



UFRJ

**Davidson de Azevedo Santos**

**ASPECTOS GEOLÓGICOS DA BACIA TALARA E O ESTUDO DE  
LEVANTAMENTO AEROMAGNÉTICO NO SUL DO PERU**

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.

Orientador(a):

Paula Lúcia Ferrucio da Rocha

Rio de Janeiro  
Agosto de 2007

MGK  
5237AG

SANTOS, Davidson de Azevedo

**Aspectos Geológicos da Bacia Talara e o Estudo de Levantamento Aeromagnético no Sul do Peru** / Davidson de Azevedo Santos - Rio de Janeiro: UFRJ / IGeo, 2007.

XIII:153p. : il.; 30cm

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

Orientadora: Paula Lúcia Ferrucio da Rocha

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

Davidson de Azevedo Santos

**ASPECTOS GEOLÓGICOS DA BACIA TALARA E O ESTUDO DE  
LEVANTAMENTO AEROMAGNÉTICO NO SUL DO PERU**

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.

Orientador(a):

Paula Lúcia Ferrucio da Rocha

Aprovada em: \_\_\_\_\_.\_\_\_\_\_.2007

Por:

---

Paula Ferrucio Rocha (UFRJ)

UFRJ  
Rio de Janeiro  
2007

Este trabalho é dedicado a todos que colaboraram para a realização deste.

## **Agradecimentos**

Á Deus, família, namorada e amigos pelo apoio e compreensão.

Á PETROBRAS S.A. pela oportunidade e pelo apoio.

A minha orientadora Paula Ferrucio Rocha pela atenção e desprendimento.

Ao Coordenador do curso de formação de geofísicos da PETROBRÁS S.A.,  
Álvaro Gomes pela expedita solução dos problemas encontrados.

Aos amigos da PETROBRÁS S.A .

Aos meus Colegas de equipe pelo excepcional trabalho.

Aos meus colegas de turma pelas trocas de idéias e por criarem um ambiente fértil para a realização deste trabalho.

“Nossos conhecimentos fizeram-nos céticos; nossa inteligência, empedernidos e cruéis. Pensamos em demasia e sentimos bem pouco”.

Charles Chaplin.

## Resumo

SANTOS, Davidson de Azevedo. **Aspectos Geológicos da Bacia Talara e o Estudo de Levantamento Aeromagnético no Sul do Peru** . 2007. xiii, 153p. 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.

*Neste trabalho, o autor reúne informações geológicas na bacia Talara, no Noroeste do Peru. Na primeira parte, são apresentadas a localização, limites, geologia estrutural e estratigráfica e geologia do petróleo desta bacia. Na segunda parte são apresentados os fundamentos, aproximações e limites do método magnético, assim como os aparelhos utilizados e particularidades na aquisição processamento e interpretação dos dados obtidos. Na terceira parte realiza-se um estudo de caso acerca de um levantamento aeromagnético realizado no Sul do Peru para o estudo de mineralizações de tipo Cu-pórfiro .*

Palavras-chave: Bacia Talara; Aeromagnetometria.

### **Abstract**

SANTOS, Davidson de Azevedo. **Aspectos Geológicos da Bacia Talara e o Estudo de Levantamento Aeromagnético no Sul do Peru.** [Geologic aspects of the Talara Basin and the Study of Aeromagnético Survey in the South of Peru].2007. XIII, 153p. 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, the author congregates geologic information in the Talara basin, in the Northwest of Peru. In the first part, the localization, limits, structural and estratigráfica geology and geology of the oil of this basin are presented. In the second part the beddings are presented, approaches and limits of the magnetic method, as well as the used devices and particularities in the acquisition processing and interpretation of the gotten data. In the third part a study of case concerning a carried through aeromagnético survey in the South of Peru for the study of mineralizações of Cu-pórfiro type is become fulfilled.

Key-Words: Talara Basin; Aeromagnetometric

## Lista de Figuras

- Figura 1:** A província da bacia Talara e províncias adjacentes do noroeste do Peru (HIGLEY, D., 2004)
- Figura 2:** Seção estratigráfica norte-sul através da bacia Talara e sul da bacia Progreso (modificado de RAEZ LURQUIM, 1999)
- Figura 3:** Mapa geológico simplificado das Províncias das Bacias Talara e Progreso e áreas adjacentes. São mostrados a localização da mega zona de cisalhamento Dolores-Guayaquil , Guyana e Amazonas.(HIGLEY, D. 2004)
- Figura 4:** Coluna estratigráfica da área de Carpitás (parte norte da Bacia Talara). (GMP, 1993)
- Figura 5:** Facies Mongollon drenagem Cerezito, uma drenagem secundária La Bocana (PALÁCIOS, J.C.Q 2006)
- Figura 6:** Estruturas cruzadas acanalados da formação Ostrea – Echino, drenagem Cerezito (PALÁCIOS,2006)
- Figura 7:** Brechas Talara seladas por uma seqüência transgressiva. (PALÁCIOS, 2006)
- Figura 8:** Detalhe da seqüência transgressiva que sela a unidade Brechas Talara (PALÁCIOS, 2006)
- Figura 9:** Turbiditos finos distais. Típica fácies Chira. (PALÁCIOS, 2006)
- Figura 10:** Canal turbidítico relacionado com a formação Verdun (PALÁCIOS, 2006)
- Figura 11:** Formação Mirador e a estrutura tipo “Gilbert delta” com clinofomas de grande escala. (PALÁCIOS, 2006)
- Figura 12:** Formação Plateritos na escarpa da falha Carpitás (PALÁCIOS, 2006)
- Figura 13:** Formação Máncora ao fundo e o membro basal Plateritos (PALÁCIOS, 2006)
- Figura 14:** Fácies Heath na Rodovia Panamericana. (PALÁCIOS, 2006).
- Figura 15:** Imagem DEM mostrando as principais falhas da área Carpitás, parte norte da Bacia Talara. (NASA, 2007)

**Figura 16:** Interpretação da seção sísmica GMP-04, calibrada a partir de sismogramas sintéticos e informação de superfície. A linha amarela é a base da formação Ostrea-Equino, a preta é a base da formação Mogollón e topo do Paleozóico (PALÁCIOS, 2006)

**Figura 17:** Interpretação da seção sísmica GMP-05 (paralela a GMP-04), calibrada a partir de sismogramas sintéticos e informação de superfície. A linha amarela é a base da formação Ostrea-Equino, a rosa é a base da formação Mogollón e a preta é a base da Formação San Cristóbal e topo do Paleozóico (PALÁCIOS, 2006)

**Figura 18:** A falha Carpitás funciona como selo estrutural dos campos Carpitás Leste e Oeste, onde se encontram os poços AM-125 e C-4 (PALÁCIOS, 2006)

**Figura 19:** Seções estruturais: (A) Realizado na altura do Vale Seca (região Máncora) em direção aos Amotapes, chegando na bacia Lancomes; (B) Realizado na altura do Vale Máncora (região Máncora), chegando a Lancomes (PALÁCIOS, 2006)

**Figura 20:** Mapa de Localização de todas as linhas sísmicas utilizadas e das seções estruturais construídas (PALÁCIOS, 2006)

**Figura 21:** Imagem batimétrica e do relevo noroeste do Peru (NASA). Falhas do O-NO a L-SE desde a falha do Banco Peru (Plioceno-recente-Pleistoceno), cruzando a falha Carpitás (Mioceno-Oligoceno) e até a falha Cuzco-Angolo (Mioceno-Eoceno). Em rosa tem-se a seção sísmica OXY 98-211, seguido das linhas azuis (seções sísmicas GMP-04 e 05)

**Figura 22:** Espessamento do Heath no Mioceno-Oligoceno e a presença da seqüência plioceno-pleistoceno indicativo do funcionamento da falha Carpitás. Observa-se muito bem o rollover, que produziu uma zona muito produtiva de hidrocarbonetos no campo Carpitás (PALÁCIOS, 2006)

**Figura 23:** Seção PXII-99-10 interpretada no ponto de separação das bacias Talara e Lancones. O alto de Tamarindo serve de ponte sedimentar e ao mesmo tempo de separação estrutural. Em laranja indica a sedimentação das formações do Eoceno médio-superior; em verde as do Albiano-Cenomaniano compartilhados por ambas as bacias; em roxo o paleozóico, do devoniano ao carbonífero (PALÁCIOS, 2006)

**Figura 24:** Na seção PXII-99-10 observa-se os dobramentos do Grupo Copa Sombrero a esquerda do Alto de Tamarindo em subsolo, selado por uma discordância do Eoceno médio-superior (PALÁCIOS, 2006)

**Figura 25:** Esquema simplificado que explica a relação geométrica existente entre as falhas lítricas da área de investigação (PALÁCIOS, 2006)

**Figura 26:** Modelo deposicional do leque submarino Mesa – sistema folhelho Balcones. A linha preta em negrito representa a linha costeira do Pacífico, com o oceano à esquerda.

**Figura 27:** Modelo deposicional de leque submarino Mongollon-Manta – sistema folhelho Salina.

**Figura 28:** Seção longitudinal do sistema folhelho Mongollon-Manta.

**Figura 29:** Modelo deposicional do leque submarino Rio Bravo – sistema folhelho Salina.

**Figura 30:** Modelo deposicional do leque submarino Rio Bravo – sistema folhelho Salina.

**Figura 31:** Modelo deposicional do delta de Pariñas – sistema folhelho Chacra

**Figura 32:** Seção esquemática longitudinal do delta de Pariñas – sistema folhelho Chacra.

**Figura 33:** Modelo deposicional do delta Cabo Blanco – sistema folhelho Chacra.

**Figura 34:** Seção esquemática dip do delta Cabo Blanco.

**Figura 35:** Seção esquemática strike do delta Cabo Blanco.

**Figura 36:** Desenvolvimento esquemático de espessamento por falha de escorregamento sinsedimentar.

**Figura 37:** Modelo deposicional do leque submarino Echinocyamus sistema folhelho Chacra.

**Figura 38:** Seção esquemática longitudinal do leque submarino Echinocyamus – sistema folhelho Chacra.

**Figura 39:** Vista esquemática em planta das possíveis relações entre leques submarinos Echinocyamus.

**Figura 40:** Modelo deposicional do leque submarino Helico – sistema folhelho Talara.

**Figura 41 -** Modelos deposicionais para as Formações Mogollon (Eoceno) (A,B) e Clavel na parte setentrional da bacia Talara. A Formação Mogollon tem uma progressiva descida em direção ao sul por energia deposicional, a partir de conglomerados retrabalhados em canais flúvio-deltáicos até folhelhos atrás de leques submarinos (modificado por Chavez Cerna e Rodriques Rios, 2002). A linha da seção cruzada está marcada por N e S. Os sistemas flúvio-deltáicos da Formação Clavel (Pariñas) exibem diminuição na direção oeste em energia deposicional com associada diminuição em tamanhos de grão sedimentar; os principais reservatórios são arenitos de canais distributários (modificado por Lopez Chavez et al., 2002). O amarelo está onshore, púrpura escuro é intrusão ígnea e,

pontos verdes e vermelhos são pontos centrais de campos de petróleo e gás respectivamente.

