

Marcella Rapini Braga

**ESTUDO DE CASO DE PROSPECÇÃO GRAVIMÉTRICA NA BACIA DE CUYO,
ARGENTINA.**

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

Orientadores:

Paula Lúcia Ferrucio da Rocha
Leonardo Fonseca Borghi de Almeida

Aprovada em: 01.08.2007

Por:

Paula Lúcia Ferrucio da Rocha (UFRJ)

Leonardo Fonseca Borghi de Almeida (UFRJ)

UFRJ
Rio de Janeiro
2007

Aos meus pais Anne e Romeu,
ao meu querido Elton.

Agradecimentos

À PETROBRAS S.A. pela oportunidade de desenvolver essa monografia e pelo apoio.

À orientadora Paula Ferrucio Rocha e ao Professor Borghi pela atenção e pela colaboração.

Ao Coordenador do curso de formação de geofísicos da PETROBRAS S.A., Álvaro Gomes pela organização e pelo suporte.

À pesquisadora Sílvia Miranda por disponibilizar o excelente estudo de caso.

Aos meus colegas de equipe Elton Luz Lopes, Marcelo Trade Barreto, Maurício Pedrassi e Hugo Saar pelo excepcional trabalho.

Aos meus colegas de turma pelas colaborações e pelo incentivo constante.

Aos meus pais pelo apoio incondicional.

Ao meu esposo Elton.

À minha família.

Resumo

BRAGA, Marcella Rapini. **Estudo de caso de prospecção gravimétrica na bacia de Cuyo, Argentina**. 2007. xiii, 116 p. 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.

Nesse trabalho foi realizado um estudo de dois artigos nos quais os autores aplicam a técnica de gravimetria para investigar a bacia sedimentar argentina de Cuyo. O texto está separado em três partes principais. Na primeira parte, os principais aspectos da geologia da bacia são apresentados: estratigrafia, geologia estrutural, evolução tectônica e paleográfica e geologia do petróleo. Na segunda parte estão as informações básicas sobre o método gravimétrico e na última parte foi feita a análise dos artigos de mesma autora principal que investigam a extensão crustal na bacia baseada em modelagem de dados gravimétricos, com a ajuda de informações provenientes de dados sísmicos e de magnetometria e analisam as possibilidades de atenuação atual da crosta sob a bacia. Além disso, um dos artigos apresenta uma discussão sobre a eliminação do efeito andino dos dados gravimétricos e uma avaliação do estado atual de balanço de massas sob a bacia.

Palavras-chave: Gravimetria; Cuyo; Geofísica.

Abstract

BRAGA, Marcella Rapini. **Estudo de caso de prospecção gravimétrica na bacia de Cuyo, Argentina. [Case history of gravimetric survey at Cuyo basin, Argentina]**. 2007. xiii, 116 p. 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.

In this work a study of two articles about the application of gravimetry to investigate the Argentine sedimentary basin of Cuyo was made. The text was divided in three main parts. In the first one, the main aspects of the basin's geology are introduced: stratigraphy, structural geology, tectonic and paleogeographic evolution and petroleum geology. In the second part there are basic topics about the gravimetric method and the last part contains the analysis of the articles of same first author that investigates the crustal extension in the basin based on modeling of gravimetric data, as well as information from seismic data and from magnetometry and also analyses the possibilities of crustal thinning under the basin. Furthermore, one of the articles presents a discussion on the elimination of the gravity effect of the Andean root and a recent evaluation of the state of the mass balance.

Key-Words: Gravimetry; Cuyo; Geophysics.

Lista de figuras

- Figura 1:** Bacias sedimentares do sul da América do Sul, inclui arcos e maciços. Fonte: TANKARD et al (1995).....25
- Figura 2:** Imagem digital da Precordilheira Argentina, incluindo a bacia de Cuyo. Fonte: ÁVILA et al. (2006)29
- Figura 3:** Mapa Geológico simplificado da região ao Sul da Precordilheira Argentina. Fonte: ÁVILA et al. (2006).....30
- Figura 4:** Coluna estratigráfica completa da sub-bacia Cacheuta. Fonte: JONES et al. (1999).....32
- Figura 5:** Coluna estratigráfica da sub-bacia Cacheuta, baseada na seção Potrerillos, mostrando o padrão de empilhamento, características deposicionais e fatores controladores da sedimentação no Triássico. Fonte: ÁVILA et al. (2006).....37
- Figura 6:** Fotografias de Campo. (A) Inconformidade entre as rochas piroclásticas do Grupo Choiyoi e os depósitos de leques aluviais da Formação Rio Mendoza. (B) Intercalação dos conglomerados maciços suportados pelos grãos (litofácies Gcm) com os conglomerados maciços suportados pela matriz (litofácies Gmm) na Formação Rio Mendoza do TSMB. (C) Superfície transgressiva que limita os tratos de sistemas de mar baixo (Formação Rio Mendoza) e transgressivo (Formação Lãs Cabras e Potrerillos). (D) Parasequência progradacional limitada por uma superfície de inundação máxima (Formação Potrerillos). (E) Transição dos siltitos e lamitos negros (Formação Cacheuta) para avermelhados (Formação Rio Blanco) que marca o início da tendência progradacional que caracteriza o TSMA. (F) Associação de fácies fluviais de alta sinuosidade com estruturas de acreção laterais bem desenvolvidas (Formação Rio Blanco). Fonte: ÁVILA et al. (2006).....42
- Figura 7:** Painéis esquemáticos mostrando a evolução dos depósitos siliciclásticos Triássicos relacionados com a margem ativa da sub-bacia Cacheuta. Fonte: ÁVILA et al. (2006).....43
- Figura 8:** Arcabouço estrutural da bacia de Cuyo, mostrando as principais estruturas produtivas e as falhas regionais. Dentro da figura: (a) mostra a configuração no período do Cretáceo superior ao Terceário inferior; (b) mostra a reconstrução no final do tempo Cenozóico. Fonte: DELLAPÉ & HEGEDUS (1995).....47

- Figura 9:** Seção geológica esquemática mostrando o início da inversão tectônica. Notar que algumas cunhas sedimentares não estão bem desenvolvidas. Fonte: DELLAPÉ & HEGEDUS (1995).....49
- Figura 10:** Seção geológica esquemática mostrando a distribuição das principais estruturas e unidades estratigráficas. Fonte: DELLAPÉ & HEGEDUS (1995).....50
- Figura 11:** (a) Seção sísmica interpretada e (b) seção geológica em uma orientação Oeste-Leste. Note a inversão tectônica na parte ocidental (W). Os números sobre os contatos são idades (em Ma). Símbolos como na Figura 10. Fonte: DELLAPÉ & HEGEDUS (1995).....51
- Figura 12:** Reconstrução paleogeográfica do sul da América do Sul, mostrando os elementos tectônicos e os estágios de evolução das bacias sedimentares durante o estágio pré-Andino. Fonte: FRANZESE et al. (2003).....57
- Figura 13:** Reconstrução paleogeográfica na evolução do estágio de ruptura. Legenda como na Figura 12. Fonte: FRANZESE et al. (2003).....58
- Figura 14:** Reconstrução paleogeográfica da evolução da fase extensional de retro-arco e desenvolvimento completo do arco magmático. Legenda como na Figura 12. Fonte: FRANZESE et al. (2003).....60
- Figura 15:** Reconstrução paleogeográfica da fase de inversão estrutural e estágio de antepaís. Fonte: FRANZESE et al. (2003).....62
- Figura 16:** Carta crono-ambiental da parte austral da América do Sul, ilustrando a distribuição temporal e espacial dos sistemas deposicionais e dos eventos magmáticos. (a) Carta crono-ambiental da parte oeste, ao longo de 70°30'W. (b) Carta crono-ambiental na parte leste ao longo de 69°W. Fonte: FRANZESE et al. (2003).....63
- Figura 17:** Mapa de maturidade da bacia de Cuyo onde é possível observar a distribuição das rochas gerados em potencial. Fonte: JONES et al. (1999).....68
- Figura 18:** Modelo do principal tipo de migração de hidrocarbonetos ocorrido na bacia de Cuyo. Fonte: JONES et al. (1999).....70
- Figura 19:** Esquema de migração El Zampal. Conceito gráfico para explicar a acumulação de petróleo na Formação Papagayos das jazidas Vizcacheras. Fonte: JONES et al. (1999).....71
- Figura 20:** Seção geológica com orientação Oeste-Leste onde é possível observar a inversão tectônica na parte oeste. Os números nos contatos são anos, em milhões. Fonte: DELLAPÉ & HEGEDUS (1995).....72

- Figura 21:** Gráfico de eventos relacionados ao sistema petrolífero da bacia de Cuyo, onde é possível observar os processos essenciais em relação ao tempo geológico. Fonte: JONES et al. (1999).....73
- Figura 22:** Duas massas que interagem pela ação da força da gravidade. Os vetores acima são as forças agindo nas massas e os vetores unitários \hat{r}_{12} e \hat{r}_{21} , que estão na linha que une as massas, definem o sentido e direção dessas forças.....76
- Figura 23:** Figuras ilustrando que nas regiões onde existem variações locais de massa, as diferenças entre o geóide e o elipsóide são maiores. Fonte: LOWRIE (1997).....80
- Figura 24:** Princípio básico do gravímetro estático. Fonte: TELFORD et al. (1990).....82
- Figura 25:** Gravímetro LaCoste e Romberg com mola “zero-length”. Fonte: TELFORD et al. (1990).....83
- Figura 26:** Operação de um gravímetro em um levantamento terrestre. Fonte: www.seismo.unr.edu.....85
- Figura 27:** Desenho de um gravímetro de fundo. Fonte: SASAGAWA et al.(2003).....86
- Figura 28:** Gravímetro com a plataforma estabilizadora utilizado em levantamentos marítimos e aéreos. Fonte: (<http://www.lacosteromberg.com>).....86
- Figura 29:** Um exemplo de seção da crosta usada para descrever as diversas correções na gravidade observada. Nesse modelo, a crosta e o manto têm as densidades 2670 e 3070 kg.m^{-3} , respectivamente. A massa de seção retangular e densidade 2970 kg.m^{-3} representa a variação de densidade devida à geologia da crosta. Fonte: BLAKELY (1995)..... 88
- Figura 30:** Seção da crosta depois da subtração da gravidade teórica. Fonte: BLAKELY (1995).....89
- Figura 31:** Seção da crosta depois da correção de ar-livre. Fonte: BLAKELY (1995).....91
- Figura 32:** Anomalia Bouguer simples e completa e o efeito da primeira na seção da figura 29. Fonte: BLAKELY (1995)..... 92
- Figura 33:** Ilustração dos modelos isostáticos de a) Airy e b) Pratt. Fonte: BLAKELY (1995).....93
- Figura 34:** Variação da maré, Montreal, Abril de 1969. Fonte: TELFORD et al. (1990).....95
- Figura 35:** Curvas esquemáticas ilustrando a técnica de ajuste por mínimos quadrados. A curva G representa a curva de gravidade observada. As curvas 1, 2, 3 e 4 representam

ajustes de ordens sucessivamente maiores. O residual de uma ordem específica é a diferença entre o valor observado e o ajuste. Fonte: NETTLETON (1971).....98

Figura 36: Exemplo de ajuste por mínimos quadrados em duas dimensões. O mapa no canto e à esquerda é da anomalia Bouguer enquanto os demais mostram a gravidade calculada utilizando-se ajustes de ordem sucessivamente maiores. Fonte: NETTLETON (1971).....99

Figura 37: Exemplos de residuais por mínimos quadrados. O mapa no canto esquerdo é da gravidade observada. Fonte: NETTLETON (1971).....99

Figura 38: a) Mapa de anomalias Bouguer observadas (cada 20 mGal) sobre a bacia de Cuyo. A área foi estendida até mais oeste para incluir o efeito de gravidade dos Andes. Veja a notável anomalia em coincidência com a raiz andina. b) Mapa de altitudes topográficas (dados do modelo GTOPO30; cada 500 metros). Em tracejado está indicado o contorno da bacia de Cuyo. Fonte: MIRANDA et al. (2002).....103

Figura 39: a) Efeito de gravidade da cobertura sedimentar calculado a partir das isóbatas do embasamento (YPF), com contraste de densidade de -0.37 g/cm^3 . b) Mapa de anomalias Bouguer corrigidas do efeito da cobertura sedimentar. O tracejado indica as bordas da bacia. Fonte: MIRANDA (2002).....104

Figura 40: a) Mapa de anomalias de gravidade regionais para a área de estudo obtidas após a eliminação dos comprimentos de onda menores que 135 km. b) Mapa de ondulações do Moho gravimétrico derivado do modelo 3D das anomalias da figura a. Foi considerada uma espessura crustal referência de 33 km e uma densidade de contraste de 0.4 g/cm^3 . Os eixos de engrossamento e adelgamento relativos estão indicados nesse mapa. Fonte: MIRANDA, (2002).....106

Figura 41: Mapa de anomalias magnéticas reduzidas ao pólo para a área de estudo. Os máximos relativos foram destacados com linhas sombreadas. Fonte: MIRANDA (2002)....107

Figura 42: Figura Acima: Anomalias Bouguer regionais (a) e residuais (b) definidas pela superfície de segunda ordem, a partir das anomalias Bouguer. Abaixo: Anomalias Bouguer regionais (c) e residuais (d) definidas pela superfície de tendência de segunda ordem, a partir das anomalias corrigidas do depósito sedimentar. Fonte: MIRANDA et al. (2002).....111

Figura 43: a) Contornos do Moho hidrostático M_{HI} , depois de considerar raízes crustais no sistema de Airy. b) Efeito de gravidade do Moho hidrostático M_{HI} . c) Anomalias Bouguer menos o efeito da raiz predita no conceito de Airy. d) Anomalia Bouguer corrigida pelo efeito da cobertura sedimentar menos os efeitos da raiz predita pelo conceito de Airy. Fonte: MIRANDA et al. (2002).....113

Figura 44: a) Contornos do Moho hidrostático M_{H2} , considerando raízes e anti-raízes. b) Efeito da raiz hidrostática no conceito de Airy para as regiões elevadas e da anti-raiz para as zonas deprimidas da bacia (em mGal) c) Anomalias isostáticas ao subtrair da anomalia Bouguer corrigida as anomalias em b. O estado atual de leve sobrecompensação é confirmado pelas anomalias isostáticas. Fonte: MIRANDA et al. (2002).....115

Figura 45: Modelos de estrutura crustal derivadas de dados de gravidade para: a) uma seção em 33 ° 30' S (sub-bacia Cacheuta) e b) uma seção em 35° S (sub-bacia de Alvear). Acima: Anomalias Bouguer observadas (ABcs) e calculadas (ABcalc) a partir do modelo (abaixo). Centro: Altitudes topográficas e espessuras da cobertura sedimentar de acordo com as isóbatas de embasamento (YPF). Abaixo: Estrutura crustal modelada até o nível do Moho, e profundidades do Moho hidrostático M_{H2} . Os contrastes de densidade estão em g/cm^3 . Fonte: MIRANDA et al. (2002).....117

Lista de tabelas

Tabela 1 – Parâmetros de vários sistemas de referência geodética. Fonte: LOWRIE (1997).....	81
Tabela 2 – Coeficientes de isostasia atuais calculados para a bacia de Cuyo e em particular para as sub-bacias Cacheuta e Alvear. Fonte: MIRANDA (2002).....	109

Lista de quadros

Quadro 1: Lista das Litofácies. Fonte: Ávila et al. (2006).....39

Sumário

Agradecimentos	vi
Resumo	viii
<i>Abstract</i>	9
Lista de figuras	10
Lista de tabelas	15
Lista de quadros	16
1 INTRODUÇÃO	20
2 CONTEXTO GEOLÓGICO DA BACIA DE CUYO.....	24
2.1 Introdução	24
2.2 Método	26
2.3 Geologia regional	27
2.4 Estratigrafia	31
2.4.1 Período Triássico.....	33
2.4.1.1 Conjunto de Seqüências Lãs Peñas (Sinrifte I)	33
2.4.1.2 Conjunto de Seqüências Potrerillos-Cacheuta (Sinrifte II)	34
2.4.1.3 Conjunto de Seqüências Rio Blanco (<i>Sag</i>)	35
2.4.1.4 Detalhamento da Seqüência Triássica em Potrerillos	36
2.4.1.4.1 Trato de Sistema de Mar Baixo (TSMB)	38
2.4.1.4.2 Trato de Sistema Transgressivo (TST)	40
2.4.1.4.3 Trato de Sistema de Mar Alto (TSMA)	41
2.4.2 Período Jurássico.....	44
2.4.3 Período Terciário	44
2.5 Geologia Estrutural	45
2.5.1 Introdução	45
2.5.2 Estilos estruturais e história das deformações	48
2.5.2.1 Extensão, Rotação de Bloco e Preenchimento do Meio-Gráben	49
2.5.2.2 Depressão Regional e Subsidência Diferencial.....	52
2.5.2.3 Compressão e Inversão	52
2.6 Evolução Tectônica e Paleogeográfica	54
2.6.1 Estágio Pré-Andino (240-195 MA).....	55

2.6.2 Estágio de ruptura (180 – 165 MA)	58
2.6.3 Fase extensional de retro-arco e desenvolvimento completo do arco magmático andino (150 – 135 MA)	59
2.6.4 Inversão estrutural e estágio de antepais (120 – 75 MA)	61
2.7 Interação entre Tectonismo, Magmatismo e Sedimentação	64
2.8 Sistemas Petrolíferos	66
2.8.1 Rochas geradoras	67
2.8.2 Rochas reservatórios	69
2.8.3 Migração	69
2.8.4 Trapas	71
2.8.5 Gráfico de eventos	72
3 MÉTODO GRAVIMÉTRICO	74
3.1 Introdução	74
3.2 Fundamentos	75
3.3 O campo gravitacional da Terra	78
3.4 A aquisição de dados na exploração petrolífera.....	81
3.4.1 Os gravímetros	81
3.4.2 Os levantamentos gravimétricos	84
3.5 Redução de dados	87
3.5.1 Correção de latitude	89
3.5.2 Correção de elevação	89
3.5.3 Correção isostática	93
3.5.4 Correção Eötvös	94
3.5.5 Correção das marés	94
3.5.6 Correção da variação ou <i>Drift</i> instrumental	95
3.6 Interpretação dos dados	96
3.6.1 Continuação para cima e para baixo	97
3.6.2 Regionais e residuais	97
3.6.3 Derivadas direcionais	100
4 ESTUDO DE CASOS.....	101
4.1 Introdução	101
4.2 Dados e mapas de anomalias de gravidade.....	101
4.3 Efeitos de gravidade da cobertura sedimentar	103
4.4 Excessos de gravidade relativos (Artigo 1)	105

4.5 Extensão da bacia Cuyana (Artigo 1)	108
4.6 Campos de Gravidade Regional (Artigo 2)	110
4.7 Efeito de gravidade da raiz andina (Artigo 2)	111
4.8 Profundidades do Moho gravimétrico	116
5 CONCLUSÕES.....	118
Referências bibliográficas	119

1 INTRODUÇÃO

A bacia de Cuyo, também conhecida como bacia de Cacheuta-Potrerillos, ou bacia Triássica do Norte de Mendoza, constitui uma faixa alongada que atravessa a Província de Mendoza, ocupando uma área de cerca de 35.000 km². O bordo oriental coincide com os rios Salado e Tunuyan; o ocidental coincide aproximadamente com o meridiano que passa por Uspallata seguindo o rio Atuel (DELLA FÁVERA *et al.*, 1980).

A bacia de Cuyo encontra-se hoje modificada estruturalmente pela orogênese andina, e, conseqüentemente, apresenta inúmeras faixas de empurrão. Originalmente, constituía uma bacia do tipo rifte, cujas depressões alongadas formaram-se logo após o diastrofismo variscano, preenchendo-se por sucessões sedimentares Triássicas. É interessante notar que o mesmo padrão deposicional repetiu-se no Terciário.

A coluna estratigráfica formal provém quase totalmente de denominações informais de geologia de poço. As unidades Triássicas e Terciárias são de natureza totalmente continental e, em conseqüência das condições tectono-deposicionais, apresentam uma sedimentação cíclica caracterizada pela repetição vertical de depósitos de leque aluvial progradando sobre depósitos lacustres. Neste aspecto, assemelham-se muito às unidades continentais das bacias marginais brasileiras, apesar de mostrarem uma contínua influência vulcânica (piroclástica) na deposição, ainda não explícita em nossas bacias (DELLA FÁVERA *et al.*, 1980).

No ano de 1980, a produção de petróleo nesta bacia era cerca de 105.000 barris por dia, estando a produção acumulada acima de 729 milhões de barris. A geração deste petróleo é atribuída unicamente aos folhelhos da Formação Cacheuta, unidade lacustre que separa as Formações Potrerillos e Rio Blanco. Desta produção, 20% provém de projetos de recuperação secundária por injeção d'água. Os reservatórios são essencialmente conglomerados e arenitos

conglomeráticos triássicos e terciários. O campo mais importante é o de Barrancas, com 87 poços produtores, cuja produção provém de um conglomerado com 300 md de permeabilidade, dando uma vazão diária de cerca de 45.000 barris (DELLA FÁVERA *et al.*, 1980).

O objetivo desse trabalho é realizar uma breve análise da geologia da bacia sedimentar de Cuyo, descrever a teoria do método gravimétrico (gravimetria), e apresentar um estudo de caso encontrado na literatura com a aplicação deste método potencial.

Com relação à geologia, a bibliografia existente é muito extensa e complexa. Logo, nossa intenção não foi de esgotar o assunto, mas incluir os aspectos gerais da bacia de forma a auxiliar na compreensão dos estudos de caso.

Neste intuito, apresentamos o contexto geológico regional da bacia em quatro pontos principais: estratigrafia, geologia estrutural, evolução tectônica e paleogeográfica e geologia do petróleo, bem como, descrevemos o método geofísico de interesse, com o objetivo de discutir o conteúdo dos resultados e conclusões dos trabalhos selecionados na literatura.

Antes de falarmos sobre a geologia da bacia de Cuyo, discutida no próximo capítulo, vale a pena fazermos um breve comentário sobre a geofísica de prospecção, visto que este é o assunto principal deste trabalho.

No início do século XX, com a necessidade de investigar as feições da subsuperfície de dimensões relativamente pequenas, a partir da observação de seus efeitos nos campos físicos e na propagação de ondas, surgiu a geofísica de prospecção. Segundo Luiz & Silva (1995), as propriedades da matéria utilizadas pela geofísica de prospecção e os métodos a elas associados são:

1. Densidade: método gravimétrico ou gravimetria.
2. Susceptibilidade magnética: método magnético ou magnetometria.
3. Condutividade elétrica: métodos elétricos e eletromagnéticos.

4. Radioatividade: método radiométrico ou radiometria.
5. Elasticidade: método sísmico ou sísmica.
6. Condutividade térmica: método térmico ou termometria.
7. Luminescência: método da luminescência.

A gravimetria e a magnetometria obedecem à Teoria do Potencial e guardam várias semelhanças entre si, por isso esses métodos são chamados de métodos potenciais. Vale mencionar ainda, que nesses métodos, os campos físicos estão sempre presentes e com isso a subsuperfície não necessita ser excitada para que se obtenha uma medida do campo físico (LUIZ & SILVA, 1995).

Os métodos potenciais foram os primeiros a serem utilizados como ferramenta nos estudos pioneiros de geologia e geofísica, na década de 20, para exploração de recursos minerais (GIBSON & MILLEGAN, 1998 *apud* DIAS & BRAGA, 2000, p.258).

Na década de 70, após ampla utilização com fins científicos, os métodos potenciais foram os precursores nas pesquisas e exploração de hidrocarbonetos (petróleo e gás) nas margens continentais (NETTLETON, 1976 *apud* DIAS & BRAGA, 2000, p.258). Segundo Dias & Braga (2000), os métodos potenciais foram amplamente utilizados para o mapeamento dos limites das bacias sedimentares e de diversos alvos importantes para a indústria do petróleo (falhas, domos salinos, grábens, *horsts*, espessura crustal, etc.). Já no final dos anos 70, Mckenzie (1978 *apud* DIAS & BRAGA, 2000, p.258) desenvolveu um modelo termo-mecânico e demonstrou, de maneira simples e elegante, como os métodos potenciais poderiam ser utilizados para fins de exploração de petróleo e gás em bacias sedimentares.

Neste trabalho, como mencionado acima, será descrito a aplicação de um dos métodos potenciais, o método gravimétrico à bacia de Cuyo, na Argentina. No capítulo 2, será descrito o contexto geológico da bacia de Cuyo, e no capítulo 3, serão expostas tanto a teoria como as aplicações da gravimetria. No capítulo 4, será exibido um estudo de caso da bacia de Cuyo

com aplicação do método gravimétrico, e por fim, no capítulo 5, serão apresentadas as conclusões deste trabalho.

2 CONTEXTO GEOLÓGICO DA BACIA DE CUYO

2.1 Introdução

A bacia de Cuyo, também conhecida como bacia de Cacheuta-Potrerillos, ou bacia Triássica do Norte de Mendoza, é um gráben alinhado na direção NW-SE de extensão areal de aproximadamente 35.000 km² e contendo cerca de 7.000 m de espessura de sedimentos do Triássico ao Cenozóico (Figura 1). Essa bacia está situada nas províncias de Mendoza e San Juan no oeste da Argentina, entre as latitudes 31° 15' e 36° Sul, tendo o maciço elevado das Serras Pampeanas a Oeste, e as montanhas da Precordillera a Leste. Esta região apresenta uma série de evidências orogênicas fanerozóicas, entre as quais os terrenos de acreção provindos da margem ativa da Gondwana (RAMOS, 1990). O bordo oriental da bacia coincide com os rios Salado e Tunuyan e o ocidental coincide aproximadamente com o meridiano que passa por Uspallata, seguindo o Rio Atuel.

A bacia de Cuyo é classificada como tipo rifte e apresenta características gerais semelhantes a várias bacias menores da região, como as de Ischigualasto, Marayes e San Luis. A Oeste e Noroeste, o desenvolvimento da seqüência Triássica da bacia foi influenciado pelo trabalho compressional estrutural do cinturão andino (KOKOGIAN *et al.*, 1993).

Seis sub-bacias ou depocentros foram identificadas ao longo da direção *strike* do rifte de Cuyo, cada uma correspondendo a um segmento de considerável rejeito vertical na borda da falha adjacente. As sub-bacias estão separadas umas das outras por zonas de transferência definidas por altos do embasamento (RAMOS, 1992 *apud* CORDANI *et al.*, 2000, p.434).

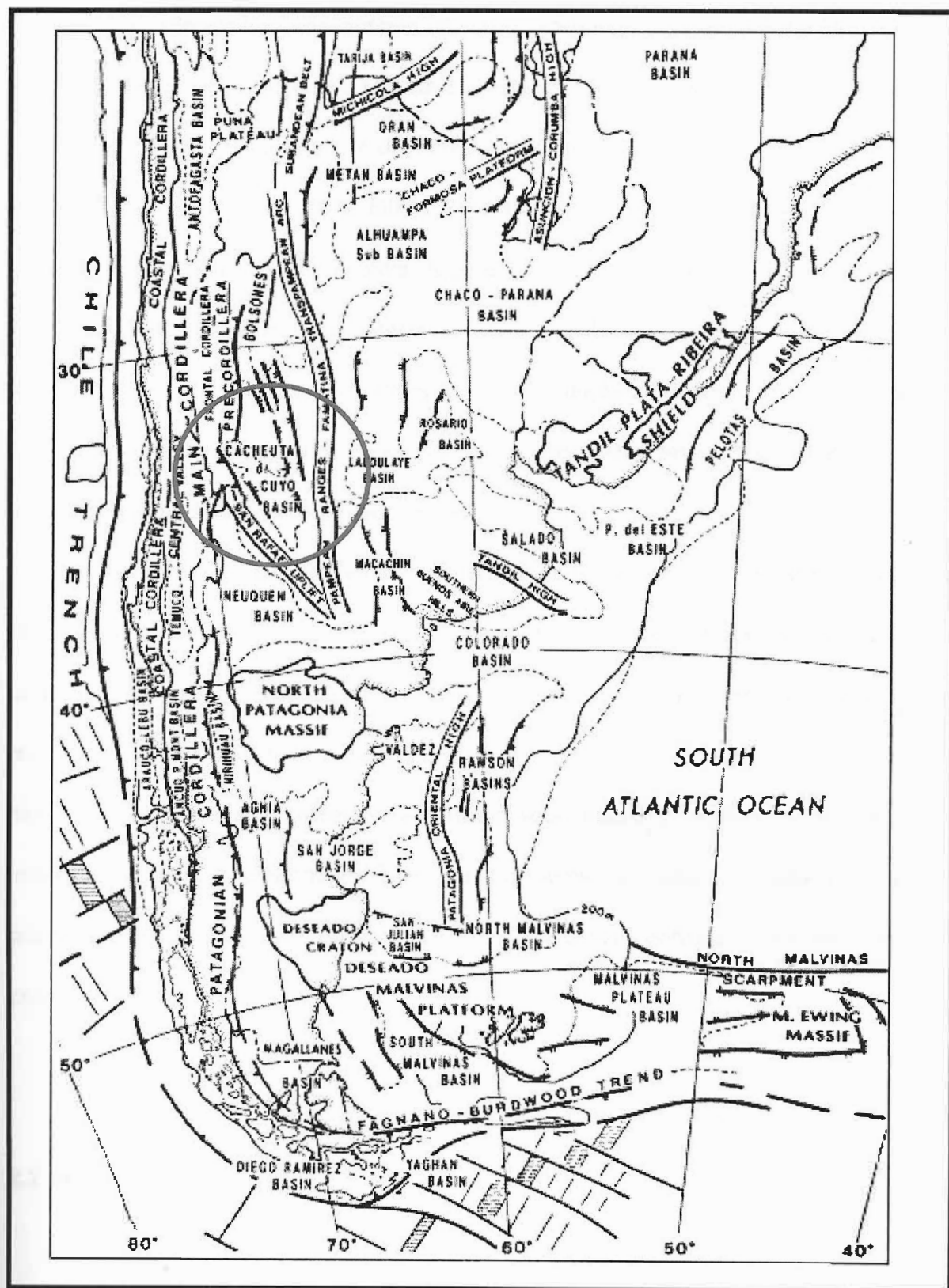


Figura 1: Bacias sedimentares do sul da América do Sul, inclui arcos e maciços. Fonte: TANKARD et al. (1995).

A atividade exploratória durante os últimos 50 anos delineou 15 grandes campos de petróleo na bacia. Esses campos são em sua maioria controlados estruturalmente (CRIADO ROQUÉ *et al.*, 1960; TURIC *et al.*, 1981 *apud* DELLAPÉ & HEGEDUS, 1995, p.360; POMBO, 1986). Acredita-se que falhas associadas com fechamentos desempenham o papel de trapeamento de forma significativa. A geração do petróleo é atribuída principalmente aos folhelhos negros da Formação Cacheuta, gerados pela ocorrência de uma superfície de inundação máxima (ÁVILA *et al.*, 2006), por sedimentação unicamente lacustre, a qual separa as Formações Potrerillos e Rio Branco. Os reservatórios são essencialmente conglomerados e arenitos conglomeráticos Triássicos e Terciários.

Os trabalhos de geofísica sobre a bacia têm, de forma direta ou indireta, como objetivo final, a prospecção de hidrocarbonetos. Os métodos sísmicos e de perfilagem são os mais utilizados na indústria do petróleo e contribuem diretamente para a identificação de reservatórios e a caracterização desses. Já os métodos potenciais geralmente são utilizados para delimitar a bacia sedimentar e identificar suas feições principais. A participação dos métodos elétricos e eletromagnéticos, principalmente do método magnetotelúrico, tem crescido ultimamente, tornando-os mais uma ferramenta geofísica importante na área de exploração de petróleo.

2.2 Método

Para entender o contexto global da bacia de Cuyo utilizamos o livro *Petroleum basins of South America: AAPG Memoir 62*, que orientou os estudos de cada um dos principais tópicos que foram tratados no capítulo de Geologia, citando, estratigrafia, geologia estrutural, evolução tectônica e geologia de petróleo. Neles obtivemos informações introdutórias de cada

um dos principais assuntos e, então, partimos para pesquisas de artigos em revistas especializadas, bem como em sites da Argentina, como o IAPG (Instituto Argentino del Petróleo y del Gás), porém, não conseguimos obter alguns artigos importantes, os quais foram publicados somente em congressos.

Entre as principais contribuições podemos citar Ramos (1990), que faz uma descrição geral da bacia de Cuyo, incluindo tópicos como sua localização, extensão areal, entre outros.

A parte estratigráfica da bacia de Cuyo foi encontrada principalmente em Ávila *et al.* (2006) e Jones *et al.* (1999), descrevendo os sistemas deposicionais em função dos tratos de mar alto, mar baixo e transgressivos, no contexto de estratigrafia de seqüências.

