1 = \frac{I_1}{M \cdot h_1} = \frac{I_1}{M \cdot h_1}, \quad l_2 = \frac{I_2}{M \cdot h_2} = \frac{I_2}{M \cdot h_2}, \quad \dots$$

Equação 25

Onde: I é o momento de inércia em relação ao eixo de oscilação,

I_g é o momento de inércia em relação a um eixo baricentral, paralelo ao eixo de oscilação.

Temos então:

$$I_1 - I_2 = M \cdot (h_1^2 - h_2^2)$$

Equação 26

e

$$I = \frac{M \cdot (h_1^2 - h_2^2)}{M \cdot (h_1 - h_2)} = h_1 + h_2$$

Equação 27

Logo, não há necessidade de se conhecer o centro de gravidade do pêndulo reversível, bastando medir a distância entre os dois suportes, desde que o pêndulo oscile em ambas as posições com o mesmo período.

6.5.2 Gravímetros relativos

Os gravímetros podem ser divididos em pêndulos de torção, estáveis, instáveis e de mola de comprimento zero.

6.5.2.1 Estáveis

A construção dos gravímetros estáticos está baseada na força restauradora de uma mola. Na demonstração deste método iremos suspender uma haste pelo seu centro e colocar em uma extremidade uma massa e na outra extremidade uma mola. Quanto maior for a atração sobre a massa, maior será a elongação da mola, iremos agora levar a massa para sua posição original. A força necessária para realizar este trabalho será o incremento da força da gravidade.

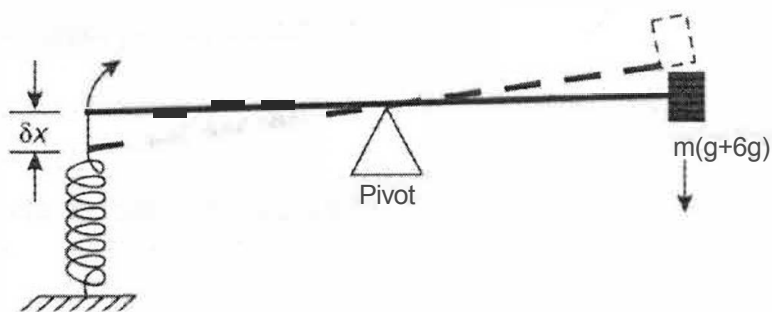


Fig. 17: Esquema ilustrativo de um gravímetro estático <http://www.gravidade.hpgvip.ig.com.br/gravimet.htm>

6.5.2.2 Instáveis

Os gravímetros instáveis são de construção diferente do estáveis por incluírem uma força negativa de restauração a qual atua contra a força de restauração da mola. Esta força é

equivalente à gravidade. Apresenta maior estabilidade térmica e maior precisão, apenas a escala de variação do aparelho é menor.

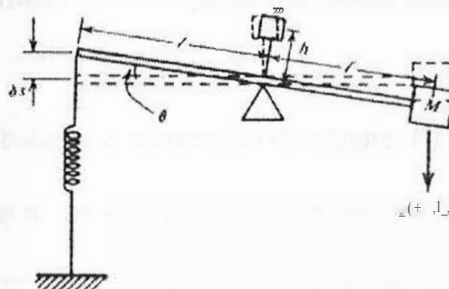


Fig. 18: ilustração de sistema de medida de um gravímetro instável (extraído de Telford,2004)

O peso colocado sobre o ponto de apoio é o responsável pela instabilidade o equilíbrio da massa. Quando as leituras são iniciadas em um ponto absoluto da gravidade, qualquer mudança no valor da gravidade irá atrair a massa m e a massa acima do ponto de apoio irá causar um torque na barra. Um valor maior de g irá causar um torque para a direita e um valor menor causará um torque para a esquerda.

6.5.2.3 Mola de comprimento zero

Este tipo de gravímetro faz medidas da gravidade pela correlação entre o alongamento ou encurtamento de uma mola. Ele é de tal forma construído que se nenhuma força estivesse atuando o comprimento da mola seria zero.

Gravímetro LaCoste & Romberg:

Os gravímetros LaCoste & Romberg possuem uma balança de alumínio com um pequeno peso em um extremo e um compensador barométrico no outro, se mantém em

posição horizontal pela mola principal de comprimento zero. O eixo de rotação da balança é a articulação que consta de dois fios delgados de tungstênio que estão fixos por um extremo à balança e, por outro, aos braços planos do eixo de medição fotoelétrico (3). O movimento do miolo micrométrico é transformado (2) em pequenos deslocamentos do ponto superior de suspensão da mola principal.

A posição horizontal da balança é registrada óticamente. Na balança está fixado um fio delgado horizontal, cuja imagem se observa com um microscópio de aumento 150x. O gravímetro se caracteriza por uma deriva muito pequena do ponto zero: só de uns décimos de miliGal. A precisão das observações é de 0,01-0,03mGal.

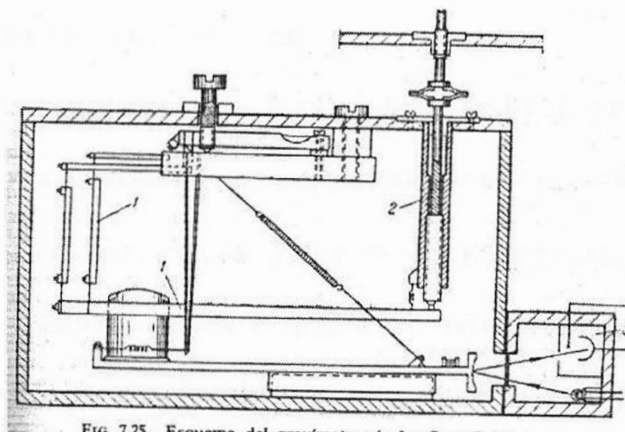


FIG. 7.25. Esquema del gravímetro de La Coste & Romberg.

Fig. 19: Gravímetro La.Coste & Romberg (Extraído de Mironóv, 1977)

Gravímetro Graviton E G Meter:

Gravímetro completamente automatizado construído para levantamentos terrestres, um grande diferencial deste gravímetro é o auto-nivelamento. É baseado no mesmo princípio do gravímetro LaCoste & Romberg. Em apenas uma peça já estão as baterias, além de fazer correção de terreno e barométrica durante a coleta dos dados.

Os dados tem uma resolução de 0,001 mGal, e são armazenados em formato digital no próprio equipamento. Os dados são registrados internamente e podem ser descarregados diretamente para um computador. O peso do equipamento é de 9kg.



Fig. 20: Gravíton EG Meter da LaCoste & Romberg (Catálogo do fabricante)

Gravímetros Worden, VIRG-61 e Sharp:

São os aparatos sem termostatos mais modernos entre as numerosas construções de gravímetros astáticos de quartzo. Todos estes gravímetros são de construção análoga, pequeno peso e de acordo com o método aplicado, permitem alcançar uma precisão de 0,02-0,06mGal.

O pêndulo (1J) horizontalmente situado e com uma pequena peça de platina em um extremo está suspenso por dois fios delgados (7), que são os eixos de rotação do pêndulo. O pêndulo é mantido em posição horizontal pela mola principal de quartzo (6) de comprimento zero. Ao variar a força da gravidade, o pêndulo se inclina um certo ângulo com respeito à posição horizontal. A variação da força da gravidade é medida pelo método de compensação. O pêndulo volta à posição horizontal estendendo o comprimento complementarmente à mola principal com ajuda do dispositivo de medição que desloca o extremo superior da referida mola.

O dispositivo de medição consta de uma barra rígida de quartzo (10), do bastão de medição (15) e das molas das variações de escalas (12) e de medição (14). O extremo superior da barra está fixa ao extremo superior da mola principal. Os extremos inferiores das molas das

gamas de escalas e de medição se soldam ao suporte do bastidor de medição, e aos seus extremos superiores aos parafusos micrométricos (J3) da variação da escala e de medição, respectivamente. A base da barra gira com respeito ao eixo horizontal de quartzo do sistema de medição. O bastidor de medição e o da barra são coaxiais. Ao girar os parafusos micrométricos varia a tensão das molas de medição e da variação da escala, o bastidor de medição gira causando uma torção do eixo do sistema de medição que por sua vez, provoca o giro da barra. O extremo superior da barra desloca o ponto superior de fixação da mola principal, com o qual a distende ou encurta. O deslocamento tem lugar segundo a linha perpendicular à reta que une o eixo de rotação do pêndulo e o ponto inferior de fixação da mola na posição horizontal do pêndulo. Com a mola de medição se pode compensar uma variação da força da gravidade de 80-100mGal, e com a da gama de escala, 5000mGal. O número de voltas do parafuso micrométrico é registrado no contador e é o incremento da força da gravidade.

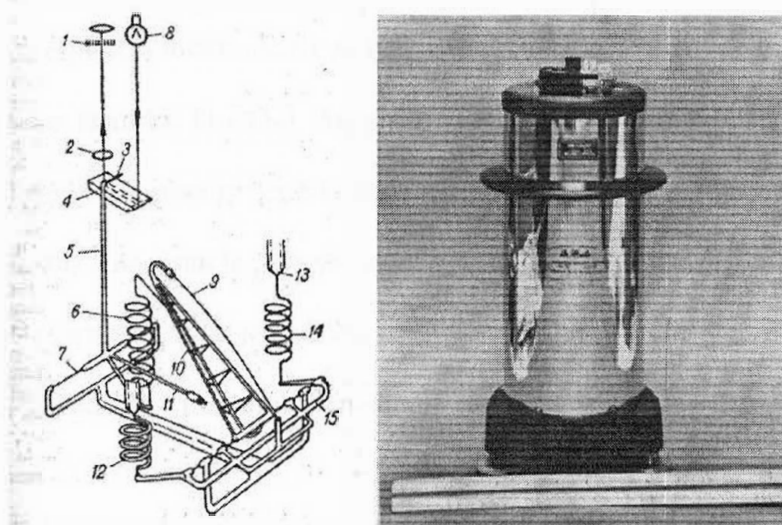


Fig. 21: Gravímetro Worden (Extraído de Mironóv, 1977)

A compensação da temperatura do sistema é efetuada mediante um termocompensador. No eixo do sistema da medição está fixado um bastidor do compensador de temperatura, que

está rigidamente fixo com o de medição. O bastidor do compensador tem um suporte ao qual vai soldado um extremo de uma vareta delgada de tungstênio (9). Outro extremo da vareta está articuladamente unido ao extremo superior da barra de medição. A vareta de tungstênio, sob a ação das forças elásticas de torção dos fios de medição tem certa flexão prévia. As diferenças nas propriedades termo-elásticas do quartzo e do tungstênio suscitam que, ao variar a temperatura, a barra gire ao redor de seu eixo de rotação e, desta maneira, desloque o extremo superior da mola principal. Variando a posição do ponto em que está fixado o extremo inferior da barra de tungstênio, e a distância desde este ponto até o eixo de rotação da barra, pode ter-se uma dependência parabólica, de variação muito suave, das leituras do gravímetro com respeito da temperatura, chega a $0,02\text{mGal}/^{\circ}\text{C}^2$ ou menos.

Gravímetro Scintrex CG-3:

Este gravímetro é um gravímetro estático que usa a variação da capacitância de um aparato massa-mola para determinar a aceleração da gravidade. Esse equipamento é bem moderno e oferece muitos atrativos, ele se autonivela, não é necessário nenhum tipo de ajuste do operador nesse sentido. O CG-3 Autograv é selado em uma câmara com temperatura estabilizada e com vácuo para protegê-la das variações na pressão atmosférica. O sinal de um sensor de temperatura no contato próximo com o sistema elástico é usado fazer uma correção pelo software para mudanças de temperatura residuais pequenas. Os dados são registrados em formato digital e podem ser passados diretamente para o computador.

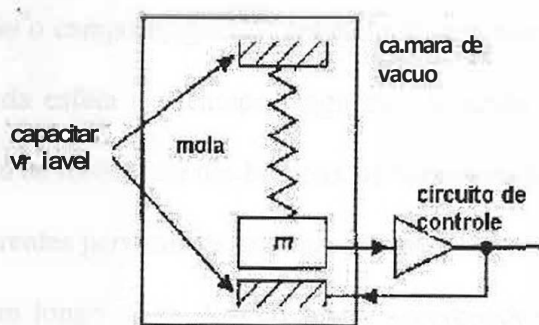


Fig. 22: Esquema de funcionamento do Scintrex CG-3 <http://www.gravidade.hpgvip.ig.eom.br/gravimet.htm>

Os dados deste gravímetro tem precisão de $5 \mu\text{Gal}$, consegue-se uma abertura de 8000 mGal , a deriva instrumental é menor que $0,02 \text{ mGal}$ por dia. O peso do equipamento incluindo a bateria é de 11 kg .



Fig. 23: Gravímetro Scintrex CG-3 <http://www.havlesgt!oscience.ca/grav.html>

6.5.2.4 Super Condutor

O gravímetro contém uma massa esférica de prova de $2,54 \text{ cm}$ do diâmetro. A esfera levita pelas forças produzidas pelos campos magnéticos gerados de um par de bobinas supercondutoras. Desde que a esfera supercondutora comporte-se como um material diamagnético perfeito de modo que as correntes de superfície que sejam geradas exatamente

cancelem e excluam todo o campo magnético aplicado de seu interior. É a interação entre as correntes de superfície da esfera e o campo magnético aplicado que produzem a força de levitação. Devido à perda de resistência das bobinas, as correntes são quase constantes.

O uso de super correntes persistentes produzem uma força ultra-estável de levitação que explica a estabilidade em longo prazo do gravímetro supercondutor na comparação ao tipo mecânico - (gravímetros de mola).

A posição da esfera é detectada por uma rede de ponte de capacitância que consiste em três placas esféricas de capacitor posicionadas em torno da esfera. Quando a esfera é equidistante das placas superiores e mais baixas, os sinais de movimentação cancelam-se e o sinal resultante na placa central é zero. Quando as mudanças na gravidade fazem com que a esfera se mova de sua posição nula, é produzido um sinal do erro que é linear com o deslocamento. Durante a operação, a posição da esfera é mantida perto de sua posição nula por um circuito de gabarito que aplica uma força magnética através de uma bobina de gabarito separada. Desde que a força da bobina de gabarito seja linear com a corrente, medir a corrente através da bobina de gabarito fornece uma medida linear da força da gravidade.

O sensor da gravidade é cercado por um protetor magnético supercondutor para eliminar efeitos das mudanças no campo magnético externo. É incluído também em um recipiente e no vácuo com temperatura regulada a alguns μ K. Isto faz o sensor completamente insensível aos efeitos ambientais tais como mudanças na temperatura externa, na umidade e na pressão barométrica.