**Figura 42:** Modelo deposicional deltáico da Formação basal Salina na porção setentrional da Bacia de Talara (Gonzalez Torres, 1989; reimprimiu com permissão do autor, 24/06/02). A direção de transporte sedimentar e a fonte desses lobos empilhados (cinza, verde e amarelo) foram principalmente de rochas do Paleozóico e Cretáceo do Alto de Negritos. O intervalo do contorno offshore é de 30 m. A linha azul corresponde à linha costeira e a linha vermelha segrega blocos de arrendamento.

**Figura 43:** Lei de Ampère. Uma corrente  $I$  através de um segmento condutor  $\Delta l$  cria um campo magnético  $\Delta H$  em um ponto  $P$  (TELFORD, W.M., 2004).

**Figura 44:** Susceptibilidade Magnética de algumas rochas (BLAKELY, 1995).

**Figura 45:** Elementos do Campo Geomagnético (Luiz, J.G & Costa, M.L., 1995).

**Figura 46:** Lowrie, 1997 Fundamentals of Geophysics.

**Figura 47:** Nettleton, 1971, Elementary Gravity Magnetism for Geologists and Seismologists.

**Figura 48:** Representação vetorial de uma anomalia do campo total,  $\vec{T}$  é a soma vetorial do campo regional  $\vec{F}$  e o campo anômalo  $\Delta\vec{F}$ . O comprimento  $\vec{T} - \vec{F} = |\vec{T}| - |\vec{F}|$  representa a anomalia do campo total, mas o comprimento  $\hat{F} \cdot \Delta\vec{F}$  é uma aproximação aceitável se  $\vec{F} \ll \Delta\vec{F}$ .

**Figura 49:** Esquema do levantamento no mar.

**Figura 50:** Comparação entre dados reduzidos e não- reduzidos ao pólo.

**Figura 51:** Modelo inverso de uma camada oceânica magnética. O campo anômalo  $\Delta T_i$  é medido acima de celas com extensão infinita, ortogonal à folha. As celas possuem magnetização uniforme  $M_j$ .

**Figura 52:** Estimativa da profundidade de um dique fino.

**Figura 53:** Anomalia Magnética no topo, pólo e reduzida ao pólo.

**Figura 54:** Amplitude o sinal analítico e primeira derivada vertical da anomalia na seção superior da figura 52.

**Figura 55:** Aumento da resolução lateral na anomalia gravimétrica por meio da segunda derivada vertical.

**Figura 56:** Aumento da resolução vertical através da segunda derivada vertical.

**Figura 57:** Amplitude do sinal analítico (topo) e primeira derivada vertical (base) da anomalia na seção superior da figura 53.

**Figura 58:** Mapa de localização da área de estudo com os principais depósitos porfíricos do sul do Peru e norte do Chile (CAMUS, et al., 1996).

**Figura 59:** Esboço geológico regional da costa peruana (arco vulcânico, Cordilheira Oriental), representando desde o Pré-cambriano até o Cenozóico: 1) Maciço de Arequipa; 2) Batólito da Costa; 3) Batólito da Caldera; 4) Vulcanismo da Cordilheira; 5) Vulcanismo recente e 6) Bacias de Casma e Rio Grande. As linhas tracejadas demarcam o levantamento aerogeofísico do Peru. É mostrada a localização das principais jazidas do tipo cobre pórfiro do sul do Peru e norte do Chile (modificado de Petersen & Vidal, 1996).

**Figura 60:** Mapa do campo magnético anômalo do sul do Peru, mostrando a localização dos depósitos de cobre porfírico. Linhas contínuas representam corpos de maior intensidade magnética; linhas tracejadas brancas representam as zonas de cisalhamento e falhas; linhas tracejadas pretas representam perfis magnéticos e topográficos de leste para oeste. Na porção central da área pode-se observar a ocorrência dos corpos de aparência sigmoidal, resultantes de uma tectônica compressiva cisalhante e sinistral.

**Figura 61:** Mapa de continuação para cima (2000m) do sul do Peru. Este mapa expressa o comportamento regional dos lineamentos e corpos magnéticos. As linhas contínuas brancas delimitam os corpos de maior intensidade magnética, destacando o Batólito da Costa (Batólito da Caldeira) e a seqüência de cones vulcânicos.

**Figura 62:** Mapa de amplitude de sinal analítico realçando as fontes magnéticas da região, delimitadas em branco.

**Figura 63:** Mapa da derivada horizontal em X do campo magnético anômalo (inclinação solar de  $45^\circ$ ), com os principais lineamentos interpretados.

**Figura 64:** Mapa da derivada horizontal em X do campo magnético anômalo (inclinação solar de  $45^\circ$ ), com os principais lineamentos interpretados.

**Figura 65:** Mapa da segunda derivada vertical, com a inclinação dos principais lineamentos superficiais e das estruturas concêntricas relativa aos cones na porção N-NE do mapa.

**Figura 66:** Mapa de lineamentos extraídos dos dados magnéticos residuais; derivada em X; derivada em Y; segunda derivada vertical. As setas referem-se à explicação fornecida no texto.

## Tabelas

**Tabela 1** - Estatísticas registradas para os campos de petróleo e gás na província da Bacia de Talara. [Anos de produção são de 1869 até 1996. Os dados mostrados para todos os campos e formações indiferentes da formação produtora. A maioria da produção está registrada juntamente. O número (n) de pontos de dados segue cada coluna. MMBO, milhões de barris de óleo; MMBOE, milhões de barris de óleo equivalente; CUM, acumulativo; BCFG, bilhões de pés cúbicos de gás; cfg/BO, pés cúbicos de gás por barril de óleo; mD, milidarcy. As fontes de dados são Perupetro (1999a), a Petroconsultants (1996) e GeoMark (1997)].

**Tabela 2:** Principais unidades dos parâmetros magnéticos no SI, unidades Gaussianas e fatores de conversão.

**Tabela 3:** Comparativo entre os diferente tipos de levantamento.

## Gráficos

**Gráfico 1:** Grau API dos petróleos de campos das províncias de Talara e de Progreso. Os petróleos leves são comumente caracterizados por um grau API de 31° - 55°; os médios por 22° - 31° e os pesados por menos de 22°.

**Gráfico 2:** Grau API e peso percentual de enxofre em petróleos de campos selecionados ao longo das províncias da Bacia de Talara e da Bacia de Progreso, Equador e Peru (GEOMARK, 1998). Baseado na distribuição de dados parece ser uma única população destas províncias. O desvio nos dados pode resultar parcialmente de métodos analíticos e a partir de biodegradações de petróleos em reservatórios do Terciário. Três petróleos do Terciário que indicam biodegradação estão mostrados em verde.

**Gráficos 3A e 3B:** A razão de níquel e vanádio (Ni/V) em partes por milhão (ppm) e, petróleos das províncias da Bacia de Talara e da Bacia de Progreso. Esse razão tende a ser constante no tempo e podem indicar diferentes idades e litologia de rochas geradoras. A distribuição de dados para A e B mostram uma amostra populacional de petróleos das províncias da Bacia de Talara e Progreso. As amostras da Bacia de Talara são geralmente menores ou iguais a 10 ppm Ni e 30 ppm V; uma amostra de reservatório do Paleoceno contem cerca de 7 ppm Ni e quase 60 ppm V. O único petróleo Pennsylvaniano-Amotape é característico de uma geradora do Terciário. As amostras de Talara que contêm na sua maioria 25 ppm em níquel são provavelmente também de uma geradora do Terciário, baseados em dados geoquímicos. O isolamento destas amostras pode representar uma geradora mais terrígena para essas do que para outras amostras.

**Gráfico 4:** A distribuição de isótopos de  $\delta^{13}\text{C}$  para hidrocarbonetos saturados e aromáticos das províncias das bacias Talara e Progreso (GEOMARK, 1998). O agrupamento de dados indica que os petróleos amostrados das províncias da Bacia de Talara e Progreso têm uma rocha geradora comum.

10

Agro-

Res-

Act-

Line

Tab-

Sci-

117

201

310

401

411

41

411

411

411

41

41

41

41

411

41

41

41

41

41

## Sumário

Agradecimentos .....	vi
Resumo .....	viii
<i>Abstract</i> .....	ix
Lista de Figuras.....	x
Tabelas.....	xv
Gráficos .....	xvi
1 INTRODUÇÃO .....	6
2 OBJETIVO .....	11
3 MÉTODO .....	12
4 CONTEXTO GEOLÓGICO DA BACIA TALARA .....	13
4.1 Estratigrafia .....	13
4.1.1 Formação San Cristóbal.....	14
4.1.2 Formação Mogollon.....	14
4.1.3 Formação Ostrea-Echino .....	15
4.1.4 Grupo Talara .....	16
4.1.5 Formação Chira-Verdun.....	19
4.1.6 Formação Mirador .....	21
4.1.7 Formação Plateritos .....	22
4.1.8 Formação Máncora .....	23
4.1.9 Formação Heath .....	24
4.2 Geologia Estrutural .....	25
4.2.1 FALHAS .....	26
4.2.1.1 Falha Carpitas.....	26
4.2.1.2 Falha Cancas .....	29
4.2.1.3 Falha El Bravo .....	29