Dellapé & Hegedus (1995) descreveram a geologia estrutural e os sistemas petrolíferos da bacia de Cuyo, identificando o arcabouço estrutural dominante.

No trabalho de Franzese *et al.* (2003) encontramos uma boa descrição da evolução tectônica e paleogeográfica das principais bacias argentinas, entre as quais enfatizamos a bacia de Cuyo.

Seguindo a linha de raciocínio de Jones *et al.* (1999) pudemos delimitar as principais rotas migratórias do petróleo dos 15 campos da bacia de Cuyo, incluindo a análise dos fatores estruturais e estratigráficos que contribuíram para a formação do sistema petrolífero.

2.3 Geologia Regional

As duas principais bacias do Triássico reconhecidas na região noroeste da Argentina são a bacia de Ischigualasto e a bacia Cuyana, que juntas formam a bacia de Cuyo. Estas bacias apresentam sistemas de rifte continentais com geometria de meio-gráben e, em sua maior parte, apresentam características subsuperficiais, haja vista estarem na atualidade sob uma

cobertura de rochas sedimentares clásticas do período Cenozóico de 2.000 a 3.000 m de espessura, estando regionalmente anexa a uma pequena deformação do antepaís Andino (Figura 2), sendo caracterizada por uma série de dobras alongadas, quebrada localmente por falhas reversas desenvolvidas tanto na sua margem oriental como na ocidental. Estas estruturas estão alinhadas ao longo de duas tendências estruturais com direção Norte-Noroeste (Figura 2), que se desenvolveram devido à extensão regional e nucleação na principal descontinuidade da crosta ao longo da fronteira do terraço Chilenia-Precordilheira (RAMOS & KAY, 1991a). O limite oriental da bacia de Cuyo coincide com uma importante sutura do Ordoviciano, o lineamento do Valle Fértil (Figura 2), que se formou pela amalgamação do terraço Cuyania junto à proto-margem inicial do Gondwana. O limite ocidental da bacia é o lineamento de Atuel, que é interpretado como uma zona da sutura devido à colisão entre o terraço Chilenia (a oeste do lineamento de Atuel) e o terraço Cuyania, durante os períodos Siluriano-Devoniano. De acordo com Mpodozis & Kay (1990), o ajuste tectônico extensional do sudoeste do Gondwana durante o Permiano Superior e Triássico Inferior foi relacionado com o afinamento da crosta (pluma). Este evento extensional foi responsável por um vulcanismo ácido-intermediário, caracterizado por andesitos, riolitos e brechas (Grupo Choiyoi).

Os sedimentos da bacia de Cuyo foram depositados sobre as rochas vulcânicas do Grupo Choiyoi e sobre os sedimentos mais velhos do Paleozóico (Figura 3), sugerindo que a bacia foi um produto de extensão continuada (RAMOS & KAY, 1991a). Alternativamente, Zeffass *et al.* (2004) sugeriram que as bacias extensionais da Argentina ocidental poderiam ser geradas pela transtensão relacionada com o cisalhamento regional sinistral, ocasionando a reativação de suturas antigas da crosta.

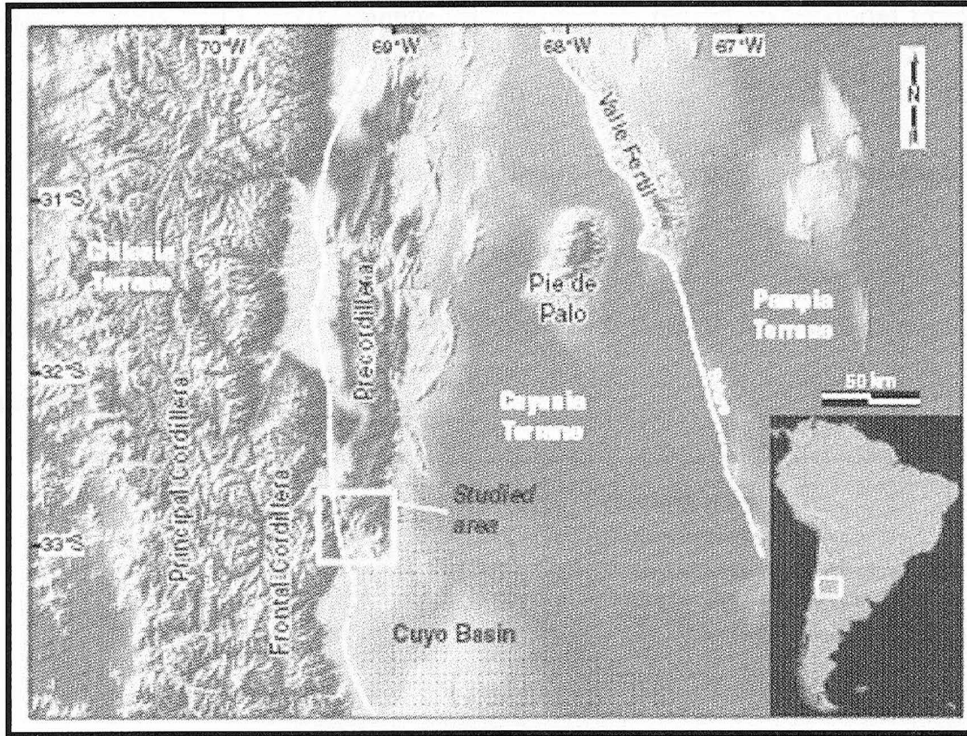


Figura 2: Imagem digital da Precordilheira Argentina, incluindo a bacia de Cuyo. Fonte: ÁVILA *et al.* (2006).

A bacia de Cuyo alcançou sua expansão máxima em consequência do resfriamento, que foi seguido pela contração das áreas deposicionais durante o Jurássico Inferior. No Jurássico médio, os depósitos continentais e os fluxos de lava basáltica foram depositados em consequência de um evento regional extensional. As margens da bacia foram levantadas durante a compressão do período Cenozóico, quando os meio-grábens do Triássico e a correspondente substituição das falhas de transferência foram moderadamente invertidas. No período do Mioceno-Plioceno, as taxas deposicionais cresceram consideravelmente e ocorreu uma sucessão de depósitos não marinhos de espessura entre 1.500 e 2.200 m. Uliana *et al.* (1995) sugeriram que as condições ideais de pressão e temperatura para a geração e a migração dos hidrocarbonetos foram alcançadas durante o Cenozóico em resposta aos efeitos combinados da sedimentação e carregamento supracrustal do antepaís Andino. Baseados em dados da análise da fissão da apatita, Ávila *et al.* (2006), reconheceram cinco diferentes episódios termo-tectônicos para a bacia de Cuyo: (1) o resfriamento no Permiano Superior

associado à extrusão do embasamento vulcânico e ao regime extensional inicial responsável pela formação da bacia de Cuyo; (2) o aquecimento no Triássico-Jurássico acoplado ao preenchimento e conseqüente enterro da bacia de Cuyo; (3) estabilização tectônica no Jurássico-Paleógeno; (4) aquecimento no Mioceno Inferior relacionado ao carregamento de sedimentos do antepaís; (5) o rápido resfriamento no final do Mioceno relacionado à inversão da bacia de Cuyo.

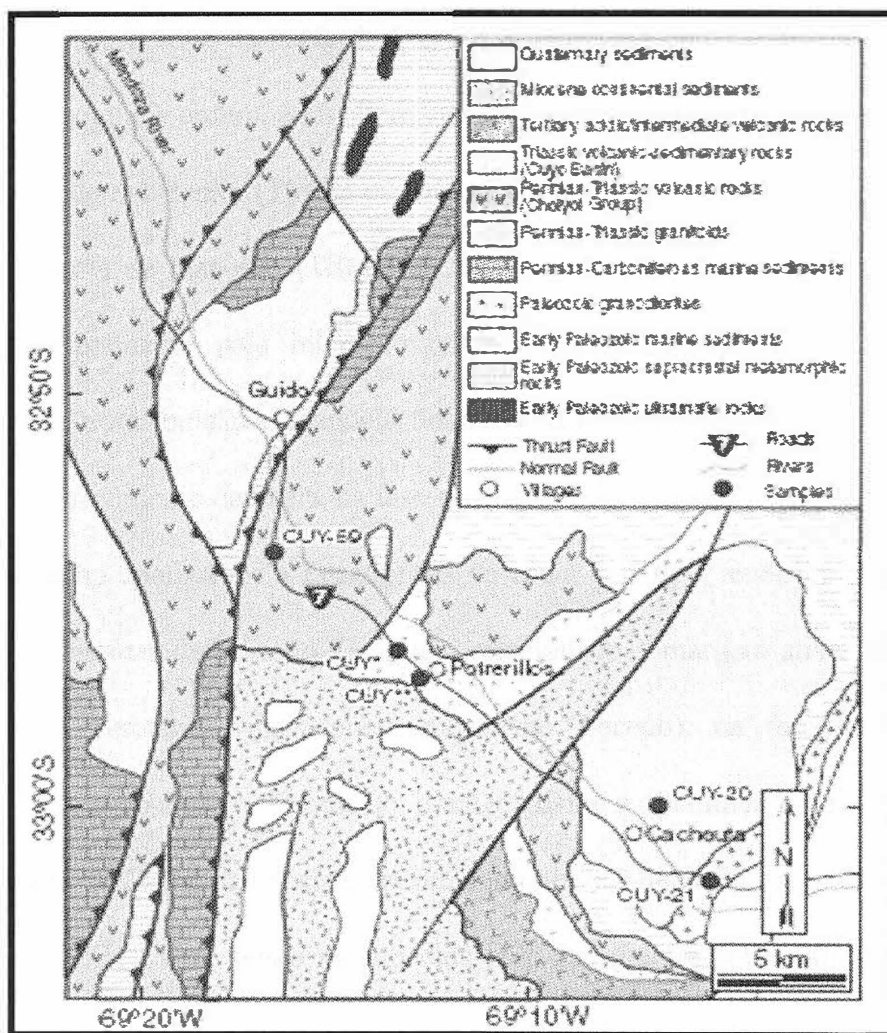


Figura 3: Mapa Geológico simplificado da região ao Sul da Precordilheira Argentina. Fonte: ÁVILA et al. (2006).

2.4 Estratigrafia

A evolução sedimentar da bacia de Cuyo do período Triássico-Terciário, situada na Precordilheira Andina, mais precisamente, na região Noroeste da Argentina, foi controlada principalmente pela tectônica extensional-transtensional ao longo de uma tendência Noroeste-Sudeste das estruturas herdadas das suturas do Paleozóico.

O pacote estratigráfico da bacia de Cuyo é interpretado como uma série de seqüências deposicionais de segunda ordem, com alternância de intervalos de sedimentação em regime de tratos de sistema de mar baixo (TSMB ou *lowstand*), tratos de sistema transgressivo (TST) e de tratos de sistema de mar alto (TSMA ou *highstand*). Este padrão de empilhamento foi controlado principalmente pela interação entre o fluxo de sedimentos e o espaço de acomodação, com contribuição vulcanoclástica importante, especialmente durante os estágios iniciais do desenvolvimento da bacia, na fase sinrifte.

Neste trabalho analisamos a estratigrafia da bacia de Cuyo, tendo por base o histórico deposicional sedimentar do período Triássico, relacionado à margem ativa da sub-bacia de Cacheuta, até o Terciário, (mais precisamente no Eoceno), na fase *sag* e, ao final, estabelecemos a relação entre o tectonismo, o magmatismo e a sedimentação.

A sub-bacia de Cacheuta consiste em um conjunto dos depocentros mais importantes do Triássico na bacia de Cuyo, sendo reconhecida pelo seu grande potencial na exploração de petróleo e, por este fato, faremos a análise estratigráfica dessa região, já que tratamos de um trabalho sobre métodos geofísicos, no qual seria inconveniente examinar as seqüências deposicionais de todas as seis sub-bacias da bacia de Cuyo.

Tal como se pode observar na coluna estratigráfica (Figura 4), a sub-bacia de Cacheuta é constituída principalmente por sedimentos continentais do período Triássico, ocorridos desde

a fase de margem ativa até a fase *sag* no Eoceno, com menor contribuição de sedimentos do período Jurássico e relativa contribuição de sedimentação do Cretáceo ao Eoceno.

Edad	Litología - Formaciones	Tiempo m.a.	Etapas Evolutivas	Conjunto de Secuencias	Ambientes Sedimentarios
T E R C I A R I O	MOGOTES	2.6	FORELAND		Sistemas Aluviales
	SERIE AMARILLA				
	TOBAS GRISES SUPERIORES	4.8			
	LA PILONA				
	TOBAS GRISES INFERIORES	6.7			
		8.4			
	MARINO				
	CONGLOMERADO VIOLACEO	16			
	DIVISADERO LARGO - PAPAGAYOS	30?			
	PUNTA DE LAS BARDAS	40			
CRETACICO	BARRANCAS	120-135	?	CS PAPAGAYOS DIV. LARGO	Barreal Fluvial entrelazado Coladas basálticas
JURASICO				SD BARRANCAS	Abanicos Aluviales Fluvial efímero - barreal
	RIO BLANCO	202	SAG	RIO BLANCO	Fluviales de alta a moderada sinuosidad Lacustre somero
	CACHEUTA	224	SYNRIFT II	POTRERILLOS-CACHEUTA	Lacustre Deltaica lacustre Fluvial con cursos entrelazados y anastomosados
	POTRERILLOS	228			
		232	SYNRIFT I	LAS PEÑAS SUPERIOR	Lacustre somero Fluvial efímero o baja sinuosidad
		235			
		239			
		242			
	RIO MENDOZA	242		LAS PEÑAS INFERIOR	Barreal o Lacustre efímero Abanicos aluviales
	BASAMENTO	245			

Figura 4: Coluna estratigráfica completa da sub-bacia Cacheuta. Fonte: JONES et al. (1999).

O arcabouço estratigráfico, a distribuição, a gênese e os ambientes de sedimentação desses intervalos deposicionais têm sido amplamente estudados em seus vários aspectos sedimentares em inúmeros trabalhos e por diversos autores, por isso, detalharemos somente os aspectos importantes ao entendimento dos sistemas petrolíferos existentes, em função do período e dos tratos de sistemas.

2.4.1 PERÍODO TRIÁSSICO

2.4.1.1 Conjunto de Seqüências Lãs Peñas (Sinrifte I)

A idade do conjunto de seqüências Las Peñas remontam ao Scitiano-Ladiniano (Figura 4), havendo dúvidas quanto a idade do embasamento (Grupo Choyoi). Integram esta seqüência as Formações Rio Mendoza e Las Cabras.

As fácies marginais da sub-bacia de Cacheuta são constituídas por depósitos aluviais, dominados por intenso fluxo de lama e detritos, intercalados com depósitos de fluxo de canal, os quais dominam toda a parte média das camadas sedimentares. O fim da sedimentação aluvial é marcado pelo início da sedimentação fluvial do tipo efêmero, a qual constitui a maior parte das terminações desse conjunto de seqüência.

Os sistemas fluviais mostram fluxos de canal nas fácies proximais e, logo após, algumas séries de turbiditos. As fácies distais dessa seqüência estão representadas tanto por fácies de *playa lake*, como por sedimentos de origem lacustre, os quais recebem o nome de “intercalação Gris” na sub-bacia de Cacheuta, pelo fato de ser este o intervalo no qual se identificou grande potencial de geração de hidrocarbonetos (FIGUEROA & CHEBLI, 1987).

2.4.1.2 Conjunto de Seqüências Potrerillos-Cacheuta (Sinrifte II)

Os sedimentos deste intervalo correspondem às Formações Potrerillos e Cacheuta (Figura 4) tendo sido depositados na fase sinrifte de idade Ladiniana-Carniana, estimada em 232 a 224 Ma (KOKOGIAN, 1991; KOKOGIAN & MANCILLA, 1987).

O ambiente deposicional dominante foi flúvio-lacustre, tendo sido identificados vários cursos de rios entrelaçados com gradação a cursos de rios de alta sinuosidade e meandantes, dentro de um ambiente fluvial. Estes rios rapidamente formaram um ambiente de deposição deltáico-lacustre, devido ao estiramento da fase sinrifte, e vários lagos receberam sedimentação profunda e anóxica. Essa fase lacustre cobriu praticamente toda a sub-bacia de Cacheuta no fim da fase sinrifte II, levando à formação do folhelhos negros até as margens da bacia, restando aos sistemas fluviais espaços muito restritos na orla. Exatamente a leste da sub-bacia de Cacheuta encontram-se os níveis mais altos de geração de hidrocarbonetos oriundos desta fase.

2.4.1.3 Conjunto de Seqüências Rio Blanco (*Sag*)

Neste intervalo, os níveis incluídos recebem o nome de Formação Rio Blanco (Figura 4), tendo sido depositados na fase *sag* do Triássico, a qual, segundo Kokogian *et al.* (1993), foi caracterizada por pelo menos quatro seqüências deposicionais, que podem ser separadas por dois tratos de sistema de mar baixo (TSMB) e dois tratos de sistema de mar alto (TSMA).

De uma forma geral, pode-se afirmar que os sedimentos depositados no TSMB foram dominados por um sistema fluvial do tipo entrelaçado e meandrante, com um claro predomínio das fácies de canal em detrimento das de inundação, o que possibilitou a presença de fácies conglomeráticas e arenosas com excelentes características petrofísicas, que deram origem aos excelentes reservatórios existentes na sub-bacia de Cacheuta, entretanto, os sedimentos depositados no TSMA foram fortemente dominados por ambientes lacustre-deltáicos e fluviais, com predomínio das fácies de inundação, as quais impediram a existência de grandes reservatórios.

A Formação Rio Blanco apresenta uma grande extensão deposicional por toda a área da bacia, chegando a ultrapassar a área de deposição anterior, apoiando-se sobre o embasamento em várias regiões. O paleoambiente sedimentar foi flúvio lacustre na etapa inicial, tornando-se fluvial no topo da Formação.

As fácies sedimentares indicam sistemas de deposição variáveis, mas todas elas apresentam características de ambientes deposicionais de baixa energia, o que era esperado numa fase *sag*.

Os sistemas lacustres aparecem fundamentalmente nos depocentros, podendo ser encontrados em afloramentos na região, porém, inexistem evidências de rochas geradoras deste período, devido à deposição ter ocorrido em ambientes oxidantes.

2.4.1.4 Detalhamento da Seqüência Triássica em Potrerillos

A seqüência Triássica completa da sub-bacia de Cacheuta, estudada por Ávila *et al.* (2006), é bem exposta na localidade de Potrerillos (Figura 3), sendo composta por depósitos siliciclásticos do Triássico, com contribuição vulcânica significativa, relacionada a uma das falhas de margem ativa da bacia de Cuyo. A estrutura estratigráfica apresentada é baseada nos conceitos da estratigrafia de seqüências. Os tratos de sistemas são interpretados em relação ao nível do paleolago.

A figura 5 mostra a coluna estratigráfica desta região, a qual utiliza a terminologia das fácies fluviais de acordo com Miall (1996). As fácies sedimentares são descritas em termos de textura, composição, e estrutura. Doze principais fácies são descritas: 5 fácies de conglomerados, 5 fácies de arenitos e 2 fácies de siltitos e lamitos (Quadro 1). As interpretações das associações de fácies e de seu padrão de empilhamento (Figura 5) permitiram a distinção de três estágios deposicionais, que correspondem aos sistemas de trato de mar baixo (TSMB), o trato transgressivo (TST), e o trato de mar alto (TSMA), formando assim uma seqüência deposicional de segunda ordem.

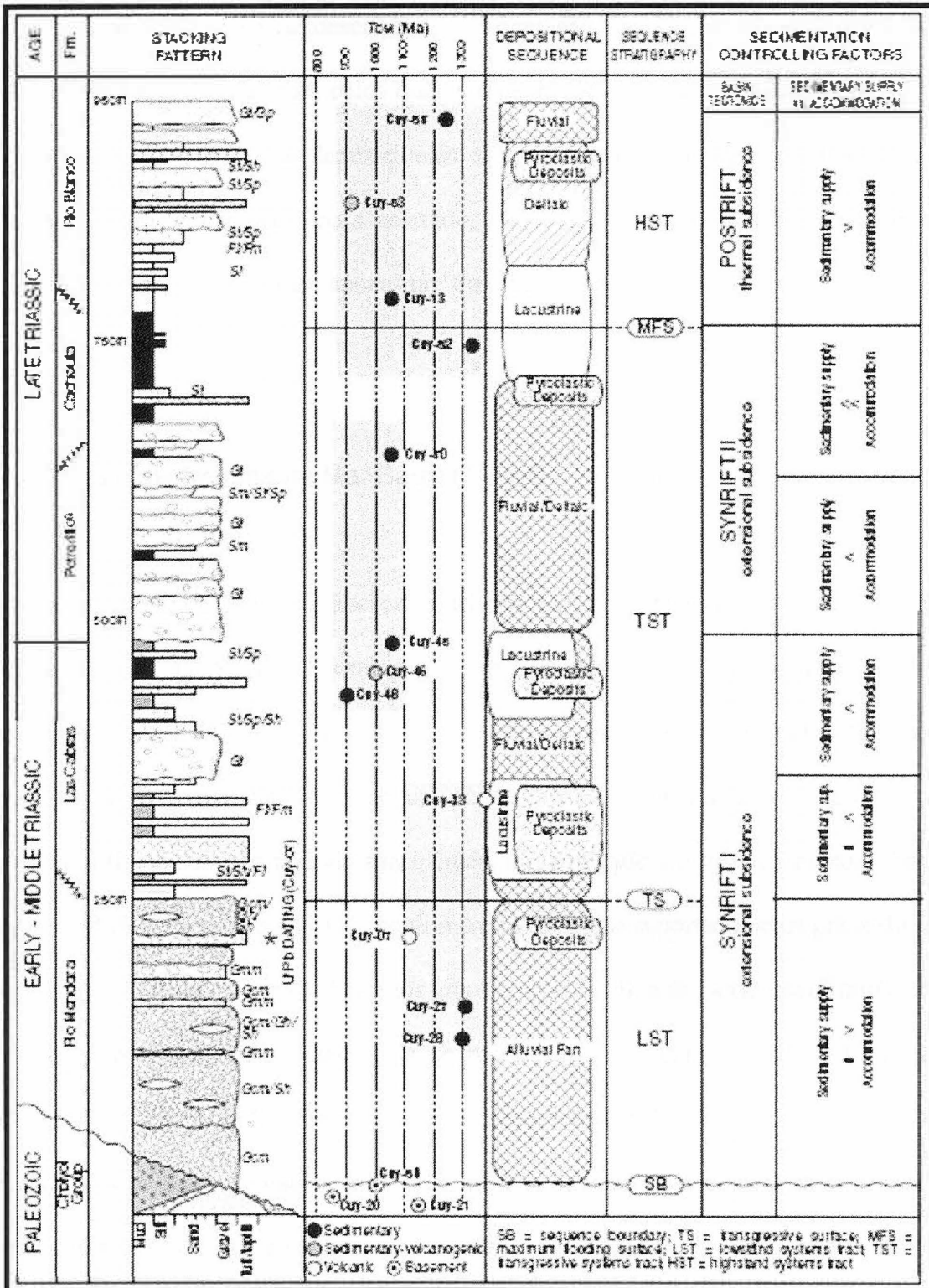


Figura 5: Coluna estratigráfica da sub-bacia Cacheuta, baseada na seção Potrerillos, mostrando o padrão de empilhamento, características deposicionais e fatores controladores da sedimentação no Triássico. Fonte: ÁVILA et al. (2006).

Notável é a diferença na descrição e interpretação da estratigrafia da Formação Rio Blanco da sub-bacia de Cacheuta pelos dois autores mencionados, haja vista Kokogian *et al.* (1993) ter descrito 4 seqüências deposicionais, separadas em 2 tratos de mar alto e 2 tratos de mar baixo, o que nos parece mais acertado, enquanto Ávila *et al.* (2006) descrevem a sedimentação dessa Formação em apenas um trato de sistema de mar alto.

2.4.1.4.1 Trato de Sistema de Mar Baixo (TSMB)

O trato de mar baixo na sub-bacia de Cacheuta é caracterizado por um espesso pacote de conglomerado, denominado Formação Rio Mendoza, o qual foi depositado incompativelmente sobre as rochas piroclásticas do Grupo Choiyoi. Durante este estágio, a margem ativa da sub-bacia de Cacheuta foi controlada por processos tectônicos, que diretamente influenciaram a taxa de subsidência, a quantidade e o tipo de material das áreas fontes. O TSMB é composto por: (1) conglomerados maciços suportado pelos grãos (litofácies Gcm); (2) conglomerados suportados pelos grãos com estratificação horizontal (litofácies Gh); (3) arenito com granulometria que varia de média a grossa, com estratificação horizontal (litofácies Sh); (4) conglomerados maciços suportados pela matriz (litofácies Gmm). Intercalados com estas litofácies estão os riolitos do tipo *pumice-rich* piroclásticos. Os processos deposicionais dominantes nos sistemas TSMB são os canalizados (fluxo de corrente) e não canalizados (fluxo plano), com menor ocorrência do fluxo de detritos. Os indicadores de Paleocorrente (fragmentos imbricados) sugerem uma tendência de Oeste para Leste para esta unidade (ZERFASS *et al.*, 2004).

Quadro 1: *Lista das Litofácies.*

Fácies	Características Principais
Gcm	Conglomerado suportado por grãos, maciço e com seleção pobre.
Gh	Conglomerado suportado por grãos com estratificação horizontal, matriz arenosa abundante e seleção pobre.
Gmm	Conglomerado suportado pela matriz, constituído por seixos e matacões, maciço e com seleção pobre.
Gt	Conglomerado com estratificação cruzada acanalada, suportado por grãos e com seleção moderada.
Gp	Conglomerado com estratificação planar cruzada, suportado por grãos e com seleção moderada.
Sh	Arenitos de grãos médios à seixos, de seleção moderada para pobre e estratificação paralela.
St	Arenitos de muito finos à grãos grossos, de seleção pobre com estratificação cruzada acanalada.
Sp	Arenitos de muito finos à grãos grossos, de seleção boa para pobre com estratificação planar cruzada.
Sl	Arenitos de muito finos à grãos médios, de seleção boa para moderada com estratificação cruzada de baixo ângulo.
Sm	Arenitos de muito finos à grãos grossos, de seleção boa para pobre, maciço.
Fl	Siltitos e lamitos laminados.
Fm	Siltitos e lamitos maciços.

Fonte: ÁVILA et al. (2006).

2.4.1.4.2 Trato de Sistema Transgressivo (TST)

A superfície transgressiva é muito bem delineada sobre os conglomerados do TSMB, marcando o início da deposição dos sedimentos de granulometria fina. Esta sucessão é composta por: (1) conglomerados suportado pelos grãos com estratificação cruzada acanalada (litofácies Gt); (2) arenitos maciços (litofácies Sm), horizontais (litofácies Sh), planar-cruzados (litofácies Sp) e com estratificação cruzada acanalada (litofácies St) ; (3) siltitos e lamitos maciços e laminados com intercalação de arenitos com estratificação cruzada de baixo ângulo. A contribuição vulcanoclástica é espalhada e pode ser reconhecida em abundantes cristais de rocha, em clastos caídos piroclásticos e na matriz de rochas sedimentares. Quatro grupos de parasequências estão empilhados com tendência retrogradacional, os quais correspondem a Formação Las Cabras e a Formação Potrerillos. Este intervalo contém indicadores de paleocorrente com direção sul (ZERFASS *et al.*, 2004) e esta sucessão representa a ação de sistemas flúvio-deltaicos e lacustres com uma elevada contribuição piroclástica. Os depósitos lacustres dominam no nível superior. A Formação Potrerillos termina com a deposição lacustre de siltitos e de lamitos negros da Formação Cacheuta, que contém a superfície de inundação máxima. Estas rochas têm alto índice de matéria orgânica e constituem a principal rocha geradora das acumulações de hidrocarbonetos na bacia de Cuyo (CHEBLI *et al.*, 2001). O nível superior do sistema de trato transgressivo preserva indicadores de paleocorrente de direção sudeste (ZERFASS *et al.*, 2004).

2.4.1.4.3 Trato de Sistema de Mar Alto (TSMA)

O TSMA é composto por conglomerados e arenitos: (1) suportados pelos grãos e planar-cruzados (litofácies Gp e Sp); (2) com estratificação cruzada acanalada (litofácies Gt e St); (3) siltitos e lamitos maciços, com deposição de arenitos subordinados com estratificação cruzada de baixo-ângulo (litofácies Sl). A transição de cor, dos siltitos e lamitos escuros da Formação Cacheuta para os avermelhados da Formação Rio Blanco, marca o início de uma tendência progradacional, que caracteriza o sistema de trato de mar alto. Esta seção de progradação começou com o estabelecimento de condições oxidantes nos sistemas lacustres, e continuou progressivamente com o aumento do fluxo sedimentar nos depocentros da bacia por meio dos deltas lacustres. A tendência culminou com a deposição de uma associação de fácies fluviais de alta sinuosidade e os indicadores de paleocorrente obtidos das estruturas de estratificação cruzada acanalada sugerem um fluxo de direção sudeste (ZERFASS *et al.*, 2004). Esta fase é interpretada como resposta a subsidência térmica da região, o que ocasionou a sedimentação da Formação Rio Blanco na fase *sag*.

Nas figuras 6 e 7, apresentamos as fotografias de campo dos tratos de sistemas descritos e o esquema resumido dos processos de sedimentação, mostrando a evolução Triássica dos depósitos siliciclásticos relacionados com a margem ativa da sub-bacia de Cacheuta.

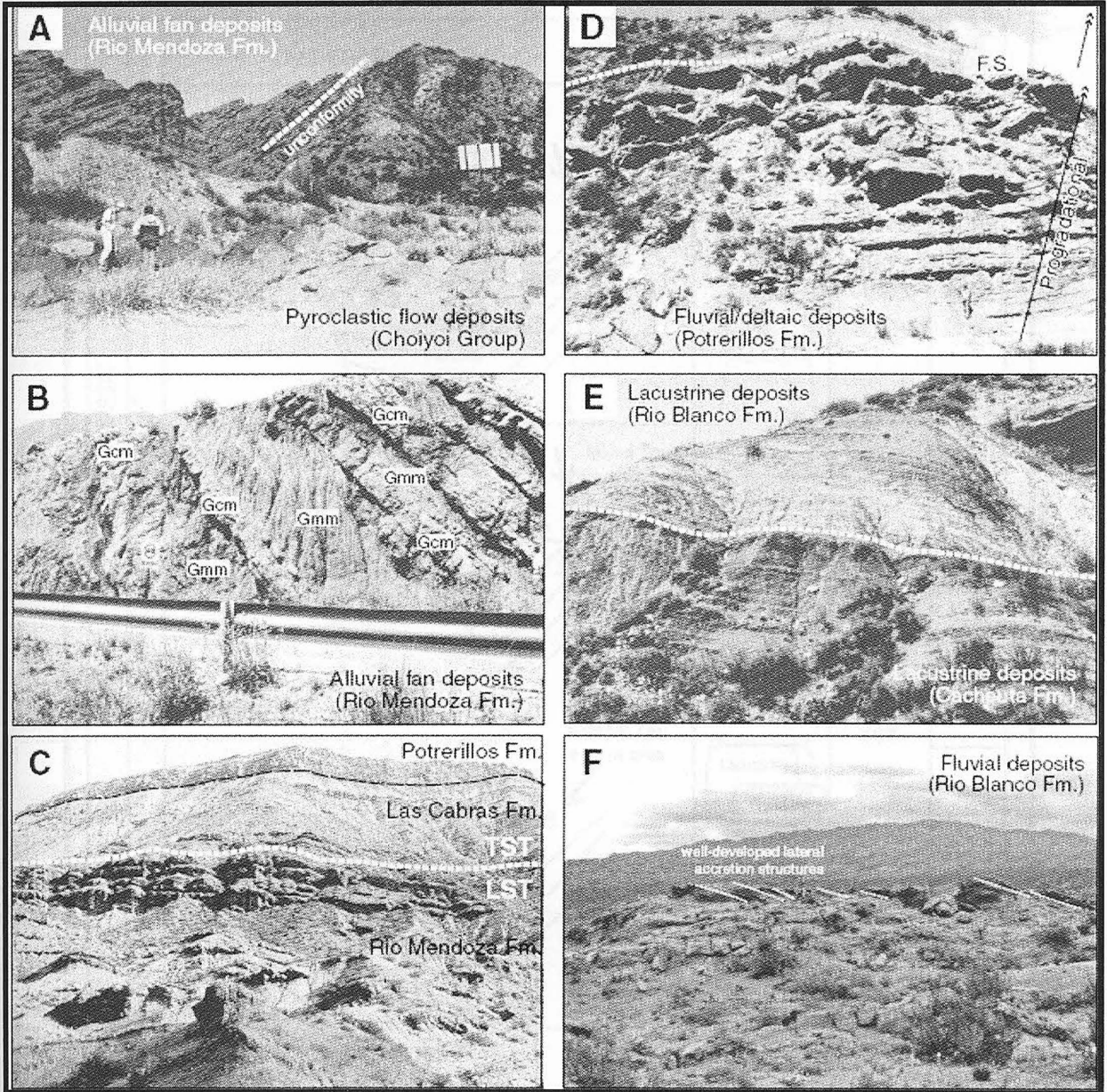


Figura 6: *Fotografias de Campo.* (A) *Inconformidade entre as rochas piroclásticas do Grupo Choiyoi e os depósitos de leques aluviais da Formação Rio Mendoza.* (B) *Intercalação dos conglomerados maciços suportados pelos grãos (litofácies Gcm) com os conglomerados maciços suportados pela matriz (litofácies Gmm) na Formação Rio Mendoza do TSMB.* (C) *Superfície transgressiva que limita os tratos de sistemas de mar baixo (Formação Rio Mendoza) e transgressivo (Formação Lãs Cabras e Potrerillos).* (D) *Parasequência progradacional limitada por uma superfície de inundação máxima (Formação Potrerillos).* (E) *Transição dos siltitos e lamitos negros (Formação Cacheuta) para avermelhados (Formação Rio Blanco) que marca o início da tendência progradacional que caracteriza o TSMA.* (F) *Associação de fácies fluviais de alta sinuosidade com estruturas de acreção laterais bem desenvolvidas (Formação Rio Blanco).* Fonte: ÁVILA et al. (2006).