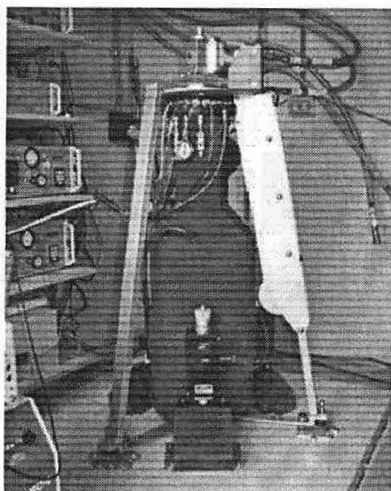


Fig. 24: Gravímetro Super Condutor TIGO - Transportable Integrated Geodetic Observatory
<http://www.wettzell-ifag.deltigo/>

Este gravímetro requer uma sala isolada para sua instalação. Com esse gravímetro consegue-se medir as variações de maré pela variação da força centrífuga.

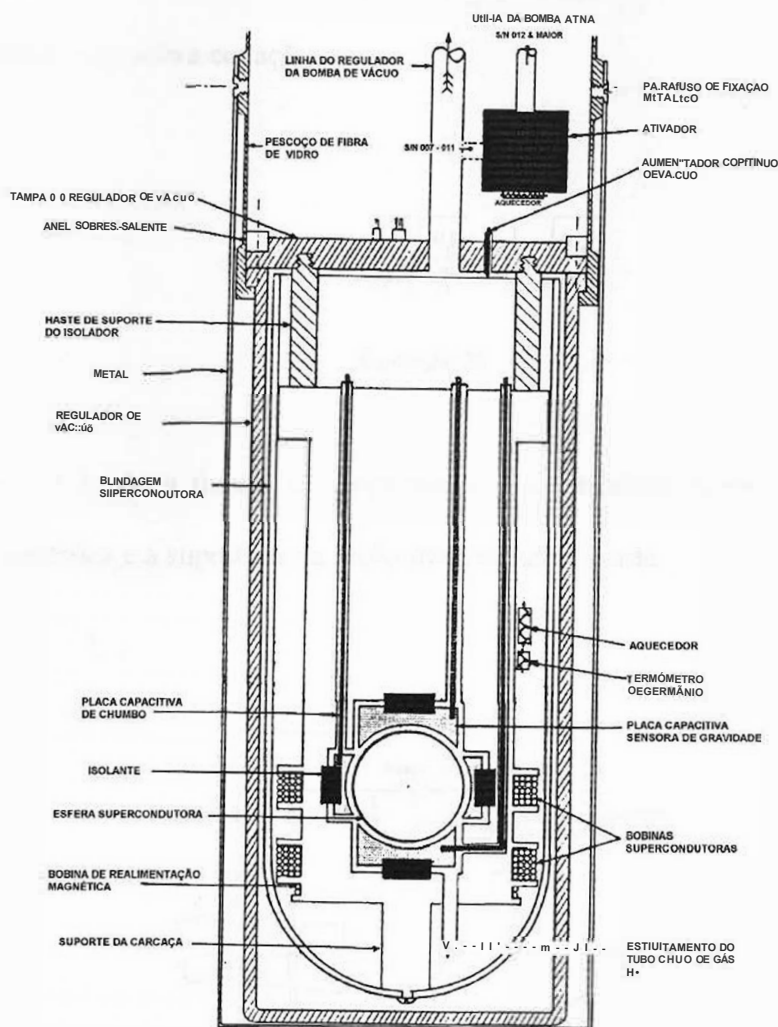


Fig. 25: Gravímetro supercondutor em corte - GWR Instruments (extraído de www.gwr.com)

6.5.2.4 Gravímetros de corda vibrante

Os gravímetros de corda foram sugeridos a primeira vez nos anos 30 por L. I. Mandelshtam e G. P. Papalexi. O equipamento consiste de uma corda suspendendo uma massa, quando a corda começa a vibrar, o período de sua oscilação será determinado pelo peso da massa. Sendo constantes os parâmetros da corda, as variações da força da gravidade são percebidas pela mudança do período de oscilação da corda.

A freqüência das oscilações de uma corda idealmente flexível está relacionada com a força da gravidade segundo a equação:

$$J = J \frac{mg}{2l} = J \frac{g}{2l - v}$$

Equação 28

Onde m , l e λ são a massa, o comprimento e a densidade linear da corda, ρ e s , a densidade volumétrica e a superfície da seção transversal da corda.

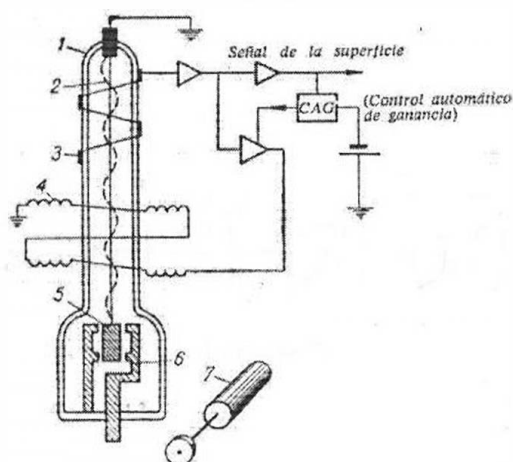


Fig. 26: Gravímetro de poço da Shell

Daqui se segue que para determinar a força da gravidade com uma precisão de 1 mGal , a medida de freqüência deve ter precisão de $0,5 \cdot 10^{-6}$.

A fórmula dada descreve o comportamento de uma corda idealmente flexível e inelástica. Quando levamos em conta a rigidez efetiva da corda, na fórmula se introduz um fator adicional e a freqüência das oscilações se eleva de 1 a 3%. As variações do módulo de

elasticidade da corda influi pouco na freqüência de oscilação, por isso a temperatura influencia somente no comprimento da corda.

6.5.3 Gravímetros relativos transportados

Tanto os procedimentos pendulares quanto os estáticos foram elaborados para serem aplicados sobre uma base imóvel. Quando estamos dentro de um barco ou avião, constantemente sofremos a ação de ventos, ondas, forças que provocam acelerações perturbadoras e que podem até superar a variação medida da força da gravidade. As acelerações perturbadoras ao somar-se à força da gravidade real formam a força da gravidade instantânea.

$$g = \sqrt{\left(g + \frac{d^2z}{dt^2}\right)^2 + \left(\frac{d^2x}{dt^2}\right)^2 + \left(\frac{d^2y}{dt^2}\right)^2}$$

Equação 29

Onde d^2x/dt^2 , d^2y/dt^2 , d^2z/dt^2 são as componentes da aceleração perturbadora segundo os eixos de coordenadas.

A direção da força instantânea da gravidade é denominada vertical instantânea, a qual é diferente da vertical real cuja direção determina o valor da força da gravidade em um plano não perturbado por acelerações devidas ao movimento.

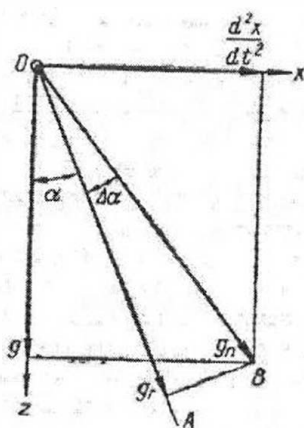


Fig. 27: Venical instantânea (extra(do de Dobrin, 1981))

As acelerações perturbadoras influem de maneiras muito complexas no comportamento do sistema sensível do aparato e podem alterar ou dissimular completamente o efeito da variação da força da gravidade. Por isso, o instrumento destinado a medir a força da gravidade em movimento deve ser construído de maneira que a aceleração perturbadora não influa em absoluto na sensibilidade do sistema, ou possa reduzir-se a uma magnitude depreciável, ou ainda, permita introduzir uma correção da sua influência nos valores observados da força da gravidade.

6.5.3.1 Pêndulo de Vening Meinesz

Um método criado por Vening Meinesz para a medição em barcos foi utilizando pêndulos. A idéia de Vening Meinesz consiste em se observar às oscilações de dois pêndulos com período muito próximo e que oscilam em um mesmo plano e sem um mesmo suporte.

Supondo que não existem acelerações perturbadoras (d^2x/dt^2) e que o suporte está rígido, os pêndulos têm a mesma aceleração horizontal, obtêm-se assim as equações dos movimentos dos pêndulos:

$$\left. \begin{aligned} \frac{d^2 \varphi_1}{dt^2} + n_1^2 \sin \varphi_1 + \frac{n_1}{g} \frac{d^2 x}{dt^2} \cos \varphi_1 &= 0 \\ \frac{d^2 \varphi_2}{dt^2} + n_2^2 \sin \varphi_2 + \frac{n_2}{g} \frac{d^2 x}{dt^2} \cos \varphi_2 &= 0 \end{aligned} \right\}$$

Equação 30

$$n_1 = \sqrt{\frac{g}{l_1}} = \frac{\pi}{T_1}; \quad n_2 = \sqrt{\frac{g}{l_2}} = \frac{\pi}{T_2}$$

Onde n_1 e n_2 são as frequências das oscilações respectivamente do primeiro e segundo pêndulos.

Supondo que os pêndulos são isócronos, ou seja, $n_1 = n_2 = n$, e efetuam pequenas oscilações, assumimos $\sin(\varphi) \approx \varphi$ e $\cos(\varphi) \approx 1$ obtemos:

$$\left. \begin{aligned} \frac{d^2 \varphi_1}{dt^2} + n_1^2 \varphi_1 + \frac{n_1^2}{g} \frac{d^2 x}{dt^2} &= 0 \\ \frac{d^2 \varphi_2}{dt^2} + n_2^2 \varphi_2 + \frac{n_2^2}{g} \frac{d^2 x}{dt^2} &= 0 \end{aligned} \right\}$$

Equação 31

Chamando $\varphi_1 = \varphi$ e $\varphi_2 = \varphi$ e subtraindo a segunda equação da primeira obtemos:

$$\frac{d^2 \varphi}{dt^2} + n^2 \varphi = 0$$

Equação 32

Esta equação é a do movimento de um pêndulo não perturbado por acelerações horizontais, com uma longitude equivalente de $l = g/n$, com um período de oscilação de $T=1/n$ e um ângulo de inclinação φ a partir da vertical.

Desta maneira, a diferença dos ângulos dos pêndulos isócronos pode considerar-se como o ângulo de um pêndulo fictício que não está sujeito à influência de acelerações horizontais e têm o mesmo comprimento e período que os pêndulos reais sem a aceleração horizontal.

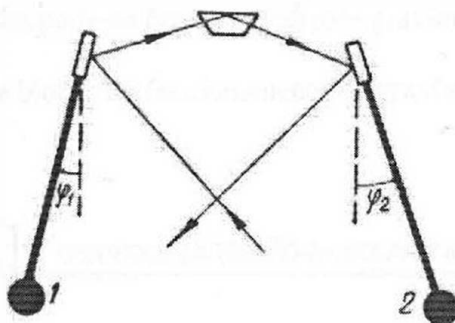


Fig. 28: Pêndulo Fictício (Extraído de Dorbin, 1981)

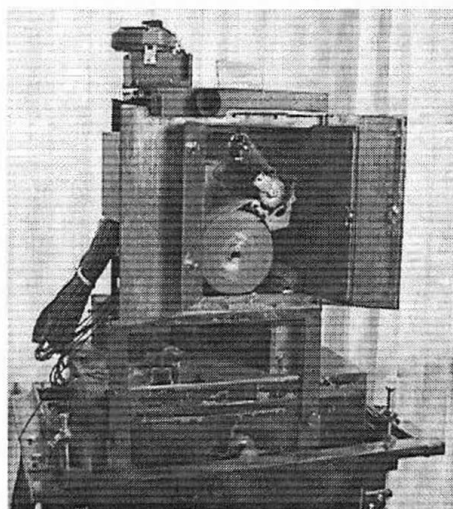


Fig. 29: Pêndulo de Vening Meinesz - Museu Virtual • Society of Exploration Geophysicists

6.5.3.2 Plataformas Estabilizadoras

Outro modo para anular os efeitos das acelerações instantâneas era fazer com que o instrumento sempre estivesse na mesma posição, ou seja, sob qualquer circunstância o gravímetro não seria acelerado de forma alguma. Isso foi conseguido pela utilização de plataformas estabilizadoras. Estas plataformas compensam qualquer aceleração lateral subindo ou descendo. É o mesmo que manter um gravímetro sobre um nível constante, portanto não perturbado, assim pode-se fazer as medições gravimétricas.

Temos um diagrama de blocos do funcionamento do gravímetro junto com a plataforma:

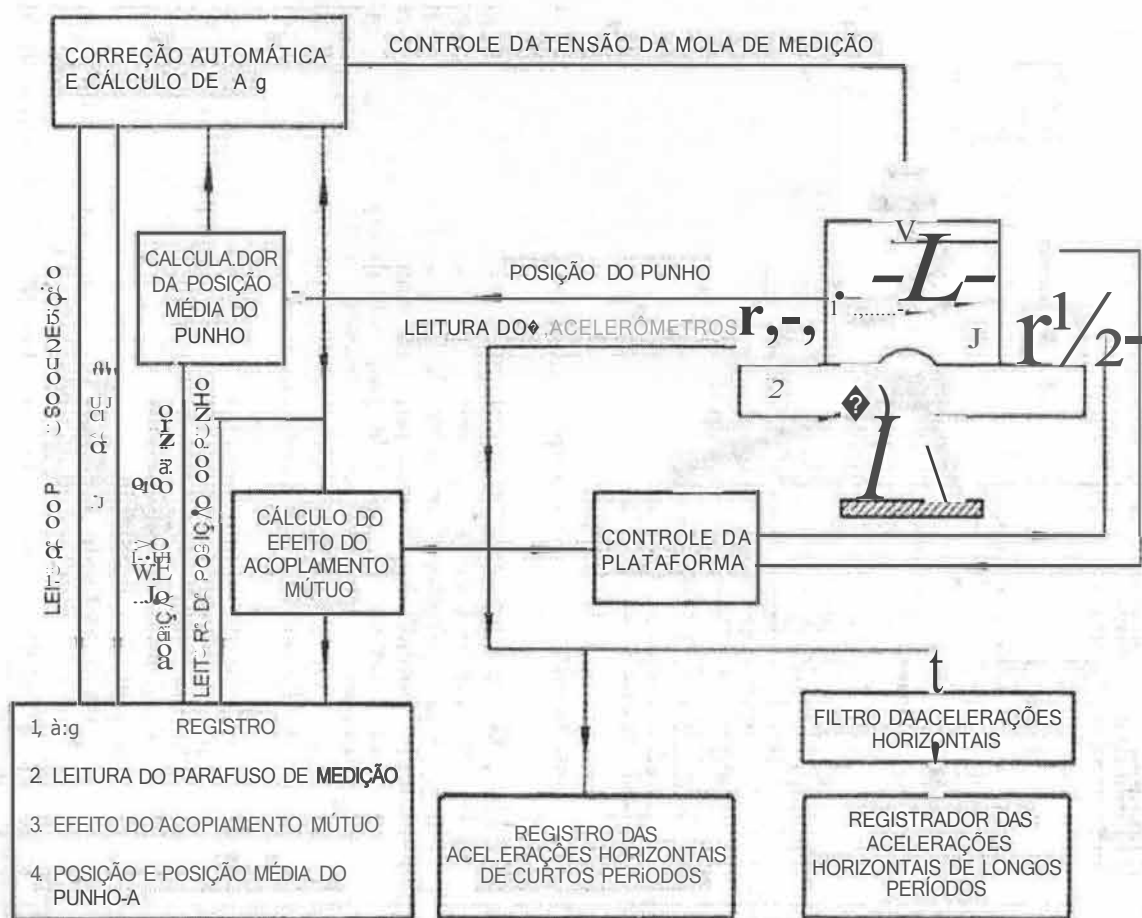


Fig. 30: Diagrama de blocos dos gravímetros com base estabilizadora LaCoste & Romberg

Air-Sea Gravity System II

O sistema de medição segue os moldes dos gravímetros LaCoste & Romberg, a plataforma estabilizadora é muito moderna e oferece os recursos de :

- Utilizar interface gráfica Windows;
- Entrada para GPS;
- Correção EOTVOS em tempo real para a versão marinha;
- Plotar gráficos dos dados em tempo real.