4.2.1.4 Falha Algarrobo .....	29
4.2.1.5 Falha Máncora-1 .....	29
4.2.2 Construção das Seções Estruturais através das bacias Talara e Lancones ....	30
4.2.3 Análise Geométrica do Falhamento Lítrico .....	32
4.2.4 Análise Tectônica Sedimentar: Etapa de deformação da Bacia Talara.....	33
4.2.5 Compressão Pré-Eoceno .....	36
4.2.6 Extensão do <i>Mio-Oligoceno</i> .....	38
4.2.7 Modelo Evolutivo.....	38
4.3 Geologia Histórica.....	40
4.3.1 Principais Eventos Tectônicos da Bacia Talara .....	40
4.3.2 OROGENIA ANDINA .....	41
4.3.2.1 Fase Mochica.....	42
4.3.2.2 Fase Peruana .....	42
4.3.2.3 Fase Inca .....	42
4.3.2.4 Fase Quéchua .....	43
4.3.3 Evolução Geodinâmica da Bacia Talara.....	44
4.3.3.1 Análise da Região de Máncora.....	45
4.4 Sistemas Depositionais.....	46
4.4.1 Folhelho Balcones .....	46
4.4.2 Leque Mesa-Submarino - Sistema Folhelho Balcones .....	46
4.4.3 Leque Basal de Delta Salina – Sistema Folhelho Salinas.....	48
4.4.4 Leque Submarino Mogollon-Manta - Sistema Folhelho Salinas.....	48
4.4.5 Sistema Folhelho Salinas-Ostrea .....	51
4.4.6 Leque Submarino Rio Bravo - Sistema Folhelho Salina.....	51
4.4.7 Delta Pariñas - Sistema Folhelho Chacra .....	54
4.4.8 Delta Cabo Blanco - Sistema Folhelho Chacra.....	57

4.4.9 Leque Submarino Echinocyamus - Sistema Folhelho Chacra.....	60
4.4.10 Leque Submarino Helico - Sistema de Folhelho Talara .....	64
4.4.11 Leque Submarino Yapato-Talara - Sistema de Folhelho Talara.....	67
4.4.12 Plataforma Verdun – Sistema de Folhelho Chira .....	68
4.4.13 Folhelhos Chira.....	68
4.5 Geologia de Petróleo.....	69
4.5.1 SISTEMA PETROLÍFERO .....	69
4.5.1.1 Resumo.....	69
4.5.2 OCORRÊNCIA DE PETRÓLEO .....	71
4.5.2.1 Rochas geradoras de hidrocarbonetos .....	71
4.5.2.2 Maturação e Migração.....	80
4.5.2.3 Rochas Reservatório .....	83
4.5.2.4 Trapas e Selos.....	91
5 O MÉTODO MAGNETOMÉTRICO .....	95
5.1 Introdução .....	95
5.2 Magnetismo.....	96
5.2.1 Magnetização e Intensidade de um Campo Magnético.....	99
5.2.2 Tipos de Magnetização.....	102
5.2.3 O Campo Magnético Terrestre.....	107
5.2.4 Correções de Dados Magnéticos.....	109
5.2.5 Propriedades Magnéticas da Crosta Continental.....	110
5.3 Instrumentos de Medida do Campo Magnético .....	111
5.3.1 Magnetômetro de Precessão de Prótons.....	112
5.3.2 Magnetômetro de Absorção Ótica .....	113
5.3.3 Magnetômetro Flux Gate.....	114
5.4 Anomalia do Campo Magnético Total .....	115

5.5 Aquisição de Dados Magnéticos .....	116
5.5.1 Levantamentos Terrestres .....	117
5.5.2 Levantamentos Marinhos .....	117
5.5.3 Levantamentos Aéreos.....	118
5.6 Processamento e Interpretação dos Dados .....	121
5.6.1 Redução ao Pólo .....	121
5.6.2 MÉTODO DIRETO .....	123
5.6.2.1 Dipolos Magnéticos.....	123
5.6.2.2 Conjunto de Prismas .....	123
5.6.2.3 Empilhamento de Lâminas .....	124
5.6.2.4 Aproximação por Poliedros.....	124
5.6.3 MÉTODO INVERSO .....	124
5.6.3.1 O problema da Inversão Não-Linear.....	126
5.6.3.2 A Deconvolução de Werner .....	126
5.6.3.3 Amplitude do Sinal Analítico.....	127
5.6.3.4 Representação Espectral dos Campos Magnéticos .....	128
5.6.3.5 Realce das Anomalias Magnéticas Pelo Método das Derivadas Espaciais	130
6 ESTUDO DE CASO .....	134
6.1 Introdução .....	134
6.2 Localização da Área de Estudo.....	134
6.3 Objetivos do Estudo.....	135
6.4 Arcabouço Estrutural da Área.....	136
6.5 Aquisição de Dados Geofísicos.....	138
6.6 Discussão dos Resultados .....	140
6.6.1 Campo Magnético Anômalo.....	140
6.6.2 Continuação para cima.....	142

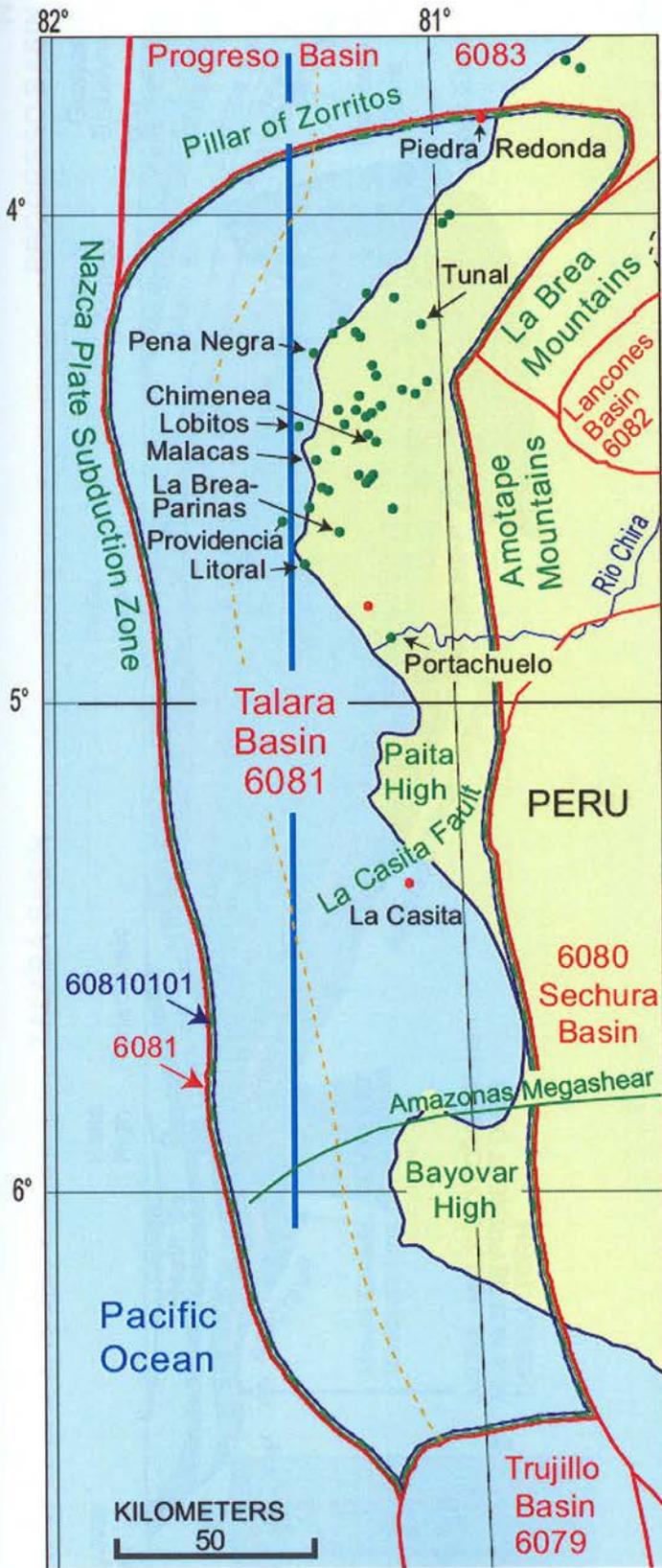
6.6.3 Sinal Analítico.....	143
6.6.4 Derivados Horizontais e Verticais .....	144
6.6.5 Mapa de Lineamentos .....	147
7 CONCLUSÃO .....	150
8 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	151

## 1 INTRODUÇÃO

A Bacia Talara é uma das 10 bacias espalhadas sobre aproximadamente 27.000 km<sup>2</sup> ao longo da costa oeste da América do Sul (ZÚÑIGA-RIVERO *et al.*, 1998a). SCHENK *et al.*, (1999) apresentam 13 bacias em ambiente *offshore* que se limitam e se assentam a oeste da costa. A extensão máxima da plataforma continental do Peru é cerca de 130 km (ZÚÑIGA-RIVERO e HAY-ROE, 1998). GROSSLING (1976) listou as áreas potenciais prospectivas de óleo e gás do Peru como sendo 1.000.000 km<sup>2</sup> em ambiente *onshore* e 24.000 km<sup>2</sup> em ambiente *offshore*. Cerca de 85% da bacia está em ambiente *offshore* e as maiores porções estão sob licenças de arrendamento. A Bacia Talara está localizada na plataforma continental ao longo da costa noroeste do Peru (Figura 1). Seus limites são: a leste está delimitado pelas montanhas La Brea-Amotape da Cadeia de Montanhas Costeiras e o soerguimento associado que separa a bacia dos Lancones e da Bacia de Sechura (Figura 1). A fronteira sudeste está a leste da falha La Casita e do soerguimento do Alto Paita, entre as Bacias Talara e Sechura; no limite sul está a Bacia de Trujillo. A oeste da província está a localização aproximada da zona de subducção da Placa de Nazca sobre a Placa Sul-Americana.

O Pilar de Zorritos é um embasamento soerguido e está associado a uma zona de falha que é o limite do norte da Bacia Talara (Figuras 1 e 2) que coincide com a extremidade sul da zona de megacisalhamento de Dolores-Guayaquil (Figura 3) e tem estabelecida uma estrutura complexa estabelecida que inclui falhamento transcorrente, bem como falhas de altos e baixos ângulos de várias idades (American Petroleum Corporation – AIPC) ; MAROCCO *et al.*, 1995; PINDELL e

TABBUTT, 1995; ZÚÑIGA-RIVERO *et al.*, 1998b, 1999. A localização deste mega cisalhamento e, conseqüentemente o limite da bacia, exhibe alguma variação, dependendo de quem mapeou o sistema de falha. ZÚÑIGA-RIVERO *et al.* (1999) indicaram que a província da Bacia de Talara estende se ao norte ao longo do mega cisalhamento de Dolores-Guayaquil que está aproximadamente a 50 km ao norte dos limites meridionais mostrados nas Figuras 1 e 3.