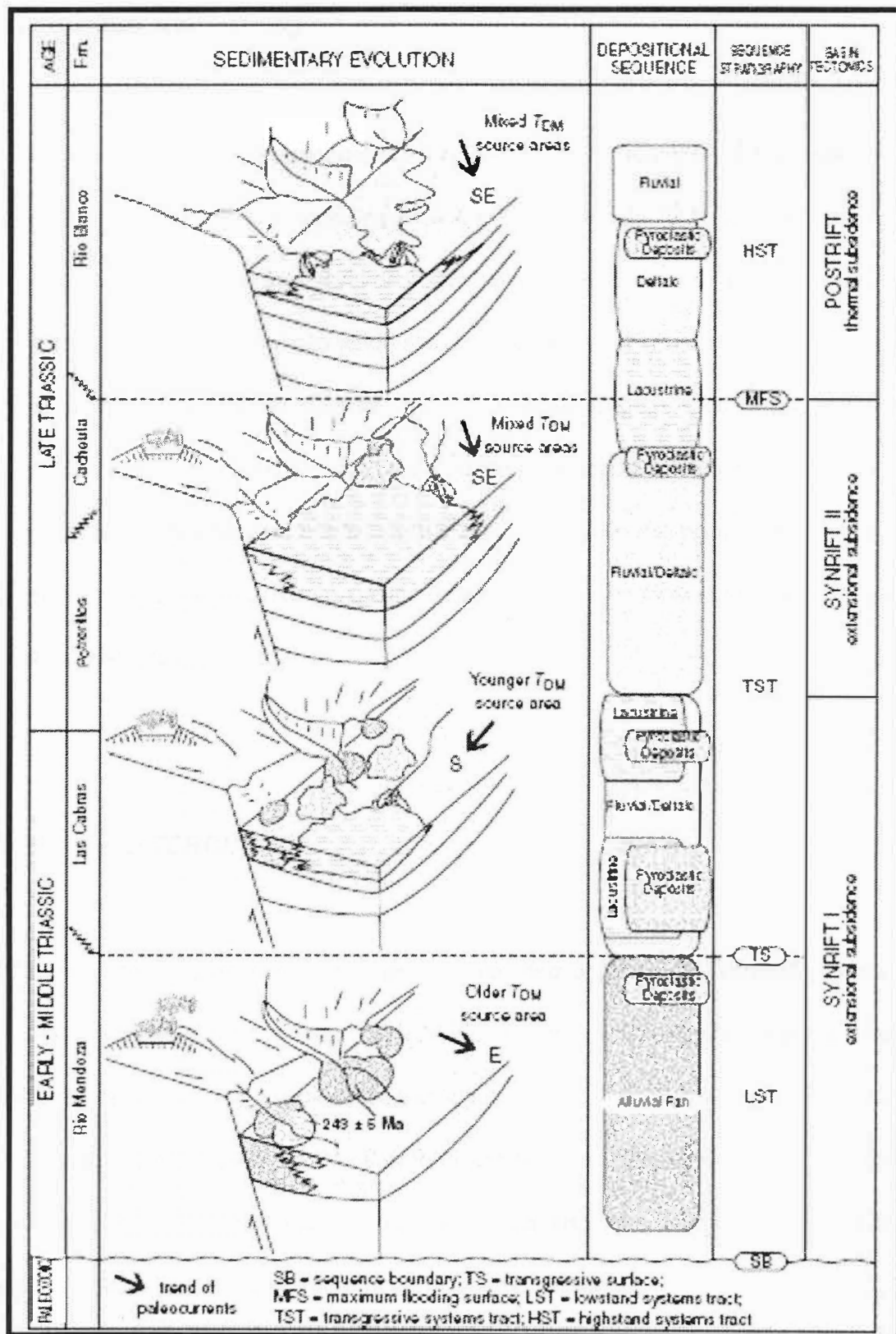


Figura 7: Painéis esquemáticos mostrando a evolução dos depósitos siliciclásticos Triássicos relacionados com a margem ativa da sub-bacia Cacheuta. Fonte: ÁVILA et al. (2006).

2.4.2 PERÍODO JURÁSSICO

Durante este período depositou-se uma seqüência de sedimentos fluviais, que recebeu o nome de Formação Barrancas, ainda na fase *sag*. Esta unidade Jurássica encontra-se, quase que totalmente, soterrada na sub-bacia de Cacheuta, e sua área de abrangência é muito menor do que as do período Triássico, não tendo sido relatado a descoberta de rochas geradoras.

Em relação os tratos de sistema foram identificados duas seqüências deposicionais, sendo uma de mar baixo (TSMB), com predominância de depósitos fluviais do tipo efêmero, e outra de mar alto (TSMA), com depósitos fluviais entrelaçados. Os principais reservatórios de hidrocarbonetos da bacia de Cuyo datam deste período, constituindo-se em um elemento essencial no sistema petrolífero.

2.4.3 PERÍODO TERCIÁRIO

O conjunto de seqüências deste período recebeu o nome de Formação Papagayos e Formação Divisadero Largo. Esta unidade do Eoceno foi formada essencialmente por sedimentos continentais depositados por sistemas fluviais efêmeros e de *playa lake*. Em algumas regiões, Kokogian *et al.* (1989) identificaram excelentes rochas reservatório, depositadas em trato de sistema de mar baixo (TSMB), que deram origem à Formação Papagayos, porém, não localizaram indícios de rochas geradoras.

Os sedimentos arenosos e conglomeráticos da Formação Papagayos foram depositados por sistemas fluviais do tipo entrelaçado, ainda na fase *sag*, em áreas muito restritas da sub-bacia de Cacheuta e circunscritas a um paleovale escavado no substrato vulcânico subjacente, o qual recebeu o nome de Formação Punta de Las Bardas.

2.5 Geologia Estrutural

2.5.1 INTRODUÇÃO

A bacia triássica-terciária de Cuyo, que cobre uma área de cerca de 30.000 km² ao norte da Província de Mendoza, encontra-se soterrada sob um segmento de planície do antepaís argentino. A atividade de exploração durante os últimos 50 anos delinearam os 15 campos de petróleo principais na bacia, os quais são, em sua grande maioria, estruturalmente controlados, sendo formados principalmente por meio-anticlinais, anticlinais com duplo mergulho e feições caracterizadas por elementos lineares em forma de escada (em échelon), que definem três tendências principais (Figura 8).

Embora se acredite que as falhas associadas com o fechamento tenham desempenhado um papel importante no trapeamento, não há consenso na literatura sobre o estilo estrutural dominante em profundidade. A interpretação tradicional (PÁDULA, 1972) é de que as estruturas produtivas estão ligadas a grandes blocos do embasamento por falhas de alto-ângulo com vergência Leste. Trabalhos mais recentes, amparados por boa cobertura sísmica (TURIC *et al.*, 1981; POMBO, 1986), definiram as estruturas como falhas de baixo ou médio-ângulo envolvendo o embasamento. De acordo com este modelo, a falha dominante é inversa e possui vergência Leste e provavelmente está associada com empurrões antitéticos e falhas transversais conjugadas, devido a movimentos transcorrentes.

As observações das características estruturais e estratigráficas de vários campos na bacia de Cuyo indicam que as falhas reversas, que são proeminentes na configuração estrutural presente, estão geneticamente relacionadas a um sistema de falhas extensionais conectadas (GIBBS, 1988) e dominadas por meio-grábens e zonas de transferência. O falhamento extensional Mesozóico resultou em subsidência diferencial, a qual acomodou uma cunha

espessa de clastos com 4.000 m de espessura. Este ambiente tectônico afetou as distribuições das rochas fonte e rochas reservatório.

A inversão Cenozóica desta fábrica extensional pré-existente produziu estruturas assimétricas, as quais foram dissecadas por planos de falhas antitéticas (*back-thrusts*) produzindo fechamentos estruturais bem definidos. As culminações estruturais dos alinhamentos produtivos mostram os planos axiais com vergência Leste e Oeste. Muitas seções sísmicas mostram que as dobras em profundidades rasas e intermediárias ocorrem sobre estruturas falhadas mais profundas, oriundas da antiga arquitetura de extensão de blocos.

Durante o Cenozóico Superior, no clímax da orogênese andina, as estruturas extensionais Mesozóicas sofreram inversões compressionais e as armadilhas estruturais se desenvolveram, adquirindo as configurações atuais. Estes anticlinais têm a capacidade para armazenar volumes de petróleo em torno de 200 milhões de m³.

Uma das hipóteses mais recentes (LEGARRETA *et al.*, 1993) enfatiza a mudança de polaridade estrutural e a presença de zonas de transferência ao longo das falhas principais. Baseado nisso, algumas das estruturas portadoras de petróleo são atribuídas a inversão de falhas extensionais no Triássico.

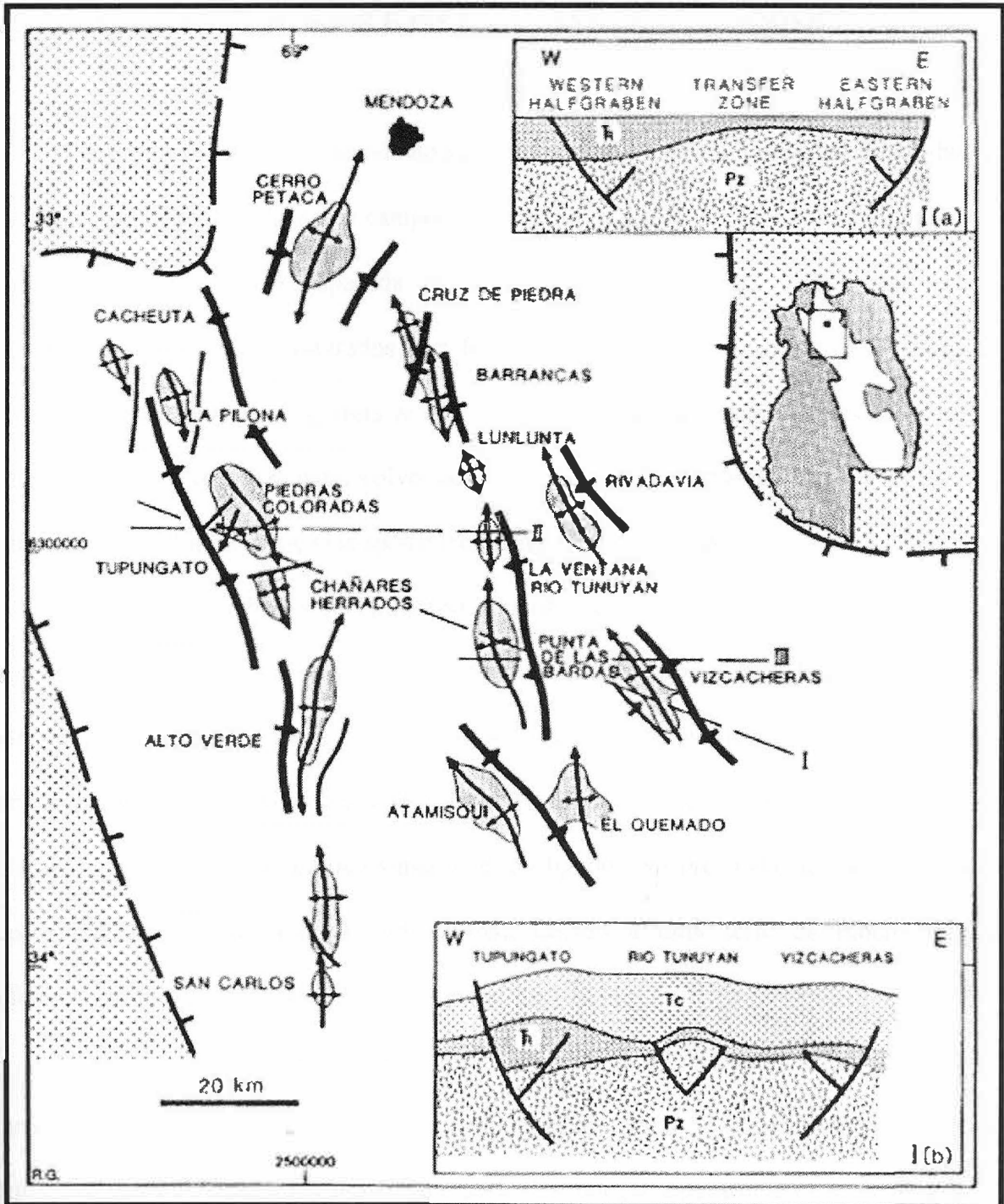


Figura 8: Arcabouço estrutural da bacia de Cuyo, mostrando as principais estruturas produtivas e as falhas regionais. Dentro da figura: (a) mostra a configuração no período do Cretáceo superior ao Terciário inferior; (b) mostra a reconstrução no final do tempo Cenozóico. Fonte: DELLAPÉ & HEGEDUS (1995).

2.5.2 ESTILOS ESTRUTURAIS E HISTÓRIA DAS DEFORMAÇÕES

Nossa área de estudo se estende do sul da cidade de Mendoza à parte sul da sub-bacia de Cacheuta, englobando a área dos campos de petróleo da bacia de Cuyo, que é dominada por uma série irregularmente espaçada de anticlinais alongados bem definidos, os quais encontram-se localmente fraturados por falhas inversas, que possuem planos axiais com vergência Leste e Oeste. Legarreta *et al.* (1993) sugeriram que as principais características estruturais começaram a se desenvolver ao mesmo tempo do início da extensão Triássica. As estruturas atuais foram esboçadas após o tectonismo Cenozóico andino.

Os anticlinais fechados encontram-se alinhados ao longo das três tendências estruturais Norte - Noroeste (Figura 8) e as culminações individuais estão conectadas por uma série de estruturas em sela. Todas elas mostram seções cruzadas assimétricas com flancos abruptos, geralmente ligados à falhas inversas. O controle sísmico demonstra que os dobramentos rasos nos níveis Terciário e Mesozóico superior estão ligados em profundidade por dobramentos nas camadas inferiores (não muito óbvios), devido a uma série de blocos falhados, diferencialmente deslocados e girados (Figuras 9 e 10).

Estas arquiteturas contrastantes estão associadas a intervalos estratigráficos com variação lateral de espessura, os quais estão ligados a história deformacional, que impôs deformação contracional sobre uma velha fábrica de indução extensional do embasamento.

As seções sísmicas sobre a parte norte da bacia de Cuyo mostram evidências definitivas de estruturas assimétricas extensionais ocorridas durante a sedimentação das sequências do Triássico Médio ao Superior. Uma série de falhas principais induziu o espessamento sedimentar nas depressões tectônicas do tipo meio-gráben (Figuras 9, 10 e 11).

Podemos resumir a seqüência deformacional em três estágios: (a) extensão, rotação de blocos e preenchimento do meio-gráben; (b) depressão regional e subsidência diferencial; e (c) compressão e inversão.

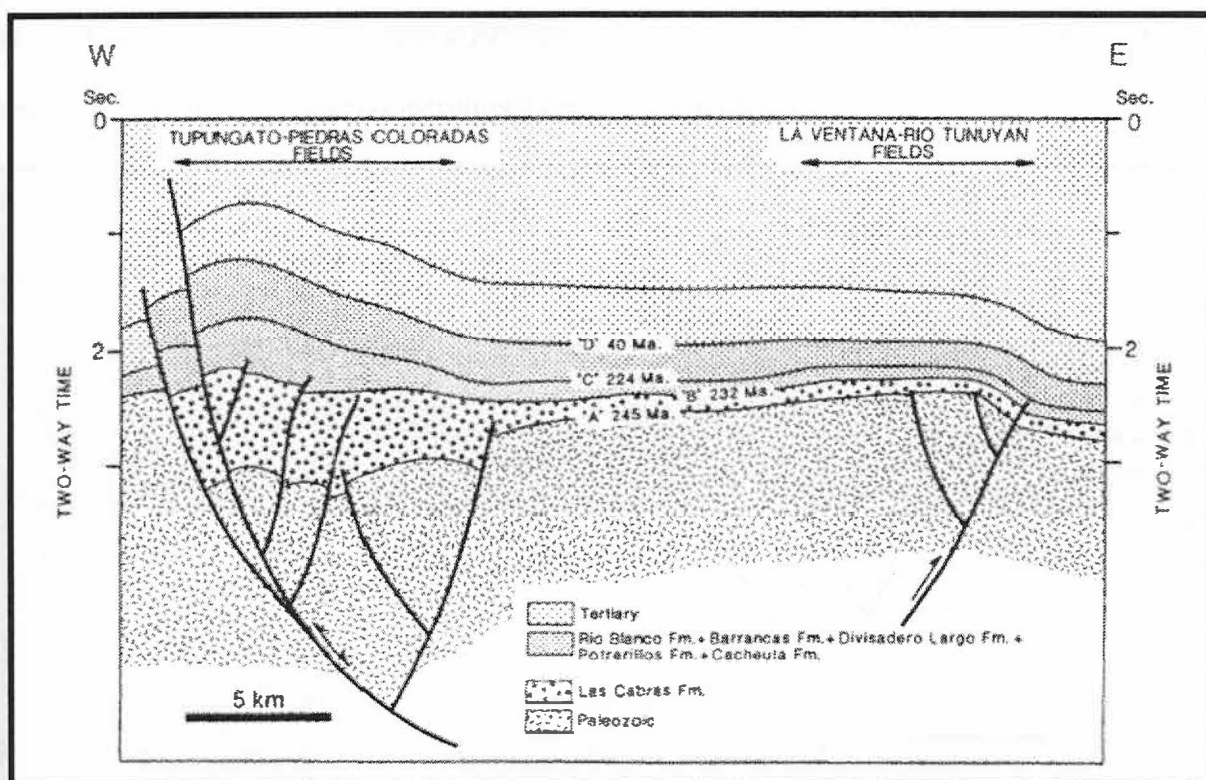


Figura 9: Seção geológica esquemática mostrando o início da inversão tectônica. Notar que algumas cunhas sedimentares não estão bem desenvolvidas. Fonte: DELLAPÉ & HEGEDUS (1995).

2.5.2.1 Extensão, Rotação de Bloco e Preenchimento do Meio-Gráben

Os episódios ocorridos durante o período de 245 a 232 Ma, gerou a deposição da Formação Las Cabras no intervalo das camadas A-B (Figuras 9, 10 e 11). O controle geodinâmico é atribuído ao colapso extensional da orogenia do Paleozóico Superior, desenvolvido após a deformação compressional intracratônica e espessamento crustal próximo

da margem do supercontinente Gondwana (MPODOZIS & KAY, 1990; LEGARRETA *et al.*, 1993). O episódio extensional está registrado na suíte das falhas lítricas e planares.

Os rejeitos verticais das falhas possuem de 3.500 a 4.000 m, os quais resultaram em depocentros substanciais do Triássico Médio em Tupungato e Piedras Coloradas e também próximo de Vizcacheras, Zampal e Rivadavia (Figura 8). A distribuição destes depocentros é coincidente com as tendências estruturais orientais e ocidentais.

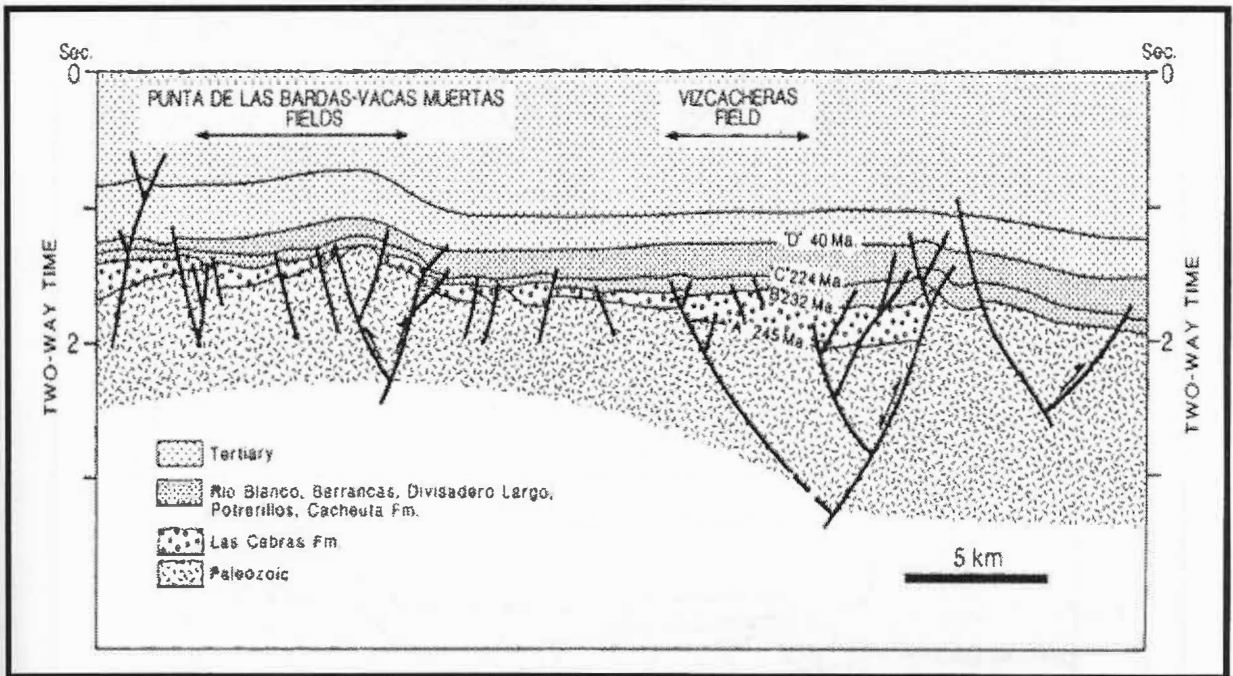


Figura 10: Seção geológica esquemática mostrando a distribuição das principais estruturas e unidades estratigráficas. Fonte: DELLAPÉ & HEGEDUS (1995).

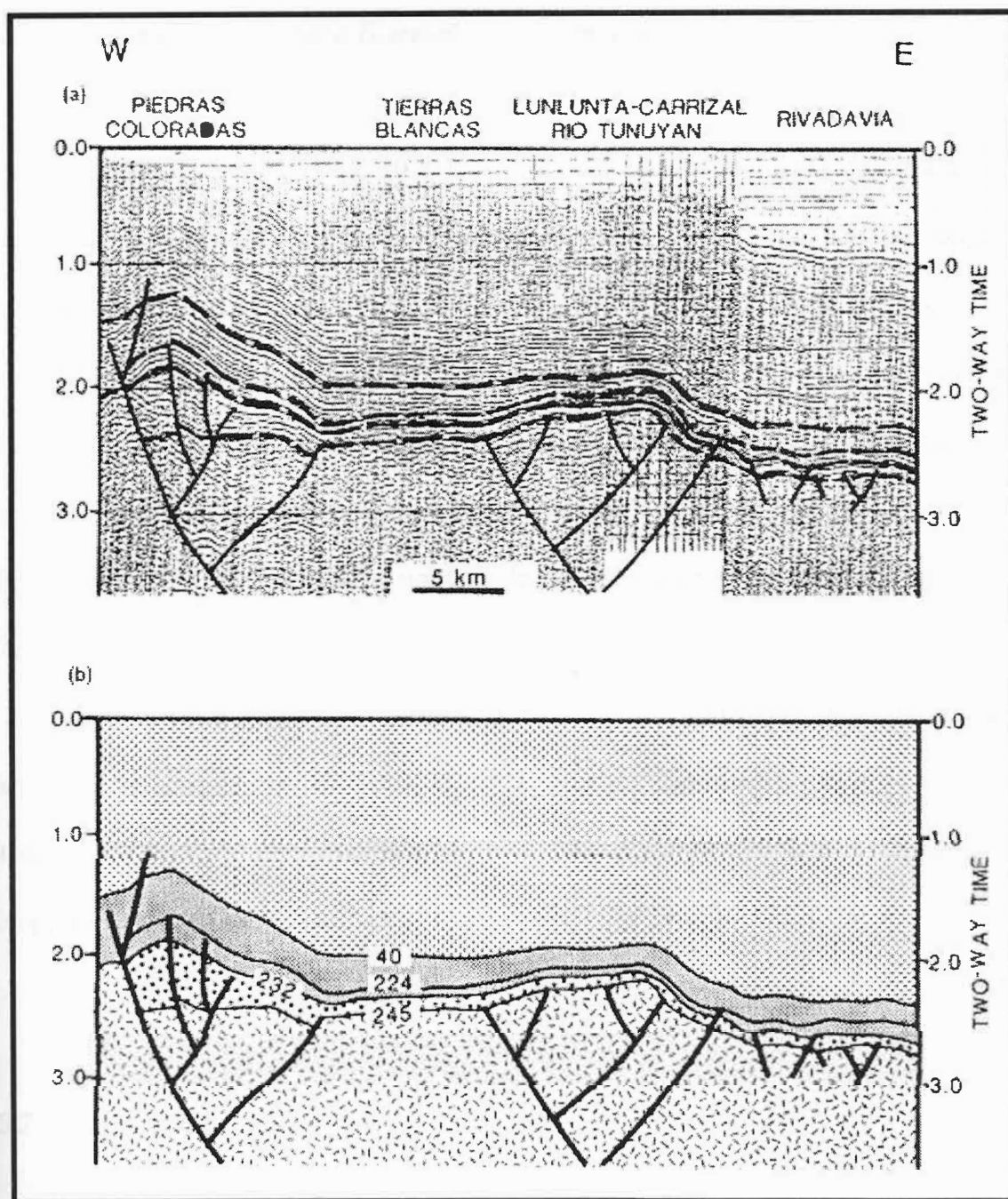


Figura 11: (a) Seção sísmica interpretada e (b) seção geológica em uma orientação Oeste-Leste. Note a inversão tectônica na parte ocidental (W). Os números sobre os contatos são idades (em Ma). Símbolos como na Figura 10. Fonte: DELLAPÉ & HEGEDUS (1995).

2.5.2.2 Depressão Regional e Subsidiência Diferencial

O intervalo C-D (Figuras 9, 10 e 11), depositado de 232 a 25 Ma, registra a redução gradual do rifteamento e o aumento progressivo da subsidiência regional. As seqüências Jurássica, Cretácea e Terciária Inferior (Formações Barrancas, Punta de las Bardas e Divisadero Largo) aparentam estar somente deslocadas localmente por falhamento extensional, exibindo uma espessura mais regular, entretanto, o mapeamento isópaco regional e o controle sísmico (Figuras 9 e 10) indicam que os lados da parede suspensa do meio-gráben sofreram, comparativamente, uma maior taxa de subsidiência durante os períodos do Triássico Inferior ao Jurássico-Paleogeno.

O efeito da subsidiência diferencial também aparece nos padrões de fácies dentro de cada intervalo genético e as concentrações locais de arenitos depositados através de sucessivos sistemas fluviais coincidem normalmente com paleoposições baixas e os folhelhos com paleoposições altas.

2.5.2.3 Compressão e Inversão

Os esforços compressoriais relacionados a orogênese Andina, ocorridos durante o Cenozóico Superior, induziram a inversão tectônica e soergimento diferencial de alguns dos principais depocentros Triássicos, formando, então, culminações estruturais. As áreas deposicionais adjacentes às falhas principais de formação da bacia tornaram-se altos estruturais devido à contração direcional Leste-Oeste e o rejeito lateral e as culminações anticlinais foram forçadas no topo dos depocentros anteriores (WILLIAMS *et al.*, 1989).

O controle sísmico mostra que algumas feições estruturais positivas, tais como em Tupungato, Piedras Coloradas e Vizcacheras foram desenvolvidas sobre uma extraordinariamente espessa sucessão no Triássico e, como resultado do processo de inversão (BALLY, 1984; BIDDLE & RUDOLPH, 1988 *apud* DELLAPÉ & HEGEDUS, 1995, p.363; WILLIAMS *et al.*, 1989), blocos originalmente baixos se transformaram em feições positivas. Tipicamente as raízes dos altos estruturais envolvem uma expansão da sucessão estratigráfica, e as falhas principais de alto-ângulo mostram separação inversa em níveis estratigráficos intermediários, sendo niveladas em unidades estratigráficas mais jovens. Vários exemplos de estruturas de meio-gráben e gráben estão ilustrados na figura 10, e algumas destas estruturas mostram polaridades opostas.

A magnitude da inversão muda lateralmente e mostra expressões variáveis em níveis estratigráficos sucessivos e, portanto, é possível que a inversão seja imperceptível ao nível do embasamento, enquanto as deformações significantes nos estratos estão presente na base do Terciário. Isto implica que as sucessões pós-Triássico e Terciário foram deformadas devido ao dobramento, enquanto o embasamento reagiu de forma rígida, não apresentando arqueamento. Nas zonas onde a inversão foi mais moderada, a fase *sag* de depósitos Cretáceos foi localmente dobrada e flexionada, sem que ocorresse falhamentos (Figura 9). Em estágios mais avançados de deformação, os núcleos das dobras foram penetrados por falhamento e desenvolveram estruturas em forma de “*pop-up*”, com as cunhas lascadas por falhas reversas com vergência descendente. Algumas das falhas principais, que foram reativadas como falhas reversas, estão ligadas a zonas de deformação antitética. Estas falhas desempenham um papel importante em algumas das estruturas portadoras de petróleo, exercendo, localmente, um efeito direto no trapeamento dos hidrocarbonetos.

2.6 Evolução Tectônica e Paleogeográfica

A evolução paleogeográfica das bacias mesozóicas da América do Sul ocorreram sob a influência de dois tipos principais de processos tectônicos:

(1) subducção da placa do proto-Pacífico sob o Gondwana e o progressivo desenvolvimento do arco magmático na margem oeste do supercontinente;

(2) afinamento da litosfera, com a subida das isothermas da astenosfera (pluma), gerando extensão regional e a conseqüente abertura do Atlântico Sul por rifteamento da crosta continental.

Os processos de subducção do proto-Pacífico e de extensão continental que culminaram na abertura do Oceano Atlântico criaram um cenário tectônico complexo para a parte austral da América do Sul. Durante o Jurássico, o arco magmático evoluiu e alcançou seu desenvolvimento completo ao longo da margem continental há aproximadamente 150 Ma (SPALLETTI & FRANZESE, 1996; MACDONALD *et al.*, 2003).

Diversas bacias intra-arco e retro-arco foram criadas e evoluíram durante a extensão mesozóica (DALZIEL *et al.*, 1974; RAMOS, 1999) e, após a inversão tectônica, quando o dobramento andino transformou o regime extensional em compressional, transformaram-se em bacias de antepaís. (RAMOS, 1999).

A análise da influência do crescimento do arco magmático andino e da abertura do Atlântico Sul no desenvolvimento da bacia de Cuyo, incluindo a sua distribuição regional e a evolução dos sistemas deposicionais será feita em 4 épocas diferentes, aqui denominadas de (a) Pré-andina (240 - 195 Ma); (b) Fase de ruptura (180 - 165 Ma); (c) Fase extensional e desenvolvimento completo do arco magmático andino (150 - 135 Ma); (d) Inversão estrutural e fase de antepaís (120 - 75 Ma).