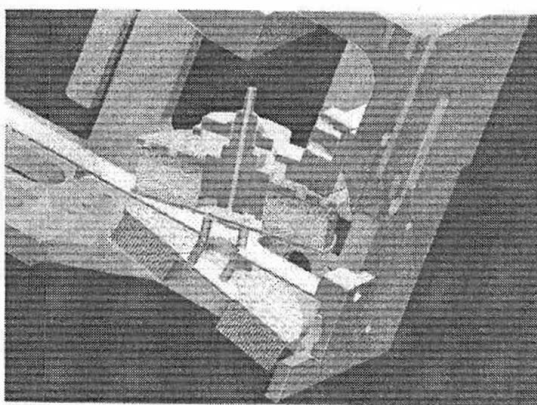


Fig. 3J): Autonivelamento da plataforma - catálogo do fabricante

Este sistema tem resolução de 0,01 mGal e permite obter dados com precisão máxima de 12 mGal. O peso da plataforma com o gravímetro é de 86kg e o da fonte utilizada para ligar o equipamento é de 30kg

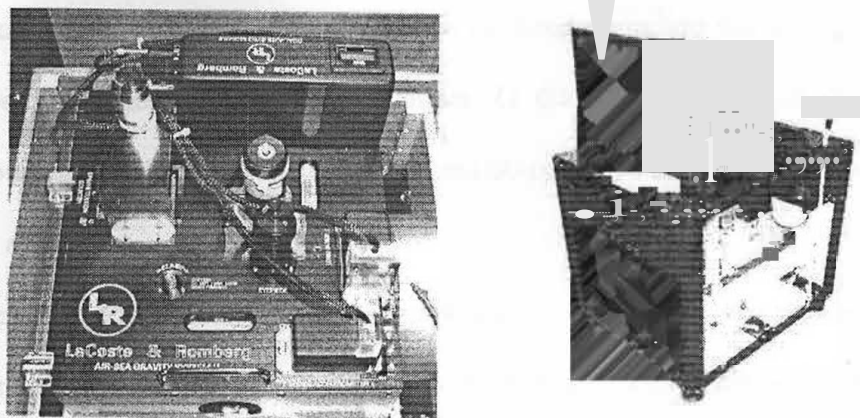


Fig. 32: Gravímetro Air Sea li em detalhe e o mesmo na plataforma estabilizadora - catálogo do fabricante

6.5.3.3 Gradiômetro gravimétrico

Este sistema foi desenvolvido primeiramente pelo sistema de defesa norte americano e após alguns anos foi retomado e hoje é disponibilizado para levantamentos pela Bell Geospace sob o nome de Full Tensor Gradiometer (FfG)

As medidas do gradiente gravimétrico aerotransportada são feitas por acelerômetros. Os acelerômetros são montados em discos e dispostos em oposição, formando um quadrado, os instrumentos de gradiometria gravimétrica (GGI - em inglês). Os discos estão girando e qualquer diferença no valor da gravidade pode ser medida diretamente pela aceleração lida pelos acelerômetros.



Fig. 33:GGJ (<http://www.bellgeo.com/tech/principles.html>)

Os acelerômetros colocados em oposição no disco permitem que as acelerações devido ao movimento da aeronave sejam canceladas. O fato é que cada par de acelerômetros registrou o mesmo valor de aceleração com sentido contrário e portanto na soma do par esta aceleração é anulada.

O campo gravimétrico é irrotacional e apenas 6 componentes são independentes. O arranjo para medir todas as componentes independentes do tensor necessita de quatro GGI's montados de forma que façam um ângulo de 120° entre si e 35° com a vertical. O valor de g pode ser obtido pela soma vetorial de todas as componentes.

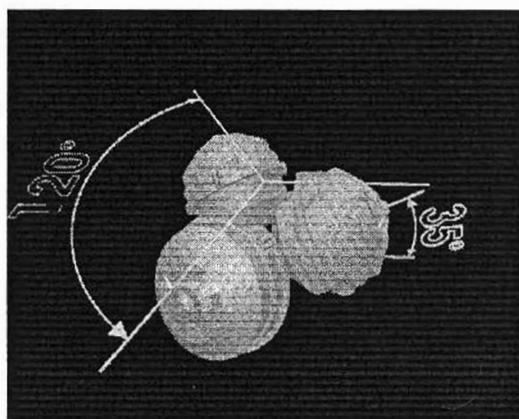


Fig. 34: Arranjo de três GGI's (<http://www.bellgeo.com/rechlprinciples.html>)

6.6 Levantamentos Gravimétricos

A determinação do valor da aceleração da gravidade é feita utilizando-se o gravímetro, um instrumento de medida especialmente projetado para medir as variações na aceleração da gravidade. Existem dois tipos básicos de gravímetros (quanto ao tipo de medida realizada), os gravímetros absolutos e os relativos.

As medidas feitas pelos gravímetros são afetadas por alguns fenômenos sempre ligados à atração de massas. Os efeitos que alteram as medidas gravimétricas são:

- Marés;
- Altitude;
- Efeito das massa entre o ponto de medida e a superfície de referência;
- Atração causada pela topografia;
- Rotação da Terra.

6.6.1 Correção do efeito da rotação da Terra

A rotação da Terra produz sobre massas em sua superfície uma aceleração; esta aceleração não é constante sobre a superfície da Terra.

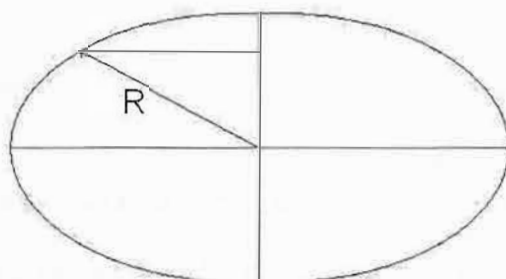


Fig. 35: Forma da Terra (exagerada para ênfase)

A correção do efeito de rotação e do achatamento da Terra pode ser obtida pela eq. 20 (correção em função da latitude C_h), já em mGal/km. Este efeito já é levado em conta quando calculamos a gravidade normal pela fórmula internacional da gravidade.

$$e_b = 0,81 l \cdot \text{sen}(2)$$

Equação 33

6.6.2 Correção Ar-Livre

As medidas gravimétricas feitas necessitam de uma superfície de referência. Utilizamos como referência uma superfície equipotencial permitindo assim serem feitas comparações entre as medidas gravimétricas.

A aceleração da gravidade diminui quando aumentamos a altura do ponto de medida. Assim que uma medida é feita sobre a superfície da Terra, o valor correspondente sobre o geóide é determinado pelo gradiente vertical da aceleração.

Conhecendo o valor do gradiente vertical da gravidade e também a diferença de altura entre o ponto de medida e o geóide podemos saber qual o valor a ser acrescido à medida feita para corrigir o decaimento da atração com o afastamento. O valor médio que costumeiramente é utilizado como gradiente vertical da gravidade é $0,3086\text{mGal/m}$.

6.6.3 Correção Bouguer

Quando o efeito do afastamento do centro de massa é feito (correção ar-livre) permanece a influência do efeito atrativo das massas entre a superfície e o geóide. A remoção deste efeito requer o conhecimento das densidades das rochas entre a estação de medida e o geóide.

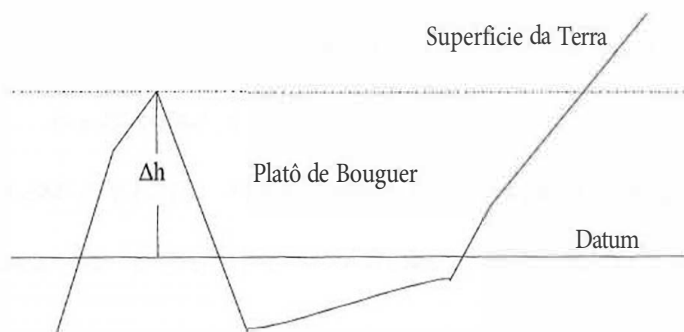


Fig. 36: Exemplo de platô para a correção Bouguer

Uma primeira aproximação já é feita para a determinação destas densidades. É conhecida a densidade média das rochas da crosta continental ($2,67\text{g/cm}^3$) e da crosta oceânica ($2,8\text{g/cm}^3$).

A correção da atração utilizando as densidades acima para a aproximação da topografia por um platô seria então dado pela eq. 34 e deverá ser subtraído das observações.

$$C_s = 2lt.Gp.M$$

Equação 34

6.6.4 Correção Topográfica

A correção da topografia é um meio de corrigir a aproximação de um platô feita pela correção Bouguer. A superfície da Terra é irregular e as variações são de maior frequência que as anomalias do geóide e portanto não acompanha a superfície do geóide.

A correção da topografia leva em conta a atração das massas ao lado do ponto de medida gravimétrico. Estas correções da topografia são calculadas pela atração exercida lateralmente por um ponto em função da distância ao ponto de medida.

Estas correções eram calculadas e colocadas em um ábaco transparente, o qual era dividido em zonas ao redor do centro. Devesse determinar, a cada zona, a altitude média e o valor deve ser multiplicado pelo fator dado pelo ábaco. A correção total é obtida pela soma dos diversos fatores dados pelo ábaco.

Atualmente os ábacos não são mais utilizados e a correção da topografia passou a ser executada por computadores. O procedimento é o mesmo realizado pelo ábaco, ocorre que

alguns parâmetros podem ser ajustados como o raio de cálculo ao redor do ponto de medição e o tamanho e quantidade das zonas para o cálculo da correção.

6.6.5 Efeito das marés

As forças de atração que atuam nos corpos são na verdade uma resultante de forças das diversas interações entre corpos. No caso de medidas efetuadas na Terra, as grandes contribuições são as forças de atração devidas ao Sol e à Lua.

Essas forças de atração causam as marés, fenômeno conhecido por alterar o nível do mar. Além de atrair a água do mar, o Sol e a Lua atraem os outros corpos que não possuem rigidez infinita e influem nas medidas gravimétricas pois deformam a Terra e alteram a distância ao centro de massa.

O efeito das marés depende da latitude, dia, mês e ano, segundo DOBRJN (1952) é de 0,2 a 0,3 mGal. A componente vertical da força de maré, segundo HEILAND (1940), leva em consideração o ângulo formado entre a estação de medida e o astro (Lua ou Sol) e as distâncias entre Sol e Terra (D_s) e entre Lua e Terra (D_L). Este cálculo é uma aproximação feita para uma Terra perfeitamente rígida e de raio r e os ângulos geocêntricos formados pelos astros é α_L e α_S .

$$D_g = 3G_r \frac{M_L}{2D_L^3} \left(\cos 2(\alpha_L) + \frac{1}{3} \right) - 3G_r \frac{M_S}{2D_S^3} \left(\cos 2(\alpha_S) + \frac{1}{3} \right)$$

Equação 35

6.6.6 Deriva instrumental

Os gravímetros com o passar do tempo sofrem uma deriva instrumental. Significa dizer que se durante um certo tempo forem efetuadas medições sobre o mesmo ponto o resultado será diferente.

Esta taxa de variação das medições gravimétricas recebe o nome de deriva instrumental. A deriva de um gravímetro pode ser medida pela comparação entre as medidas executadas em um mesmo ponto em momentos diferentes.

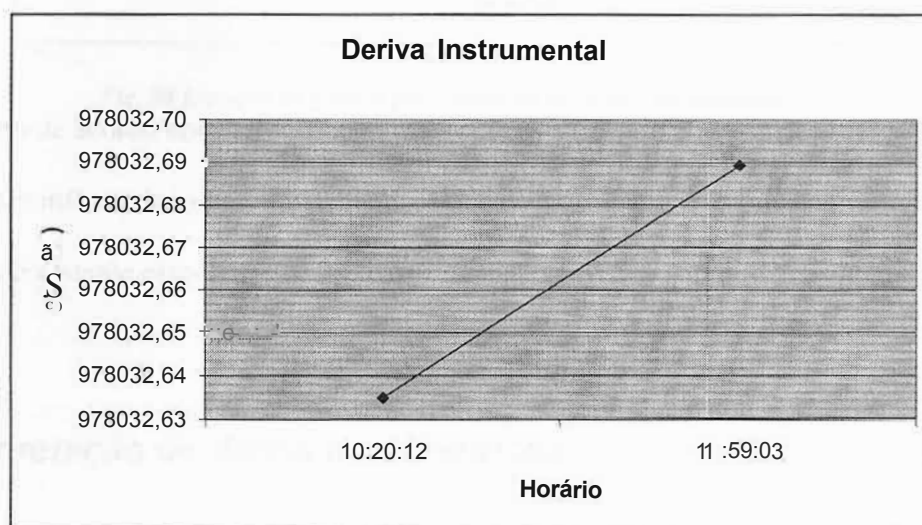


Fig. 37: Deriva instrumental hipotética

O controle deste parâmetro requer que duas medidas no mesmo ponto, uma no começo das linhas do levantamento e outra no fim das linhas de levantamento do dia. A diferença encontrada é interpolada linearmente em função do tempo entre a repetição das medidas.