**EXPLANATION**

- Total petroleum system boundary
- Assessment unit boundary and name
- Minimum extent of 60810101
- Pod of active source rocks boundary
- | Tics indicate side of their presence
- North-south cross section shown on figure 2.

- Water
- Shoreline
- Geologic province boundary and name
- Country boundary
- Gas field centerpoint
- Oil field centerpoint

**Figura 1:** A província da Bacia de Talara e províncias adjacentes do noroeste do Peru. (HIGLEY, D 2004).

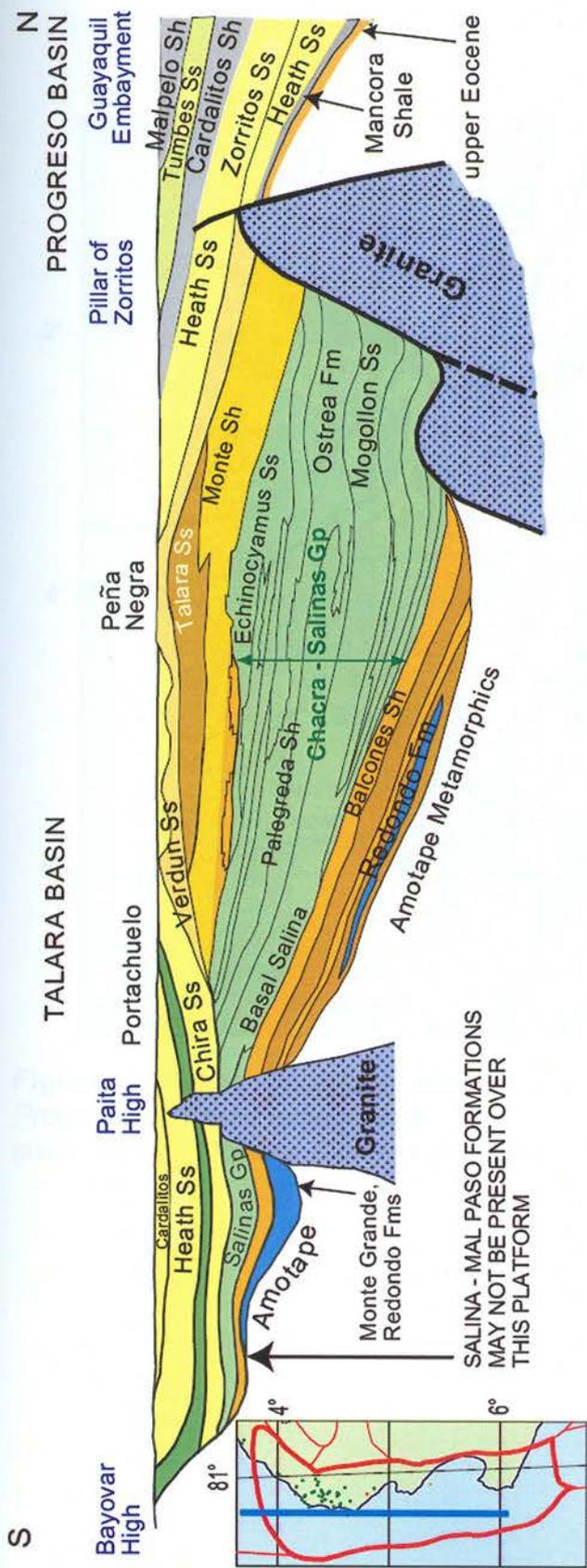
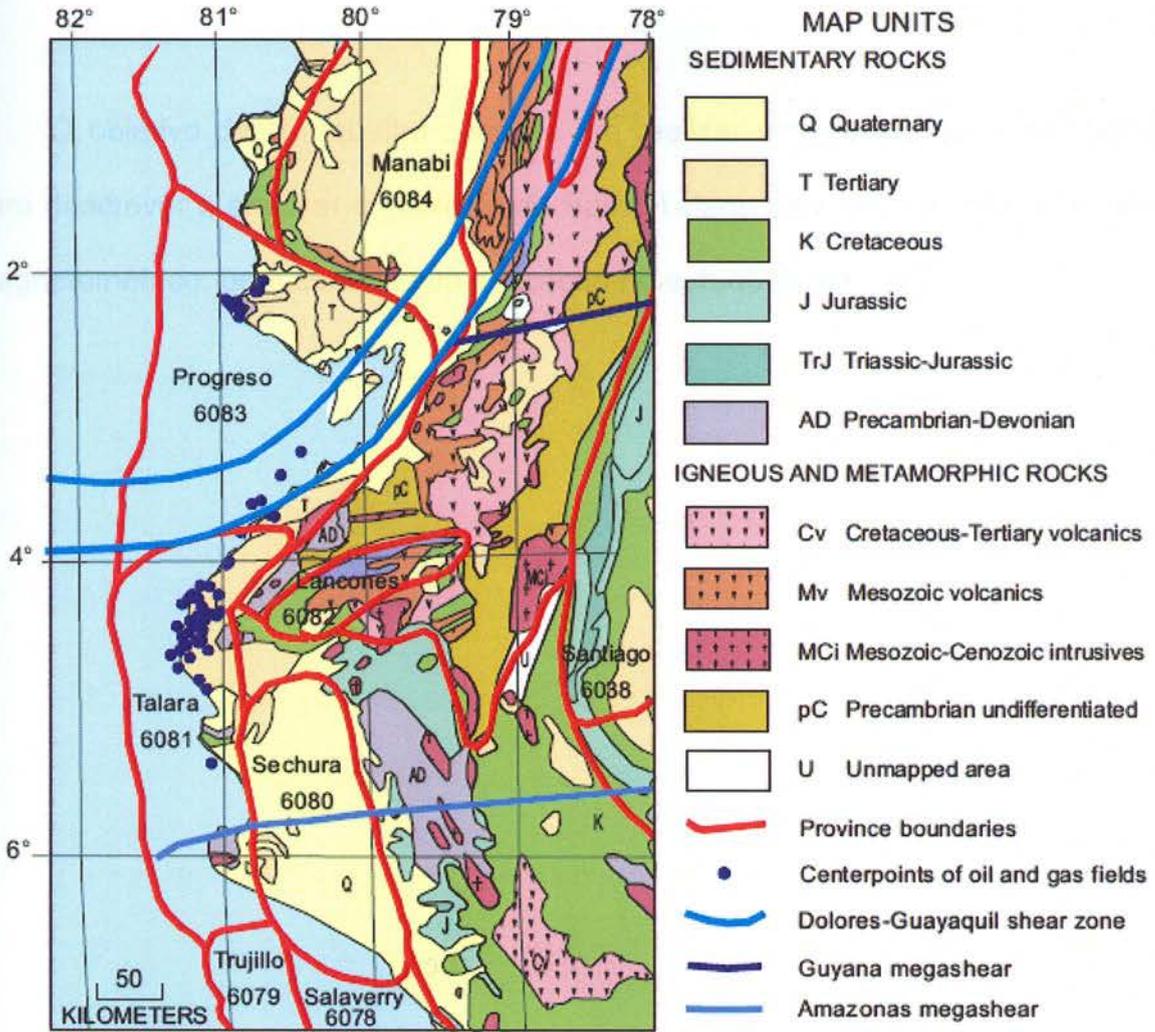


Figura 2 : Seção estratigráfica norte-sul através da Bacia Talara e sul da Bacia Progreso (modificado de RAEZ LURQUIN, 1999).



**Figura 3:** Mapa geológico simplificado das Províncias das Bacias Talara e Progreso e áreas adjacentes. São mostrados a localização da mega zona de cisalhamento Dolores-Guayaquil, Guyana e Amazonas. (HIGLEY, D 2004).

## 2 OBJETIVO

O objetivo deste trabalho consiste em realizar um levantamento bibliográfico para descrever e analisar a geologia da Bacia Talara; descrever o método geofísico Magnetométrico, bem como a sua aplicação no estudo desta bacia.

### 3 MÉTODO

Para esta monografia foram pesquisados diversos trabalhos, tendo maior relevância o estudo de PALACIOS (2006) que faz uma grande abordagem no estudo da bacia Talara. Também bastante significativo foi o boletim da USGS (1997) que descreve a geologia estrutural e estratigráfica fornecendo informações sobre a produtividade petrolífera da bacia. Para o método geofísico aplicado, o presente trabalho teve como base os livros *Applied Geophysics* (TELFORD, *et al*) e *Geofísica de Prospecção* (LUIZ, J.G. & COSTA, M.L.) entre outros artigos.

Para o estudo de caso foi empregado a tese de doutorado de Carlos Humberto Tapia Calle e o artigo sobre a Tectônica na bacia Talara (LURQUIN, M.A.R.).

Foram consultadas bibliotecas on-line da IAPG e de Universidades Peruanas.

## 4 CONTEXTO GEOLÓGICO DA BACIA TALARA

## 4.1 Estratigrafia

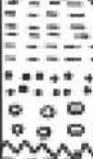
ERA	SUBERA	SERIE	UNIDAD LITOESTRAT.	ESPEZOR	LITOLOGIA	DESCRIPCION	AMBIENTE DEPOSITACIONAL	
CENOZOICO	NEOGENO	PLB81		?				
		MIOCENO	HEATH	3000		Lutitas de color marron oscuro, variando a grises claras, con intercalaciones de limolitas oscuras, lutitas micrónicas y microcarbonosas, fracturadas y rellenadas de yeso.	MARINO	
	PALEOGENO	OLIGOCENO		MANCORA	1000		Arenicas conglomeraticas, conglomerados e intercalaciones de lutitas abigarradas.	MARINO SOMERO FLUVIAL
				PLATERITOS	140			
				MIRADOR	1050		Arenas de Cc. de grano grueso a conglomeraticas.	DELTAICO
		EOCENO		CHIRA VERDUN	1450		Lutitas de color marron oscura, grisacea, ocasionalmente intercaladas con limolitas grises verdosas.	DISTALES TURBIDITAS
				TALARA	2000		Conglomerados y areniscas de color gris claro. Brechas Talara	PROXIMALES TURBIDICO DELTAICO
				ECHINO	100		Lutitas consistentes no deformadas, areniscas de grano medio a grueso, recortadas con litio.	MARINO SOMERO
				OSTREA	4450		Areniscas de color gris claro, algo verdosas, de grano fino a grueso, con horizontes de areniscas conglomeraticas de Cc. blanco, todas intercaladas con lutitas abigarradas grises, compactas y micáceas.	FLUVIAL DELTAICO
				MOGOLLON	1600		Areniscas grises, de grano fino a medio con horizontes de conglomerados de Cc. blanco lechoso.	FLUVIAL
				SAN CRISTOBAL	500		Lutitas grises oscuras, micáceas, compactas, intercaladas con limolitas y areniscas finas.	FLUVIAL DELTAICO
				TRIGAL	200		Conglomerados de Cc. blanco.	FLUVIAL
	PALEOGENO							
				AMOTAPE	?		Cuarzitas blancas y grises, intercaladas con argilitas y esquistos grises.	