2.6.1 O ESTÁGIO PRÉ-ANDINO (240 - 195 MA)

Este primeiro estágio cobre o intervalo entre o Triássico e o Jurássico Inferior (Figura 12), tendo como característica mais notável o contraste do comportamento tectônico da margem norte do Gondwana e da latitude de 40° Sul, que sugere a ocorrência de segmentação tectônica pré-andina significativa (FRANZESE & SPALLETTI, 2001 *apud* FRANZESE *et al.*, 2003, p.82). Ao norte, durante o Carbonífero-Permiano, o cinturão orogênico do Gondwana controlou a evolução das bacias. No começo do estágio pré-andino, esta região não mostrou evidências de subducção sob o Gondwana. O cenário tectônico da margem continental ocidental foi dominado pelo regime transformante subparalelo, e o da parte continental interior foi caracterizada por extensão intraplaca (FRANZESE & SPALLETTI, 2001). Ao sul, o batólito da Patagônia central, o qual está orientado obliquamente à margem continental atual (Figura 12), mostra clara evidência do magmatismo de arco (RAPELA & PANKHURST, 1992). A leste, as rochas vulcânicas cálcio-alcálicas do depocentro de Los Menucos podem ser interpretadas como evidência do magmatismo de retro-arco (SPALLETTI *et al.*, 1999).

As bacias pré-Andinas mais antigas se formaram em consequência da extensão continental e dos movimentos transformantes. Entre o Permiano Superior e o Triássico Médio, a extensão ao longo das suturas dos terraços paleozóicos resultou em rifteamento, deposição sedimentar continental e magmatismo bimodal do grupo de Choiyoi (RAMOS & KAY, 1991b). A margem proto-Pacífica foi caracterizada por uma série de depocentros com orientação NW-SE gerados por tectonismo transformante, preenchidos por depósitos continentais marinhos rasos (CHARRIER, 1979 *apud* FRANZESE *et al.*, 2003, p.84).

A evolução do preenchimento sedimentar destes eventos é mostrada na carta de evolução crono-ambiental (Figura 16). O mais antigo registro do sinrifte da bacia de Cuyo e

das bacias relacionadas consiste principalmente em depósitos aluviais e fluviais (KOKOGIAN *et al.*, 2001; SPALLETTI, 2001). Subseqüentemente, a expansão de meio-grábens favoreceu o desenvolvimento de sistemas flúvio-lacustres.

O último evento tectônico deste estágio foi a extensão ocorrida no Triássico Superior – Jurássico Inferior, relacionada ao colapso da orogenia do Gondwana (FRANZESE & SPALLETTI, 2001). Uma nova série de longos meio-grábens foi formada, cujos depocentros foram dominados por sedimentação de rochas vulcanoclásticas continentais e depósitos marinhos rasos (Figura 12). Durante o Jurássico Inferior estes depocentros foram integrados à bacia de Neuquén, onde fáceis lacustres e marinhos rasos se desenvolveram (Figuras 12 e 13).

No fim do estágio Pré-andino, a bacia de Cuyo e os depocentros vizinhos atingiram sua fase de máxima expansão, como resultado do resfriamento termal. A fase *sag* foi caracterizada por alta sinuosidade fluvial e por sistemas lacustres, seguidas pela contração das áreas deposicionais, as quais culminaram na inversão e fechamento durante o início do Jurássico (Figura 16) (SPALLETTI, 2001).

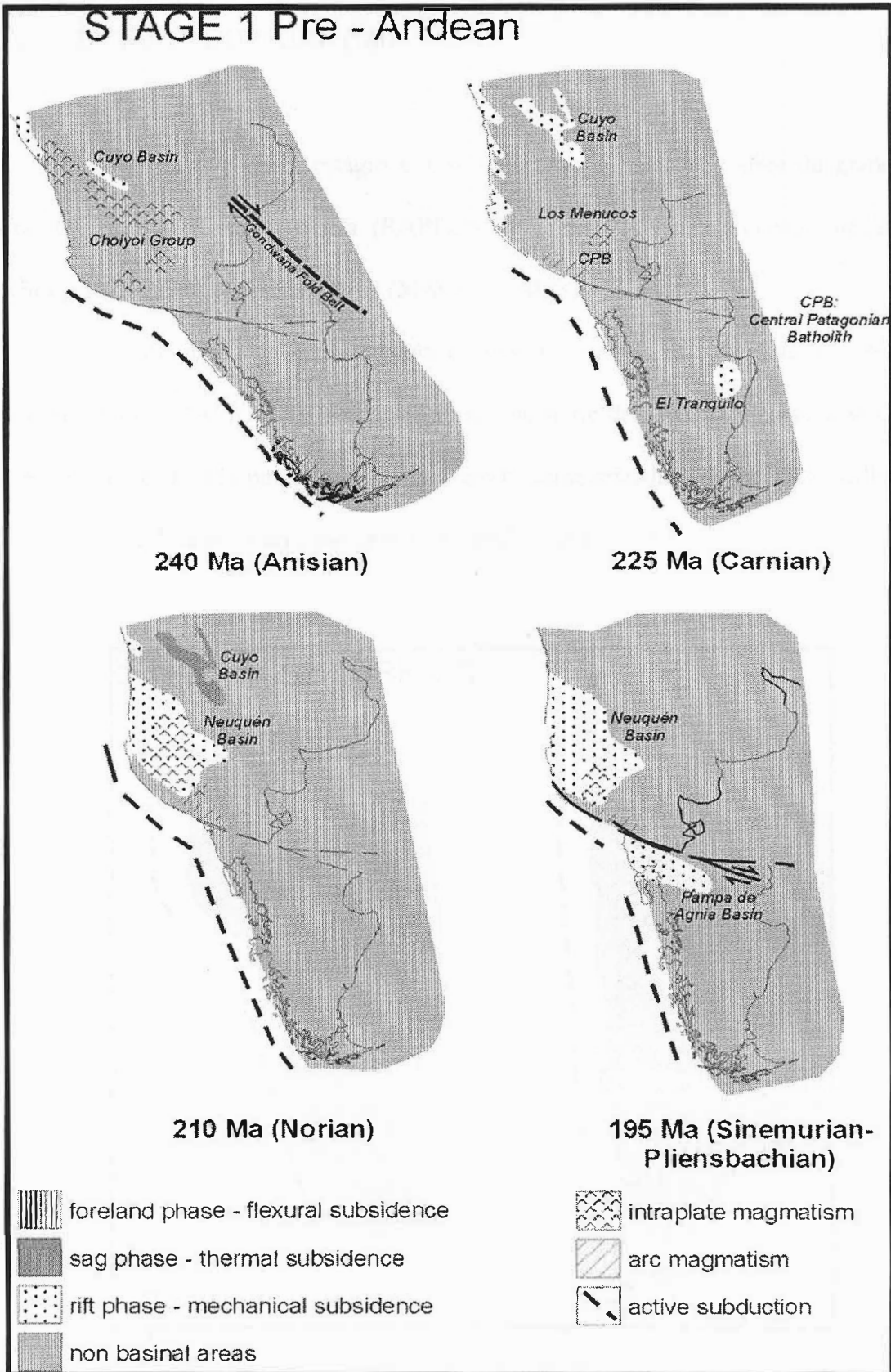


Figura 12: Reconstrução paleogeográfica do sul da América do Sul, mostrando os elementos tectônicos e os estágios de evolução das bacias sedimentares durante o estágio pré-Andino. Fonte: FRANZESE et al. (2003).

2.6.2 ESTÁGIO DE RUPTURA (180 - 165 MA)

O elemento chave deste estágio é a reconfiguração paleogeográfica da grande falha destal transformante da patagônia (RAPELA *et al.*, 1991), cujo processo mecânico foi dirigido pelo efeito da pluma de Karoo (MACDONALD *et al.*, 2003).

O desenvolvimento do arco magmático andino começou na patagônia, no começo do Jurássico Inferior (RAMOS, 1976). Nesta época, ao norte dessa região, a bacia de Cuyo foi tectonicamente reativada por um novo rifte, sendo caracterizada por depósitos sedimentares continentais com fluxos de lava básica (LEGARRETA *et al.*, 1993).

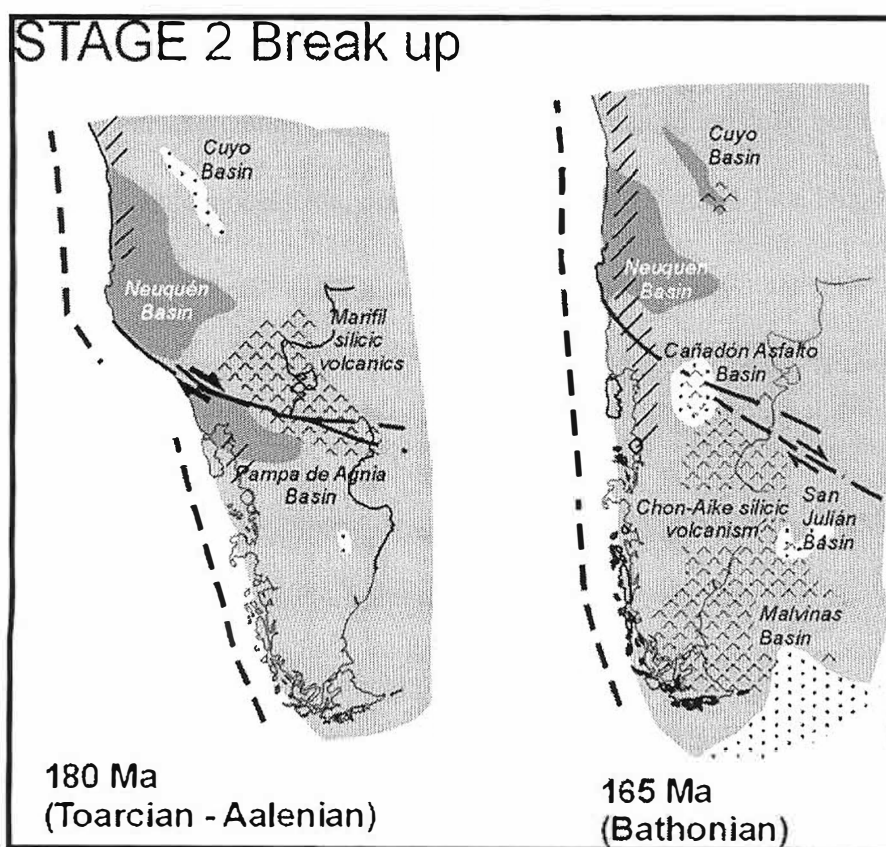


Figura 13: Reconstrução paleogeográfica na evolução do estágio de ruptura. Legenda como na Figura 12. Fonte: FRANZESE *et al.* (2003).

2.6.3 FASE EXTENSIONAL DE RETRO-ARCO E DESENVOLVIMENTO COMPLETO DO ARCO MAGMÁTICO ANDINO (150 - 135 MA)

O arco magmático andino se desenvolveu quase por completo no Jurássico Superior (Figura 14), no qual foi definida a reconstrução paleogeográfica da patagônia, quando enfim cessou a atividade da falha transformante intracontinental.

A extensão regional devida à abertura do oceano Atlântico controlou o desenvolvimento das bacias localizadas no interior do continente, sobretudo naquelas mais próximas ao arco magmático Andino, reativando depocentros pré-existentes e originando alguns novos, como o da bacia de São Jorge (FITZGERALD *et al.*, 1990) (Figura 14).

As atuais bacias intracontinentais, como por exemplo: Canãdon Asfalto, San Julian, San Jorge e Cuyo estão caracterizadas por subsidência mecânica, deposição continental fluvial e lacustre e alto influxo vulcanoclástico, ocorridos nesta fase. (Figuras 14 e 16).

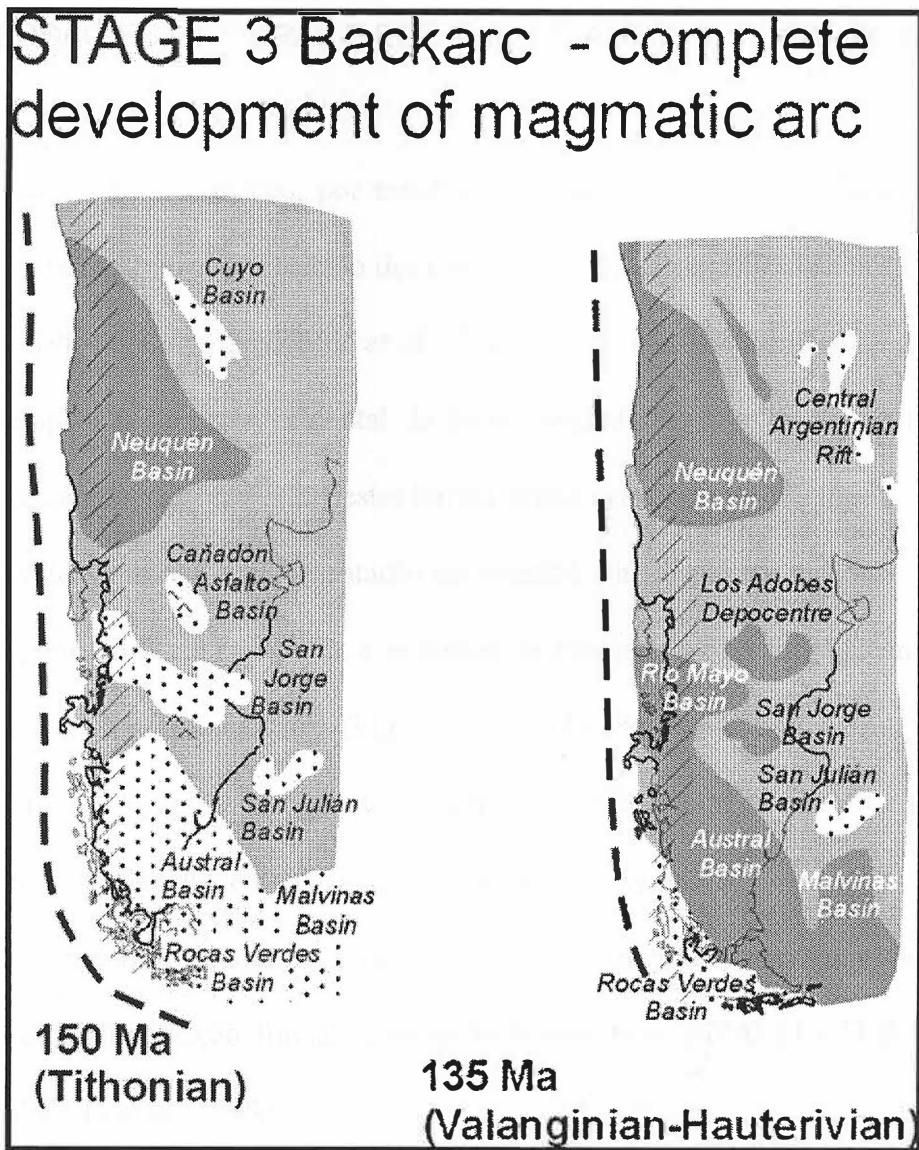


Figura 14: *Reconstrução paleogeográfica da evolução da fase extensional de retro-arco e desenvolvimento completo do arco magmático. Legenda como na Figura 12. Fonte: FRANZESE et al. (2003).*

2.6.4 INVERSÃO ESTRUTURAL E ESTÁGIO DE ANTEPAÍIS (120 - 75 MA)

Em meados do Eocretáceo, por causa da abertura do oceano Atlântico, o tectonismo compressivo andino causou a inversão das estruturas geológicas pré-existentes (MPODOZIS, & RAMOS, 1989 *apud* FRANZESE *et al.*, 2003, p.87), iniciando uma fase de antepaís na bacia de Neuquén e na parte ocidental da bacia Austral (Figuras 15 e 16). Este processo resultou no fechamento da conexão destas bacias com o oceano proto-Pacífico.

No fim do Cretáceo, a sedimentação continental atingiu grande extensão na Argentina central e na parte norte da Patagônia, e as bacias de Neuquén e San Jorge foram integradas a um mesmo, e gigante, depocentro (Figuras 15 e 16). Por volta de 75 Ma, ocorreu uma transgressão marinha geral e os depósitos marinhos rasos cobriram grandes áreas no centro da Argentina, no norte da Patagônia e na bacia de Neuquén (Figura 15)

O rifte argentino central e a bacia de Cuyo experimentaram uma fase *sag*, com predomínio de sedimentação fluvial, durante toda essa fase. (SPALLETTI & FRANZESE, 1996; SPALLETTI *et al.*, 1999).

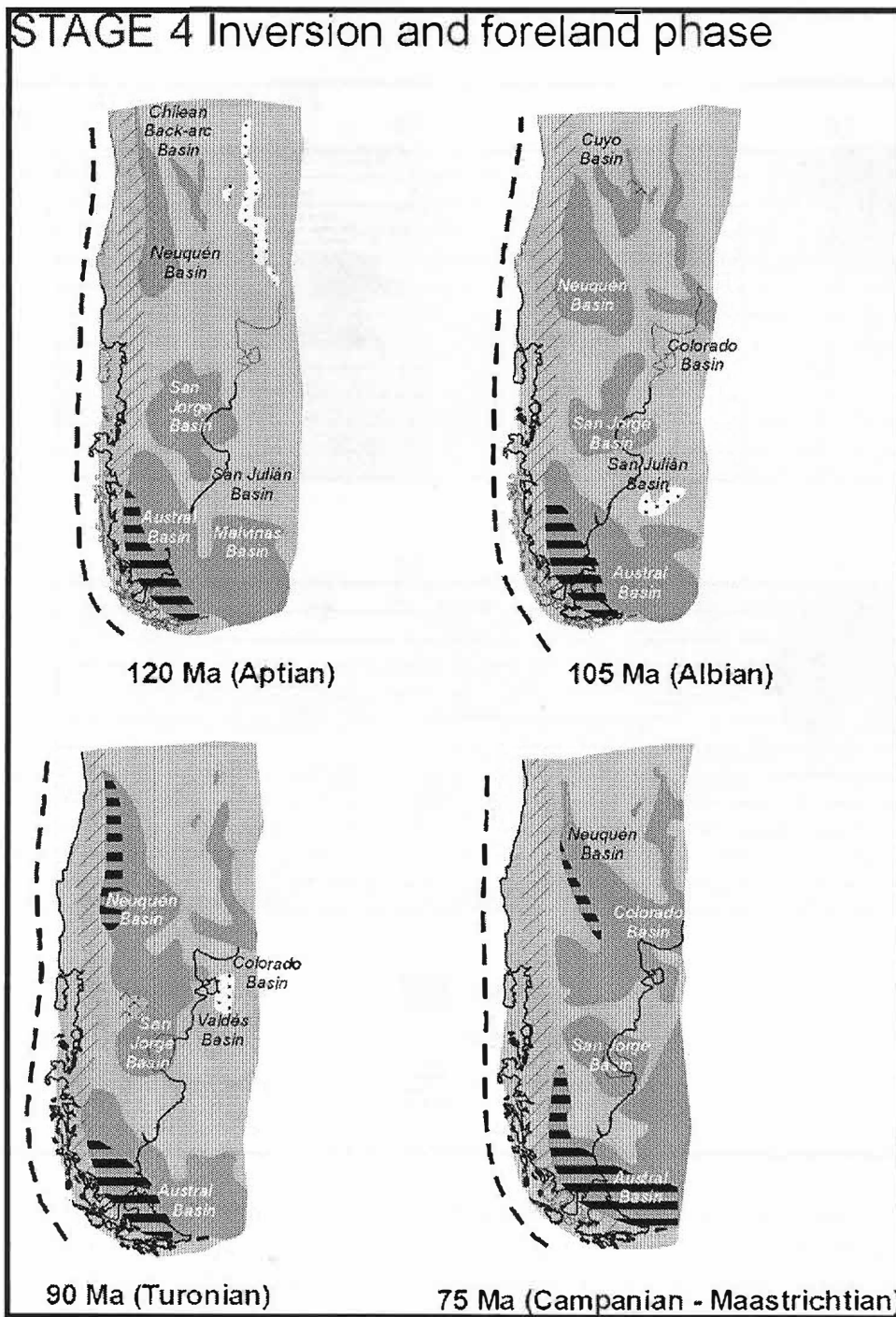


Figura 15: Reconstrução paleogeográfica da fase de inversão estrutural e estágio de antepaís.
 Fonte: FRANZESE et al. (2003).

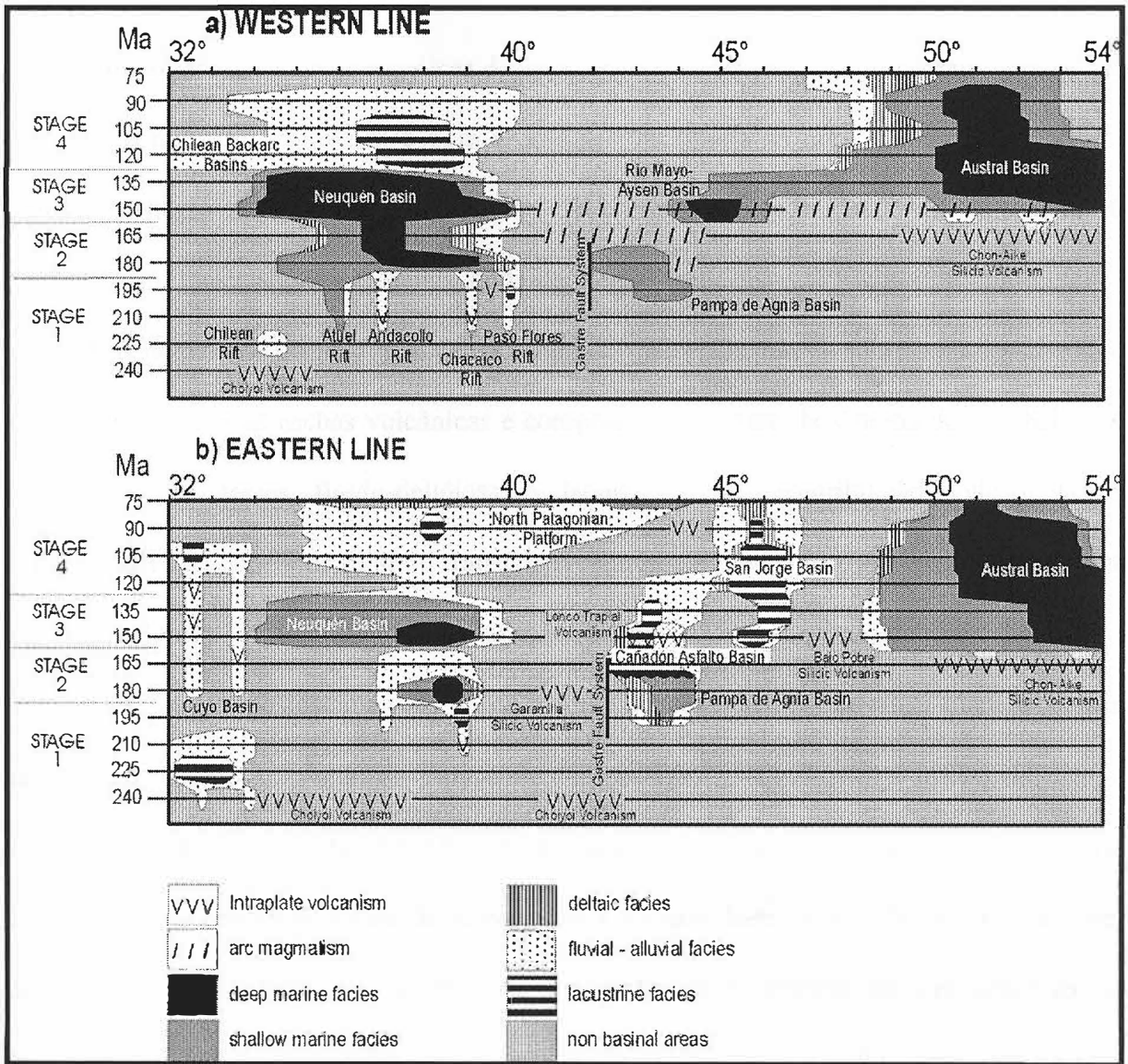


Figura 16: Carta crono-ambiental da parte austral da América do Sul, ilustrando a distribuição temporal e espacial dos sistemas deposicionais e dos eventos magmáticos. (a) Carta crono-ambiental da parte oeste, ao longo de 70°30'W. (b) Carta crono-ambiental na parte leste ao longo de 69°W. Fonte: FRANZESE et al. (2003).

2.7 Interação entre Tectonismo, Magmatismo e Sedimentação

A maioria das bacias mesozóicas da parte austral da América do Sul foram geradas pela extensão continental intraplaca e pela extensão relacionada ao arco magmático andino. O primeiro estágio de desenvolvimento do preenchimento sedimentar dessas bacias foi dominado por fácies aluviais, fluviais, deltaicas e lacustres (240 – 195 Ma).

Os depósitos de leque aluvial depositaram-se discordantemente sobre o embasamento do Paleozóico e sobre as rochas vulcânicas e compreendem o trato de sistema de mar baixo. As associações de fácies fluvio-deltáicas e lacustres, com contribuição vulcanoclástica, compreendem os depósitos de trato transgressivo, que culminam com deposição de folhelhos negros, incluindo a superfície de inundação máxima. Os depósitos lacustres oxidados e fluviais de alta sinuosidade representam o trato de sistema de mar alto, quando o fluxo sedimentar superou a criação do espaço de acomodação. Durante a fase inicial do rifte, os depósitos sedimentares do TSMB foram controlados por processos tectônicos, que influenciaram diretamente a taxa de subsidência e a quantidade e o tipo de material das áreas da fonte. Estes sedimentos foram derivados principalmente da margem ativa ocidental da sub-bacia de Cacheuta. Por outro lado, os depósitos sedimentares do trato transgressivo apresentam uma contribuição vulcanoclástica elevada, sugerindo uma significativa atividade vulcânica durante essa fase de desenvolvimento da bacia. A presença de um pacote espesso de rochas vulcanoclásticas associadas com sedimentos de grão fino na parte basal do trato transgressivo, sugere que os depósitos vulcânicos atuaram como barreiras aos sedimentos fluviais de grão grosso. Isto não é observado em partes superiores do pacote sedimentar, indicando uma atividade vulcânica decrescente e o restabelecimento do sistema fluvial.

A sedimentação nos depósitos superiores do trato transgressivo e durante todo o trato de mar alto refletem o domínio do fornecimento de sedimentos das áreas fontes sobre a criação do espaço de acomodação, o que reflete a existência de um grande aporte sedimentar.

As fácies de mar raso ficaram restritas as áreas próximas à margem do proto-Pacífico. Um complexo sistema de subsidência termal seguiu-se a esse estágio (180 – 135 Ma), especialmente nas grandes bacias, as quais possuem alteração no registro sedimentar. Os sistemas deposicionais foram predominantemente marinhos, e o empilhamento das seqüências mostra ciclos transgressivos e regressivos comuns, com variações de magnitude regionais e temporais.

A subsidência na fase *sag* foi freqüentemente perturbada por reativação tectônica, relacionada à mudança do campo de esforços devido ao crescimento do arco magmático andino. Em algumas dessas bacias, como a de Cuyo, a reativação tectônica produziu novos rifteamentos superpostos o que ocasionou mudança na distribuição regional dos sistemas deposicionais.

O estágio de antepaís esteve associado à inversão estrutural no Cretáceo, devido ao regime compressional da margem andina. Essa fase causou significantes variações na forma das bacias andinas, e em todas elas destacou-se a migração dos depocentros para leste. A abertura do Atlântico se desenvolveu conjuntamente a este processo e, ao fim desse estágio, ocorreu a primeira transgressão atlântica, que cobriu grandes áreas na Patagônia e na parte Centro-Oeste da Argentina. O levantamento andino inicial favoreceu a progradação de grandes sistemas flúvio-deltaicos sobre as fácies dos depocentros localizados a leste dos Andes (Figura 16).

A passagem entre o estágio Pré-andino e a ruptura no início Jurássico foi marcada pela mudança da subsidência mecânica para subsidência termal nas bacias pré-andinas. Esta

mudança favoreceu a integração de vários depocentros isolados e produziu a primeira evidência de sedimentação marinha (Figura 16).

A transição entre o estágio de ruptura e o estágio de antepaís, com o completo desenvolvimento do arco magmático andino no Jurássico Superior, foi caracterizado pelo alargamento das bacias e pela máxima expansão dos sistemas marinhos, entretanto, as bacias localizadas no lado oriental dos Andes, como a de Cuyo, ficaram isoladas do oceano Pacífico, e os pequenos depocentros foram totalmente invertidos.

2.8 Sistemas Petrolíferos

Cuyo é uma bacia continental, formada por fossas estruturais longitudinais, de relevo alto e fundo irregular, preenchida por depósitos fundamentalmente de origem piroclástica. Esta bacia pode ser dividida em duas sub-bacias: Cacheuta (ou Cuyana) e Ischigualasto, sendo sua coluna estratigráfica fortemente deformada pelos efeitos tectônicos da orogenia andina. As formações produtoras desta bacia podem ser ordenadas de acordo com seu volume acumulado de petróleo extraído da seguinte forma: Formação Barrancas (58%), Formação Papagayos (19%), Formação Rio Blanco (13%), Formação Potrerillos (5%), Formação Las Cabras (4%) e outras Formações (1%). O petróleo da bacia de Cuyo é originário quase que totalmente da sub-bacia Cacheuta. No entanto, também se atribui uma capacidade petróleo-genética à Formação Las Cabras, aos folhelhos negros da Formação Potrerillos e também à sedimentos carboníferos.

2.8.1 ROCHAS GERADORAS

A presença de sistemas lacustres através da deposição Triássica favoreceu a produtividade orgânica e sua preservação. O principal intervalo de rocha geradora da bacia de Cuyo é a Formação Cacheuta. Outros membros menos espessos e menos ricos em matéria orgânica também ocorrem nas Formações Las Cabras, Potrerillos e Rio Blanco. A área que representa a melhor cozinha de hidrocarbonetos na bacia é aquela próxima a La Pilona, Tupungato, Piedras Coloradas e Chañares Herrados, por causa de sua espessura, seus folhelhos ricos em matéria orgânica e sua história térmica adequada (CHEBLI *et al.*, 1984; JORDAN & ORTIZ, 1987). A região próxima a Vizcacheras e Rivadavia são menos favoráveis por causa de sua espessura reduzida e seu baixo nível de maturidade orgânica.

Com base em modelos geotérmicos de poços calibrados com dados de maturidade e temperatura (JONES *et al.*, 1999) pode-se estimar que a geração de petróleo de Potrerillos/Cacheuta é tardia, sendo que as melhores cozinhas geradoras se restringem às maiores depressões, como a de Tupungato e Jaguel la Esperanza, que podem ser vistas na figura 17.

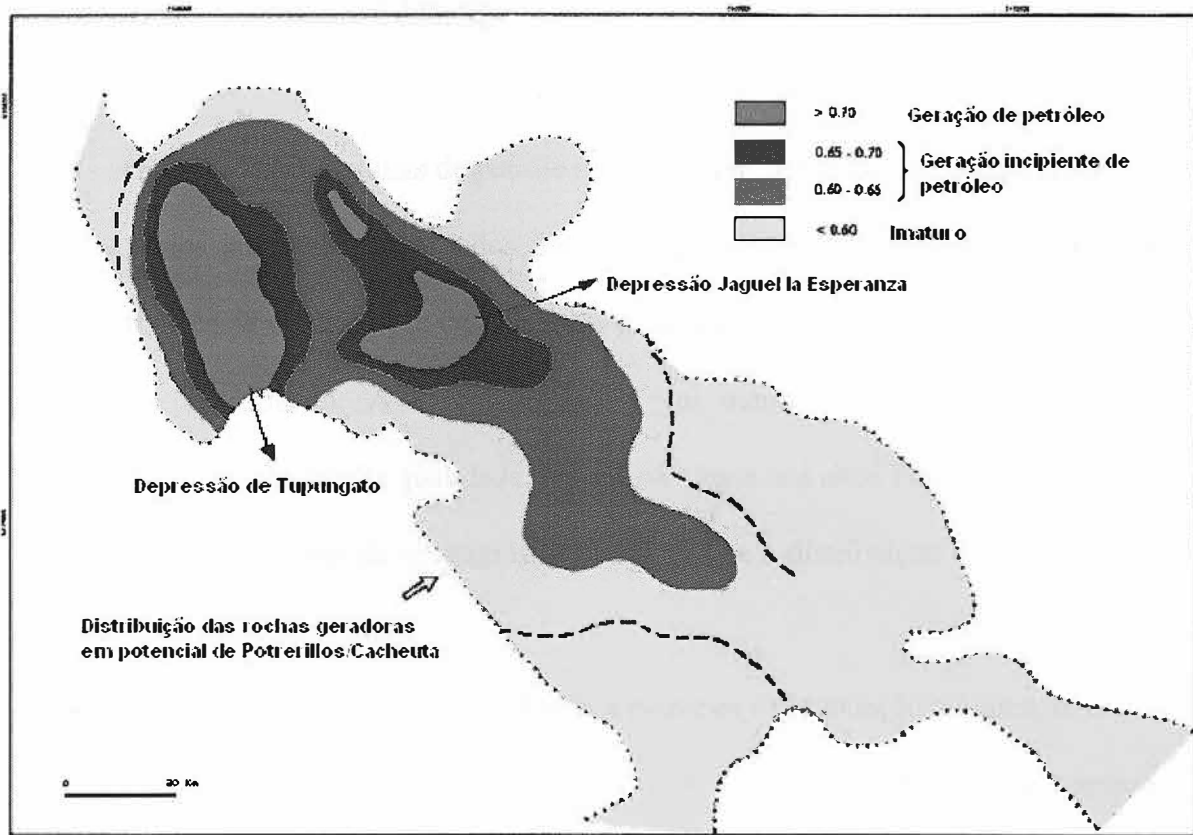


Figura 17: Mapa de maturidade da bacia de Cuyo onde é possível observar a distribuição das rochas geradoras em potencial. Fonte: JONES *et al.* (1999).