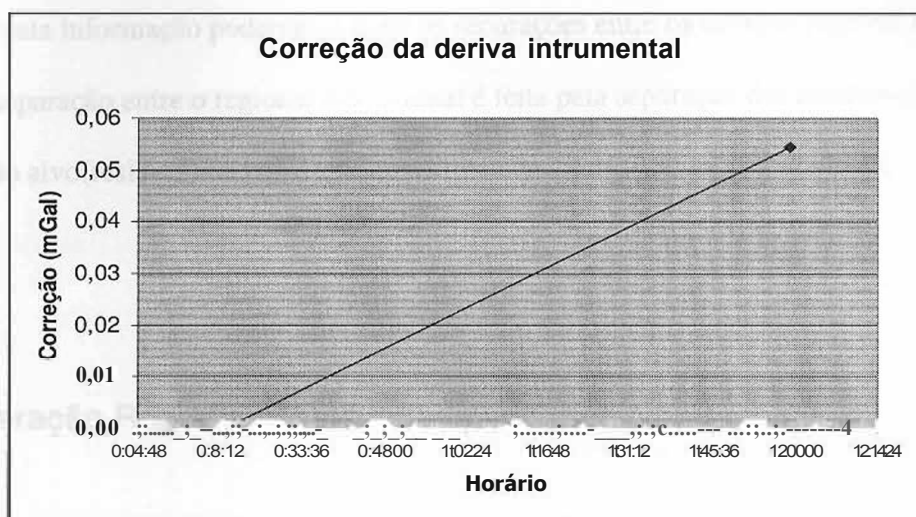


Fig. 38 Exemplo de gráfico para correção da deriva instrumental

Portanto de acordo com o horário em que foi feita a medida podemos conhecer o quanto o resultado foi influenciado pela variação mecânica do instrumento. O valor da variação encontrado no instante exato em que foi feita a medição deve ser subtraído das medidas.

6.7 Interpretação de dados gravimétricos

A redução dos dados gravimétricos torna-os apenas referenciados a uma mesma superfície equipotencial. Todas as influências devida aos efeitos de atração de corpos que não estejam em superfície já foram removidos.

Os mapas feitos a partir dos dados já reduzidos apresentam tendências diversas associadas a muitas estruturas presentes em subsuperfície. Essas estruturas tem diversas ordens de grandeza e podem estar muito profundas. O efeito de estruturas profundas causa uma sobreposição à anomalia dos corpos mais rasos.

Os corpos mais profundos apresentam anomalias suaves, de grande comprimento de onda. Já os corpos rasos causam anomalias de curto comprimento de onda, causam uma variação rápida no campo gravimétrico.

Tendo esta informação poderemos fazer as separações entre os campos regional e residual. A separação entre o regional e o residual é feita pela separação das anomalias causadas pelo alvo(residual) ou pelas estruturas que não interessam ao levantamento (regional).

6.7.1 Separação Regional-Residual

A separação não ocorre de forma que os corpos sejam isolados uns dos outros completamente. É executada uma separação entre comprimentos de onda, as quais estão ligadas a profundidade do objetivo a ser investigado.

O efeito de atração de um corpo decresce em amplitude com o aumento da profundidade além de ser mais alongado quanto maior for a profundidade. Associamos os corpos profundos aos grandes comprimentos de onda. De maneira inversa o curto comprimento de onda está relacionado a corpos rasos.

A separação entre os diferentes comprimentos de onda é chamada de separação residual-regional e tem caráter interpretativo. Sendo que o campo regional refere-se aos grandes comprimentos de onda e o residual aos curtos.

Um método de filtragem de frequências poderia ser utilizado para este fim. A aplicação de um filtro passa alta faria com que o resultado fosse apenas o campo residual.

Outro método que pode ser empregado é a transformação de campo. O campo gravimétrico pode ser transformado a partir da equação de Laplace onde característica como altura de realização da medida pode ser alterada.

O processo de continuação para cima tende a suavizar as anomalias de curto comprimento de onda restando apenas as de longo comprimento - regional. A remoção ocorre pela subtração dos dados originais dos dados "continuados para cima". Obtemos assim os

dados residuais apenas.

Ainda podemos fazer o ajuste polinomial de uma superfície de primeira ou segunda ordem aos dados. O campo residual é obtido novamente pela subtração entre os dados e a superfície ajustada. O ajuste de polinômios de maiores ordens tende a aproximar mais a superfície dos dados, portanto as anomalias são eliminadas quando calculamos o campo residual.

Um último processo relevante é o da segunda derivada. As regiões em que os curtos comprimentos de onda ocorrem irá apresentar altos valores. Assim o resultado da segunda derivada irá apresentar apenas os corpos anômalos (onde a variação no campo gravimétrico é grande). Os longos comprimentos de onda serão suavizados já que a variação causada por eles é pequena.

6.7.2 Modelagem Direta

O efeito gravimétrico de alguns corpos de geometria simples pode ser calculado analiticamente. A aproximação de alguns corpos geológicos por corpos com geometrias simples mostra um resultado preliminar que permite então explorar as características como densidade e profundidade.

Seguem algumas fórmulas para cálculo do efeito gravitacional.

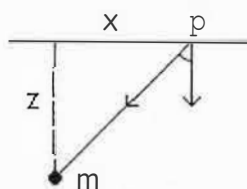


Fig. 39: Esfera de massa m

$$f_{gz} = -\frac{Gm}{r^3} z$$

Equação 36

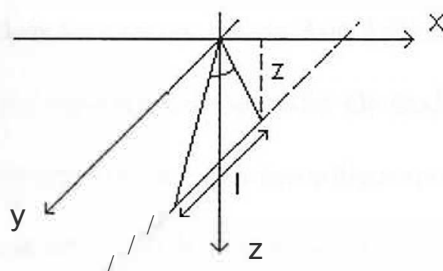


Fig. 40: Efeito gravitacional de uma linha de massa com densidade linear λ

$$\Delta g_z = 2G\lambda \frac{z}{(x^2 + z^2)}$$

Equação 37

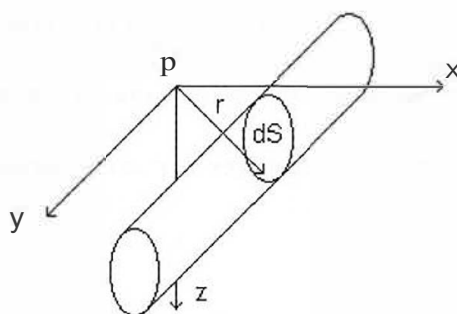


Fig. 4J: Cilindro de seção transversal dS e densidade ρ

$$\Delta g_z = 2\pi G A^2 \rho \frac{z}{(x^2 + z^2)}$$

Equação 38

6.7.3 Modelos inversos

Os modelos inversos em geofísica são modelos geológicos feitos a partir dos dados. É necessário o conhecimento da geologia pois podemos obter os mesmos dados com diferentes espessuras de camadas e profundidades.

Modelos inversos podem ser construídos em 2 ou 3 dimensões e de duas diferentes maneiras: iterativamente ou por algoritmos de inversão. Os modelos construídos iterativamente pelo intérprete gravimétrico utilizam o algoritmo de TALWANY(1959) que calcula o efeito gravimétrico de um corpo de geometria, profundidade e densidade conhecida.

O modelo geológico será a conclusão do processo de tentativa e erro no ajuste da curva calculada aos dados obtidos no campo. A precisão do modelo criado será a diferença entre o perfil (ou malha) criado e o dado de campo.

Podemos utilizar algoritmos para inversão automática dos dados. O algoritmo procura também o melhor ajuste iterativamente e seguindo padrões definidos pelo algoritmo. A conclusão deste processo é também um modelo geológico.

Os dois processos de inversão necessitam de embasamento geológico: informações de poços ou mesmo modelos prévios. Assim o ajuste deixa de ser apenas matemático e passa a ter um sentido geológico

6.7.4 Estimativa de profundidade

O conhecimento da profundidade dos corpos é sempre uma aproximação feita na tentativa de obter alguns parâmetros para a modelagem. Dois métodos são bastante conhecidos: meia largura e gradiente sobre a amplitude.

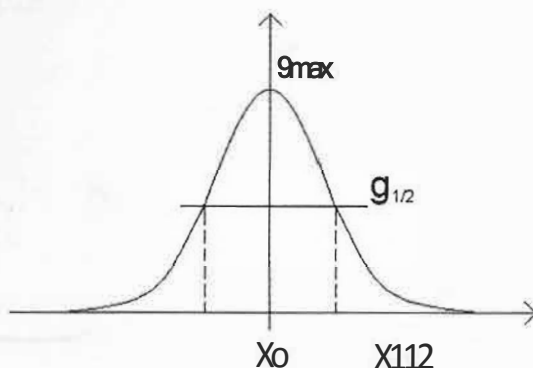


Fig. 42: Estimativa de profundidade pelo método da meia largura

O método da meia largura tem como base as fórmulas para atração de uma esfera (3-D) e de uma linha de massa (2-D). É necessário obter um perfil para determinar a distância entre o ponto máximo e o ponto de meia largura da anomalia.

$$z < \frac{x_{1/2}}{(\sqrt[3]{4} - 1)^{1/2}}$$

Equação 39 Estimativa para corpo 3-D

$$z < x_{1/2}$$

Equação 40 Estimativa para corpo 2-D

SMITH (1959) introduziu fórmulas para a estimativa de profundidade de corpos gravimétricos e magnetométricos, baseado na razão gradiente sobre amplitude, independente do formato do corpo. A anomalia total do corpo deve ser bem reconhecida no perfil para ter as informações do máximo valor da anomalia e o gradiente horizontal máximo (eq. 41).

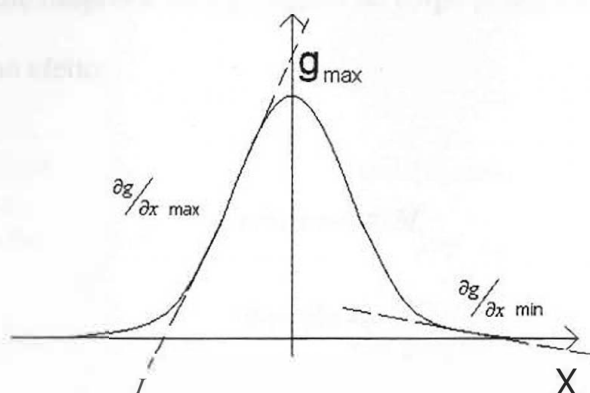


Fig. 43: Método de estimativa de profundidade do gradiente sobre a amplitude

Vale lembrar que se a anomalia se estender mais em uma direção deveremos substituir o fator 0,86 por 0,65 na eq. 41 pelo fato da semelhança com um corpo 2-D.

$$z \leq 0,86 \left| g_{\max} / \left(\frac{\partial g}{\partial x} \right)_{\max} \right|$$

Equação 41

6.7.5 Extensão Lateral dos corpos

Podemos estimar a extensão lateral dos corpos pela primeira derivada. A primeira derivada mostra os pontos de inflexão de uma curva. No caso da gravimetria pode estar associada ao contraste lateral de densidades, onde temos diferentes bordas de corpos.

6.7.5 Excesso de massa

A massa anômala pode ser estimada, dando assim algum subsídio para o cálculo de

reserva. O cálculo é feito desprezando a geometria do corpo já que diferentes distribuições de massa causam o mesmo efeito.

$$\int_s g \cdot \vec{r} \cdot ds = 4\pi G M$$

Equação 42

O cálculo utiliza o Teorema de Gauss aplicado ao interior das massas atrativas. A região de integração é separada em duas, um círculo no plano x-y e a superfície de uma semi-esfera. É necessário conhecer o contraste de densidades entre o corpo e a rocha encaixante.

$$M = -\frac{1}{2\pi G} \int_{i=1}^i \dot{t} \cdot g \cdot Lixby$$

$$M = \frac{P_{anomalo} \cdot M_{excesso}}{P_{anomalo} - P_{encaixante}}$$

Equação 43

7 ESTUDO DE CASO

Transição Crustal e evolução tectônica do segmento transformante da margem equatorial brasileira adjacente às bacias de Barreirinhas e Ceará - José Luiz Bampa Sauerbronn

7.1 Estudo de uma zona sísmicamente anômala

A área de estudo está situada na margem equatorial brasileira, compreendida entre as latitudes $1^{\circ} 30'$ e $3^{\circ} 00'$ S e longitudes $42^{\circ} 30'$ e $39^{\circ} 30'$ W englobando parte das bacias de Barreirinhas e do Ceará.

A margem equatorial brasileira se desenvolveu em um ambiente tectônico transtensivo (falha transcorrente onde ocorre uma distensão) . Os esforços atuantes foram inicialmente transcorrentes, compressionais e ao final da evolução novamente transcorrentes.

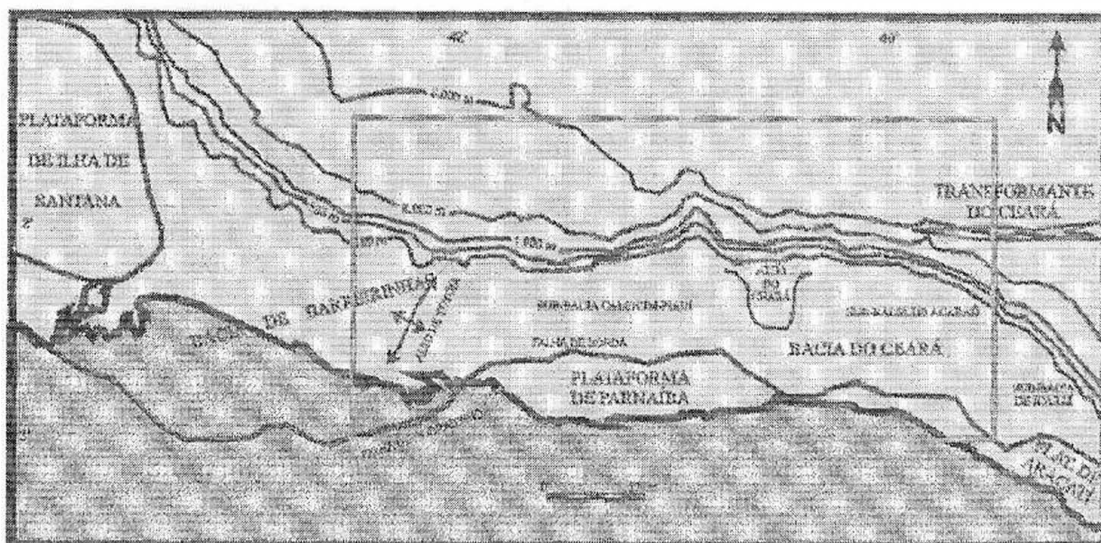


Fig. 44: Contexto geológico da área em estudo (extraído de Sauerbronn, 1996)

Vários autores (ZALAN, 1985; SZATMARI et al., 1987; AZEVEDO, 1991; GONÇALVES et al, 1992 e CASTRO, 1993) publicaram sobre a evolução da margem

continental brasileira. Foi observado comumente o relato de uma zona onde o sinal sísmico é muito afetado a ponto das reflexões não serem muito bem interpretadas.