Figura 4: Coluna estratigráfica da área de Carpitás (parte norte da Bacia Talara). (GMP, 1993).

#### 4.1.1 Formação San Cristóbal

Esta formação aflora principalmente ao sul da Bacia de Talara e está constituída de arenitos e folhelhos com pequenos níveis conglomeráticos, aumentando sua granulometria ao norte. Tem aproximadamente 600 m de espessura e seu ambiente de deposição é basicamente um delta progradante, variando de frente deltáica a episódios fluviais (SERRANE, 1987).

#### 4.1.2 Formação Mogollon

Está composta de arenitos cinza de grão fino a médio no topo, e conglomerados e quartzitos com siltitos cinzas e micáceas na base. Aflora na saída do vale La Bocana com conglomerado heterogêneo, anguloso e muito coeso (Figura 5) e que são muito similares as fácies que se encontram no topo entre as montanhas Pariñas e Gramadal.

A Formação Mogollón é interpretada como um sistema fluvial anastomosado de alta energia e grande capacidade de transporte proximal, indicando a existência de cones aluviais ao leste. Está datada como do Eoceno Inferior (Reporte GMP, 1993).



**Figura 5:** *Facies Mongollon drenagem Cerezito, uma drenagem secundaria La Bocana (PALACIOS, J.C.Q 2006).*

#### 4.1.3 Formação Ostrea-Echino

Esta formação aflora principalmente a leste da Bacia de Talara e está constituída de arenitos médios a grossos, de coloração cinza, até conglomerados em bancos maciços, intercalados com folhelhos e siltitos, em seqüências progradantes. A principal parte da seção é uma alternância de fácies fluviais com estratigrafia acanalada (Figura 6) e seqüências com fácies de plataforma com litologia em arenitos finos a médios até conglomeráticas.

Esta é datada como do Eoceno Inferior (Reporte GMP, 1993) e tem mais de 4500 m de espessura. Seu paleoambiente deposicional é fluvial-deltáico muito próximo da plataforma, dominados por ondas e correntes marinhas (IFEA, 1987).



**Figura 6:** *Estruturas cruzadas acanalados da formação Ostrea – Echino, drenagem Cerecito (PALÁCIOS, 2006).*

#### 4.1.4 Grupo Talara

A parte inferior do grupo apresenta poucos afloramentos e se reconhecem em níveis não deformados de folhelhos consistentes, intercalados em depósitos das brechas sedimentares “tipo Talara”. A segunda unidade denominada “Brechas Talara”, se apresentam como uma megabrecha, interpretada como resultado de deslizamentos gravitacionais de borda de plataforma (MONGES, 2005).

No drenagem de Máncora existe um afloramento tipo, onde se observam uma transgressão sobrejacente em contato direto e discordante (Figura 8). Este nível une a unidade Brechas Talara e toda a sua deformação (Figura 7), interpretando-se que as Brechas Talara constitui um depósito sedimentar que se gerou na borda da plataforma no Eoceno Médio.



**Figura 7:** Brechas Talara seladas por uma seqüência transgressiva. (PALÁCIOS, 2006)



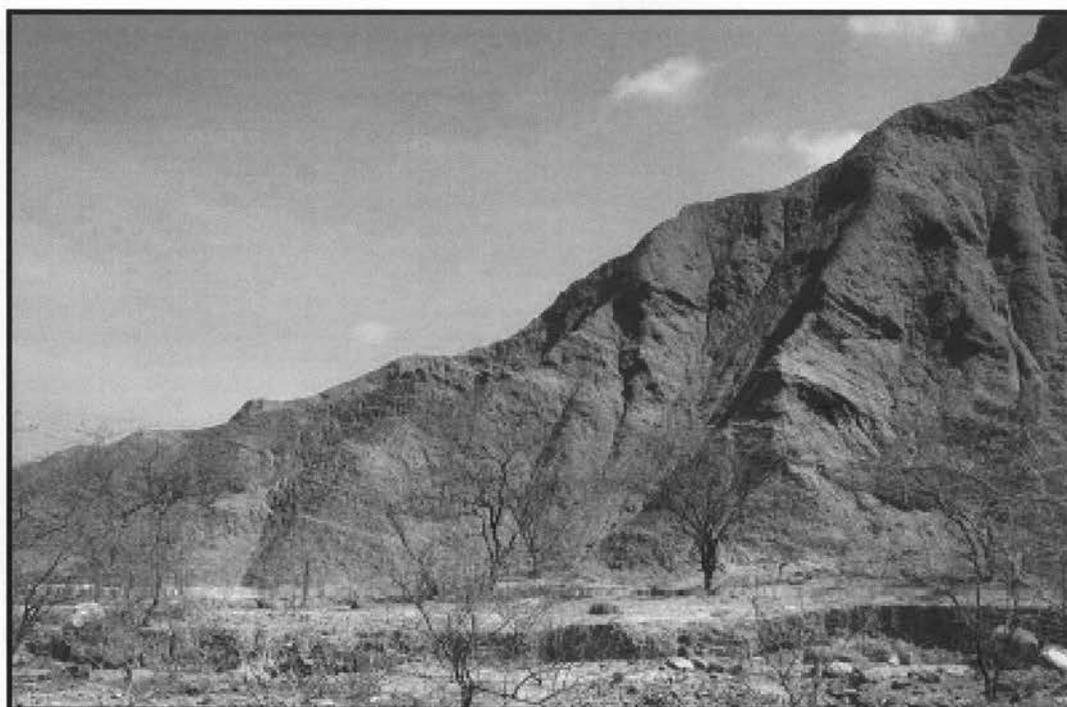
**Figura 8:** Detalhe da seqüência transgressiva que sela a unidade Brechas Talara (PALÁCIOS, 2006)

A parte superior do Grupo Talara é muito bem observada na ravina Pozo-Cablo Blanco. Nesta ravina encontram-se as “Brechas – Talara” coberta por vários empilhamentos de seqüências granocrescentes de plataforma. As seqüências empilhadas estão constituídas de sedimentos clásticos finos, também conglomerados mais grossos e espessos, essas seções espessas têm folhelhos negros com provável conteúdo orgânico. Interpreta-se esse empilhamento como depósitos de plataforma marinha que se torna gradativamente mais rasa, passando para um sistema de progradação deltáico, o qual é estrangulado por pulsos de subsidência controlado provavelmente por tectônica distensiva que abre gradualmente a bacia, fazendo retroceder o delta.

#### 4.1.5 Formação Chira-Verdun.

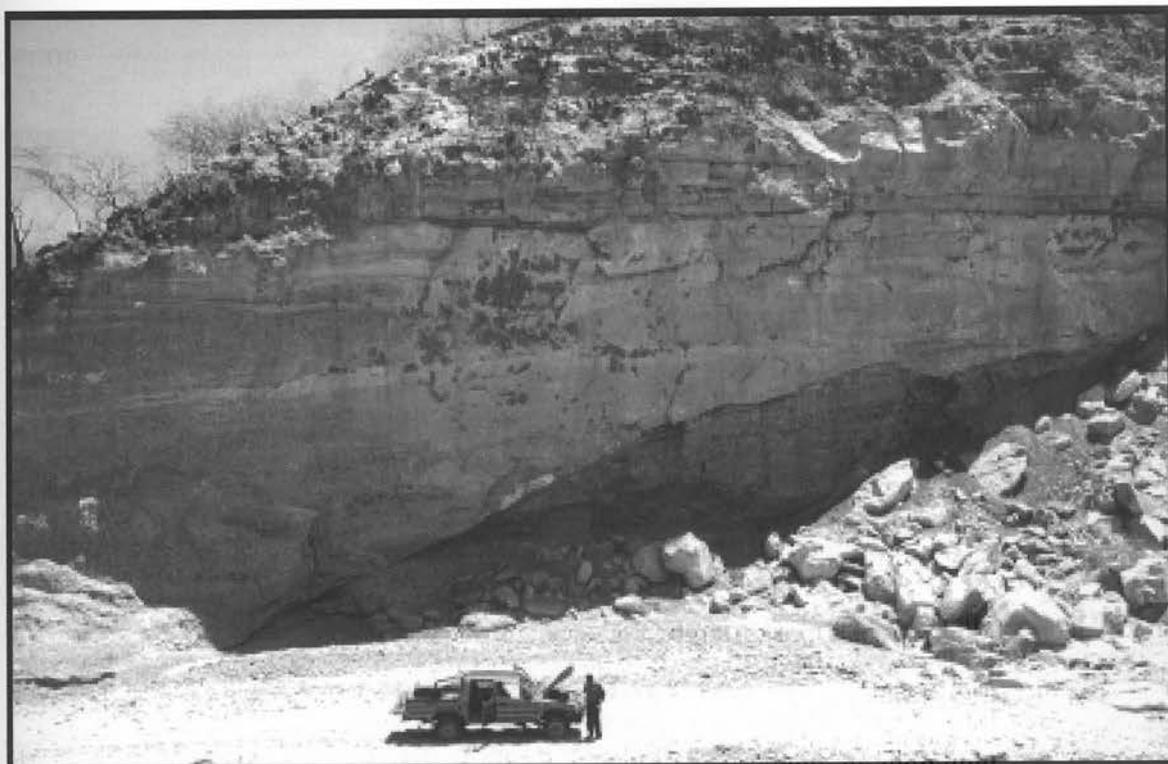
Seqüencialmente, a Formação Verdun, clástica, seria a parte basal e média do sistema mega turbidítico, e a Formação Chira, argilosa, seria a parte mais fina, distal e superior do sistema. Observando este grande sistema e aceitando os novos conceitos de estratigrafia de seqüência, se aceita a variação lateral das fácies e se pauta os diferentes contatos estabelecidos normalmente segundo a litoestratigrafia no qual arealmente não se encontra todas as seqüências de fácies grossas por debaixo das finas. Observando as variações das fácies finas e grossas em seções pouco espessas e, as diferenciações de repetições seqüenciais mostrando-se granodecrescência para cima, são consideradas como uma mega-seqüência transgressiva e/ o retrogradante, dado que as seqüências de fácies distais se acomodam progressivamente por cima das fácies mais proximais.