Comparações da distribuição de litofácies e o padrão de falhas mostram que as falhas listricas criaram depósitos adjacentes ao plano de falha, o que ajudou na preservação de fácies lacustres sob condições euxínicas. Durante o alto eustático lacustre, o influxo clástico foi reduzido e ocorreu uma sedimentação orgânica persistente nos lados do bloco abatido dos meio-grábens. O soterramento por uma espessa sucessão Cenozóica maturou os folhelhos lacustres e carregou os reservatórios Mesozóicos (CHEBLI *et al.*, 1984; JORDAN & ORTIZ, 1987; ROSSO *et al.*, 1987).

2.8.2 ROCHAS RESERVATÓRIOS

As acumulações comerciais de petróleo na bacia de Cuyo estão contidas em sua maioria em reservatórios areníticos depositados por sistemas fluviais. Reconstruções estratigráficas sugerem a existência de uma rede de drenagem dominada por grandes distribuidores paralelos ao eixo do meio-gráben. A drenagem lateral foi menos importante na produção de reservatórios areníticos de alta qualidade. Locais próximos aos altos Paleocênicos causaram a preservação de uma seqüência estratigráfica condensada e a distribuição de arenitos de baixa qualidade.

A sedimentação por suspensão, atribuída a planícies de inundação máxima, em níveis de trato de sistema de mar alto, dominaram as margens de depressões sin-sedimentares. A qualidade dos reservatórios foi severamente reduzida, ou deixou de existir, ao longo das margens dos meio-grábens onde a sucessão Mesozóica é mais estreita. Este tipo de padrão deposicional é observado nas Formações Potrerillos, Rio Blanco, Barrancas e Papagayos, que são os intervalos mais produtivos da área.

2.8.3 MIGRAÇÃO

As principais vias de migração estão associadas aos sistemas de falhas do rifte inicial, algumas reativadas durante a compressão andina, que atuaram como condutores entre a rocha geradora e os distintos reservatórios da bacia, sendo que as principais rochas transportadoras são da Formação Barrancas. Desta maneira foram preenchidos os reservatórios localizados nos eixos oriental e ocidental da bacia. Este modelo de migração é apresentado na figura 18.

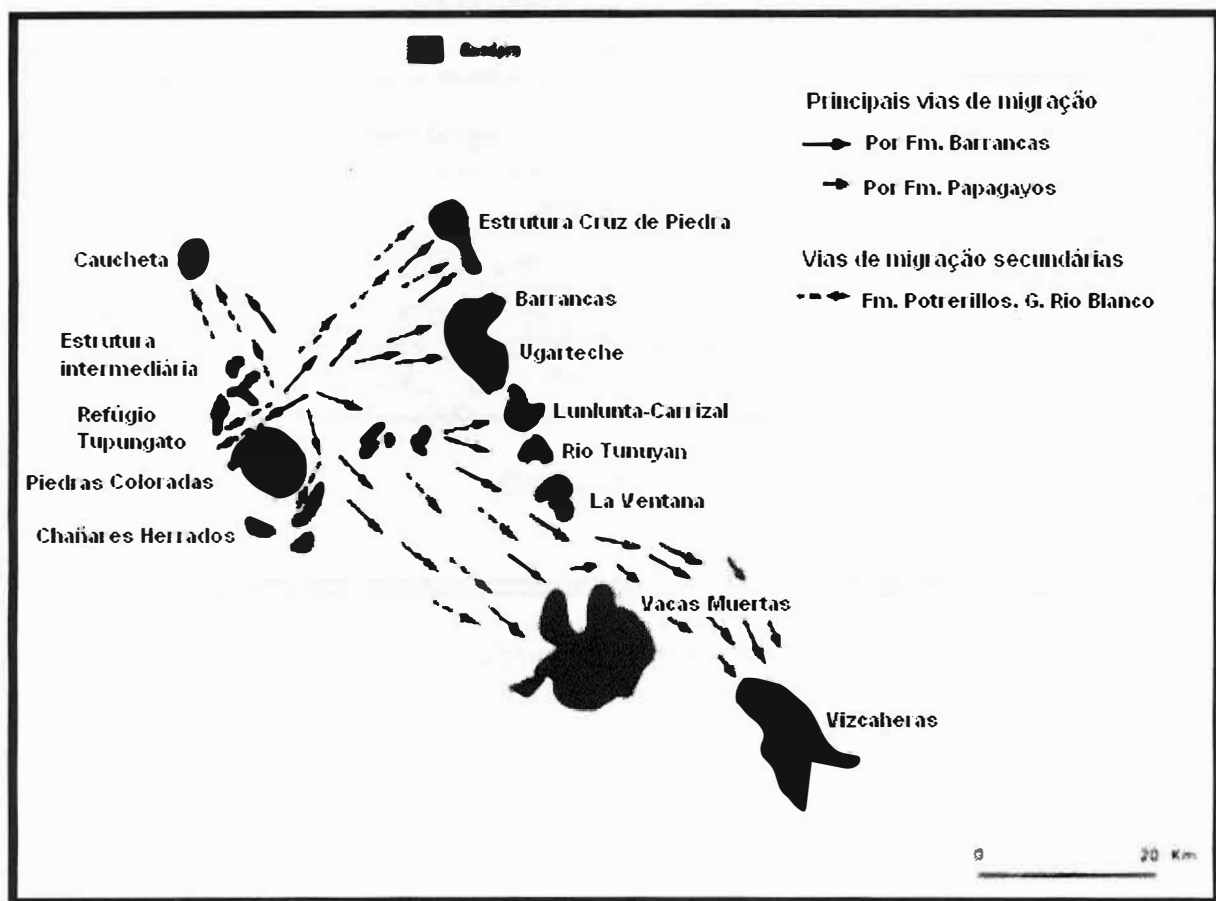


Figura 18: Modelo do principal tipo de migração de hidrocarbonetos ocorrido na bacia de Cuyo. Fonte: JONES et al. (1999).

Com respeito às vias de migração relacionadas à acumulação Vizcacheras, se infere que o petróleo, após alcançar a Formação Barrancas, migrou para os níveis arenosos e conglomeráticos do conjunto de seqüências Papagayos/Divisadero Largo, através da denominada janela de El Zampal onde, devido à ausência dos basaltos da Formação Punta de las Bardas, as Formações Barrancas e Papagayos se põem em contato. Este esquema de migração é apresentado na figura 19.

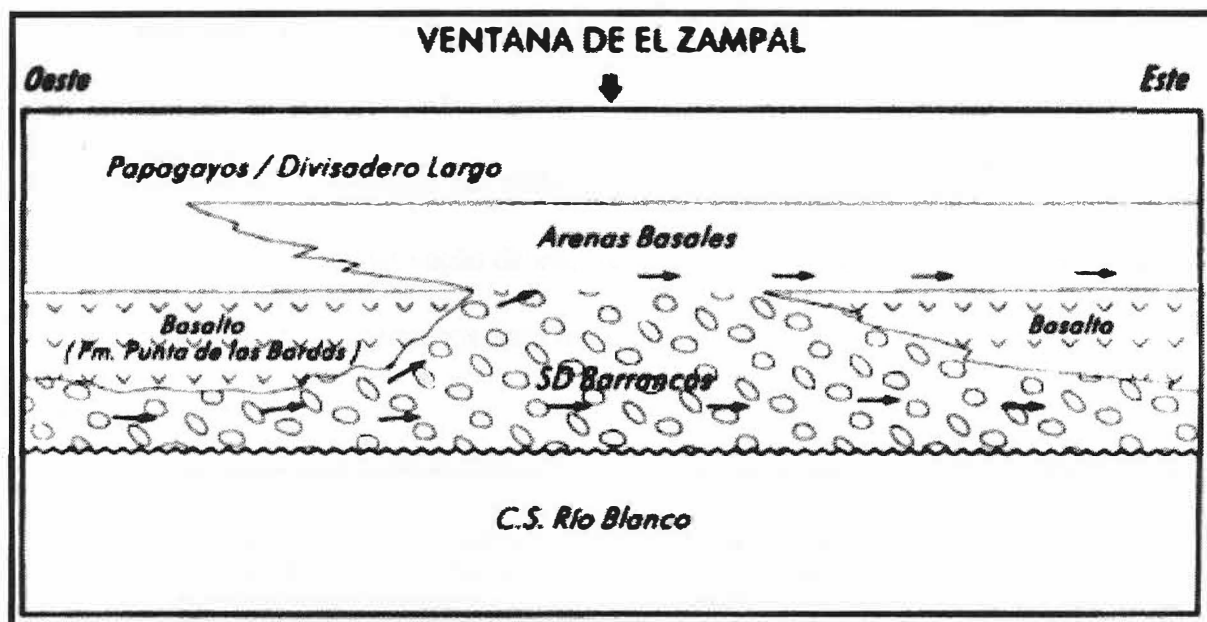


Figura 19: Esquema de migração El Zampal. Conceito gráfico para explicar a acumulação de petróleo na Formação Papagayos das jazidas Vizcacheras. Fonte: JONES et al. (1999).

2.8.4 TRAPAS

As observações de seções sísmicas (DELLAPÉ & HEGEDUS, 1995) indicam que as trapas das formações portadoras de petróleo estão associadas em grau variável às falhas listricas normais, que controlaram a espessura deposicional.

As estruturas produtivas estão relacionadas à inversão de processos, que produziu as culminações estruturais e anticlinais de eixo inclinado, e com os blocos da bacia que tinham estratigrafia favorável, como reservatórios com acesso às rochas geradoras. Isto ocorre nos campos Tupungato, Piedras Coloradas e Chañares Herrados. Na figura 20 pode-se observar uma seção geológica da região.

Em vários campos os fechamentos parecem ser relacionados com zonas de transferência do sistema de falhas antitéticas, acrescido de condensação estratigráfica e de reservatórios acunhados (*pinch outs*) ao longo dos flancos dos meio-grábens mais antigos (Vizcacheras).

Algumas das acumulações estão associadas com culminações produzidas por zonas de transferências que conectam grábens com polaridades opostas. Nestas posições, as trapas coincidem com cunhas limitadas por falhas reversas (estruturas “pop-up”). Por causa dessas feições desenvolvidas por reativação de estruturas que foram elevadas, o desenvolvimento de reservatórios foi restrito a pequenos intervalos específicos (campos Barrancas, La Ventana e Vacas Muertas).

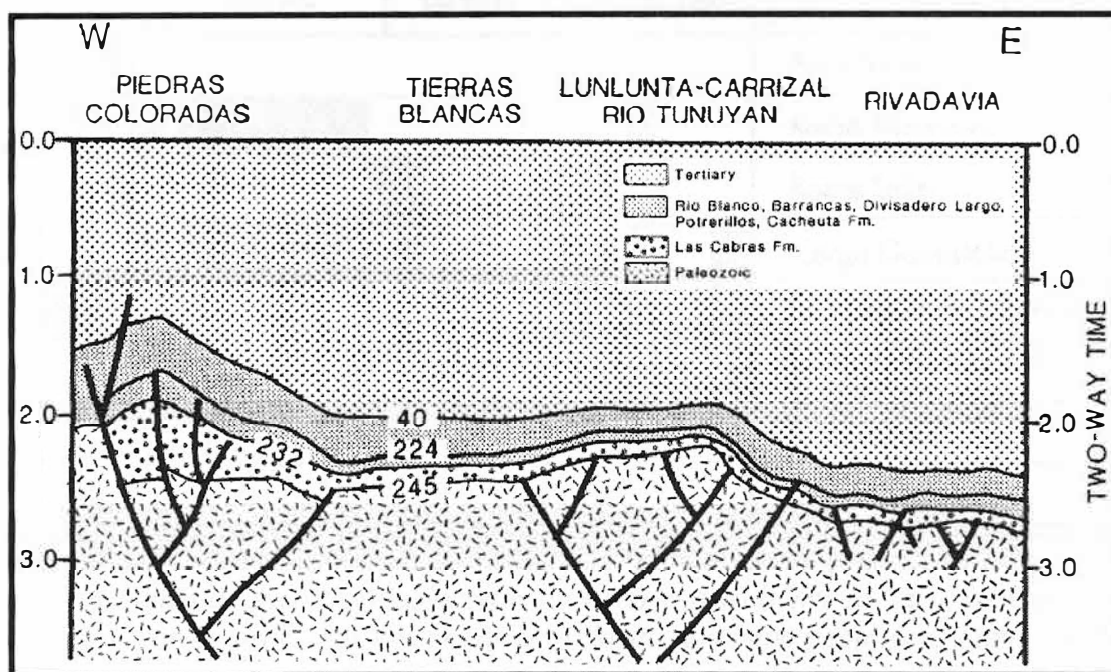


Figura 20: Seção geológica com orientação Oeste-Leste onde é possível observar a inversão tectônica na parte oeste. Os números nos contatos são anos, em milhões. Fonte: DELLAPÉ & HEGEDUS (1995).

2.8.5 GRÁFICO DE EVENTOS

O gráfico dos eventos dos sistemas petrolíferos, apresentado na figura 21, mostra os elementos e processos essenciais em relação ao tempo geológico. Os hidrocarbonetos se originaram partir dos sistemas lacustres do conjunto de seqüências Potrerillos/Cacheuta de idade Triássica, e se acumularam em reservatórios clásticos continentais de idade Triássica,

Jurássica e Paleogena. As rochas selantes são constituídas por rochas vulcânicas da Formação Punta de las Bardas e os níveis pelíticos presentes nas distintas formações.

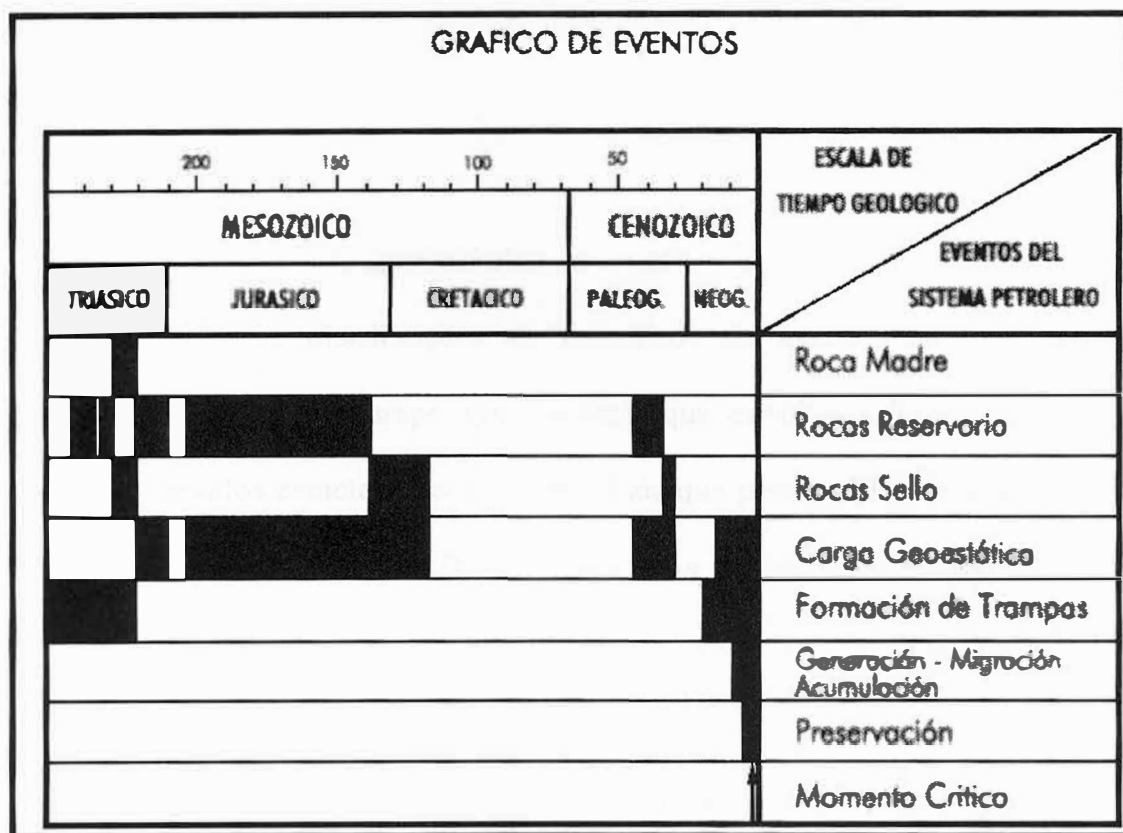


Figura 21: Gráfico de eventos relacionados ao sistema petrolífero da bacia de Cuyo, onde é possível observar os processos essenciais em relação ao tempo geológico. Fonte: JONES et al. (1999).

A carga litostática sobre as rochas geradoras incluem rochas sedimentares e vulcânicas que vão desde o Triássico até o Neoceno. A formação das trapas se iniciou ainda na etapa do sinrifte Triássico e terminou durante a etapa compressiva andina no Neogeno.

A reconstrução do soterramento e história térmica indicam que a geração, migração e acumulação ocorreram desde o Neoceno Superior, e se estima que continua até o presente.

3 MÉTODO GRAVIMÉTRICO

3.1 Introdução

A aplicação do método gravimétrico ao estudo da subsuperfície terrestre baseia-se no fato de diferentes distribuições de densidade de massa abaixo da superfície provocarem distorções no campo gravitacional que envolve a Terra. Várias rochas apresentam intervalos característicos de densidade que podem diferir das densidades de materiais adjacentes no subsolo. Dessa forma, uma anomalia no campo gravitacional pode ser relacionada a uma estrutura geológica, por exemplo, um domo de sal ou outro diápero, que seja limitada horizontalmente.

O método gravimétrico foi utilizado pela primeira vez na exploração petrolífera com o objetivo de localizar domos de sal na costa do Golfo dos Estados Unidos e México por volta de 1924 e posteriormente para encontrar estruturas anticlinais no interior do continente. Até hoje, alguns tipos de estruturas nas quais os hidrocarbonetos estão retidos apresentam um contraste tão grande de densidade com respeito às formações circunvizinhas que os dados gravimétricos separadamente podem indicar onde perfurar para a retirada do óleo.

Muitas das investigações realizadas na área de exploração de petróleo têm o objetivo de reconhecer áreas extensas, que não foram exploradas anteriormente. Como a maioria das rochas sedimentares é menos densa que as rochas do embasamento (ígneas e metamórficas), o contraste de densidades possibilita o mapeamento dos limites de uma bacia sedimentar e a determinação aproximada de sua distribuição de espessuras. O grande intervalo de densidades observado nas rochas sedimentares é devido principalmente a variações de porosidade

(TELFORD *et al.*, 1990). A natureza dos fluidos que estão nos poros também afeta a densidade dos corpos rochosos. Além disso, a densidade das rochas sedimentares depende da idade da rocha, do seu histórico e da profundidade de soterramento e em geral, cresce com a profundidade e o tempo.

Apesar de ser uma técnica cara, a gravimetria é ainda consideravelmente mais barata que a técnica de reflexão sísmica e em um mesmo levantamento, ambas podem ser utilizadas, agregando mais informações ao estudo feito.

3.2 Fundamentos

O embasamento teórico da técnica de gravimetria tem sua origem na Lei de Newton da Atração Gravitacional (HALLIDAY *et al.*, 2006). De acordo com essa lei, dois corpos de massas m_1 e m_2 que possam ser aproximados como pontuais e estejam separados de uma distância r sofrem uma força atrativa

$$\vec{F} = \frac{Gm_1m_2}{r^2} \hat{r},$$

onde G é a constante gravitacional universal e \hat{r} é o vetor unitário que indica a direção da força (veja a Figura 22). A constante G é igual a $6,67 \times 10^{-11} \text{ m}^3/\text{kg s}^2$ no sistema internacional SI e $6,67 \times 10^{-8} \text{ cm}^3/\text{g s}^2$ no sistema cgs; foi determinada por Cavendish.

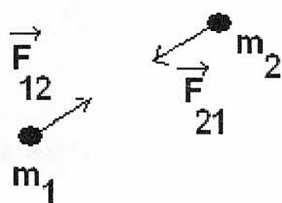


Figura 22 – Duas massas que interagem pela ação da força da gravidade. Os vetores acima são as forças agindo nas massas e os vetores unitários \hat{r}_{12} e \hat{r}_{21} , que estão na linha que une as massas, definem o sentido e direção dessas forças.

Pela segunda lei de Newton, a força resultante agindo em uma partícula de massa m é igual à sua massa multiplicada pela aceleração impressa nela, ou seja,

$$\vec{F} = m\vec{a}.$$

Logo, a aceleração da massa 1 decorrente da ação de \vec{F} é

$$\vec{a} = \frac{\vec{F}}{m_1} = \frac{Gm_2}{r^2} \hat{r}.$$

No Sistema Internacional (SI), a dimensão da aceleração é metros por segundo ao quadrado (m/s^2) enquanto no sistema cgs é o centímetro por segundo ao quadrado (cm/s^2), também conhecida como o Gal em homenagem ao físico Galileu Galilei.

Corpos esféricos completamente homogêneos do ponto de vista da densidade ou formados por camadas esféricas homogêneas exercem atração equivalente a que seria exercida se toda a sua massa estivesse concentrada no seu centro (LUIZ *et al.*, 1995). Logo, em uma primeira aproximação, a massa da Terra pode ser considerada como se estivesse concentrada no seu centro e os corpos colocados na proximidade da superfície terrestre são atraídos pela *aceleração da gravidade* \vec{a}_g

$$\vec{a}_g = \frac{GM_e}{R^2} \hat{r},$$

onde M_e é a massa da Terra e R a distância entre o centro de massa do corpo que está sendo atraído e o centro da Terra. Se o corpo encontra-se na superfície, R é o raio da Terra.

A aceleração da gravidade terrestre na superfície tem o valor aproximado de 980 Gals enquanto que em levantamentos gravimétricos são medidas diferenças de aceleração que são dez milionésimos desse valor. Logo, a literatura da geofísica geralmente expressa a atração gravitacional em unidades de mGal ($1 \text{ mGal} = 10^{-3} \text{ Gal}$). A conversão de cgs para SI é $1 \text{ mGal} = 10^{-5} \text{ m/s}^2$.

Tanto a força de atração como a aceleração são quantidades vetoriais que definem o campo gravitacional. A análise desse campo pode ser simplificada utilizando-se o conceito de potencial. O potencial em um ponto é definido como o trabalho necessário para mover pelo campo gravitacional uma massa unitária de um ponto de referência (por exemplo, um ponto no infinito) para o ponto de interesse. Utilizando a definição acima, na presença de uma partícula de massa m_1 (no nosso caso a Terra) fixa na origem de um sistema de coordenadas, o potencial gravimétrico com o ponto de referência no infinito é

$$V = \frac{m_1 G}{r}.$$

Campos gravitacionais são conservativos, ou seja, o trabalho é independente do caminho tomado, dependendo somente dos pontos inicial e final da trajetória. Logo, o potencial acima depende somente da distância r do ponto até a fonte (centro da Terra). Ao aplicarmos o operador gradiente ($\nabla A \equiv \frac{\partial A}{\partial x} \hat{i} + \frac{\partial A}{\partial y} \hat{j} + \frac{\partial A}{\partial z} \hat{k}$) a ambos os termos da equação acima, conclui-

se que

$$\vec{a}_g = -\nabla V.$$

Geralmente é mais simples resolver problemas envolvendo o campo gravitacional pelo cálculo da função escalar V e então obter o vetor aceleração gravitacional \vec{a}_g pela equação acima. Além disso, qualquer superfície em que o potencial é uma constante é denominada superfície equipotencial e por definição, o trabalho para se mover qualquer partícula sobre essa superfície é nulo.

A teoria exposta acima é aplicável somente no caso de uma fonte com dimensões muito menores que a distância r . Caso contrário, divide-se a massa da fonte em pequenos elementos infinitesimais e calcula-se a soma vetorial da aceleração gravitacional ou o potencial resultante em um ponto de observação P fora da fonte devido a cada elemento.

3.3 O campo gravitacional da Terra

Como comentado anteriormente, se a Terra fosse constituída de cascas esféricas homogêneas, a atração gravitacional na superfície seria a mesma em todos os pontos. No entanto, a Terra é esferoidal (achatada nos pólos) e apresenta irregularidades em densidade que podem se estender em profundidade até a base da crosta terrestre. Além disso, devido ao seu movimento de rotação e ao nosso referencial de observação, corpos constituintes da Terra estão sujeitos a uma força centrífuga (LUIZ *et al.*, 1995). Esta força cresce com o raio de rotação do corpo e a velocidade de rotação do planeta. Portanto, um corpo localizado na superfície fica sujeito às acelerações gravitacional e centrífuga. Enquanto a aceleração gravitacional é orientada para o centro da Terra, a centrífuga tem uma componente em sentido contrário, tem módulo bem menor que a primeira, alcança seu máximo no Equador (cerca de $3,4 \text{ cm/s}^2$) e é zero nos pólos. A

aceleração resultante da soma vetorial dessas duas grandezas é denominada *gravidade* e recebe o símbolo \vec{g} . Em aquisições de dados gravimétricos, mede-se a componente desse vetor na direção vertical ou z.

A magnitude da gravidade depende de alguns fatores como a latitude do ponto de observação, elevação, topografia da área, marés e variações de densidade dos corpos em subsuperfície (DOBRIN, 1976). Na prospecção gravimétrica, o interesse está em anomalias devidas ao último fator e essas são geralmente muito maiores que as devidas à latitude e elevação e menores que anomalias devido às marés e efeitos topográficos.

Como a gravidade depende da localização do ponto na superfície, as equipotenciais ao redor do planeta são suaves, mas irregulares. Uma superfície equipotencial de interesse é o geóide, superfície descrita pelo nível médio dos mares, aproximadamente esferoidal e achatada nos pólos, também conhecida como a forma da Terra. Em áreas emersas, considera-se que a geóide está no nível do mar em um canal imaginário ligando os oceanos. A forma dessa equipotencial é influenciada pelas estruturas em subsuperfície; seu nível se eleva sobre áreas com excesso de massa (por exemplo, corpos de alta densidade) e há uma depressão sobre áreas com deficiência de massa (vales ou corpos de baixa densidade), como esboçado na figura 23.

Devido à complexidade da variação da densidade em subsuperfície, uma superfície mais simples e suave que a geóide é usada como referência. Essa é a superfície que iria revestir um planeta de densidade uniforme em rotação. Por causa da competição entre a força da gravidade e forças conseqüentes da rotação, essa tem aproximadamente a forma de uma elipse de revolução e, portanto foi denominada *elipsóide de referência*. As diferenças de altitude entre o geóide e o elipsóide não excedem 100 m em qualquer parte do globo terrestre (KAHN, 1983 *apud* TELFORD *et al.*, 1990).

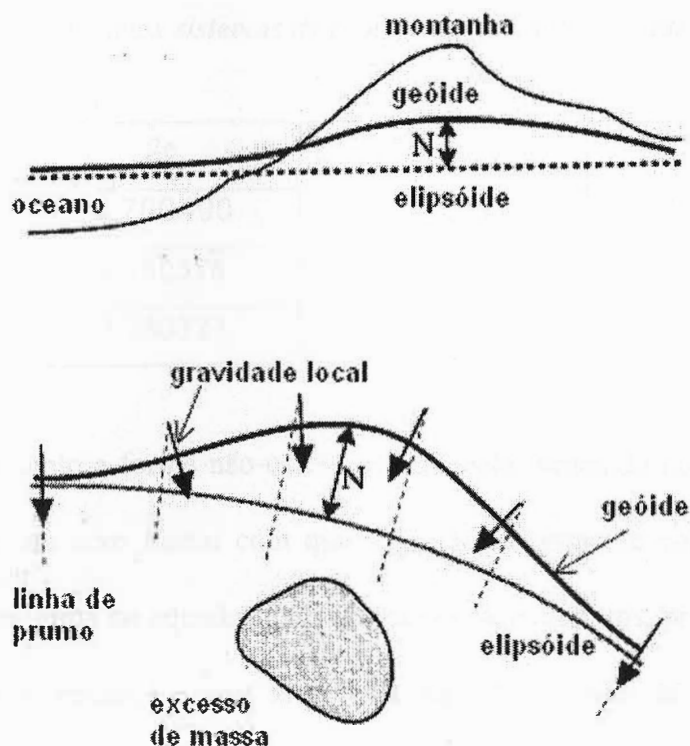


Figura 23 – Figuras ilustrando que nas regiões onde existem variações locais de massa, as diferenças entre o geóide e o elipsóide são maiores. Fonte: modificada de LOWRIE, (1997).

A fórmula da gravidade no elipsóide de referência é

$$g_0 = g_e (1 + \alpha \text{sen}^2 \lambda + \beta \text{sen}^2 2\lambda)$$

onde g_e é a gravidade no equador, λ é a latitude, e α e β são constantes que dependem do achatamento polar e da aceleração centrífuga terrestre. O elipsóide é definido e revisado por meio de acordos internacionais pela Associação Internacional de Geodésia (IAG) e União Internacional de Geodésia e Geofísica (IUGG). Abaixo está uma tabela com alguns valores aceitos para os parâmetros α e β .

Tabela 1 – *Parâmetros de vários sistemas de referência geodética. Fonte: LOWRIE, (1997).*

Sistema	g_e	α	β
1930	9.780490	0.0052884	-0.0000059
1967	9.780318	0.0053024	-0.0000058
1980	9.780327	0.0053024	-0.0000058

Observa-se que tanto a forma não-esférica do planeta, achatado nos pólos, quanto sua rotação em torno de um eixo fazem com que a gravidade aumente com a latitude, sendo máxima nos pólos e mínima no equador. Isso ocorre por dois motivos: primeiro, a aceleração centrífuga é máxima no equador e zero os pólos e segundo, o valor da aceleração decresce com o aumento do raio do planeta.

3.4 A aquisição de dados na exploração petrolífera

3.4.1 Os gravímetros

A necessidade de precisão em levantamentos gravimétricos é tal que alguns poucos instrumentos no campo da geofísica têm especificações mais rígidas que as exigidas dos instrumentos utilizados em gravimetria. O campo gravitacional da Terra tem valores da ordem de 10^6 gals e muitas anomalias têm o valor máximo de 1 mGal ou menor que esse. Portanto, para se detalhar tais anomalias é necessário precisão de no mínimo 0.05 mGal.

As medidas absolutas de gravidade geralmente são feitas em uma instalação fixa por instrumentos cujo funcionamento envolve o movimento de pêndulos livres ou a queda livre de um corpo. Medidas relativas podem ser feitas de vários modos utilizando-se instrumentos como a balança de torção, o pêndulo e o gravímetro.

O gravímetro é o único instrumento atualmente empregado na exploração petrolífera enquanto os outros dois tipos têm grande importância histórica. Existem dois tipos principais de gravímetros, os estáticos e astáticos. Os gravímetros estáticos contêm um elemento (por exemplo, uma mola) que equilibra a força de gravidade por meio de outra força medida por um deslocamento (linear, angular ou elétrico). Como tal deslocamento é muito pequeno, ele deve ser ampliado por meios elétricos, mecânicos ou ópticos.

Os elementos básicos de um gravímetro estático estão dispostos na figura 24. O comprimento da mola se modifica pela ação da força da gravidade agindo na massa M . Quando a deformação da mola é pequena, a fórmula que relaciona a força restauradora na mola com a força da gravidade em uma situação de equilíbrio é

$$\vec{F} = k(\vec{s} - \vec{s}_0) = M\vec{g}$$

onde s é o comprimento da mola, s_0 é o seu comprimento original e k é a constante de mola.

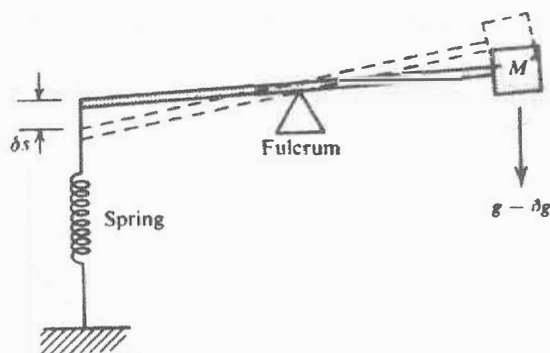


Figura 24 – Princípio básico do gravímetro estático. Fonte: TELFORD et al., (1990).