A zona chamada de zona sísmicamente anômala é uma faixa de orientação preferencial N-S com 260km de comprimento e 20km de largura. Ela está localizada próximo ao talude continental.

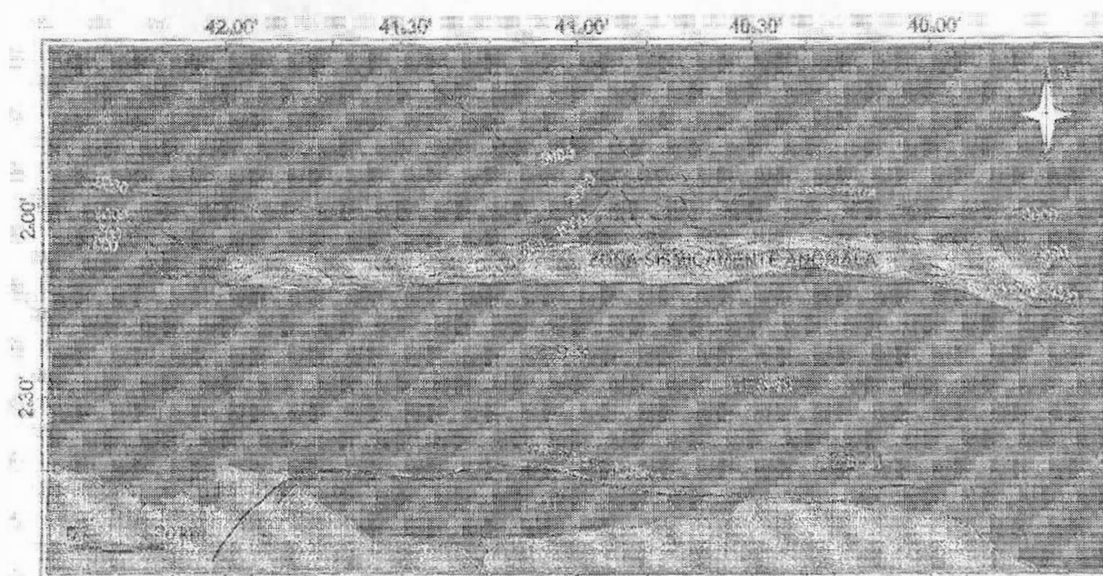


Fig. 45: A zona sísmicamente anômala na área estudada (extraído de Sauerbronn, 1996)

O significado desta zona sísmicamente anômala foi estudada por SAUERBRONN, 1996 integrando dados de sísmica, gravimetria e magnetometria. Os resultados levam a um modelo da evolução da margem equatorial, ficando este próximo aos já existentes validando assim as interpretações feitas.

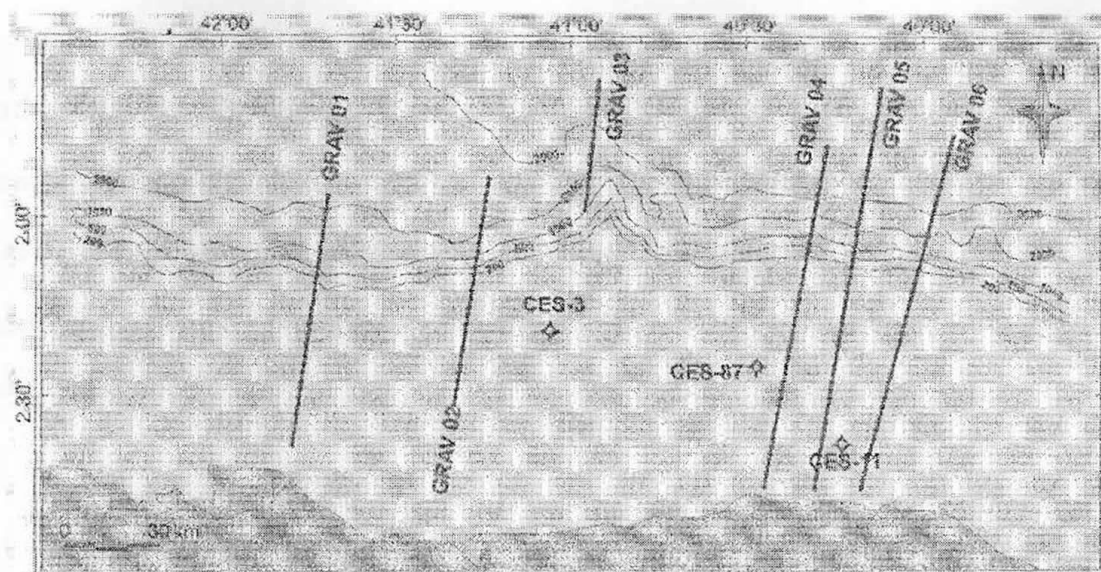


Fig. 46: Mapa de localização dos perfis gravimétricos (extraído de Sauerbronn, 1996)

Esta presente revisão de SAUERBRONN(1996), dentro do escopo do programa de formação Petrobrás de geofísicos, irá tratar os dados gravimétricos. Os dados gravimétricos foram extraídos do projeto EQUANT. Os dados foram interpretados por modelagem inversa utilizando o algoritmo de TALWANY(1959).

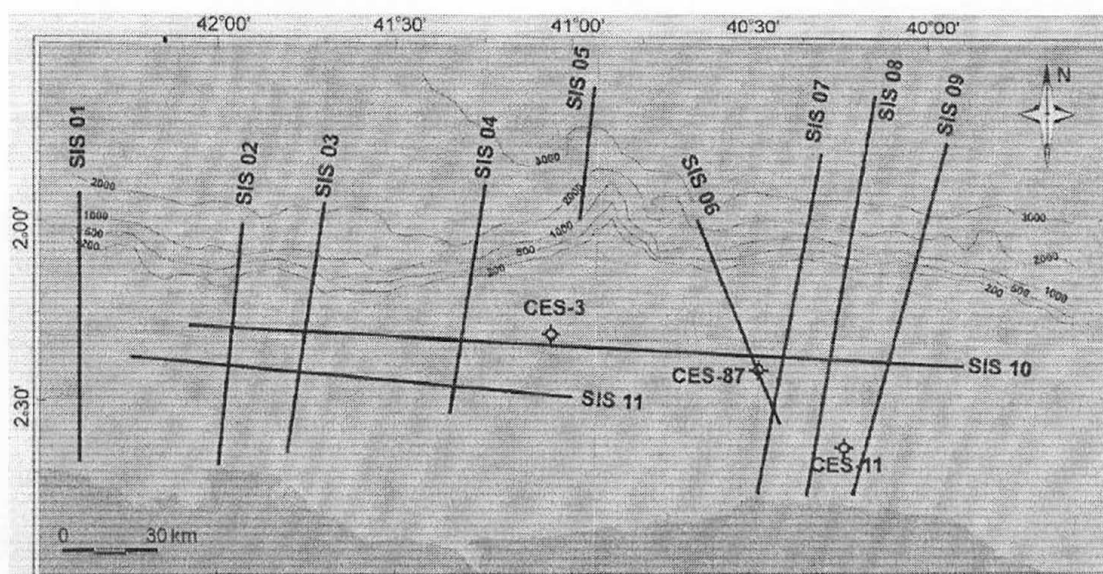


Fig. 47: Mapa de localização dos perfis sísmicos (extraído de Sauerbronn, 1996)

Os dados gravimétricos estão dispostos em 6 perfis os quais são coincidentes com os perfis sísmicos SIS3, SIS4, SIS5, SIS7, SIS8 e SIS9. Os dados sísmicos após a interpretação foram a base para o modelo inverso. Os limites que fazem parte dos perfis são: fundo do mar, base da sequência marinha, embasamento continental, embasamento oceânico. A transformação tempo x profundidade foi feita utilizando as velocidades intervalares de Dix (DIX, 1959).

Tabela 1: Densidades das rochas utilizadas nos modelos

Valores de densidade (ρ)			
p Água	1,03	p Seq. Continental I	2,65
p Correção Bouguer	2,25	p Crosta Continental	2,80
p Seq. Marinha	2,25	p Crosta Oceânica	2,85
p Seq. Continental II	2,55	p Manto	3,25

Os valores da tabela 1 foram utilizados em todos os perfis para construir os modelos gravimétricos. A primeira tentativa feita foi utilizando os valores de profundidade obtidos pela sísmica, os mesmos necessitariam de pequenos ajustes para que fossem ajustados aos dados observados. O contato entre crosta continental e crosta oceânica exerceu forte influência sobre o ajuste.

Foi colocada para os modelos a espessura máxima de 40km. As seqüências Continental I e Continental II foram criadas para que a compactação dos sedimentos da crosta pudesse ser introduzida nos modelos.

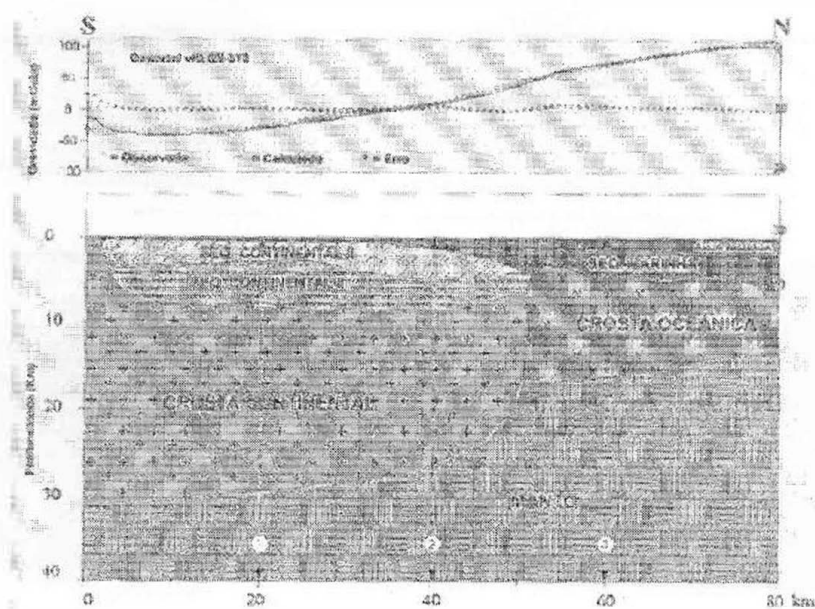


Fig. 48: Perfil gravimétrico modelado GRAVI (extraído de Sauerbronn, 1996)

Tabela 2: Tabela de equilíbrio isostático do perfil GRA Vi

Posição	Água	Seq.	Seq.	Seq.	Crosta	Crosta	Manto	Pres Litos. (p X b X g)	Dif.% Padrão
		Mar.	Cont.2	Cont.1	Contin.	Oceân.			
1	p	2,25	2,55	2,65	2,80		3,25	1.126.652, 1	(-) 0,550
	x	x	x	x	x	x			
	h	570	2320	5120	21710	10280			
2	p	2,25	2,55	2,65	2,80		3,25	1.135.859, 2	+ 0,262
	x	x	x	x	x	x			
	h	1140	3710	3570	18260	13320			
3	p	1,03	2,25			2,85	3,25	1.171.840, 8	+ 3,438
	x	x	x			x	x		
	h	1020	3420			11850	23710		
p	p				2,80		3,25	1.132.888, 0	0,000
	x				x		x		
	b				32000		8000		

P = Padrão p = g/cm³ g = 9,8m/s² h = m Pressão litostática = 1x10⁻³ Pascal

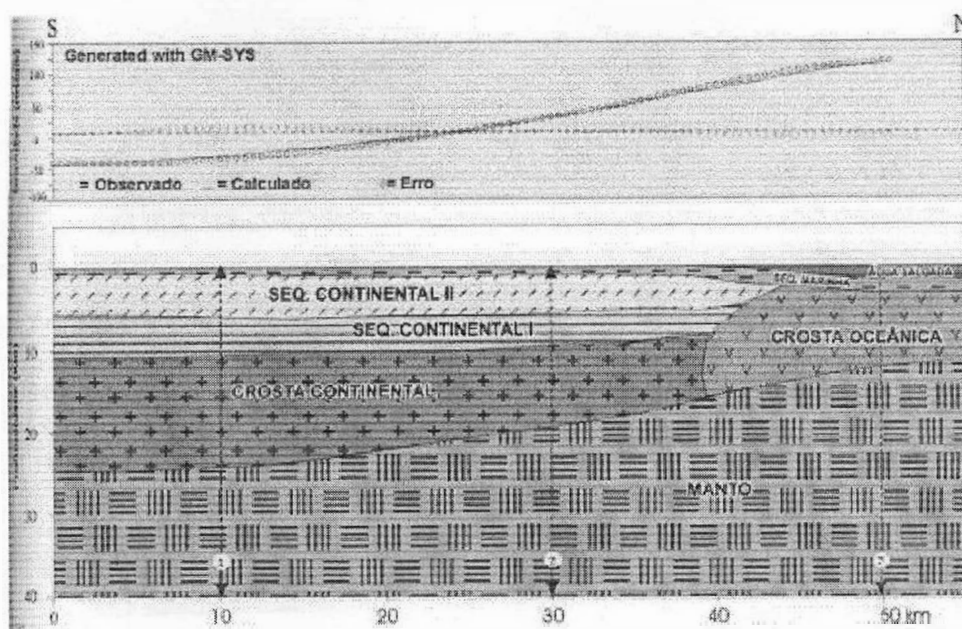


Fig. 49: Perfil gravimétrico modelado GRA V2 (extraído de Sauerbronn, 1996)

Tabela 3: Tabela de equilíbrio isostático do perfil GRA V2

Posição	Água	Seq.	Seq.	Seq.	Crosta	Crosta	Manto	Pres Litos. (p x h x g)	Dif. % Padrão
		Mar.	Cont.2	Cont. 1	Contin.	Oceãn.			
1	p	2,25	2,55	2,65	2,80		3,25	1.144.885,0	+ 0,010
	x	x	x	x	x		x		
	h	600	5300	4500	13700		15900		
2	p	2,25	2,55	2,65	2,80		3,25	1.116.690,0	+ 0,029
	x	x	x	x	x		x		
	h	1000	4700	3900	9600		20800		
3	p	1,03	2,25				2,85	1.191.797,6	+ 0,051
	x	x	x				x		
	h	1400	1600				9200		
P	p				2,80		3,25	1.132.888,0	0,000
	x				x		x		
	h				32000		8000		