A Formação Chira – Verdun (Informe BPZ, 2005) está relacionada segundo esta interpretação em um sistema megaturbidítico, começando com a Formação Chira como as fácies mais finas e distais de folhelhos marrons e verdes (Figura 9). Este sistema teria em suas fácies mais preenchimento de grandes canais do que a erosão do talude pré-existente e também o empilhamento de seqüências conglomeráticas muito grossas com fácies debríticas conhecidos com a Formação Verdun.



**Figura 9:** *Turbiditos finos distais. Típica fácies Chira. (PALÁCIOS, 2006)*

Esta formação é do eoceno superior, tem aproximadamente 1450 metros de espessura para esta parte da bacia. A formação Chira – verdun complexo de canais turbidíticos a mega turbidíticos (Figura 10).

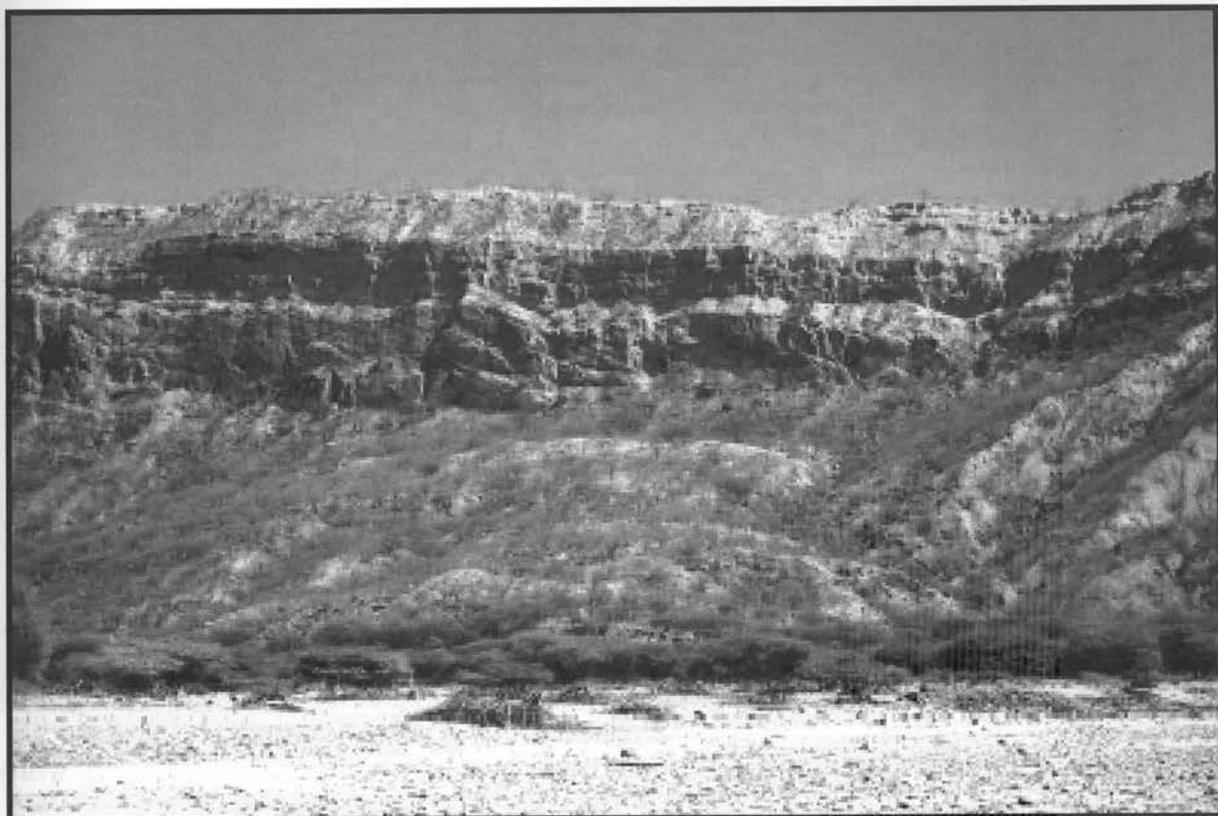


**Figura 10:** Canal turbidítico relacionado com a formação Verdun (PALÁCIOS, 2006).

#### 4.1.6 Formação Mirador

A Formação Mirador ocorre em forma tabular sendo composta por areias e conglomerados de quartzo de grão grosso relativamente poucos potente (10 a 12m), porém, com bancos maciços e bem definidos afloram nitidamente no vale Seca. Apresenta clinofomas de grande escala (estrutura tipo delta) (Figura 11) que a definem como a unidade depositada no banco deltáico. A nível regional tem aproximadamente 1050 m de espessura (GMP, 1993), nesta área o máximo observado foi de uns 100 m de espessura. Geralmente são areias e conglomerados muito bem retrabalhados com clastos arredondados e pode constituir um bom

reservatório de hidrocarbonetos. Sua idade referencial é datada como do Eoceno superior.



**Figura 11:** Formação Mirador e a estrutura tipo “Gilbert delta” com clinofórmulas de grande escala. (PALÁCIOS, 2006).

#### 4.1.7 Formação Plateritos

Unidade geológica mais aparente na região norte da bacia, é de cor branca e pode ser vista a grandes distâncias (Figura 12). Suas fácies são de conglomerados continentais, fluviais e aluviais, com alta concentração de grãos de quartzo angulosos. Suas fácies brancas pela alta porcentagem de quartzo são interpretadas como sendo originados a partir de montanhas de granito expostas próximas à borda da bacia e que foram erodidas provavelmente durante o início da bacia Tumbes. Esta formação está no limite entre as bacias Tumbes e Talara, e sua espessura varia em torno de 140 m no Oligoceno inferior.



**Figura 12:** *Formação Plateritos na escarpa da falha Carpitas (PALÁCIOS, 2006).*

#### 4.1.8 Formação Máncora

A Formação Máncora (Figura 13) é uma unidade de grande importância que alterna espessas camadas de arenitos conglomeráticos, conglomerados fluviais com níveis de calcilutitos de superfícies de ambientes marinhos, com bioturbação. Sua espessura no campo é de centenas de metros, chegando a passar de um quilômetro. Estende-se em grande parte à Bacia Tumbes e encontra-se em concordância com as camadas sobrejacente, Formação Mirador, e subjacente, Formação Plateritos.



**Figura 13:** *Formação Máncora ao fundo e o membro basal Plateritos (PALÁCIOS, 2006).*

#### 4.1.9 Formação Heath

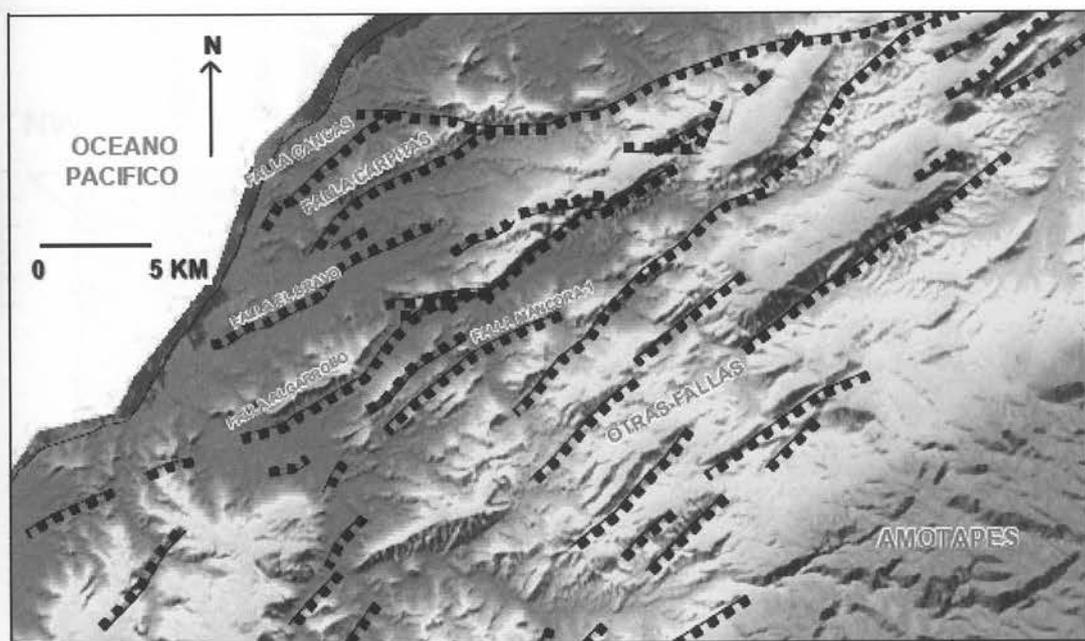
A Formação Heath está presente apenas no gráben Carpitas. Tem sua origem no início do Mioceno – início do Oligoceno superior e se caracteriza pela presença de calcilitos de cores marrom escuro a cinza claro, intercalados com siltitos (Figura 14). Pode alcançar aproximadamente 1000 m de espessura. A determinação da Formação Heath baseou-se no estudo de foraminíferos planctônicos e bentônicos efetuado por David Sanches em 1993, ratificando a determinação da Formação Heath com a datação de “Globigerinoides” que deu sua idade do Mioceno inferior. A Formação Heath é de ambiente marinho, e sobre ela está uma seqüência estratificada pouco consolidada, provavelmente do Pleistoceno. Esta formação pode ser confundida com a Formação Cardalitos, devido à sua similaridade litológica.



**Figura 14:** *Fácies Heath na Rodovia Panamericana. (PALÁCIOS, 2006).*

## 4.2 Geologia Estrutural

O estilo estrutural da Bacia de Talara, por sua origem extensional, é de uma Bacia de Ante-Arco. A maioria dos alinhamentos NE-SO se prolongam para o mar, estando de acordo com os planos das falhas vistas nas imagens de satélite e DEM (Figura 15).