Logo, a mudança no módulo da força restauradora do instante 1 para o instante 2 de acordo com a figura é igual a

$$\Delta F = m\delta g = k\delta s,$$

ou seja, a mudança na gravidade é proporcional a δs .

Nos gravímetros ostáticos, a força de gravidade é mantida em equilíbrio instável com a força restauradora. A instabilidade ocorre por causa de uma terceira força que intensifica o efeito de qualquer mudança no valor de g com relação ao seu valor de referência, fazendo com que pequenas variações no campo gravimétrico produzam elongações na mola bem superiores às aquelas desenvolvidas nos gravímetros estáticos. Isso proporciona maior sensibilidade a esses gravímetros quando comparados com os estáticos.

O instrumento *LaCoste e Romberg* é um típico gravímetro ostático (veja a figura 25). Qualquer mudança na força de gravidade agindo em uma massa localizada na ponta de uma haste horizontal ligada a uma mola coloca o sistema em movimento e modifica o ângulo haste-mola de forma a acentuar o momento associado com a mudança. Tal acentuação causa a instabilidade necessária para intensificar o efeito de variação da gravidade. Na prática, o movimento da haste é anulado por meio de um parafuso ajustável que controla o ponto no qual a mola é ligada à haste. O ângulo de rotação do parafuso que retorna um feixe de luz refletido por um espelho na haste para seu ponto de referência é usado para medir Δg .

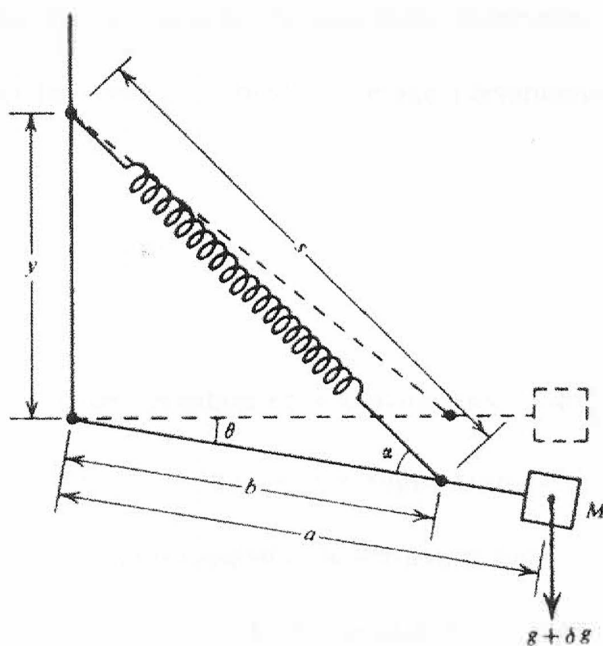


Figura 25 – Gravímetro *LaCoste e Romberg* com mola “zero-length”. Fonte: TELFORD et al., (1990).

Uma importante inovação do gravímetro LaCoste-Romberg é a chamada *mola de comprimento nulo ou zero-length*. Nesse caso, a tensão na mola é proporcional ao comprimento da mola, ou seja, se todas as forças externas fossem removidas, a mola iria se colapsar. O deslocamento da mola da posição de equilíbrio causada pelo peso da haste na posição de referência é balanceado por uma tensão oposta de tal forma que o Δx da mola causado por uma mudança na gravidade será proporcional a essa mudança (TELFORD *et al.*, 1990).

A maioria dos gravímetros necessita de aquecedores, um regulador de temperatura e um envoltório térmico para manter a temperatura suficientemente uniforme e se evitar erros significativos nas medidas. Se em um levantamento gravimétrico repetirmos medições em uma estação depois de certo tempo, os valores irão diferir. Essa variação das leituras com o tempo é conhecida como deriva do instrumento. Os motivos dessa deriva são: as molas ou fibras do equipamento não são perfeitamente elásticas e efeitos de temperatura podem não ser compensados totalmente pelo equipamento. A deriva do equipamento durante um dia pode ser maior que o valor máximo de variação da gravidade observada. As curvas de deriva são obtidas pela reocupação das estações de medida durante o levantamento.

3.4.2 Os levantamentos gravimétricos

Existem vários tipos de levantamentos gravimétricos. No levantamento terrestre, o gravímetro é colocado no nível do solo sobre um suporte que facilita o seu nivelamento (veja a figura 26). Em planos inclinados (encostas de serras), o suporte é montado sobre um tripé para facilitar a sua colocação na posição horizontal e sua altura é anotada para permitir correções que serão vistas na próxima seção (correção de ar-livre).

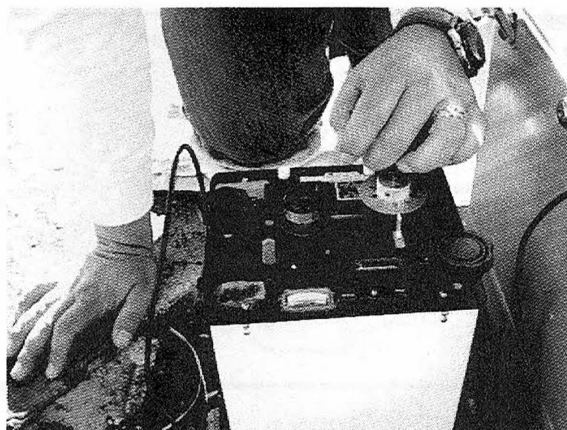


Figura 26 – Operação de um gravímetro em um levantamento terrestre. Fonte: www.seismo.unr.edu.

O arranjo das estações de medida em um levantamento depende de dois fatores: a facilidade de acesso ao local e o espaçamento necessário entre as estações de medida para se detalhar as feições geológicas de interesse. O padrão formado pelas estações é geralmente um reticulado de forma aproximadamente retangular. O espaçamento é determinado pela profundidade da estrutura de estudo e sua extensão lateral. Por exemplo, para obter o detalhamento necessário do campo gravimétrico de um domo de sal de 1 milha de diâmetro e 1 milha de profundidade mínima deve-se montar um grid de 0.5 milha de espaçamento.

São comuns também os levantamentos marítimos. Existem dois tipos de equipamentos para a medida da gravidade em áreas cobertas por água. Em um deles, o *gravímetro de fundo* é colocado no fundo da água (lâmina d'água de no máximo 200 m) pela equipe de um navio e operado por controle remoto por meio de cabos (veja a figura 27). O equipamento é nivelado no fundo do mar, mede a gravidade automaticamente e apresenta o valor digitalizado em uma unidade de visualização no navio.

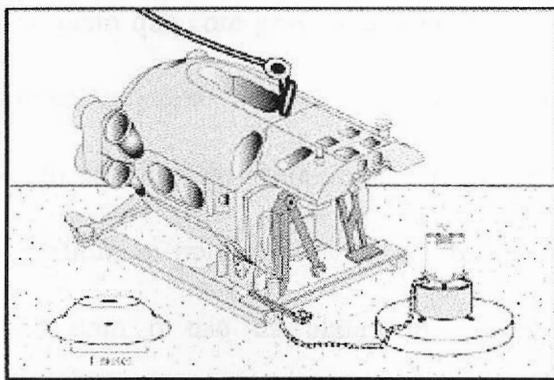


Figura 27- Desenho de um gravímetro de fundo. Fonte: SASAGAWA et al., (2003).

No outro caso, as medidas são realizadas no navio e o gravímetro é montado em uma plataforma estabilizadora para minimizar o efeito de movimentação do navio (figura 28). O gravímetro de fundo é utilizado para mapear anomalias de pequena área com a melhor precisão possível enquanto o equipamento embarcado é utilizado para o reconhecimento de grandes áreas.

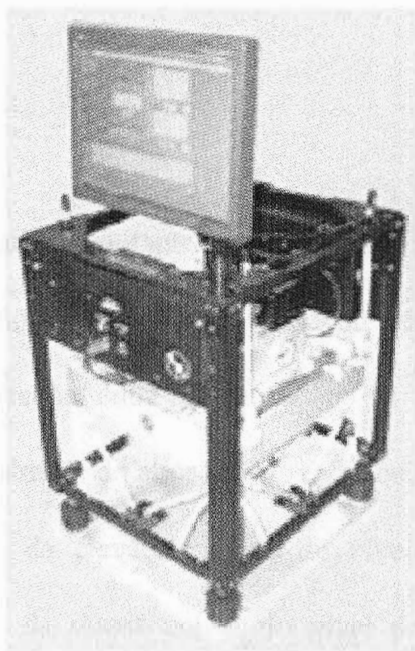


Figura 28- Gravímetro com a plataforma estabilizadora utilizado em levantamentos marítimos e aéreos. Fonte: www.lacosteromberg.com.

A principal desvantagem de se usar o gravímetro de fundo é sua ineficiência quando comparada com o gravímetro embarcado porque o navio deve parar por vários minutos em

cada estação de medida enquanto que com gravímetros embarcados, as leituras de gravidade são feitas de forma contínua enquanto o navio está se movimentando. No entanto, as movimentações do navio são seguidas de acelerações que podem ser muito maiores que as diferenças gravimétricas medidas e, portanto devem ser neutralizadas. Efeitos indesejáveis geralmente são eliminados com o uso da plataforma giroscopicamente estabilizada e movimentos verticais são removidos por meio de médias realizadas em vários ciclos de medidas. No entanto, quando a agitação das águas é muito grande, a suspensão do levantamento é recomendada.

Os mesmos problemas dos levantamentos realizados na superfície das águas são encontrados nos levantamentos aéreos. O efeito do balanço da aeronave é minimizado também com o uso de plataformas estabilizadoras mas o efeito Eötvös (veja a seção 5.5.4) é mais intenso, pois a velocidade de navegação é bem maior.

3.5 Redução de dados

O isolamento de anomalias resultantes da variação lateral de densidade envolve uma série de correções aplicadas nos dados. A soma a seguir contém os vários componentes da gravidade com o nome das correções entre parênteses:

Gravidade observada = atração do elipsóide de referência (correção de latitude)

+ efeito da elevação acima do nível do mar (ar livre ou free-air)

+ efeito da massa acima do nível do mar e massas circunvizinhas
(Bouguer e terreno)

+ variações dependentes do tempo (marés)

+ efeito de uma plataforma em movimento (Eötvös)

+ efeito de massas que sustentam cargas topográficas (isostática)

+ variação ou *drift* instrumental

+ efeito da variação de densidade da crosta e manto superior.

O objetivo do geofísico é isolar a última parcela dos outros termos. Para analisar cada contribuição acima será utilizado um modelo simples de subsuperfície esquematizado na figura 29 que foi proposto no livro *Potential theory in gravity and magnetic applications* (BLAKELY, 1995).

Essa seção inclui alguns exemplos de variações laterais de densidade: um edifício topográfico, uma raiz de baixa densidade que sustenta a topografia e um corpo denso na crosta que se estende acima e abaixo do nível do mar. O objetivo de um levantamento nessa região é isolar a anomalia causada pelo corpo de alta densidade.

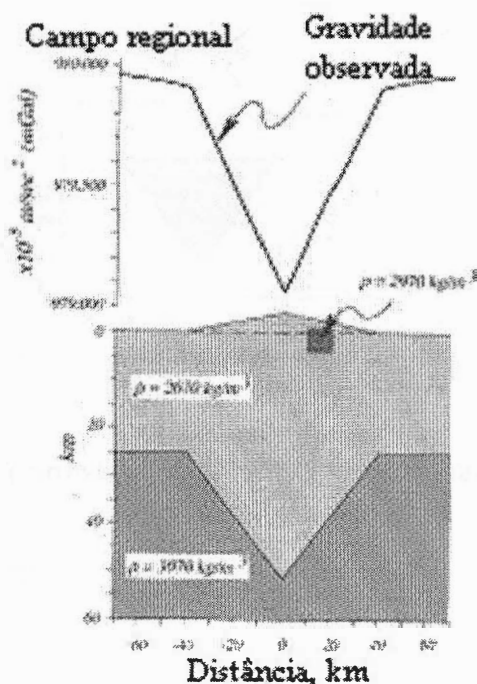


Figura 29 – Um exemplo de seção da crosta usada para descrever as diversas correções na gravidade observada. Nesse modelo, a crosta e o manto têm as densidades 2670 e 3070 kg.m^{-3} , respectivamente. A massa de seção retangular e densidade 2970 kg.m^{-3} representa a variação de densidade devida à geologia da crosta. Fonte: modificada de BLAKELY, (1995).

3.5.1 Correção de latitude

Na seção de fundamentos, a equação da gravidade teórica foi apresentada, a atração gravitacional normal de uma Terra hipotética que não contém inhomogeneidades laterais. Quando essa equação é avaliada e o valor é subtraído da gravidade medida em um ponto, o resultado reflete o desvio da densidade terrestre de um elipsóide homogêneo e inclui os outros efeitos da equação acima. A figura 30 mostra como a seção da crosta é modificada pela subtração da gravidade teórica.

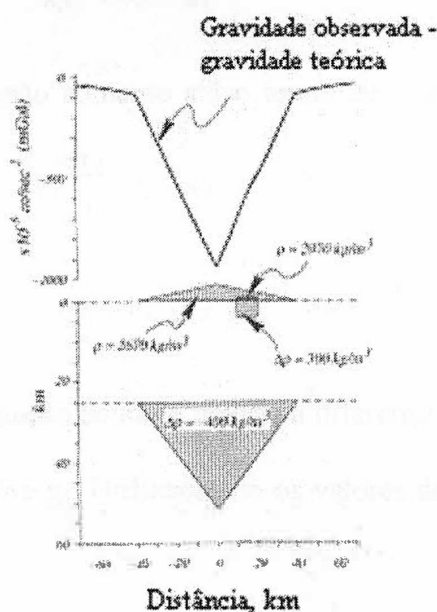


Figura 30 – Seção da crosta depois da subtração da gravidade teórica. Fonte: modificada de BLAKELY, (1995).

3.5.2 Correção de elevação

Medidas de gravidade em mar podem ser comparadas diretamente com o campo de referência g_0 porque o geóide corresponde ao nível do mar. No entanto, medidas em terra ou no fundo do mar devem ser corrigidas da elevação acima ou abaixo do nível do mar para reduzir os dados a um mesmo *datum*.

A correção de elevação é composta por dois termos: a correção de ar livre (*free-air*) e a correção Bouguer. A correção de ar-livre é baseada no fato da atração da gravidade poder ser calculada em uma primeira aproximação como se toda a massa da Terra estivesse concentrada no seu centro. Se a altura do gravímetro é modificada, sua distância até o centro da Terra é modificada da mesma quantidade. Considere $g(r)$ a atração gravitacional no geóide. O valor da gravidade em um ponto a uma pequena distância h acima do geóide (ou $-h$ abaixo do geóide) pode ser expressa por uma série de Taylor (THOMAS, 2002)

$$g(r+h) = g(r) + h \frac{\partial}{\partial r} g(r) + \dots$$

Considerando a expansão somente até o termo de primeira ordem em h e uma Terra uniforme e esférica com $g(r) = \frac{GM}{r^2}$, temos

$$g(r) = g(r+h) - 2h \frac{g(r)}{r}.$$

O último termo da equação acima é devido à diferença de altura entre os dois pontos e constitui a correção de ar-livre g_a . Utilizando-se os valores de g e r no nível do mar chega-se ao seguinte resultado

$$g_a = -0.3086 \times 10^{-5} h \text{ mGal}.$$

A expressão acima foi deduzida sem levar em conta o efeito da aceleração centrífuga, pois sua variação máxima com a altitude é aproximadamente igual a $0,62 \times 10^{-8} h \text{ mGal/m}$, um valor muito pequeno.

O efeito considerado acima é independente do fato de existir ou não material entre a linha de referência e a altura h da estação de medida. O valor residual entre a correção e o valor do elipsóide de referência é denominado anomalia ar-livre e pode ser escrito da seguinte forma

$$\Delta g_a = g_{obs} - g_a - g_0$$

onde g_{obs} é o valor medido. A figura 31 mostra o efeito da correção de ar-livre na seção da figura 29. Observa-se que a anomalia negativa causada pela elevação do terreno foi eliminada no uso dessa correção e que a anomalia de ar-livre, como definida acima, é fortemente influenciada pela topografia.

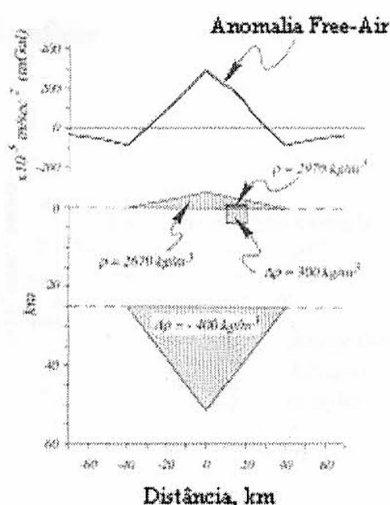


Figura 31 – Seção da crosta depois da correção de ar-livre. Fonte: modificada de BLAKELY, (1995).

Em seguida, deve-se corrigir o efeito da massa entre o nível de observação e o nível do mar. Essa é a chamada *correção Bouguer*. A correção Bouguer simples aproxima toda a massa acima do nível do mar como uma camada homogênea e infinita com espessura igual à altura h e densidade ρ . A atração dessa camada é descrita pela equação

$$g_{cm} = 2\pi G\rho h.$$

Observa-se que essa correção depende fortemente do valor de densidade ρ considerado para o material entre a estação de medida e o nível de referência. Um valor médio para a densidade dos materiais da crosta dentro do intervalo de topografia tangível e que tem sido utilizado de forma geral para o cálculo é 2.67 g/cm^3 . Logo, a anomalia Bouguer simples é escrita da seguinte forma

$$\Delta g_{cm} = g_{obs} - g_a - g_{cm} - g_0.$$

Para levantamentos marítimos, substitui-se a água (densidade = 1000 kg.m^{-3}) por uma camada de densidade 2.67 g/cm^3 e espessura igual à profundidade da lâmina d'água. A figura 32 mostra o efeito da correção Bouguer simples na seção da figura 29. Observa-se que nesse ponto a anomalia gravitacional reflete o contraste de densidade de massas anômalas com respeito à densidade normal.

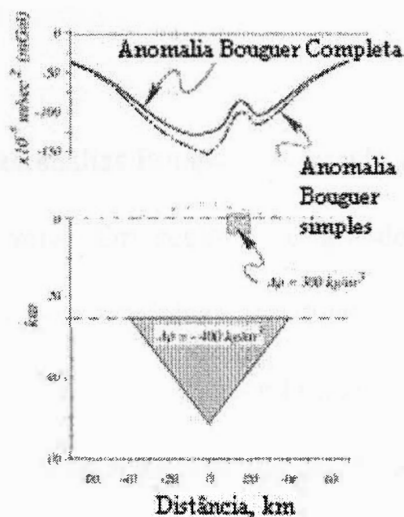


Figura 32- Anomalia Bouguer simples e completa e o efeito da primeira na seção da figura 29. Fonte: modificada de BLAKELY, (1995).

Na maioria dos levantamentos terrestres, o terreno na vizinhança é suficientemente plano tal que sozinha, a correção simples compensa os efeitos da topografia. No entanto, montes próximos acima da altura da estação de medida exercem uma força para cima no gravímetro, diminuindo o valor da medida. De forma análoga, temos esse efeito no caso de vales e depressões. Existem vários métodos para o cálculo da correção desse efeito e todos eles requerem conhecimento detalhado da topografia da região. O procedimento padrão é calcular a atração de toda a massa que deve ser adicionada no vale ou retirada no monte para resultar em uma topografia completamente plana de mesmo nível da estação de medida e é

denominado correção de terreno g_t . O resultado de todas as correções descritas anteriormente é a anomalia Bouguer completa

$$\Delta g_{cb} = g_{obs} - g_a - g_{cm} - g_t - g_0$$

onde o sinal de g_t é sempre negativo.

3.5.3 Correção isostática

O valor médio de anomalias Bouguer no mundo todo em áreas próximas ao nível do mar é aproximadamente zero. Em regiões de grande altitude, elas são geralmente negativas, enquanto que em regiões oceânicas, positivas. Esses efeitos de larga escala são devidos a variações de densidade na crosta, indicando materiais mais densos sobre o oceano e materiais menos densos em regiões de terra com grande altitude (TELFORD *et al*, 1990).

Em 1855, duas hipóteses foram propostas para explicar tal efeito. Airy propôs uma crosta de densidade uniforme, mas espessura variável boiando em um substrato líquido de maior densidade enquanto Pratt sugeriu uma crosta cuja densidade varia com a topografia, sendo menor em regiões montanhosas e maior sob os oceanos (figura 33). Ambas as hipóteses podem ser válidas, mas a de Airy é mais real. Uma correção isostática pode ser necessária em pesquisas de larga escala para compensar essas variações da crosta.

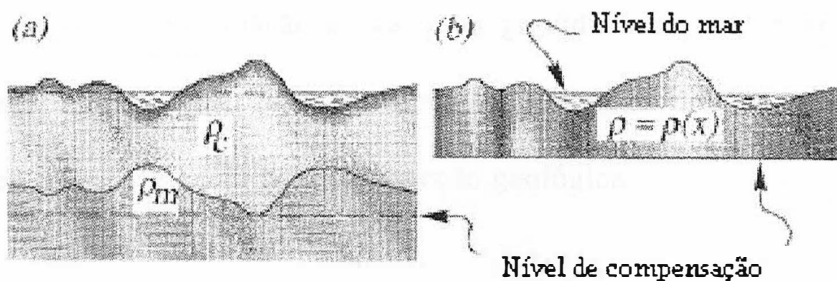


Figura 33- Ilustração dos modelos isostáticos de a) Airy e b) Pratt. Fonte: modificada de BLAKELY, (1995).

3.5.4 Correção Eötvös

Como comentado anteriormente, a atração da Terra é reduzida pela força centrífuga relacionada à rotação do planeta. A velocidade angular de um observador movendo-se para leste é maior que a de um outro parado com relação à superfície e por consequência, a atração será reduzida para o observador em movimento. De forma análoga, a aceleração sofrerá um acréscimo para um observador se movendo para oeste. Esse é o efeito Eötvös e deve ser incluído no caso de levantamentos feitos em plataformas móveis como em navios ou aeronaves. A correção Eötvös depende da velocidade V da embarcação, da latitude λ e da orientação γ com respeito à direção norte-sul de acordo com a seguinte relação

$$g_E = 7.503V \cos \lambda \sin \gamma + 0.004154V^2$$

com V em nós e g_E em miligals.

3.5.5 Correção das marés

O valor da gravidade em qualquer ponto do globo varia de forma cíclica durante o dia devido à atração do Sol e da Lua e essa variação depende da latitude e da época do ano (figura 34). O valor máximo da perturbação causada pelo Sol está por volta de $8 \times 10^{-5} \text{ cm/s}^2$, enquanto que pela Lua está em torno de $16 \times 10^{-5} \text{ cm/s}^2$. Esta variação, embora muito pequena em relação ao valor da gravidade normal, deve ser eliminada, pois sua magnitude pode atingir a ordem de grandeza de anomalias comumente encontradas nos levantamentos para prospecção geológica.

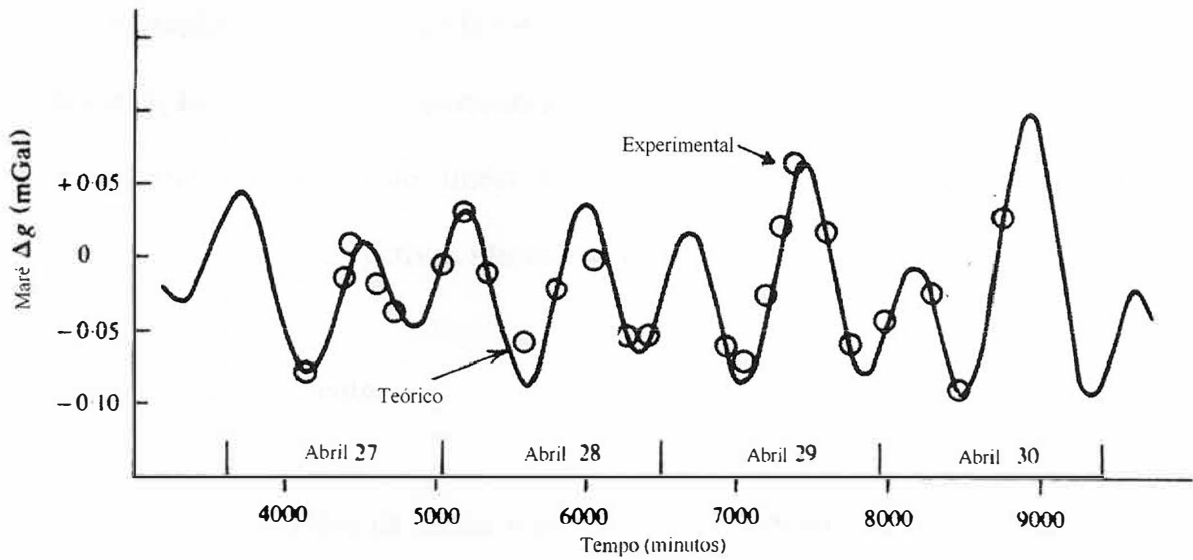


Figura 34 – *Varição da maré, Montreal, Abril de 1969. Fonte: modificada de TELFORD et al.,(1990).*

As perturbações solares e lunares podem ser teoricamente calculadas para cada minuto de todos os dias do ano, em qualquer posição geográfica, através de fórmulas matemáticas desenvolvidas para esse fim (LONGMAN, 1959; SAZHINA *et al.*, 1971 *apud* LUIZ, 1995). No entanto, como essa variação é suave e relativamente lenta, a correção de marés pode ser incluída na correção de drift do instrumento (TELFORD *et al.*, 1990).

3.5.6 Correção da variação ou *Drift* instrumental

Como comentado anteriormente, ao serem feitas medidas gravimétricas em um ponto fixo durante certo período de tempo, verifica-se que após a remoção dos efeitos temporais, persiste uma variação aproximadamente linear. Essa é inerente ao instrumento e causada basicamente por fadiga da mola que compõe o equipamento. Mudanças de temperatura e movimentos bruscos ou choques mecânicos no instrumento também são causas do *drift*.

A variação instrumental pode ser corrigida se duas medidas são realizadas em uma mesma estação, dentro de um período de tempo curto. O procedimento padrão consiste em considerar uma variação linear entre as medidas. As variações positivas são subtraídas, enquanto as negativas são somadas.

3.6 Interpretação dos dados

Depois de processados os dados, a próxima fase é a desafiante interpretação destes. As diversas técnicas de interpretação podem ser divididas em três categorias de mesmo objetivo (evidenciar a distribuição espacial das fontes de anomalias de gravidade) mas fundamentos distintos:

1-Método direto: Um modelo inicial para a fonte é construído baseado em dados geológicos da área. A anomalia do modelo é calculada, comparada com a observada e os parâmetros do modelo são ajustados para melhorar a semelhança entre as duas anomalias. As etapas de ajuste do corpo em subsuperfície, cálculo da anomalia e comparação são repetidas até que os dados e os resultados teóricos estejam em concordância de acordo com um parâmetro de tolerância definido previamente.

2-Método Inverso: Nesse caso, um ou mais parâmetros do corpo em subsuperfície são calculados diretamente da anomalia observada utilizando-se aproximações.

3- Transformação dos dados e visualização: a anomalia é processada para enfatizar certas características da fonte, facilitando o processo de interpretação. Com as transformações dos dados, a distribuição de fontes não é definida diretamente, mas obtém-se informações que auxiliam na construção um modelo para essa distribuição. Nas próximas seções estão descritos de forma sucinta alguns tipos de transformações que são utilizados com frequência na etapa de interpretação dos dados.

3.6.1 Continuação para cima e para baixo

A continuação para cima transforma o campo potencial medido em uma superfície no campo que seria medido em uma outra superfície mais distante das fontes. Nessa transformação dos dados, as anomalias são atenuadas de acordo com seus comprimentos de onda: quanto menor o comprimento de onda, maior a atenuação. Com isso, tende-se a acentuar anomalias causadas por fontes profundas em detrimento das anomalias devido a fontes rasas. A continuação para cima é utilizada também quando é necessário comparar ou fundir levantamentos aéreos realizados em diferentes altitudes. Logo, esta é uma forma de transformar o resultado de levantamentos individuais em uma superfície consistente.

Quando a superfície de continuação é mais próxima das fontes que a superfície original (com nenhuma fonte na região de continuação), a transformação é denominada continuação para baixo. Nesse caso, acentuam-se os detalhes da distribuição de fontes, especialmente os componentes mais rasos.

3.6.2 Regionais e residuais

O campo gravitacional é uma superposição de anomalias que são resultado de mudanças laterais da densidade em várias profundidades. À medida que a fonte de uma anomalia fica mais profunda, o pico dessa anomalia se torna mais largo e sua amplitude decresce. O intervalo de profundidades que se deseja enfatizar em um estudo depende dos objetivos da interpretação. Por exemplo, anomalias superficiais são consideradas como ruído na exploração petrolífera.

Os efeitos de massas superficiais são geralmente de pequeno comprimento de onda. Esses podem ser removidos em grande maioria através de uma filtragem no domínio da

transformada de Fourier. Os efeitos de massas em maior profundidade são chamados de *regional* enquanto o campo resultante da subtração do ruído de pequeno comprimento de onda e o regional dos dados é chamado de *residual*. Teoricamente, o residual representa os efeitos da zona de interesse.

Ao fazermos uma residualização nos dados, temos o objetivo de remover o regional para enfatizar o residual. No entanto, a separação geralmente não é completa; tanto o regional quanto o residual são distorcidos após o procedimento. Existem três métodos principais para realizar esse operação. Na residualização gráfica, os mapas são suavizados. Em um outro procedimento, o residual é representado por uma superfície analítica de baixa ordem. Os parâmetros dessa superfície são determinados geralmente por um ajuste de mínimos quadrados ou operação similar realizada nos dados. O grau de similaridade dos dados e da superfície teórica depende da ordem da superfície e da área de domínio do ajuste. Nas figuras abaixo, temos ajustes de várias ordens no caso unidimensional e bidimensional.

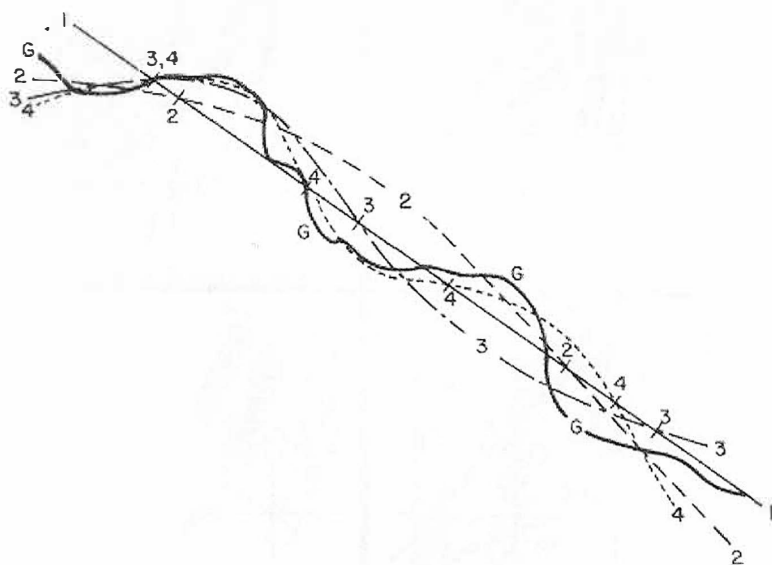


Figura 35 – Curvas esquemáticas ilustrando a técnica de ajuste por mínimos quadrados. A curva G representa a curva de gravidade observada. As curvas 1, 2, 3 e 4 representam ajustes de ordens sucessivamente maiores. O residual de uma ordem específica é a diferença entre o valor observado e o ajuste. Fonte: NETTLETON, (1971).