P = Padrão p = g/cm³ g = 9,8m/s² h = m Pressão litostática = l x 10⁻³ Pascal

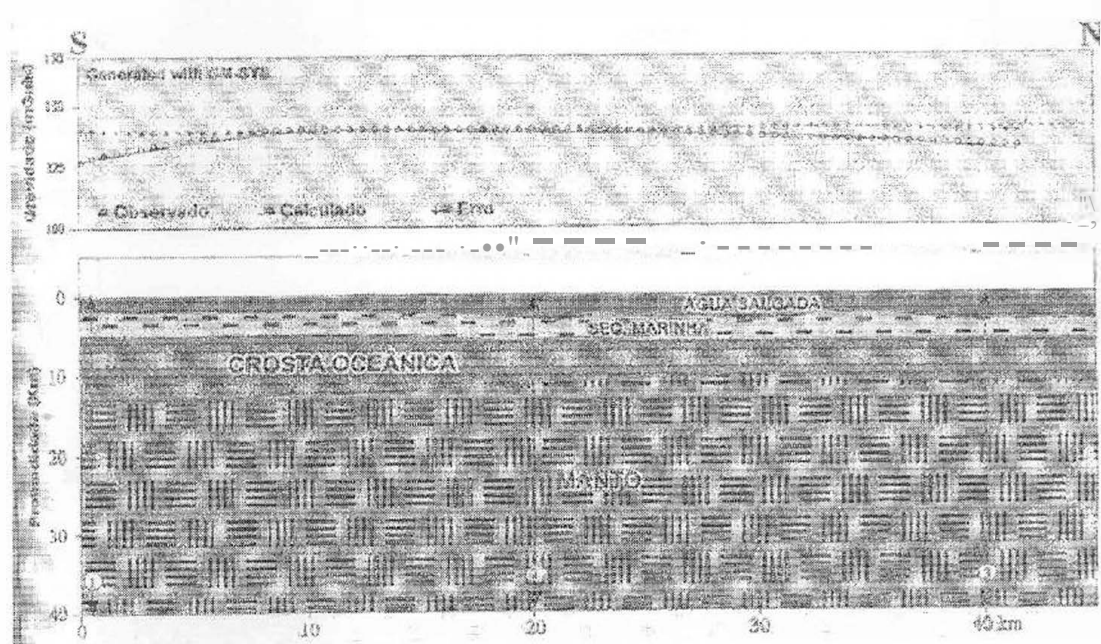


Fig. 50: Perfil gravimétrico modelado GRAV3 (extraído de Sauerbronn, 1996)

Tabela 4: Tabela de equilíbrio isostático do perfil GRAV3

Posição	Água	Seq. Mar.	Seq. Cont.2	Seq. Cont.1	Crosta Contin.	Crosta Oceân.	Manto	Pres Litos. (p x h x g)	Dif. do Padrão	
1	p	1,03	2,25				2,85	3,25	1.174.098,8	+
	x	x	x				x	x		
	h	1700	3100				8300	26900		
2	p	1,03	2,25				2,85	3,25	1.166.239,2	+
	x	x	x				x	x		
	h	2800	2500				5700	29000		
3	p	1,03	2,25				2,85	3,25	1.157.909,2	+
	x	x	x				x	x		
	h	3300	2400				5300	29000		
p	p					2,80		3,25	1.132.888,0	0,000
	x					x		x		
	h					32000		8000		

P = Padrão p = g/cm³ g = 9,8m/s² h = m Pressão litostática = l x 10⁻³ Pascal

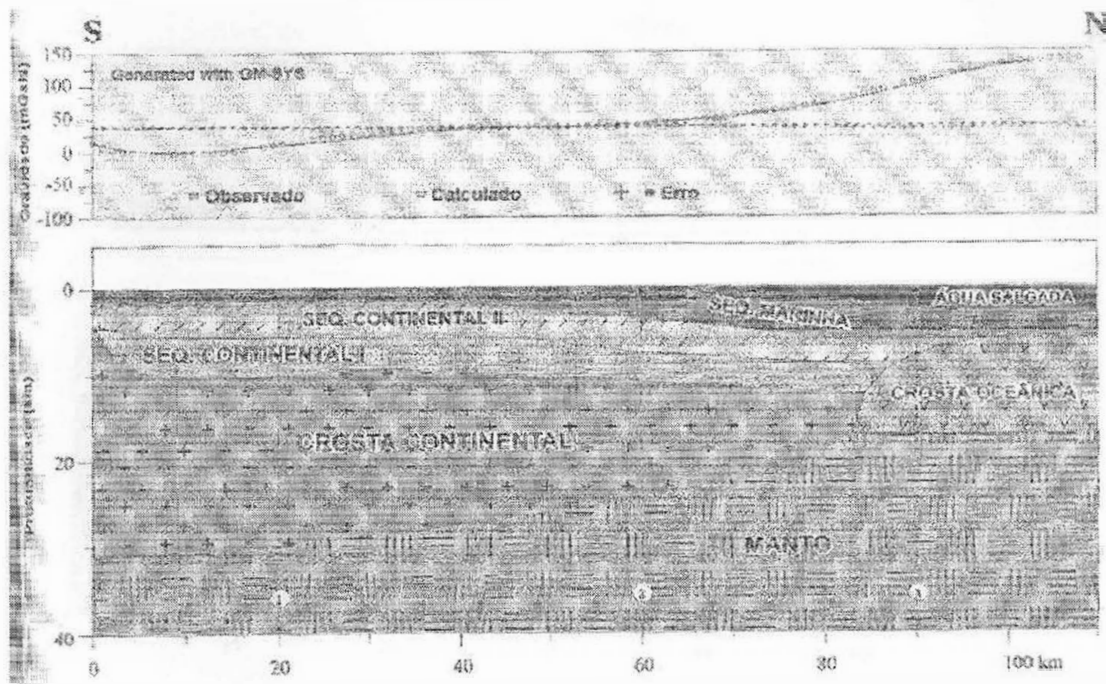


Fig. 51: Perfil gravimétrico modelado GRAV4 (extraído de Sauerbronn, 1996)

Tabela 5: Tabela de equilíbrio isostático do perfil GRAV4

Posição	Água	Seq.	Seq.	Seq.	Crosta	Crosta	Manto	Pres Litos.	Dif. % Padrão
		Mar.	Cont.2	Cont.1	Contin.	Oceân.		(p x h x g)	
1	p	2,25	2,55	2,65	2,80		3,25	1.115.955,4	(-) 1,494
	x	x	x	x	x		x		
	h	1420	3910	4800	19550		10320		
2	p	2,25	2,55	2,65	2,80		3,25	1.132.228,3	(-) 0,058
	x	x	x	x	x		x		
	h	3730	3910	3200	13510		15650		
3	p	1,03	2,25	2,55			2,85	1.136.696,1	+ 0,336
	x	x	x	x			x		
	h	2130	4720	1340			9060		
P	p				2,80		3,25	1.132.888,0	0,000
	x				x		x		
	h				32000		8000		

P = Padrão p = g/cm³ g = 9,8m/s² h = m Pressão litostática = l x 10³ Pascal

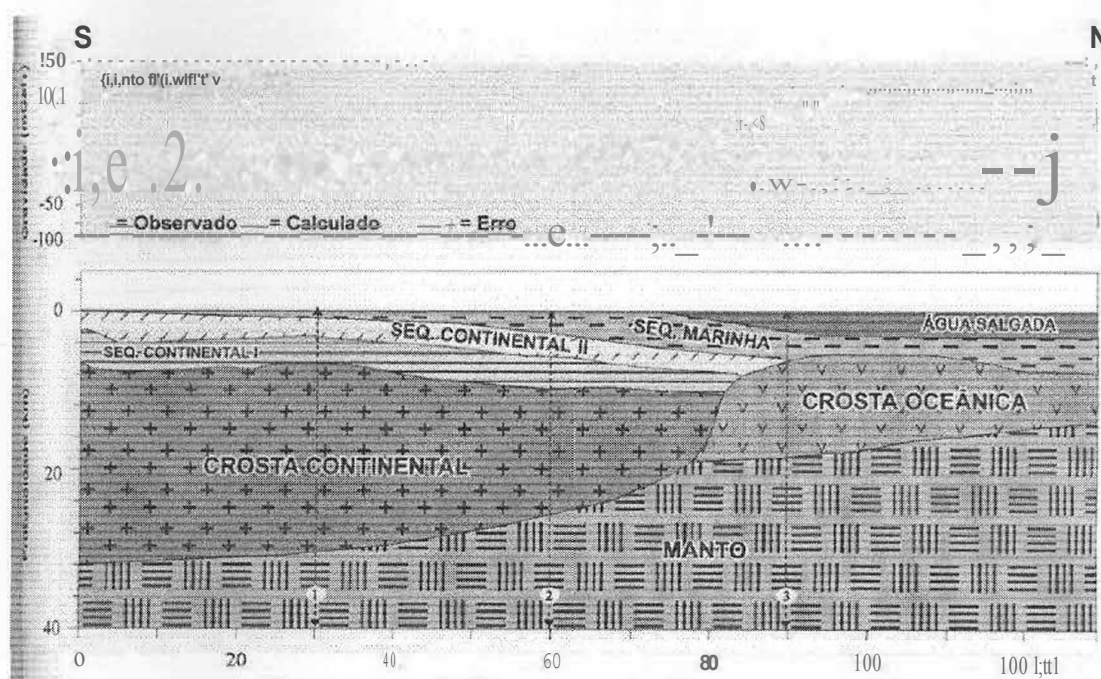


Fig. 52: Perfil gravimétrico modelado GRAV5 (extraído de Sauerbronn, 1996)

Tabela 6: Tabela de equilíbrio isostático do perfil GRA V5

Posição	Água	Seq. Mar.	Seq. Cont.2	Seq. Cont.1	Crosta Contin.	Crosta Ocean.	Manto	Pres Litos. (p X h X g)	Dif. % Padrão
1	p	2,25	2,55	2,65	2,80		3,25	1.129.451,1	(-) 0,303
	x	x	x	x	x		x		
	h	1090	2180	3630	23570		9730		
2	p	2,25	2,55	2,65	2,80		3,25	1.132.904,5	+ 0,063
	x	x	x	x	x		x		
	h	2720	3090	4000	15810		14380		
3	p	1,03	2,25			2,85	3,25	1.134.204,9	+ 0,116
	x	x	x			x	x		
	h	2540	3810			12040	21610		
P	p				2,80		3,25	1.132.888,0	0,000
	x				x		x		
	h				32000		8000		

P = Padrão p = g/cm³ g = 9,8m/s² h = m Pressão litostática = 1×10^{-3} Pascal

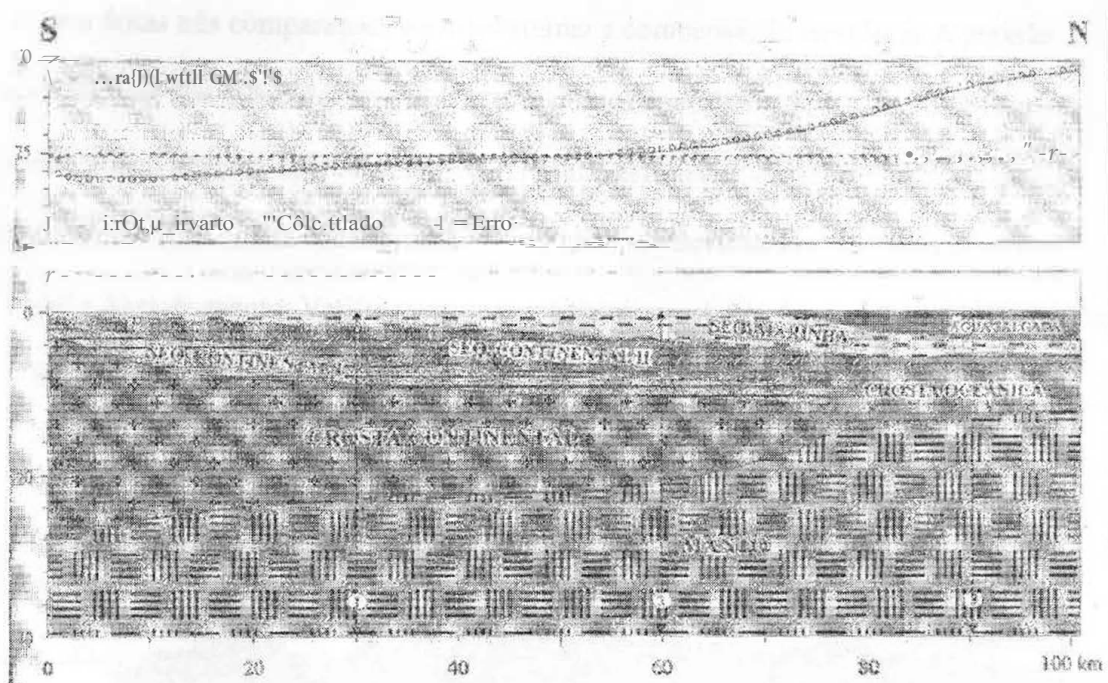


Fig. 53: Perfil gravimétrico modelado GRA V6 (extraído de Sauerbronn, 1996)

Tabela 7: Equilíbrio isostático do perfil GRA V6

Posição	Água	Seq.	Seq.	Seq.	Crosta	Crosta	Manto	Pres Litos. (p x h x g)	Dif. % Padrão
		Mar.	Cont.2	Cont.1	Contin.	Oceân.			
1	p	2,25	2,55	2,65	2,80		3,25	1.149.584,1	+
	x	x	x	x	x		x		
	h	1240	4260	2120	14670		16710		
2	p	2,25	2,55	2,65	2,80		3,25	1.147.864,2	+
	x	x	x	x	x		x		
	h	2840	5150	2310	11200		18500		
3	p	1,03	2,25			2,85	3,25	1.155.212,2	+
	x	x	x			x	x		
	h	2660	2780			8590	25970		
p	p				2,80		3,25	1.132.888,0	0,000
	x				x		x		
	h				32000		8000		

P = Padrão $\rho = \text{g/cm}^3$ $g = 9,8\text{m/s}^2$ h = m Pressão hidrostática = 1×10^7 Pascal

Foram feitas três comparações para determinar a compensação isostática. A pressão litostática na base dos 40km dos modelos gravimétricos em três situações diferentes (crosta continental pouco estirada-1, crosta continental muito estirada-2, crosta oceânica-2) foram comparados com uma crosta continental não estirada onde deveríamos ter 32km de crosta continental e 8km de manto. Verifica-se que o máximo erro obtido foi de +3,438% e média de +0,375%.