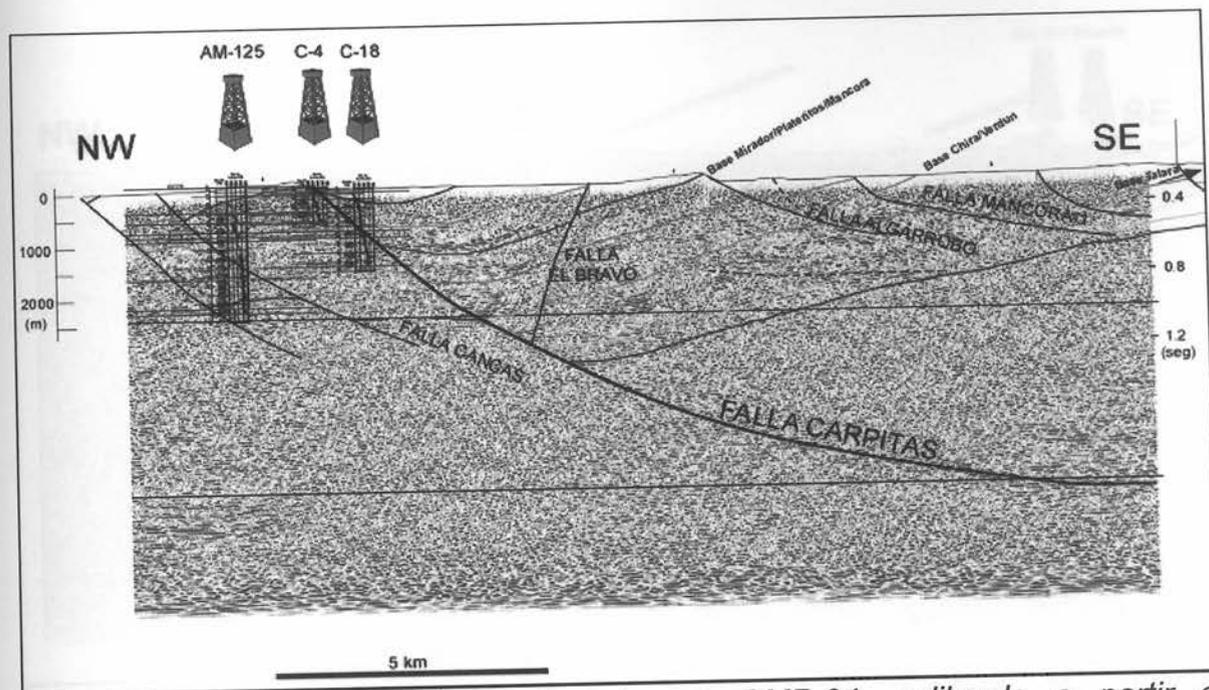


**Figura 15:** Imagem DEM mostrando as principais falhas da área Carpitas, parte norte da Bacia Talara. (NASA, 2007).

#### 4.2.1 FALHAS

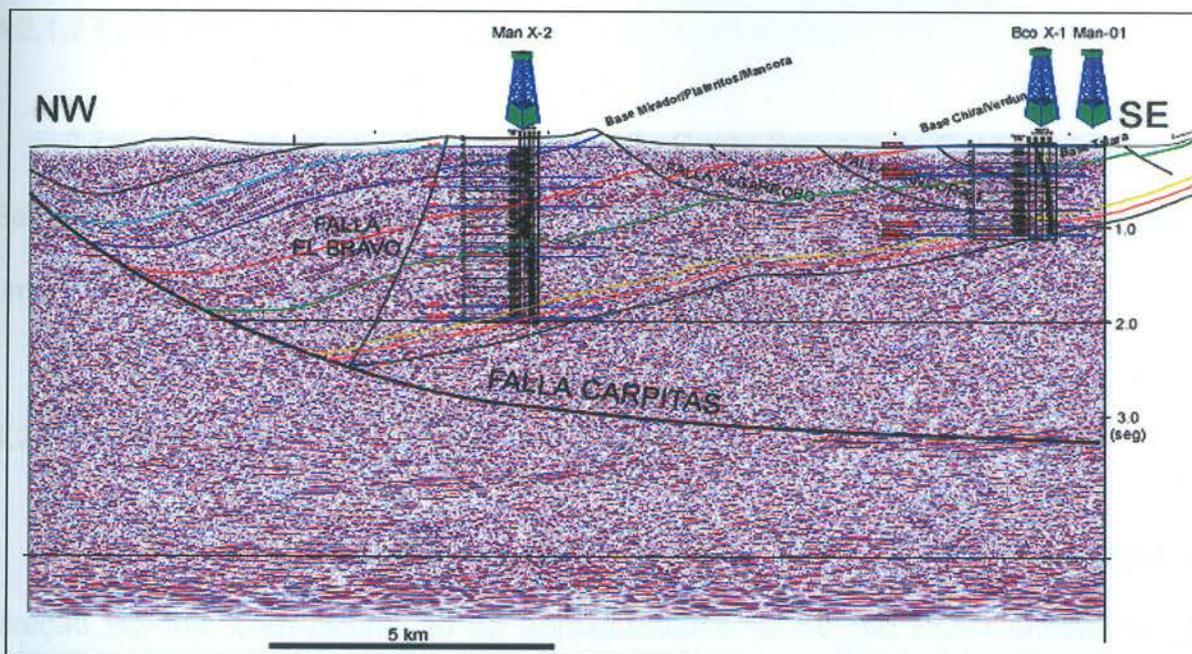
##### 4.2.1.1 Falha Carpitas

A falha Carpitas é a face estrutural mais importante da área dos campos de Carpitas. O plano de falha tem a direção NE-SO, com um grau de inclinação média de  $55^\circ$  ao SE e extensão vertical de 1150 metros (MANRIQUE, 1994). Esta falha pode ser claramente observada nas linhas sísmicas GMP-04 e GMP-05 (Figuras 1 e 2), que evidenciam sua forma geométrica típica de uma falha listrica, com sua inclinação diminuindo à medida que fica mais profunda, tendendo à direção horizontal. Esta falha ainda se encontra em atividade e controlou a sedimentação da seqüência do plioceno-pleistoceno.

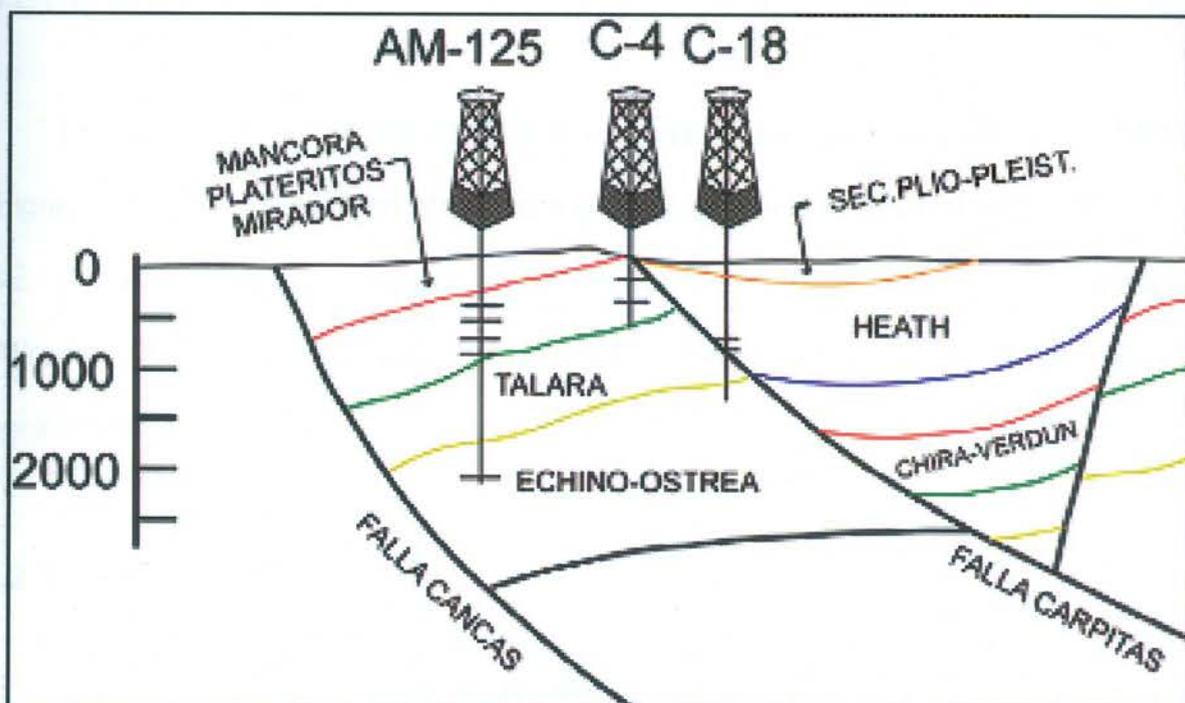


**Figura 16:** Interpretação da seção sísmica GMP-04, calibrada a partir de sismogramas sintéticos e informação de superfície. A linha amarela é a base da formação Ostrea-Equino, a preta é a base da formação Mogollón e topo do Paleozóico (PALÁCIOS, 2006).

A falha Carpitas põe em contato a Formação Máncora com a seqüência sedimentar do plioceno-pleistoceno e tem grande importância nos Campos de Carpitas Leste e Oeste, pois funciona como selo para os principais reservatórios (Figura 3).



**Figura 17:** Interpretação da seção sísmica GMP-05 (paralela a GMP-04), calibrada a partir de sismogramas sintéticos e informação de superfície. A linha amarela é a base da formação Ostrea-Equino, a rosa é a base da formação Mogollón e a preta é a base da Formação San Cristóbal e topo do Paleozóico (PALÁCIOS, 2006).



**Figura 18:** A falha Carpitás funciona como selo estrutural dos campos Carpitás Leste e Oeste, onde se encontram os poços AM-125 e C-4 (PALÁCIOS, 2006).

#### 4.2.1.2 Falha Cancas

A falha Cancas, presente nos campos de Punta Bravo e de Carpitas (Figura 3). Seu plano também está na direção NE-SO, com inclinação média de  $47^\circ$  ao SE. É uma falha sintética da falha lístrica principal Carpitas.