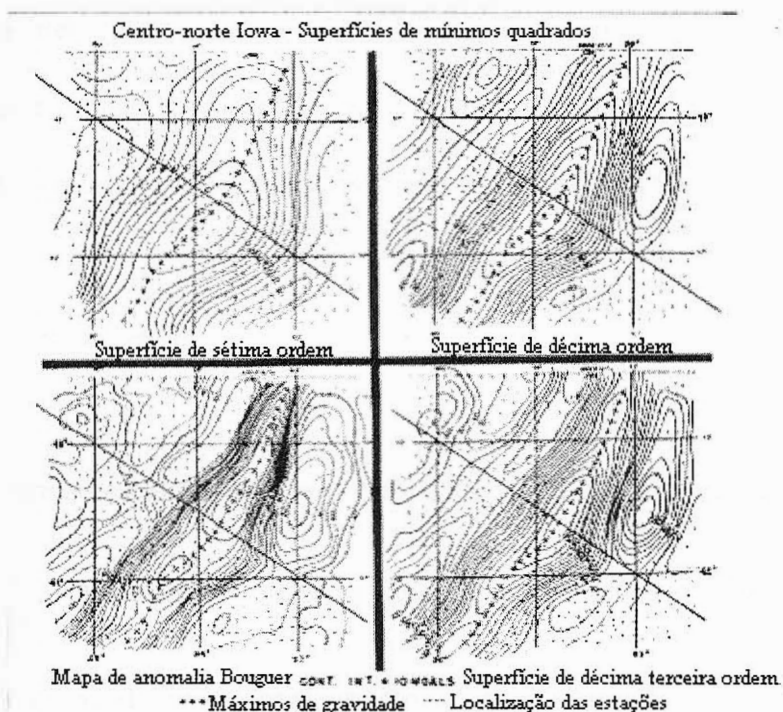


Figura 36 – Exemplo de ajuste por mínimos quadrados em duas dimensões. O mapa no canto e à esquerda é da anomalia Bouguer enquanto os demais mostram a gravidade calculada utilizando-se ajustes de ordem sucessivamente maiores. Fonte: modificada de NETTLETON, (1971).

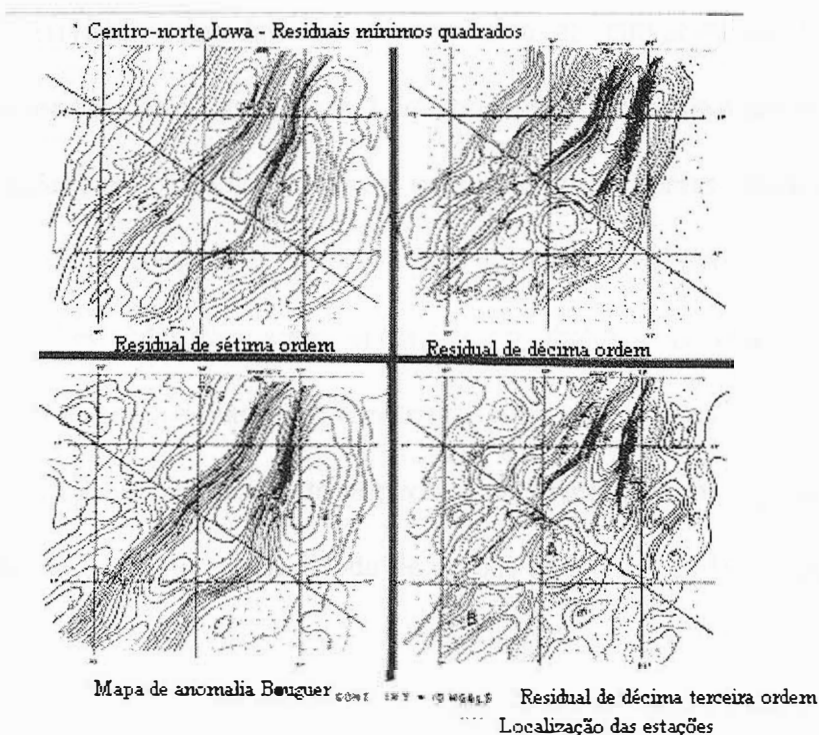


Figura 37 – Exemplos de residuais por mínimos quadrados. O mapa no canto esquerdo é da gravidade observada. Fonte: modificada de NETTLETON, (1971).

Por fim, o método de *Gridding* fornece uma forma simples de prever o regional ao aproximá-lo pela a média da gravidade na vizinhança da estação de medida. Geralmente os valores escolhidos para se tomar a média estão em um disco centrado na estação.

3.6.3 Derivadas direcionais

Para toda função escalar suave $\phi(x, y, z)$ pode-se calcular as suas derivadas direcionais

$\frac{\partial\phi}{\partial x}$, $\frac{\partial\phi}{\partial y}$ e $\frac{\partial\phi}{\partial z}$. Quantidades úteis na análise gravimétrica podem ser obtidas pela

diferenciação do potencial gravitacional em várias formas.

A gravidade vertical é a quantidade medida pelos gravímetros enquanto que a análise da

segunda derivada vertical $\frac{\partial^2 g_z}{\partial z^2} \cong -\frac{\partial^3 V}{\partial z^3}$ é uma das mais importantes técnicas em

interpretação. Derivadas segundas são uma medida de curvatura da função e grandes curvaturas estão associadas a fontes rasas. Logo, pode-se afirmar que a derivada segunda de g_z auxilia na definição e realce de fontes rasas e os limites dessas fontes. Além disso, utiliza-se a derivada segunda no processo de continuação para cima e para baixo discutido anteriormente.

Tomando as derivadas de g_z sobre os eixos x e y , obtém-se as componentes do gradiente horizontal da gravidade. Nos mapas gravimétricos, essas quantidades são a inclinação ou taxa de mudança de g_z com o deslocamento horizontal no terreno. Logo, o gradiente horizontal é útil na definição de bordas e profundidade de corpos (STANLEY, 1977 *apud* TELFORD *et al.*, 1990).

4 ESTUDO DE CASOS

4.1 Introdução

O estudo de casos apresentado nessa monografia é baseado em dois artigos cuja autora principal é a pesquisadora argentina Silvia Alicia Miranda, atualmente professora da Universidade de San Juan.

Como visto anteriormente, a bacia argentina de Cuyo foi originada no Triássico como um rift continental e submetida a fortes compressões durante o Cenozóico. No artigo “Extensión cortical en la cuenca Cuyana (Argentina)” (MIRANDA, 2002) é apresentada uma estimativa da extensão crustal na bacia baseada em modelagem de dados gravimétricos, com a ajuda de informações provenientes de dados sísmicos e de magnetometria. Esse artigo será referido como artigo 1 durante o restante do texto.

O artigo “Posibilidades de atenuación cortical en la cuenca Cuyana a partir del análisis de datos de gravedad” (MIRANDA *et al.*, 2002) analisa as possibilidades de atenuação atual da crosta sob a bacia utilizando-se um tratamento similar ao do artigo 1. A atenuação crustal é um rasgo estrutural característico dos paleo-rifts, mas sua identificação é às vezes obliterada pela cobertura sedimentar e pelos eventos tectônicos posteriores. Além disso, o artigo apresenta uma discussão mais extensa sobre a eliminação do efeito andino dos dados gravimétricos e uma avaliação do estado atual de balanço de massas. Esse artigo será referido como artigo 2 no texto a seguir.

4.2 Dados e mapas de anomalias de gravidade

Os dados de gravidade utilizados nos dois trabalhos foram extraídos de diversas fontes:

- Mapa de gravidade relativa, Hoja san Rafael, cedido pela gerência de exploração da Yacimientos Petrolíferos Fiscales (YPF) da Argentina. As isogálicas correspondem a anomalias Bouguer relativas, zero flutuante e com uma densidade de redução Bouguer de 2.02 g/cm^3 .
- Valores de gravidade da Red Gravimétrica Nacional del Instituto Geográfico Militar de Argentina (IGM). A base de dados consiste em valores de: gravidade observada, vinculada à rede mundial IGSN 71, gravidade teórica usando a fórmula de GRS 1967 (Geodetic Reference System 1967), altitudes sobre o nível médio do mar, anomalias Ar-livre e Bouguer. O gradiente normal da gravidade com a altura é $\frac{\partial \gamma}{\partial z} = -0.3086 \text{ mGal/m}$, enquanto a densidade da correção Bouguer é igual a 2.67 g/cm^3 .

Os valores de anomalias Bouguer relativas à carta da YPF foram digitalizados e calibrados sobre a base de uma franja de superposição com valores de anomalias Bouguer da rede IGM. Desse modo, foram elaborados mapas de isogálicas Bouguer simples ajustadas ao sistema GRS 1967 e à rede mundial IGSN 71, com a densidade de 2.67 g/cm^3 para a redução Bouguer.

A área de estudo foi estendida a oeste para incluir a Cordilheira dos Andes (dados cedidos pelo Instituto de Física de Rosario, Universidad Nacional de Rosario, Argentina), que devido à sua proximidade e ao importante engrossamento cortical contribui para as anomalias correspondentes à bacia propriamente dita (Figura 38). Os máximos valores negativos de aproximadamente -300 mGal coincidem com as maiores altitudes andinas.

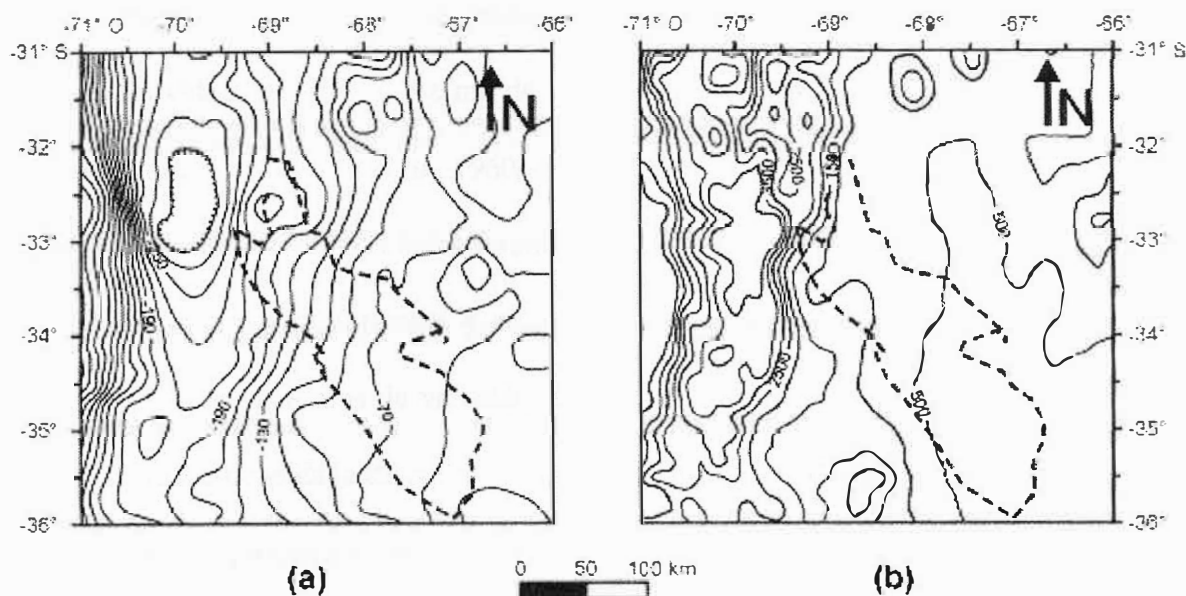


Figura 38 - a) Mapa de anomalias Bouguer observadas (cada 20 mGal) sobre a bacia de Cuyo. A área foi estendida até mais oeste para incluir o efeito de gravidade dos Andes. Veja a notável anomalia em coincidência com a raiz andina. b) Mapa de altitudes topográficas (dados do modelo GTOPO30; cada 500 metros). Em tracejado está indicado o contorno da bacia de Cuyo. Fonte: MIRANDA et al., (2002).

Também foram utilizados dados de campo magnético total (T). Na aquisição dos dados, dois magnetômetros Geometrics 856 foram operados simultaneamente (± 0.1 nT). Um deles foi usado como estação base para se corrigir variações diurnas. O campo internacional de referência IGRF 2000 [International Association of Geomagnetism and Aeronomy (IAGA, 2000)] foi utilizado para remover dos dados obtidos o campo magnético principal, obtendo-se então as anomalias magnéticas ΔT .

4.3 Efeitos de gravidade da cobertura sedimentar

A geometria da cobertura sedimentar da bacia até a profundidade do embasamento, considerado como o trecho em que a velocidade das ondas compressoriais é igual ou superior a 5.5 km/s, foi definida a partir das isóbatas de embasamento provenientes de dados de sísmica de reflexão (gerência de exploração da YPF). Tais isóbatas foram digitalizadas para

formar lâminas poligonais a cada profundidade envolvida. A seguir foi calculado o efeito direto da gravidade 3D desse sistema de lâminas horizontais de acordo com o algoritmo de Talwani-Ewing (TALWANI *et al.*, 1960 *apud* MIARANDA *et al.*, 2002).

Para o cálculo das densidades foram selecionados vinte e um perfis de refração sísmica (dados YPF) na área de interesse e esses perfis encobrem todo o pacote sedimentar até o embasamento. Os intervalos de velocidades foram transformados em densidade por meio da curva velocidade-densidade de Nafe e Drake (NAFE *et al.*, 1959 *apud* MIRANDA, 2002). A velocidade média ponderada da cobertura sedimentar é de 3.59 km/s. Para o embasamento, os dados de refração indicam a velocidade de ondas compressoriais de 6.06 km/s. As densidades resultantes foram de 2.35 g/cm^3 para o depósito sedimentar e 2.72 g/cm^3 para o embasamento. Assim, o contraste de densidade entre a cobertura sedimentar e o embasamento é de -0.37 g/cm^3 .

O efeito de gravidade 3D do conjunto de lâminas horizontais tem como mínimos relativos de -75 mGal e -40 mGal sobre as sub-bacias de Cacheuta e Alvear respectivamente (Figura 39). Esse efeito foi removido das anomalias observadas, definindo assim as anomalias corrigidas do efeito da cobertura sedimentar.

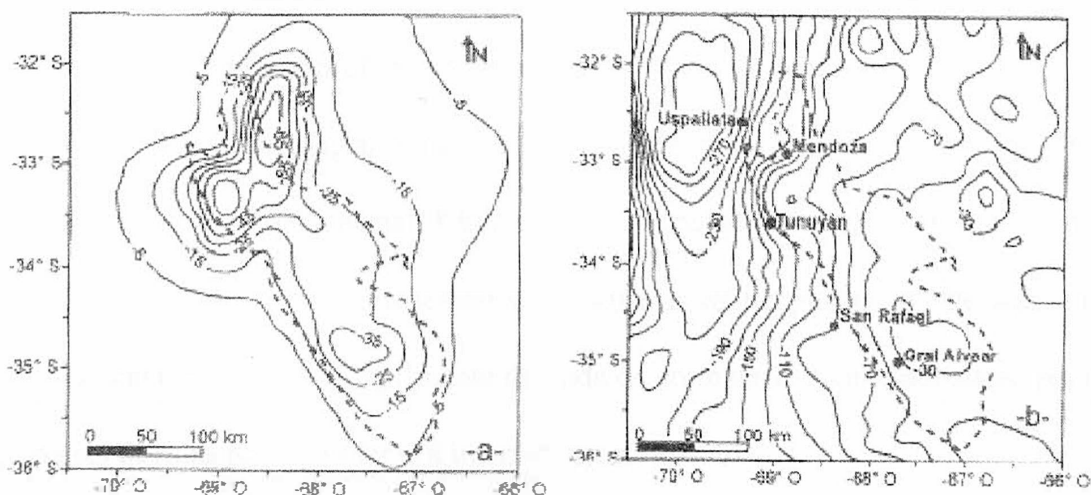


Figura 39 – a) Efeito de gravidade da cobertura sedimentar calculado a partir das isóbatas do embasamento (YPF), com contraste de densidade de -0.37 g/cm^3 . b) Mapa de anomalias

Bouguer corrigidas do efeito da cobertura sedimentar. O tracejado indica as bordas da bacia. Fonte: MIRANDA, (2002).

Na figura acima temos também o mapa de anomalias Bouguer corrigidas do efeito da cobertura sedimentar. Nele se observam anomalias cujo comprimento de onda são maiores que as correspondentes à bacia, provavelmente relacionadas ao efeito da raiz andina.

4.4 Excessos relativos de gravidade (Artigo 1)

O problema básico em um processo de interpretação das anomalias de um campo potencial é associado com a identificação das contribuições de fontes distintas. É de interesse especial o reconhecimento dos aportes das fontes profundas e das superficiais. É conhecido que o comprimento de onda (λ) de uma anomalia se relaciona fortemente com a profundidade da fonte z (p.e., $\lambda \geq 3z$). Logo, a filtragem em comprimentos de onda é um método eficaz para a separação de anomalias quando as fontes se encontram em profundidades consideravelmente diferentes. Uma das desvantagens desse método é que, em geral, essas profundidades não são conhecidas. CHAKRAVORTY e AGARWAL (1992 *apud* MIRANDA, 2002) abordaram o problema por meio de análises dos espectros de energia das anomalias de gravidade e as profundidades médias das fontes foram estimadas.

No artigo 1 essa abordagem foi utilizada e estimou-se uma profundidade média máxima das anomalias de aproximadamente 38 km. Foram utilizados filtros passa-baixa com diversos comprimentos de onda de corte na tentativa de isolar as fontes profundas. Dessas tentativas, concluiu-se que o filtro com comprimento de onda de corte de 135 km é adequado para isolar as anomalias devidas principalmente à interface crosta-manto.

O mapa de anomalias da figura 40 mostra excessos relativos sobre a bacia. Esses poderiam ser atribuídos a :

- 1- diminuições da espessura crustal;
- 2- aumento de densidade;
- 3- uma combinação dos anteriores.

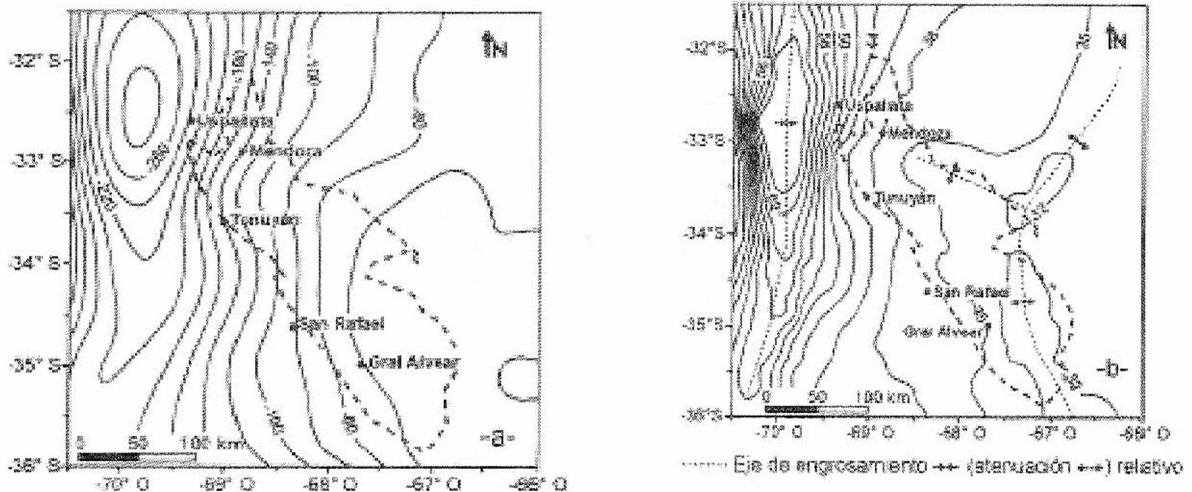


Figura 40 - a) Mapa de anomalias de gravidade regionais para a área de estudo obtidas após a eliminação dos comprimentos de onda menores que 135 km. b) Mapa de ondulações do Moho gravimétrico derivado do modelo 3D das anomalias da figura a. Foi considerada uma espessura crustal referência de 33 km e uma densidade de contraste de 0.4 g/cm^3 . Os eixos de engrossamento e adelgamento relativos estão indicados nesse mapa. Fonte: MIRANDA, (2002).

A situação (1) seria compatível com a origem distensiva da estrutura. Os registros de temperatura de 177 poços na região informam que se trata de uma bacia fria com bordas quentes (Robles, 1987), de forma que a atenuação atual se limitaria a níveis crustais.

Intrusivos básicos poderim justificar o ponto (2). Nesse sentido, o esforço tensional durante o Cretáceo superior permitiu a intrusão, através das falhas mais profundas, de corpos básicos subvulcânicos, que se alojaram em algumas formações da sub-bacia de Cacheuta (BOGGETTI *et al.*, 1999). As anomalias magnéticas de campo total reduzidas ao pólo parecem indicar que existem corpos anômalos na crosta sob a bacia, em especial no setor norte (Figura 41). As anomalias magnéticas reduzidas ao pólo possibilitam em muito casos uma melhor identificação das fontes anômalas mas a suposição de magnetização induzida e na direção dada pelos coeficientes de IGRF 2000 não permite aos autores serem conclusivos. A

análise espectral das anomalias ΔT sobre quatro seções transversais determina que a profundidade média das fontes magnéticas está entre 3 e 5 km, ou seja, na crosta superior. Assim, não se dispõe de informações suficientes para postular o caráter regional dos corpos anômalos mencionados.

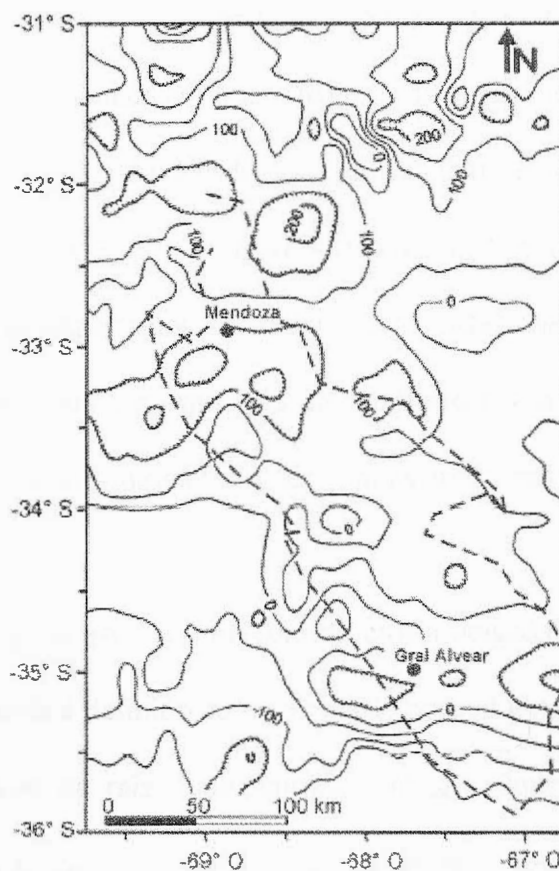


Figura 41 - Mapa de anomalias magnéticas reduzidas ao pólo para a área de estudo. Os máximos relativos foram destacados com linhas sombreadas. Fonte: MIRANDA, (2002).

Então, considerou-se que os excessos relativos de gravidade se relacionam com diminuições da espessura crustal, descartando-se atenuações a níveis litosféricos e a presença de volumes importantes de intrusão na crosta.

4.5 Extensão da bacia Cuyana (Artigo 1)

Diversos trabalhos publicados sobre os Andes Centrais mostraram que o mecanismo principal de levantamento é o encurtamento crustal devido à compressão. As espessuras de crosta determinadas a partir de estudos sismológicos (SWENSON *et al.*, 2000; REGNIER *et al.*, 1994 *apud* MIRANDA, 2002) indicam que o balanço de massas, em uma aproximação de primeira ordem, seriam produzidos de acordo com um modelo de isostasia local do tipo de Airy. Também INTROCASO *et al.* (2000 *apud* MIRANDA, 2002) modelaram uma crosta engrossada para justificar as importantes anomalias de gravidade negativas sobre os Andes argentinos-chilenos. Por outro lado, a suposição de equilíbrio isostático, durante as diversas etapas da história de uma bacia sedimentar, é de prática usual nas análises de evolução e subsidência de bacias profundas.

No caso da bacia Cuyana, para um modelo de crosta delgada baseado na hipótese de Airy, o coeficiente de isostasia é definido como a relação normal entre o volume da cobertura sedimentar (V_S) e o volume da raiz compensadora (V_{MG}). Supondo que as densidades envolvidas são : $\sigma_{CS} = 2.72 \text{ g/cm}^3$ (densidade da crosta superior), $\sigma_S = 2.35 \text{ g/cm}^3$ (densidade do depósito sedimentar), $\Delta\sigma = 0.4 \text{ g/cm}^3$ (contraste de densidade entre a crosta inferior e o manto superior), o coeficiente de isostasia para o equilíbrio isostático perfeito será

$$\frac{V_{MG}}{V_S} = \frac{(\sigma_{CS} - \sigma_S)}{\Delta\sigma} = 0.925.$$

Para a área de estudo foi calculada a relação entre V_S e V_{MG} sendo V_{MG} o volume compreendido entre a interface crosta-manto superior modelada M_G e uma crosta de referência de espessura T_m . Nesse caso, T_m seria a espessura média da crosta antes da extensão, a partir

da qual se consideram zonas atenuadas, determinado como o valor médio de M_G . A análise detalhada da tabela 2 compreende: (a) ao total da bacia entre as longitudes de $69^\circ 15' O$ e $66^\circ 45' O$ e as latitudes de $31^\circ 45' S$ e $35^\circ 20' S$ e (b) de forma independente para as sub-bacias de Cacheuta e Alvear. Também na tabela 2 estão os valores médios respectivos das altitudes e espessuras da cobertura sedimentar.

Tabela 2 – Coeficientes de isostasia atuais calculados para a bacia de Cuyo e em particular para as sub-bacias Cacheuta e Alvear. Fonte: MIRANDA (2002).

Zona	A (km)	h_s (km)	V_s (km ³)	V_{MG} (km ³)	T_m (km)	V_{MG}/V_s
Cuyo	0.84	3.3	102208	93934	36.0	0.92
Cacheuta	0.85	3.8	78543	57471	36.6	0.73
Alvear	0.82	2.05	23665	36463	35.4	1.54

Logo, de acordo com o coeficiente de isostasia calculado e os valores contidos na tabela 2, pode-se concluir que a bacia exhibe um estado próximo da compensação em uma aproximação de primeira ordem. Além disso, a sub-bacia Cacheuta apareceria como levemente subcompensada (deficiência relativa de massa) enquanto que a de Alvear apresentaria uma leve sobrecompensação atual (excesso relativo de massa).

Por fim, para a bacia como um todo, foram calculados máximos de estiramento médio de aproximadamente $S=16$ km, e um coeficiente de extensão $\beta = 1.08$. Para essa análise considerou-se um modelo de cisalhamento simples, de modo que $S \times T_m = (A_s + A_{MG})$ sendo A_s e A_{MG} as áreas normalizadas de V_s e V_{MG} e também que prévio à extensão, a base da crosta era plana e de espessura $T_m = 36$ km.

4.6 Campos de Gravidade Regional (Artigo 2)

Com o mesmo objetivo de isolar o efeito da gravidade atribuído à estrutura profunda da bacia que no artigo anterior, foi realizada a separação do regional e residual contidos no campo de gravidade Bouguer da figura 38.

O campo regional representa uma aproximação ao ajustarmos superfícies de diferente ordem aos dados, usando para tal o critério de mínimos quadrados. No caso da bacia Cuyana na escala deste estudo, uma superfície será apropriada se conseguir representar o campo regional com um gradiente negativo até oeste, em consistência com o efeito de gravidade negativo da raiz andina. Logo, essa é uma condição (C1) necessária para o campo de gravidade regional.

Nas figuras 42 a) e b) temos as anomalias regionais de segundo grau e seu respectivo campo residual, calculadas a partir das anomalias Bouguer observadas. No mapa residual destacam um mínimo em correspondência com a raiz andina e um máximo na região da bacia. Estas anomalias tem grande comprimento de onda e estariam indicando o excesso relativo de densidade sob a bacia, ainda que o efeito negativo dos sedimentos não foi removido.

Nas figuras 42 c) e d) estão representados os campos regional e residual (segunda ordem) mas construídos a partir das anomalias Bouguer corrigidas do efeito da cobertura sedimentar. O campo regional satisfaz a condição C1 e o mapa residual contém com maior definição as anomalias locais sobre os Andes e sobre a bacia.

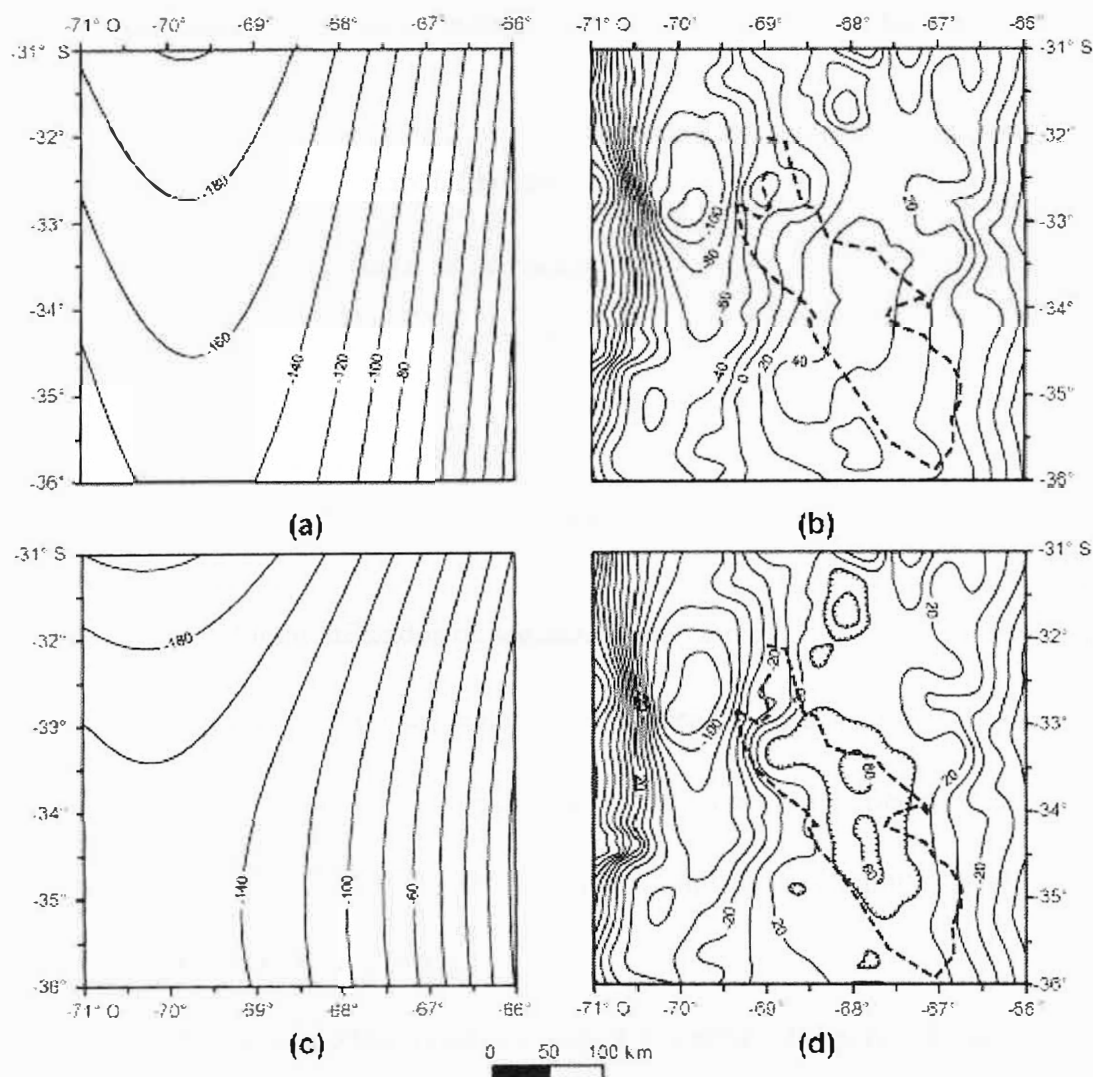


Figura 42 - *Figura Acima: Anomalias Bouguer regionais (a) e residuais (b) definidas pela superfície de segunda ordem, a partir das anomalias Bouguer. Abaixo: Anomalias Bouguer regionais (c) e residuais (d) definidas pela superfície de tendência de segunda ordem, a partir das anomalias corrigidas do depósito sedimentar. Fonte: MIRANDA et al., (2002).*

4.7 Efeito de gravidade da raiz andina (Artigo 2)

Baseado na coerência entre as anomalias Bouguer observadas e a topografia visível em comprimentos de onda intermediários e grandes (em geral, mais de 100 km), é possível prever uma raiz isostática ΔR a nível do Moho (M). Os engrossamentos crustais determinados a partir de estudos sismológicos para os Andes Centrais mais ao norte (por

exemplo, nos andes Bolivianos) indicam que considerar um modelo isostático de Airy é adequado.

As teorias isostáticas estabelecem que as massas visíveis de densidade σ_i devem ser iguais às massas de compensação de densidade $\Delta\sigma$. De acordo com a hipótese de Airy:

$$\Delta R \times \Delta\sigma = \sigma_i \times h$$

e portanto

$$\Delta R = \frac{\sigma_i}{\Delta\sigma} h.$$

Nesse estudo foram utilizados os seguintes parâmetros: $\sigma_i = 2,67 g/cm^3$ é a densidade do terreno acima do nível do mar, valor que foi usado para realizar a redução Bouguer; $\Delta\sigma = 0,4 g/cm^3$ é o contraste de densidade entre a crosta e o manto superior. Estes são valores usuais para avaliações isostáticas a estas latitudes (por exemplo, INTROCASO *et al.*, 2000 *apud* MIRANDA *et al.*, 2002).