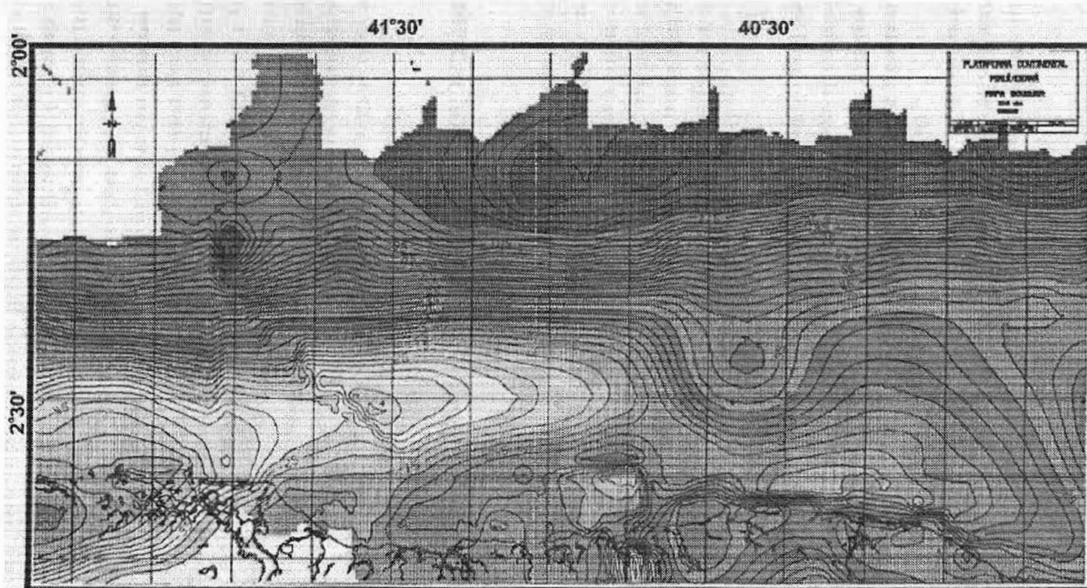


Fig. 54: Mapa gravimétrico de anomalias Bouguer (extraído de Sauerbonn, 1996)

Os dados da espessura do embasamento foram então colocados em mapa onde ocorre ao sul uma crosta, junto à falha de borda, com espessura de 32km e afinando para norte até atingir 8km. O perfil GRAYS apresenta espessamento (crosta) de 7km com orientação NNE o qual indo mais ao norte este espessamento é de pouco mais de 4km mas com orientação E-W.

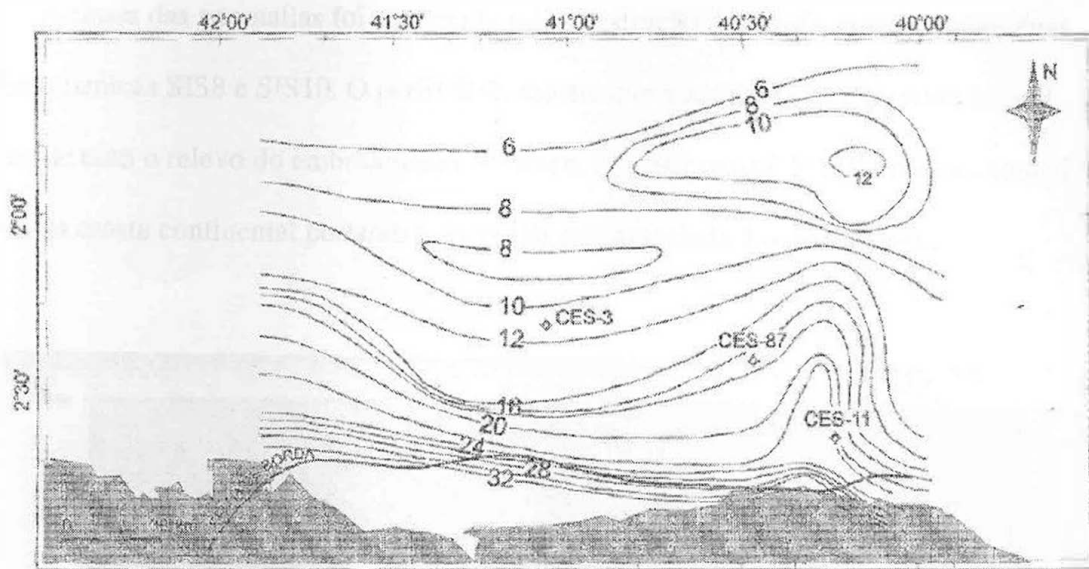


Fig. 55: Mapa de espessura crustal(em km) sem sedimentos (extraído de Sauerbronn, 1996)

O mapa de espessura crustal com sedimentos mostrou comportamento suave, iniciando ao sul com 32km e terminando com 14km. Ocorre também uma anomalia positiva de 7km sobre o perfil GRAV5 com a mesma orientação, NNE. Ocorre um adensamento das curvas na região do talude.

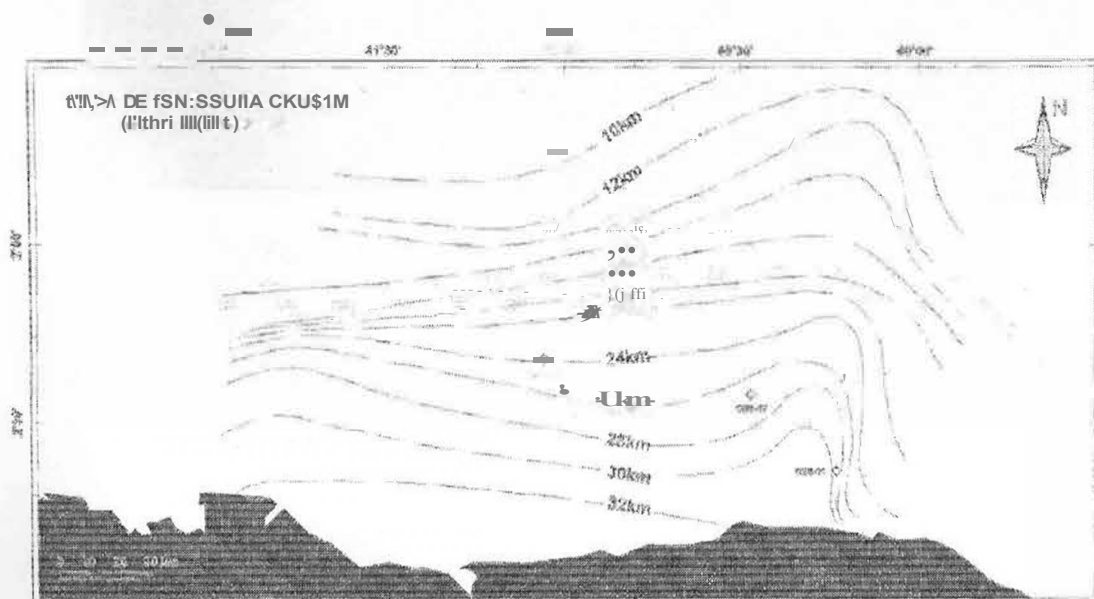


Fig. 56: Mapa de espessura crustal com sedimentos (extraído de Sauerbronn, 1996)

A causa das anomalias foi conhecida pela construção dos perfis crustais sobre duas linhas sísmicas SIS8 e SIS 10. O perfil SIS8 mostra que a anomalia de espessura crustal coincide com o relevo do embasamento oceânico. O perfil crustal SIS 10 cruza a anomalia NNE da crosta continental portanto a anomalia está associada à base da crosta.

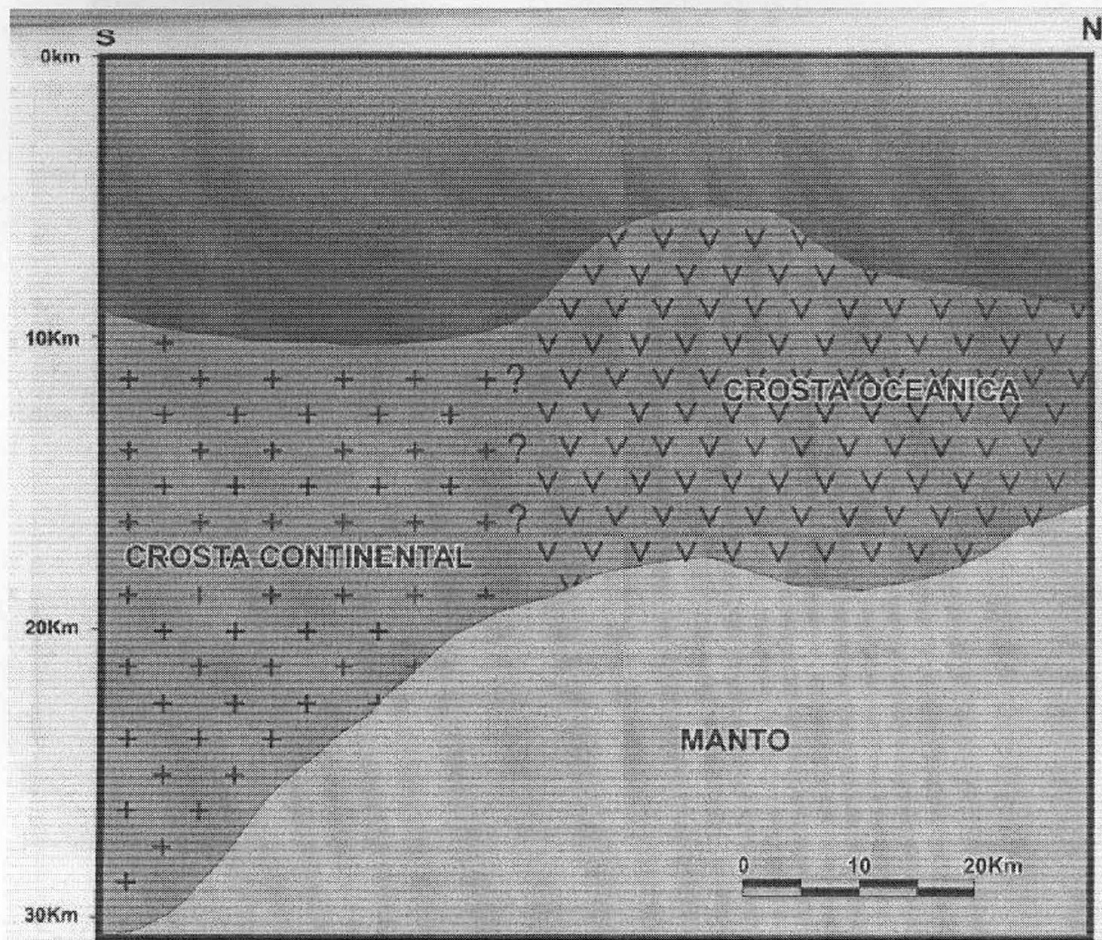


Fig. 57: Perfil crustal sob o SISB (Sauerbronn, 1996)

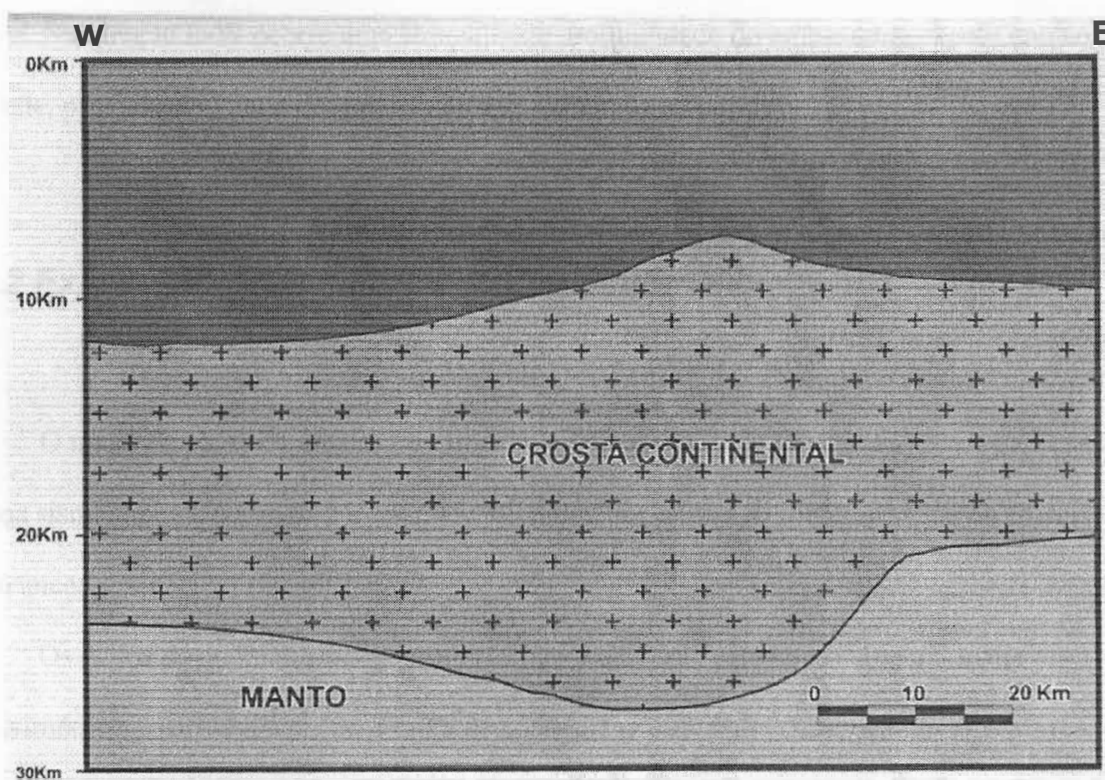


Fig. 58: Perfil crustal sob o SIS10 (Sauerbronn, 1996)

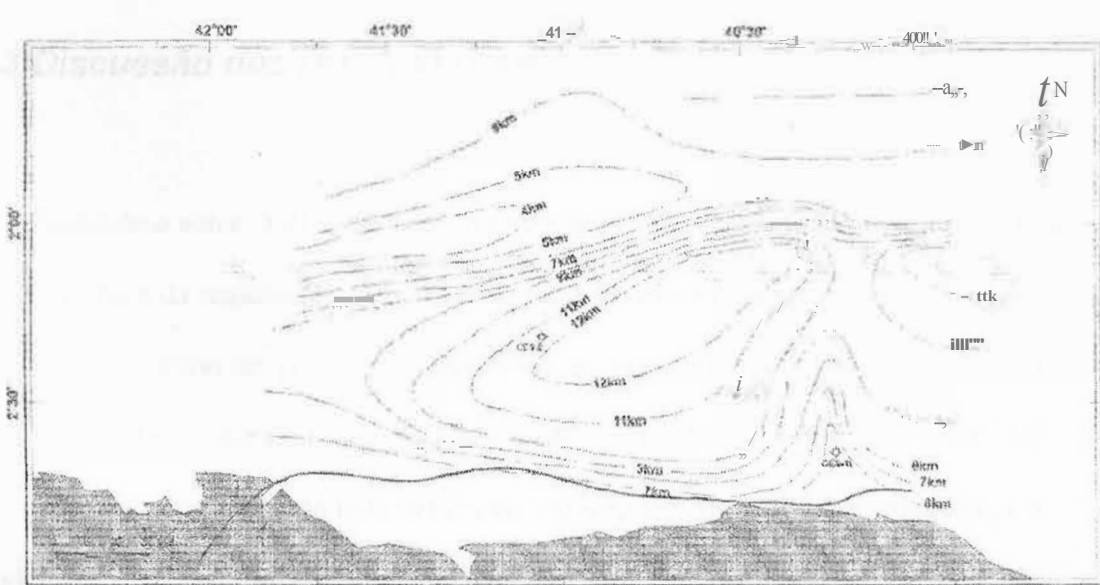


Fig. 59: Mapa de profundidade do embasamento (Sauerbronn, 1996)

Foi construído um mapa de profundidade do embasamento a partir dos dados da modelagem gravimétrica. As maiores profundidades aparecem no centro da área atingindo 12km. O mesmo lineamento NNE do perfil GRAV5 aparece neste mapa com desníveis de até

2km. Na direção E-W ocorre uma anomalia de profundidade do embasamento próximo ao talude, partindo de 1km e chegando a atingir 8km mais ao norte

7.2 Expressão gravimétrica da zona anômala

O mapa Bouguer da área mostra uma anomalia positiva de direção E-W sub-paralela à zona sísmicamente anômala e a anomalia de espessura crosta! residente no topo da crosta oceânica.

Os dados de anomalia Bouguer mostraram o alto do Ceará como uma anomalia gravimétrica positiva fraca e uma faixa de anomalia positiva alta de direção E-W - a zona anômala, a qual se estende ao sul coincidindo com o limite da sequência continental.

7.3 Discussão dos resultado obtidos

Segundo o autor ,o Alto do Ceará, de acordo com a sísmica, deve ser uma série de cavalgamentos da sequência continental. Os sedimentos da zona sísmicamente anômala poderiam ter sofrido um processo diagenético mais intenso e posteriormente foram soerguidos cerca de 3500m os quais seriam responsáveis pela anomalia gravimétrica de +5 mGals.

A crosta continental do lado sul-americano sofreu estiramento, comprovado pela modelagem, variando de 32km ao sul até 8km a norte. Este resultado contraria o modelo proposto por Blarez (1986) em que o lado brasileiro da crosta não haveria sofrido extensão.

7.4 Conclusões quanto à zona anômala

A zona sísmicamente anômala foi geograficamente relacionada com a quebra do talude da Petrobras sendo que o limite intercrustal modelado pela gravimetria e com a anomalia gravimétrica do mapa Bouguer.

A expressão sísmica observada é devida à intensa deformação dos sedimentos junto à falha. A anomalia gravimétrica surge da mudança de crosta continental para crosta oceânica.

8 CONCLUSÃO

As informações sobre a bacia do Ceará e Potiguar foram organizados a partir de estudos da Petrobras sendo que são poucas as informações sobre as sub-bacias de Piauí-Camocim, Acaraú e Icarai que fazem parte da bacia do Ceará.

A expressão sísmica da geologia da bacia do Ceará provoca o fenômeno da zona sísmicamente cega (sem nenhuma reflexão) na região citada no capítulo XX. A compreensão da causa deste fenômeno foi obtida com um estudo integrando sísmica, gravimetria e magnetometria.

A aquisição dos dados foi feita pelo projeto Equant, e foi apresentado o mapa de anomalia Bouguer de onde foram extraídos os perfis interpretados neste trabalho. Foram utilizados dois argumentos para a validação dos perfis feitos: a compensação isostática e os perfis sísmicos coincidentes.

As informações dos perfis sísmicos foram interpretados por SAUERBRONN(1996) e já existem outras interpretações na mesma área. Portanto os dados sísmicos são bem fundamentados para permitir esta comparação.

A utilização da compensação isostática é baseada no conhecimento da espessura da crosta continental e associado uma faixa pequena do manto. Esse padrão foi utilizado para a comparação dos modelos dando aos modelos a certeza da compensação isostática já que não é observado nenhum movimento de subida ou descida devido à anomalias isostáticas.

Os perfis gravimétricos são de direção N-S e portanto incorporam três diferentes situações da crosta devido à evolução tectônica daquela área. Os três estados são: crosta continental pouco estirada, crosta continental muito estirada e crosta oceânica.

As informações de topo e base das camadas dos perfis são próximas à dos perfis sísmicos. O equilíbrio isostático também foi adequado estando próximo do padrão.

A ocorrência de uma zona sísmicamente anômala é associada com a região onde termina a plataforma continental e mergulhamos em direção à planície oceânica. Nesta região houve extensão e uma deformação dos sedimentos causando uma ausência de reflexões nos dados sísmicos.

9 BIBLIOGRAFIA E REFERÊNCIAS

ALMEIDA, F. F. M. De; CARNEIRO, C. D. R.; MIZUSAKI, A. M. P. Correlação do magmatismo das bacias da margem continental brasileira com o das áreas emersas adjacentes. Revista brasileira de geociências, v. 26, n.03, p. 125-138, Junho. 1996.

ANTUNES, A. F.. Caracterização estrutural do reservatório do calcário Trairí na sub-bacia de Mundaú (bacia do Ceará): Uma abordagem multi-escala. In: Workshop de avaliação anual dos PRH's-ANP da UFRN, li, 2002, Natal. Resumos do trabalho. Natal, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 2002.

ANP, Bacia do Ceará, Sub Bacia do Mundaú, Seção Geológica esquemática, Rio de Janeiro, 2001. Disponível em www.anp.gov.br/brasil-rounds/round3/downloads/sg_ceara.pdf. Acesso em 11.2006

ANP, Bacia Potiguar, Rio de Janeiro, 2003. Disponível em www.anp.gov.br/brasil-rounds/round5/round5/Apres_SemTec/R5_Potiguar.pdf. Acesso em 11.2006

ARARIPE, P.T.; FEIJÓ, F.J. Bacia Potiguar. Boletim de Geociências PETROBRÁS, Rio de Janeiro, v.8, n.1, p. 127-141, jan./mar. 1994.

BARBOSA, V. C. F.; SILVA, J. B. C.; MEDEIROS, W.. Gravity inversion basement relief using approximate equality constrains on depth. Geophysics, v. 62, n.06, p. 1745-1757, Novembro/Dezembro. 1997.

BASILE, C.; MASCLE, J.; GUIRAUD, R.. Phanerozoic geological evolution of the equatorial Atlantic domain. 43 ed., Journal of African Earth Science, 2005. 275-282

BELL GEOSPACE, Full Tensor Gradiometer, Aberdeen, 20.10.2005. Disponível em www.bellgeo.com.br. Acesso em 14.11.2006

BELTRAMI, C.V.; ALVES, L.E.M.; FEIJÓ, F.J. Bacia do Ceará. Boletim de Geociências PETROBRÁS, Rio de Janeiro, v.8, n.1, p. 117-125, jan./mar. 1994.

BELTRAMI, C.V. Atualização da coluna estratigráfica da Bacia do Ceará. 1985. Rio de Janeiro, PETROBRÁS. Rei. Interno.

BERTANI R.T., Costa I.G. , Matos R.M.D. 1990. Evolução tectonosedimentar, estilo estrutural e habitat do petróleo na Bacia Potiguar. In: Gabaglia G.P.R. & Milani E.J. (eds.) Origem e Evolução das Bacias Sedimentares, Petrobras, Rio de Janeiro, p. 291-310.

BLAKELY, R. J. Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications, 2ª edição, New York, Cambridge Univ. Press, 1996.

CASTRO, A. H. A de. Geologia e sistemas petrolíferos das bacias sedimentares brasileiras, 3ª edição, Rio de Janeiro, Petrobras, 2004.

CASTRO, D. L. DE; BRANCO, M. G. C. Caracterização da arquitetura interna das bacias do vale do Cariri (NE do Brasil) com base em modelagem gravimétrica 3-D. Brazilian Journal of Geophysics, v. 17, n.02, p. 129-144. 1999.

COSTA, I.G.; BELTRAMI, C.V.; ALVES, L.E.M. A Evolução tectono-sedimentar e o "habitat" do óleo da Bacia do Ceará. Boletim de Geociências PETROBRÁS, Rio de Janeiro, v. 4, n. 1, p. 65-74, jan./mar. 1990

DIX, C. H., 1955, Seismic velocities from surface measurements. Geophysics, v. 20, n. 1, p. 68-86, Janeiro. 1955.

DOBRIN, Milton B. Introduction to geophysical prospecting, 3ª edição, Auckland, McGraw-Hill, 1981.

GABAGLIA, Guilherme Pederneiras Raja e MILANI, Edison José. Origem e Evolução de Bacias Sedimentares. 1 ed. Rio de Janeiro: Editora Gávea, 1990. p.291-310.

GUNN, P.J., 1974, Linear Transformations of gravity and magnetic field. Geophysical Prospecting, 23 ed., 300-312.

JEKELI, C.. A review of gravity gradiometer survey system data analyses. Geophysics, v. 58, n.04, p. 508-514, Julho/Agosto. 1993.

LI, X., Vertical resolution: Gravity versus vertical gravity gradient, Leading Edge, p. 901-904 Agosto. 2001.

LI, X.; GÖTZE, H. J.. Ellipsoid, geoid, gravity, geodesy and geophysics. Geophysics, v. 66, n.06, p. 1660-1668, Novembro/Dezembro. 2001.

MAGOON, Leslie; B.; DOW, Wallace G. The Petroleum system. In: The Petroleum system - from source to trap. Tulsa: AAPG, 1994, p.3 - 24. (AAPG Memoir 60).

MAYER, E. Estratigrafia preliminar na Plataforma Continental na Bacia Potiguar, Rio Grande do Norte. 1974. Rio de Janeiro, PETROBRÁS. Rei. interno.

MORAES, M. A. S.; SURDAM, R. C.. Diagenetic heterogeneity and reservoir quality: fluvial, deltaic, and turbiditic sandstone reservoirs, Potiguar and Recôncavo rift basins, Brazil. The american association of petroleum geologists bulletin, v. 77, n.07, p. 1142-1158, Julho. 1993

MIRÓNNOV, V.S.. Curso de Prospección Gravimétrica, Barcelona, Editorial Reverté, 1977, 525p. ISBN 8429145253

MIURA, K.; BARBOSA, J.C. Geologia da plataforma continental do Maranhão, Piauí, Ceará e Rio Grande do Norte. In: XXVI Congresso Brasileiro de Geologia, Anais... Belém: XXVI Congresso Brasileiro de Geologia, 1972, v. 2, p. 57-66.

NETO, J. M. de M.; NETO, O. da C. P.; LANA, C. C.; ZÁLAN, P. V. bacias sedimentares brasileiras: bacia do Ceará. Boletim Paleontológico Phoenix, ano 5, n.57, Setembro. 2003

O'BRIEN, J., RODRIGUEZ, A., SIXTA, D., 2005, Resolving the K-2 salt structure in the Gulf of Mexico, The Leading Edge, 404-409, Abril, 2005.

PESSOA NETO, O. da C.P. Estratigrafia de Seqüência da Plataforma Mista Neogênica na Bacia Potiguar, Margem Equatorial Brasileira. Revista Brasileira de Geociências, Cidade, v.33, n.3, p.263-278, setembro. 2003.

PESSOA NETO, O. da C.P. Blocos basculados truncados por discordância angular: lições aprendidas em trapeamento combinado de hidrocarbonetos, Bacia do Ceará, Nordeste do Brasil. Boletim de Geociências PETROBRÁS, Rio de Janeiro, v. 12, n. 1, p. 59-71, nov. 2003/maio 2004.

PETRI, S. , FÚLFARO, V. J.. Geologia do Brasil: Fanerozóico, 1ª edição, São Paulo, Editora da Universidade de São Paulo, 1983, 631 p. ISBN 85850080224.

PONTE, F. C., ASMUS, H. E.. As bacias marginais brasileiras: estado atual de conhecimento. Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro, v. 12, n.02, p. 385-420, Maio/Novembro. 2004.

SAUERBRONN, JOSÉ L. B. Transição Crustal e evolução tectônica do segmento transformante da margem equatorial brasileira adjacente às bacias de Barreirinhas e Ceará. 1996. 120p. Dissertação (Mestrado em Geofísica) - Programa de Pós-Graduação em Geofísica, Instituto de Geologia, Universidade Federal, Ouro Preto.

SILVA, J. B. C.; MEDEIROS, W. ; BARBOSA, V. C. F.. Potential Field Inversion: choosing the appropriate technique to solve a geological problem. *Geophysics*, v. 66, n.02, p. 511-520, Março/Abril. 2001.

SOARES, U. M.; Rosseti, E. L.; Cassab, R. De C. T.. bacias sedimentares brasileiras: bacia Potiguar. *Boletim Paleontológico Phoenix*, ano 5, n.56, Agosto. 2003

SOARES, Ubiraci Manoel e ROSSETI, Enio Luiz. Tectonismo e sedimentação na porção SW do Rifte Potiguar - Bacia Potiguar emersa, Rio de Janeiro, v.13, n.2, p.149-166, maio/novembro. 2005.

SOUZA, S.M. Atualização da litoestratigrafia da Bacia Potiguar. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32., 1982, Salvador. **SBG. Anais**. V.5, p. 2392-2406.

TELFORD, W. M.; GELDART, L. P.; SHERIFF, R. E., *Applied Geophysics*, 2^a edição, New York, Cambridge Univ. Press, 2004, 770p. ISBN 0-521-32693-1.

VASCO, D. W., TAYLOR, C., 1991. Inversion of airborne gravity gradient data, southwestern Oklahoma. *Geophysics* 564, 90-1 O1.

Wahr, J.. *Geodesy and gravity*, 1^a edição, Golden, Samizdat Press, 1996, 294p. Disponível via FTP: [landau.mines.edu](ftp://landau.mines.edu) ou 138.67.12.78 ou via [www: http://landau.mines.edu/~samizdat](http://landau.mines.edu/~samizdat)

ZALÁN, Pedro Victor. Tectonics and sedimentation of the Piauí-Camocim sub-basin, Ceará Basin, offshore northeastern, Brazil. 1984. 133p. Tese de Doutorado - Colorado School of Mines, Golden, EUA.