Desta maneira, o modelo preditivo requer o cálculo das raízes a partir da topografia suavizada, tal como aquela reconstruída por um modelo de terreno representado por paralelepípedos de igual base. Considerando como dado de partida o modelo digital de terreno ETOPO30, com uma resolução de 30 segundos de arco (aproximadamente 1 km x 1 km), foi preparado o modelo de terreno (h), considerando um gride de 50 km x 50 km de lado, entre as longitudes de -71° O e -66° O, e as latitudes de -31° S e -36° S.

Assim, multiplicando a topografia pelo coeficiente calculado ($\Delta R = 6,675 \times h$), foi obtido o mapa do Moho hidrostático (M_{H1}) na figura 43, para uma crosta de referência de $T=33$ km. Os contornos de M_{H1} alcançam profundidades de até 68 km sob as altitudes andinas máximas.

A seguir, foi calculado o efeito de gravidade até a base de M_{HI} através do método direto 3D por meio de um programa específico em qual foi implementado a solução de Parker (1973 *apud* MIRANDA *et al.*, 2002), trabalhando no domínio transformado. As anomalias dispostas na figura 43, para um sistema de blocos com base em $T + \Delta R$ e topo em T são fortemente negativos, alcançando -280 mGal sobre o eixo andino.

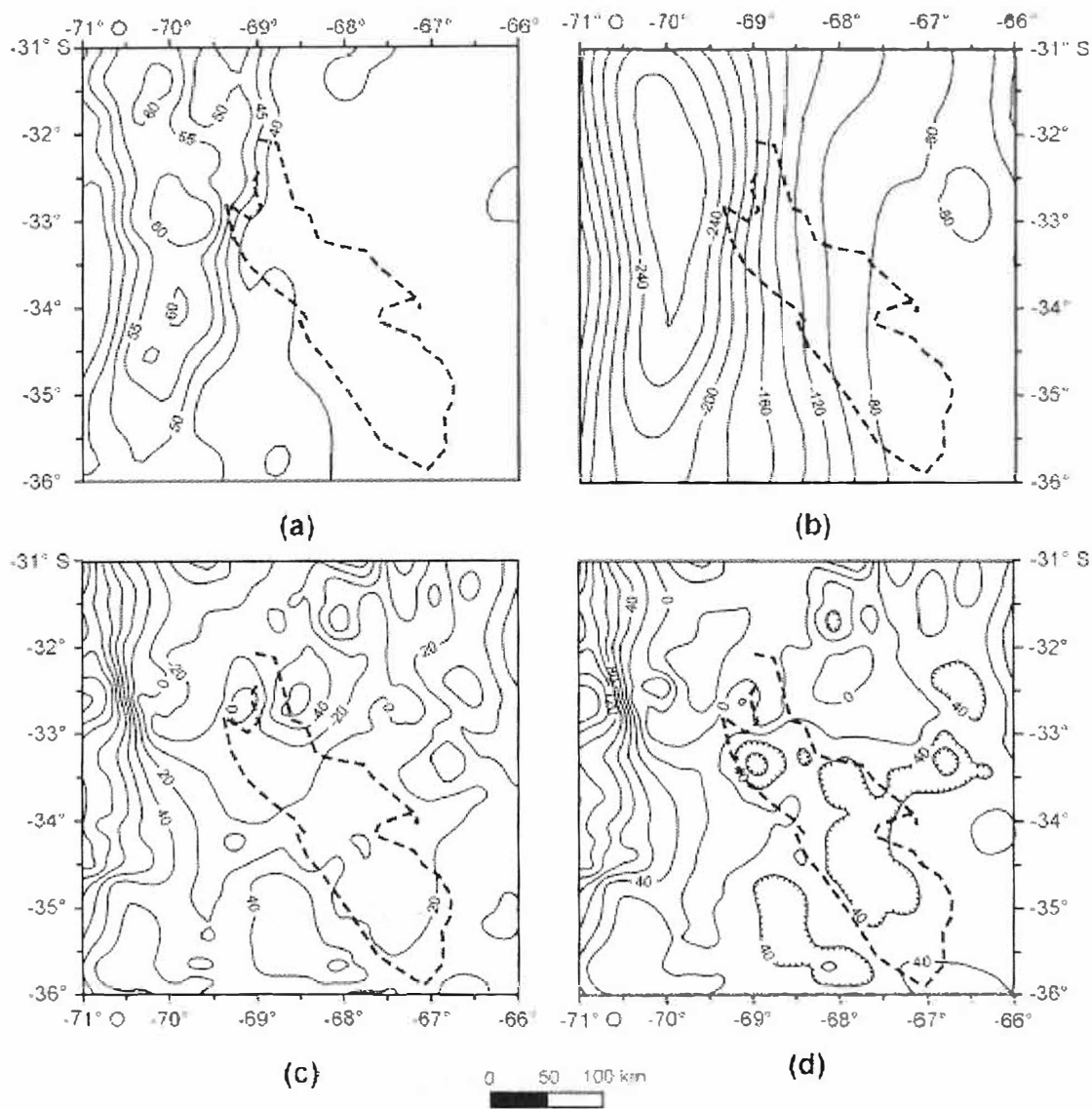


Figura 43 - a) Contornos do Moho hidrostático M_{HI} , depois de considerar raízes crustais no sistema de Airy. b) Efeito de gravidade do Moho hidrostático M_{HI} . c) Anomalias Bouguer menos o efeito da raiz predita no conceito de Airy. d) Anomalia Bouguer corrigida pelo efeito da cobertura sedimentar menos os efeito da raiz predita pelo conceito de Airy. Fonte: MIRANDA *et al.*, (2002).

Essas anomalias calculadas foram subtraídas das anomalias observadas. Sobre a região da bacia (figura 43c), as isogálicas se encontram dentro do intervalo de ± 20 mGal, indicando a escala regional um estado atual próximo da compensação.

Também foram determinadas as diferenças entre as anomalias corrigidas do efeito da cobertura sedimentar (Fig 39 b) e as obtidas a partir do modelo de Airy (Fig 43 d). Nesse mapa estão presentes focos anômalos positivos sobre a bacia, análogos aos produzidos por meio da filtragem realizada anteriormente. Esse residual positivo admite ser interpretado como devido a variações na espessura crustal. Posto que as mesmas são positivas, neste sentido se deveria aceitar uma diminuição local da profundidade de M. De acordo com as teorias isostáticas, esta atenuação implicaria nas existências de anti-raízes $\Delta R'$, que compensariam o defeito de densidade atribuído ao pacote sedimentar.

As anti-raízes dependem das espessuras do pacote sedimentar h_s , de maneira que as massas h_s de densidade $(\sigma_{cs} - \sigma_s)$ sejam iguais às massas $\Delta R'$ de densidade $\Delta\sigma$ de modo que:

$$\Delta R' = \frac{(\sigma_{cs} - \sigma_s)}{\Delta\sigma} h_s = \frac{0,38}{0,4} h_s = 0,95 h_s$$

onde $\sigma_{cs} = 2,7 \text{ g/cm}^3$ é a densidade da crosta superior, $\sigma_s = 2,32 \text{ g/cm}^3$ é a densidade dos sedimentos e $\Delta\sigma = 0,4 \text{ g/cm}^3$ é o contraste de densidades entre a crosta e o manto superior.

As novas profundidades de M (M_{H2} na figura 44) foram determinadas considerando tanto as raízes para as zonas elevadas como as anti-raízes para a depressão cuyana. Foi recalculado o efeito da gravidade até o nível de M_{H2} em um sistema 3D considerando $T=33$ km e $\Delta\sigma = 0,4 \text{ g/cm}^3$ (figura 44 b). Na figura pode ser visto o excedente de gravidade relativo relacionado com a anti-raiz proposta para a bacia (compare com as anomalias em 39

b). Na figura 44 c) também estão as anomalias isostáticas calculadas após descontado da anomalia Bouguer corrigida o efeito de M_{H2} .

Essas anomalias são positivas sobre ambas as sub-bacias, indicando um estado atual de leve sobrecompensação, expresso por uma ante-raiz em excesso. Esse excesso de energia local implicaria no futuro a possibilidade de potenciais movimentos verticais descendentes. Assim, no futuro a bacia Cuyana deveria subsidir para alcançar o equilíbrio.

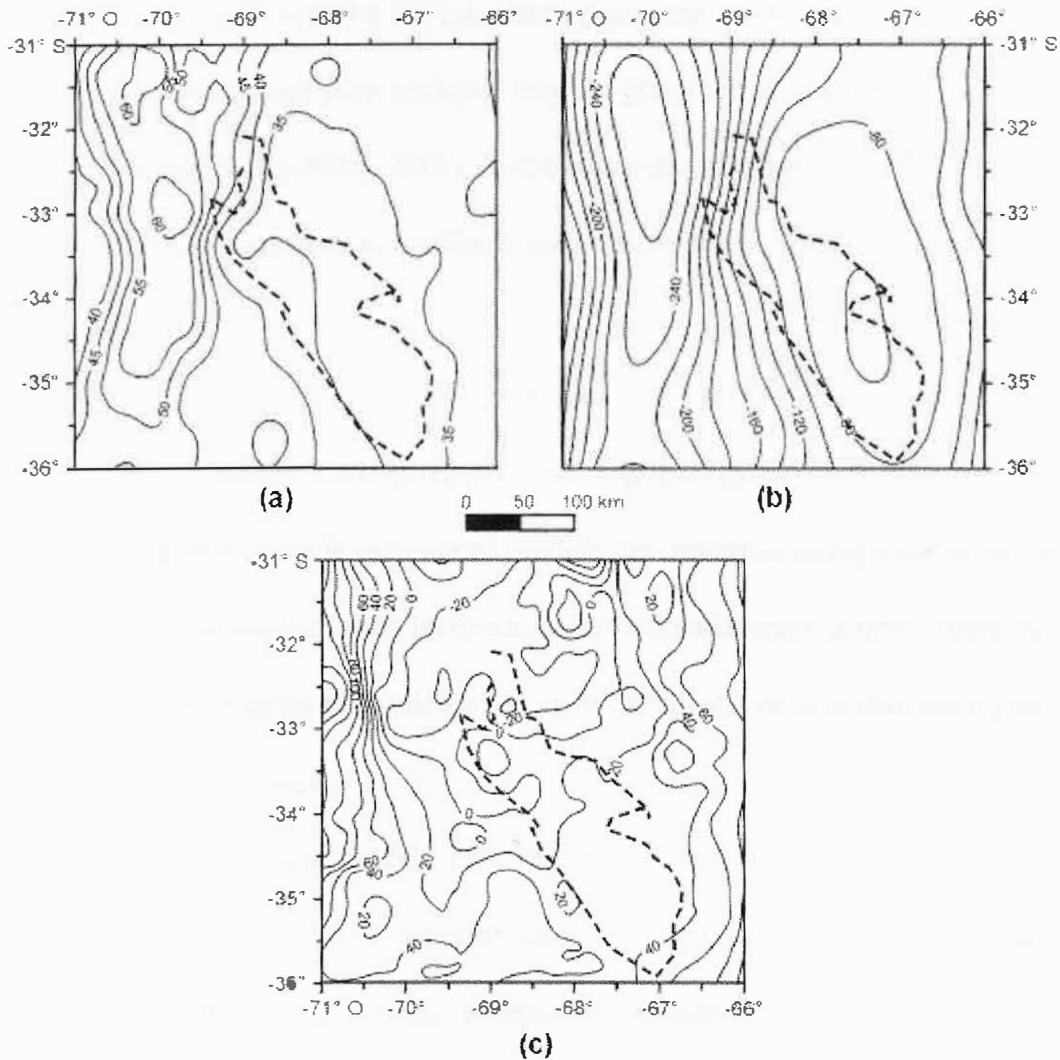


Figura 44 - a) Contornos do Moho hidrostático M_{H2} , considerando raízes e anti-raízes. b) Efeito da raiz hidrostática no conceito de Airy para as regiões elevadas e da anti-raiz para as zonas deprimidas da bacia (em mGal) c) Anomalias isostáticas ao subtrair da anomalia Bouguer corrigida as anomalias em b. O estado atual de leve sobrecompensação é confirmado pelas anomalias isostáticas. Fonte: MIRANDA et al., (2002).

4.8 Profundidades do Moho gravimétrico

Com o propósito de visualizar mais claramente as zonas de engrossamento ou atenuação relativas, de acordo com o artigo 1 foi feito um modelo 3D do provável Moho gravimétrico (M_G) derivado das anomalias cujo comprimento de onda é superior a 135 km (veja a figura 39 b). No modelo, seguindo o algoritmo de Parker, considerou-se um contraste de densidade crosta inferior-manto superior de 0.4 g/cm^3 , para uma crosta normal de 33 km de espessura. Esses são valores usuais para qualquer modelo gravimétrico a essas latitudes (INTROCASO *et al*, 2000 *apud* MIRANDA, 2002). Nesse mapa de ondulações de M_G se reconhecem zonas de forte engrossamento em coincidência com a Cordilheira dos Andes, enquanto que na zona centro-oeste do mapa, incluindo a área da bacia, se observa uma leve atenuação crustal. Na figura também são identificadas as direções que indicam os eixos principais de espessamento a oeste (sobre os Andes) e adelgamento sobre o leste do mapa.

Devido à ambiguidade inerente ao modelo gravimétrico, as espessuras crustais calculadas nesse trabalho apresentam uma incerteza de aproximadamente $\pm 10\%$. Além disso, devido à ausência de informações provenientes da sísmica, adotou-se uma espessura padrão de 33 km para a crosta de referência.

De acordo com esse modelo para M_G , a atenuação crustal primitiva que deu origem à bacia no Triássico médio a superior tem, no presente, uma expressão reduzida, muito provavelmente devido à importante deformação cenozóica.

Já no artigo 2, uma inversão gravimétrica foi efetuada supondo um contraste de densidade crosta inferior- manto superior $\Delta\sigma_{mc} = 0,4 \text{ g/cm}^3$ para uma crosta normal de 33 km de espessura e foram avaliadas seções 2D nas latitudes de $33^\circ 30' \text{ S}$ e 35° , as quais atravessam as sub-bacias de Cacheuta e Alvearem em suas porções médias. As profundidades até o Moho gravimétrico indicam uma tendência regional de forte engrossamento crustal na direção Leste-

Oeste, alcançando um máximo de até 65 km sob o eixo andino. Abaixo da bacia, o Moho varia entre 32-35 km, exibindo um bom ajuste com as profundidades de M_{H2} (figura 45). Assim, nesse modelo a crosta atual da bacia exibiria leve atenuação cortical, consistente com um modelo genético de estiramento.

A estrutura crustal modelada nesse trabalho não descarta a possibilidade de que uma crosta diferente, de maior densidade relativa sob a bacia, ou combinada com variações de espessura, também poderia explicar o campo observado. Nesse sentido, as sequências basálticas de idade jurássica (RAMOS, 1993 *apud* MIRANDA *et. al*, 2002) presentes na sub-bacia Cacheuta poderiam contriuir para esse excesso de densidade. Outros estudos geofísicos, especialmente tomografias sísmicas, são necessários para confirmar a validade do modelo.

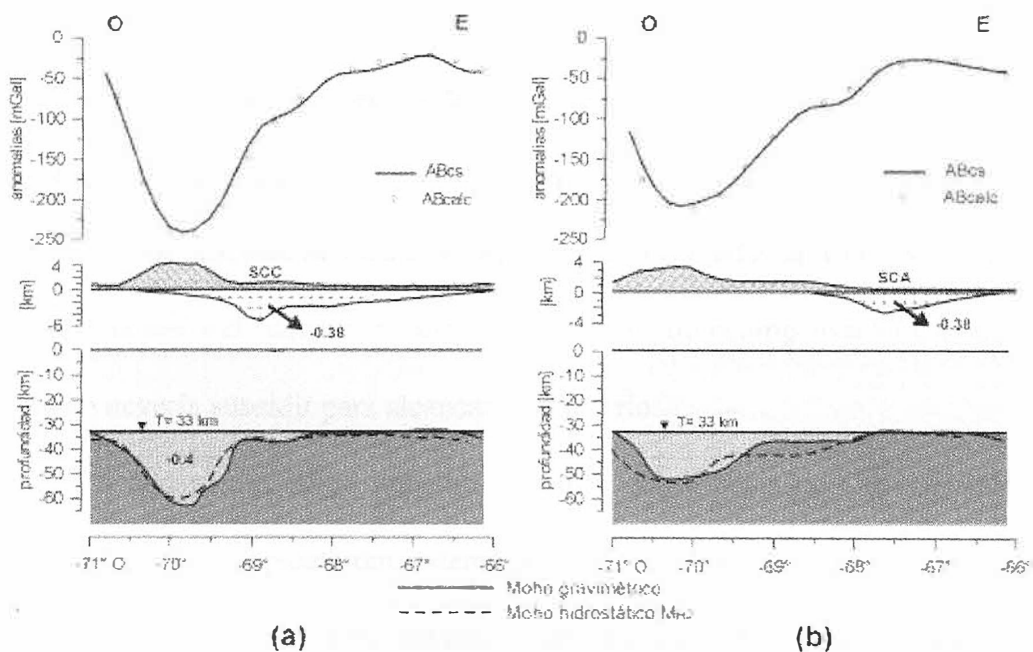


Figura 45 - Modelos de estrutura crustal derivadas de dados de gravidade para: a) uma seção em $33^{\circ} 30' S$ (sub-bacia Cacheuta) e b) uma seção em $35^{\circ} S$ (sub-bacia de Alvear). Acima: Anomalias Bouguer observadas (ABCs) e calculadas (ABcalc) a partir do modelo (abaixo). Centro: Altitudes topográficas e espessuras da cobertura sedimentar de acordo com as isóbatas de embasamento (YPF). Abaixo: Estrutura crustal modelada até o nível do Moho, e profundidades do Moho hidrostático M_{H2} . Os contrastes de densidade estão em g/cm^3 . Fonte: MIRANDA *et al.*, (2002).

5. CONCLUSÕES

Ao final do trabalho, concluiu-se que a existência de excessos de gravidade relativos sobre a bacia de Cuyo foi identificada através de um modelo 3D de profundidade da interface crosta inferior-manto superior. O mapa de M_G foi derivado da inversão das anomalias Bouguer cujo comprimento de onda fosse maior que 135 km. Sobre esse mapa foram identificadas prováveis eixos regionais de espessamento (sobre a Cordilheira dos Andes) e de adelgamento (sobre a área da bacia). A atenuação atual, consistente com um modelo genético de origem extensional, seria maior sobre a bacia de Alvear ao sul, porque a deformação cenozóica afetou mais severamente o setor norte da bacia (sub-bacia Cacheuta).

Os residuais positivos também estão presentes nas anomalias obtidas ao descontar da Anomalia Bouguer sem o efeito da cobertura sedimentar, o efeito de um modelo isostático no sistema de Airy. Na hipótese de estiramento, foram consideradas anti-raízes sob a bacia. As anomalias resultantes indicam um estado atual de leve sobrecompensação e pode-se inferir que esta região deveria subsidir para alcançar o equilíbrio.

Durante o andamento desse trabalho, notou-se que a bacia de Cuyo desperta grande interesse exploratório e apresenta um sistema petrolífero consolidado. Em relação à geologia, observa-se uma quantidade vasta de trabalhos publicados e livros enquanto que os trabalhos na área de geofísica são mais escassos e inacessíveis a nós por serem publicados em anais de eventos argentinos. Um dos motivos desse número pequeno de publicações em geofísica pode ser atribuído a um certo controle de informações por se tratar de uma região produtora e de considerável potencial petrolífero.

Referências bibliográficas

ÁVILA, J.N.; CHEMALE, F. Jr.; MALLMANN, G; KAWASHITA, K.; ARMSTRONG, R.A. Combined stratigraphic and isotopic studies of Triassic strata, Cuyo Basin, Argentine Precordillera. **Geological Society of America**, v.118; n.9/10; p. 1088-1098, 2006.

BALLY, A.W. Tectogenese et sismique réflexion. **Société Géologique de France**, Bulletin 7, p.279-285, 1984.

BLAKELY, R. J; **Potential theory in gravity and magnetic applications**. Cambridge, Cambridge University Press, 1995.

CHEBLI, G.A.; LABAYÉN, I.L.; LAFFITE, G.A.; ROSSO, M.L. Materia Orgánica, Ambiente Depositional y Evaluación Oleogenética de la Cuenca Cuyana. In: NUEVO CONGRESSO GEOLÓGICO ARGENTINO, Actas VII, 1984, **Resumos...** p. 68-85, 1984.

CHEBLI, G.A.; PLOSZIEWICZ, J.V.; AZPIROZ, G.M. El sistema Triásico y los hidrocarburos, *in* ARTABE, A.E., *et al.* (eds.), El sistema Triásico en la Argentina. **La Plata, Fundación Museo de "Francisco Pascasio Moreno"**, p.283-315, 2001.

CORDANI, U.G.; MILANI, E.J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D.A. Tectonic Evolution of South América. **Revista geológica de Chile**, dic. 2000, vol.27, no.2, p.255-455. ISSN 0716-0208.

CRIADO ROQUÉ, P.; ROLLERI, E.; DE FERRARIS, C.; SIMONATO, I.; SUERO, A.; SUERO, T. Cuencas Sedimentarias de la Argentina. **Boletín de Informacion Petroleras, Yacimientos Petrolíferos Fiscales**, v.320, p.62-95, 1960.

DALZIEL, I.W.D.; DE WIT, M.F.; PALMER, K.F. Fossil marginal basin in the southern Andes. **Nature**, n.250, p.291-294, 1974.

DELLA FÁVERA, J.C.; BELTRAMI, C.V.; CARNEIRO, R.G.; FEIJÓ, F.J. **Geologia das bacias de Neuquém e Cuyo – República Argentina**. Rio de Janeiro: Petrobras, 1980.

DELLAPÉ, D.; HEGEDUS, A. Structural inversion and oil occurrence in the Cuyo basin of Argentina. In: TANKARD, A.J.; SUÁREZ SORUCO, R.; WELSINK, H.J. **Petroleum basins of South America: AAPG Memoir 62**, p.359–367, 1995.

DIAS, Marcelo S.; BRAGA, Luiz F. S. Uso do campo potencial na exploração dos recursos minerais marinhos. **Rev. Bras. Geof.**, São Paulo, v.18, n.3, p.257-268, 2000. ISSN 0102-261X.

DOBRIN, M. B; **Introduction to geophysical prospecting**. New York, McGraw-Hill, 1976.

FIGUEROA, D.E.; CHEBLI, G.A. Migración y entrapamiento de Hidrocarburos en la Cuenca Cuyana. In: X CONGRESO GEOLÓGICO ARGENTINO, 1987, Argentina, ata II. **Anais...**, p. 285-288, 1987.

FITZGERALD, M.G.; MITCHUM, R.M. Jr; ULIANA, M.A.; BIDDLE, K.T. Evolution of the San Jorge Basin, Argentina. **American Association of Petroleum**, Bulletin 74, p.879-920, 1990.

FRANZESE, J.R.; SPALLETTI, L.A. Late Triassic–Early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-break-up rifting. **Journal of South American Earth Sciences**, n.14, p.257-270, 2001.

FRANZESE, J.; SPALLETTI, L.; PÉREZ, I.G.; MACDONALD, D. Tectonic and paleoenvironmental evolution of Mesozoic sedimentary basins along the Andean foothills of Argentina (32°–54°S). **Journal of South American Earth Sciences**, n.16, p.81-90, 2003.

GIBBS, A. Balancing geoseismic cross-sections. **Canadian Society Petroleum Geology**, Short Course, p.1-88, 1988.

HALLIDAY, D.; RESNICK, R; WALKER. **Fundamentos de Física: Mecánica**. São Paulo: LTC, 2006.

JONES, D.; KOKOGIAN, D.; BARZOLA, G.; ORTIZ, A. Sistemas Petroleros de la Cuenca Cuyana. In: IV CONGRESSO DE EXPLORACIÓN Y DESARROLLO DE HIDROCARBUROS, 1999, Mar del Plata, **Resumos...** Mar del Plata, p. 127-143, 1999.

JORDAN, T.; ORTIZ, A. Tiempo de Generación de Petróleo en Mendoza Norte. In: DÉCIMO CONGRESSO GEOLÓGICO ARGENTINO, Actas II, 1987, **Resumos...** p. 271-276, 1987.

KOKOGIAN, D.A. Estratigrafía Secuencial en Cuencas Continentales-Cuenca Cuyana. In: IV SIMPOSIO BOLIVARIANO, 1991, Argentina, volume I. **Resumos...**, 1991.

KOKOGIAN, D.A.; BOGETTI, D.; REBAY, G. Cuenca Cuyana, el análisis estratigráfico secuencial em la identificación de entrampamientos estratigráficos sutiles. In: I CONGRESO NAC. DE EXPLORACIÓN DE HIDROCARBUROS, 1989, Argentina, volume 2. **Resumos...**, p.649-675, 1989.

KOKOGIAN, D.A.; FERNÁNDEZ-SEVESO, F.; MOSQUERA, A. Las secuencias sedimentarias triasicas. In: GEOLOGIA Y RECURSOS NATURALES DE MENDOZA, Buenos Aires, 1993. **Anais...** Buenos Aires: Asociación Geológica Argentina/Instituto Argentino de Petróleo, p.65-78, 1993.

KOKOGIAN, D.A.; MANCILLA, O. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Cuayana. In: X CONGRESSO GEOLÓGICO ARGENTINO, 1987. **Anais...** Cuencas Sedimentarias Argentinas, Serie Correlación Geológica n.6, p.169-201, 1987.

KOKOGIAN, D.A., SPALLETTI, L.A., MOREL, E.M., ARTABE, A.E., MARTÍNEZ, R.N., ALCOBER, O.A., MILANA, J.P., ZAVATTIERI, A.M., 2001. Estratigrafía del Triásico Argentino. In: ARTABE, A.E., MOREL, R.N., ZAMUNER, O.A. (eds.), El Sistema Triásico en la Argentina. **Fundación Museo de La Plata Francisco Pascasio Moreno**, La Plata, p.23-54, 2001.

LEGARRETA, L.; GULISANO, C.A.; ULIANA, M.A. Las secuencias sedimentarias jurásico-cretácicas. Relatorio Geología y Recursos Naturales de Mendoza. In: XII CONGRESO GEOLÓGICO ARGENTINO Y II CONGRESO DE EXPLORACIÓN DE HIDROCARBUROS, 1993, Mendoza. **Resumos...** Mendonza, v.1, n.9, p.87-114, 1993.

LOWRIE, W; **Fundamentals of geophysics**. Cambridge, Cambridge University Press, 1997.

LUIZ, José Gouvêa; SILVA, Lúcia Maria da Costa e. **Geofísica de Prospecção**. 1ed. Belém: Universidade Federal do Pará - Cejup, 1995. v.1, 311p. ISBN: 85-247-0118-8

MACDONALD, D.; GÓMEZ-PÉREZ, I.; FRANZESE, J.; SPALLETTI, L.; LAWVER, L.; GAHAGAN, L.; DALZIEL, I.; THOMAS, C.; TREWIN, N.; HOLE, M. Mesozoic break-up of SW Gondwana: Implications for South Atlantic regional hydrocarbon potential. **Marine and Petroleum Geology**, in press, 2003.

MIALL, A.D. **The geology of fluvial deposits: Sedimentary Facies, basin analysis, and petroleum geology**. Berlin: Springer-Verlag, 582p., 1996.

MIRANDA, S. L.; Extensión cortical en la cuenca Cuyana (Argentina). **Revista Geofísica**, n. 57, p. 5-20, 2002.

MIRANDA, S. L., ROBLES, J. A; Posibilidades de atenuación cortical en la cuenca Cuyana a partir del análisis de datos de gravedad, **Revista de la Asociación Geológica Argentina**, n. 57, p. 271-279, 2002.

MPODOZIS, C.; KAY, S.M. Provincias magmáticas ácidas y evolución tectónica de Gondwana: Andes Chilenos (28°–31°S). **Revista Geologica de Chile**, v.17, p.153–180, 1990.

NETTLETON, L; **Elementary gravity and magnetics for geologists and seismologists**. Society of Exploration Geophysicists, Monograph Series, Number 1.

PADULA, E. **Las Cuencas sedimentarias petrolíferas argentinas. Sus resultados: Serie G, 1.** Universidad Nacional de Cuyo, Facultad de Ingeniería de Petróleos, Mendoza, Serie 6 (1), p.1-39, 1972.

POMBO, R. Areas en licitación Cuenca Cuyana. **En Petróleo y Gas en Argentina**, Buenos Aires, v.I, p.151-163, 1986.

RAMOS, V.A. Estratigrafía de los lagos Fontana y La Plata. **1° Congreso Geológico Chileno Actas 1(A)**, p.43-64, 1976.

RAMOS, V.A. **Field guide to geology of the Central Andes (31 – 33 SL).** Central Andes Field Seminar notes. Buenos Aires: Universidad de Buenos Aires, 1990.

RAMOS, V.A. Control geotectónico de las cuencas triásicas de Cuyo. **Boletín de Informaciones Petroleras**, v.9, n.31, p.2-9, 1992.

RAMOS, V.A. Evolución tectónica de la Argentina. **Servicio Geológico Minero Argentino**, Anales 29, p.715-785, 1999.

RAMOS, V.A.; KAY, S.M. Triassic rifting and associated basalts in the Cuyo Basin, central Argentina, *in* HARMON, R.S.; RAPELA, C.W. Andean magmatism and its tectonic setting. **Geological Society of America Special Paper**. v.265, p.79-91, 1991a.

RAMOS, V.A.; KAY, S.M. Triassic rifting and associated basalts in the Cuyo basin, central Argentina. **Geological Society of America**, Special Paper 265, p.79-91, 1991b.

RAPELA, C.W.; DIAS, G.; FRANZESE, J.; ALONSO, G.; BENVENUTO, A., 1991. El Batolito de la Patagonia Central: Evidencias de un magmatismo triásico-jurásico asociado a fallas transcurrentes. **Revista Geológica de Chile**, n.18, p.121-138, 1991.

RAPELA, C.W.; PANKHURST, R.J. The granites of northern Patagonia and the Gastre fault system in relation to the break-up of Gondwana. **Geological Society of London**, Special Publication 68, p.209-220, 1992.

ROSSO, M.I.; LABAYÉN, I.; LAFFITE, G.; ARQUIJO, M. La Generación de Hidrocarburos en la Cuenca Cuyana. In: DÉCIMO CONGRESSO GEOLÓGICO ARGENTINO, Actas II, 1987, **Resumos...** p. 267-270, 1987.

SASAGAWA G., CRAWFORD. W., EIKEN. O., NOONER S., STENVOLD T., ZUMBERGE M; A new sea-floor gravimeter, **Geophysics**, n.68, p. 544-553, (2003).

SPALLETTI, L.A. Evolución de las cuencas sedimentarias, in ARTABE, A.E. *et al.* (eds.) El sistema Triásico em la Argentina: La Plata. **Fundación Museo de "Francisco Pascasio Moreno"**, p. 81-101, 2001.

SPALLETTI, L.A.; ARTABE, A., MOREL, E.; BREA, M. Biozonacion paleofl orística y cronoestratigrafía del Triasico Argentino. **Ameghiniana**, v.36, p.419-451, 1999.

SPALLETTI, L.A.; FRANZESE, J.R. Mesozoic palaeogeography pf southern South America. In: THIRD INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON ANDEAN GEODYMANICS, 1996, Paris, **Anais...** Paris, p.497-500, 1996.

TANKARD, A.J.; SUÁREZ SORUCO, R.; WELSINK, H.J. **Petroleum Basins of South America: AAPG Memoir 62**. The American Association of Petroleum Geologists, 1995.

TELFORD, W. M.; GELDART, L. P.; SHERIFF, R. E; **Applied Geophysics**. Cambridge, Cambrigde University press, 1990.

THOMAS, G; **Cálculo: Vol. 1**. Pierson, Addison Wesley, 2002.

ULIANA, M.A.; ARTEAGA, M.E.; LEGARRETA, L.; CERDÁN, J. J.; PERONI, G. O. Inversion structures and hydrocarbon occurrence in Argentina, in BUCHANAM, J. G.; BUCHANAM, P. (eds.) Basin inversion. **Geological Society [London] Special Publication**, v.88, p.211-233, 1995.

WILLIAMS, G.D.; POWELL, C.M.; COOPER, M.A. Geometry and kinematics of inversion tectonics, *in* COOPER, M.A.; WILLIAMS, G.D., Inversion tectonics. **Geological Society Special Publication**. n.44, p.3-15, 1989.

ZERFASS, H.; CHEMALE, F. Jr.; SCHULTZ, C.L.; LAVINA, E.L. Tectonics and sedimentation in southern South America during Triassic. **Sedimentary Geology**, v.166, p.265-292, 2004.