#### 4.2.1.3 Falha El Bravo

Esta é uma falha antitética da falha Carpitas (Figura 16). Seu plano está na direção NE-SO, com inclinação de aproximadamente  $65^\circ$  ao NO. Constitui-se em uma excelente armadilha para acumulação de fluidos com a estrutura tipo *roll-over* formada entre ela e a falha Carpitas.

#### 4.2.1.4 Falha Algarrobo

Esta falha também pode ser observada nas linhas sísmicas GMP-04 e GMP-05 (Figuras 16 e 17). Está num plano com direção NE-SO, e tem inclinação de  $45^\circ$  ao SE. A falha Algarrobo separa a formação Verdun das formações superiores (Mirador, Plateritos, Máncora). Em maior profundidade, esta falha tende à horizontalidade.

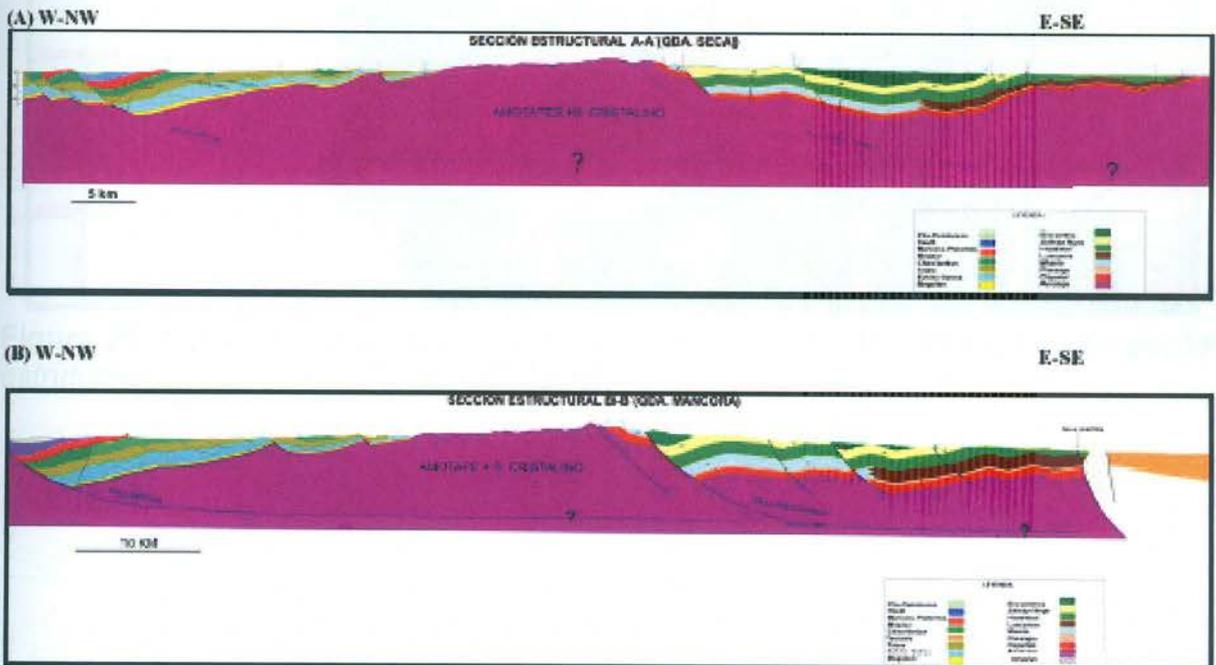
#### 4.2.1.5 Falha Máncora-1

Esta é paralela à falha Algarrobo, a aproximadamente 2.5 kilometros de distância ao SE. Também possui plano na direção NE-SO, com inclinação de  $60^\circ$ .

Assim como Algarrobo tende à horizontalidade com o aumento da profundidade, evidenciando o sistema extensional da região.

#### 4.2.2 Construção das Seções Estruturais através das bacias Talara e Lancones

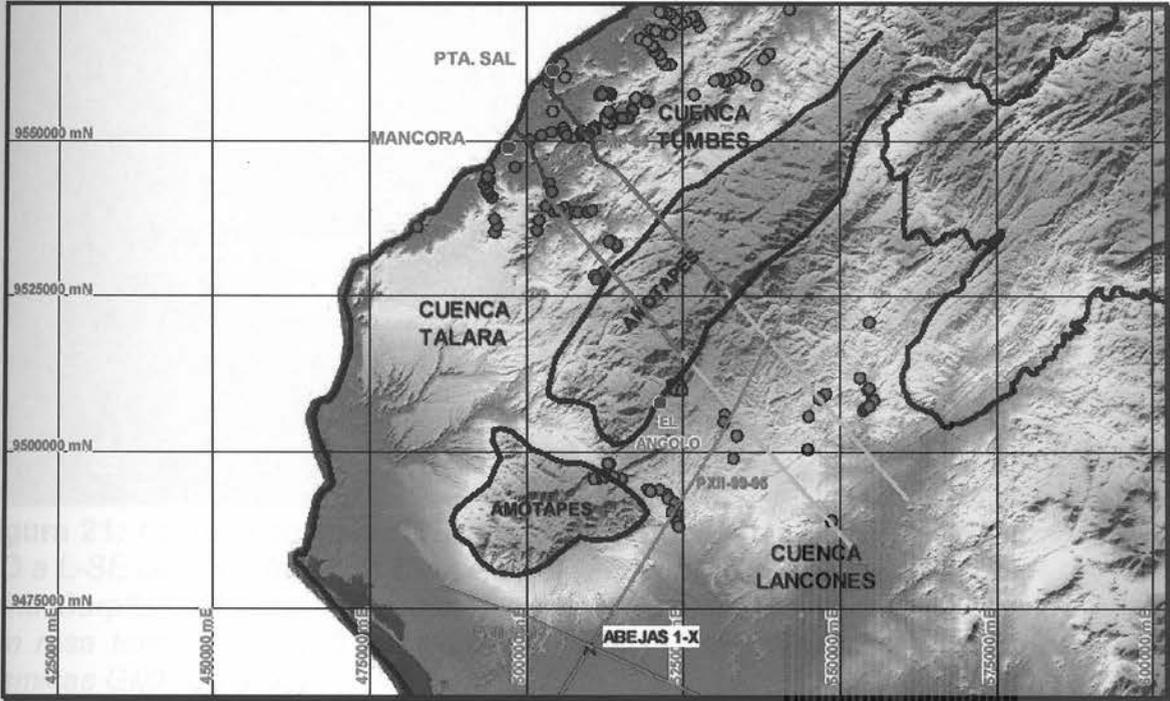
Configurando e adaptando as informações de subsolo e de campo, foram construídas as seções estruturais A-A' do vale Seca e B-B' e do vale Máncora (Figura 19). Estas seções mostram as relações geométricas entre as diferentes bacias e permitem evidenciar várias etapas de deformação.



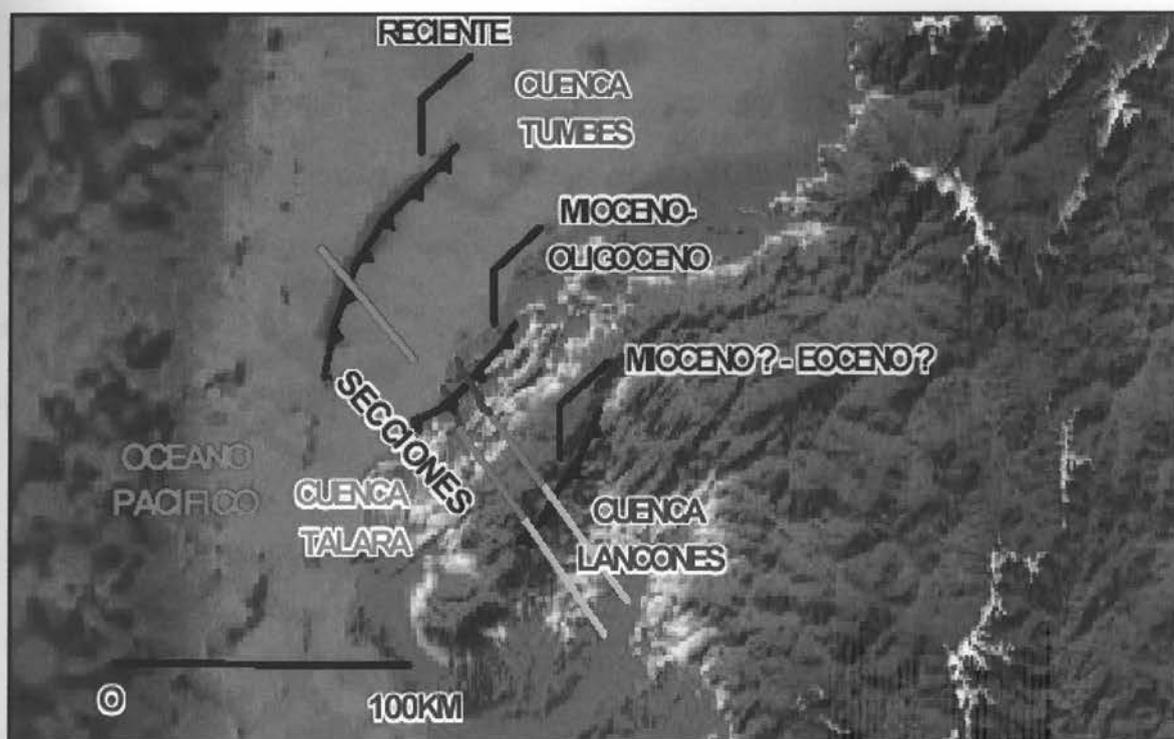
**Figura 19:** Seções estruturais: (A) Realizado na altura do Vale Seca (região Máncora) em direção aos Amotapes, chegando na bacia Lancones; (B) Realizado na altura do Vale Máncora (região Máncora), chegando a Lancones (PALÁCIOS, 2006).

As seções se iniciam na margem ocidental na costa do Oceano Pacífico entre os Balneários de Punta Sal e Máncora, passam por seções sísmicas GMP-04 e 05

respectivamente (Figura 20 e 21) e continuam em direção a montanha dos Amotapes até a bacia Lancones.



**Figura 20:** Mapa de Localização de todas as linhas sísmicas utilizadas e das seções estruturais construídas (PALÁCIOS, 2006).



**Figura 21:** Imagem batimétrica e do relevo noroeste do Peru (NASA). Falhas do O-NO a L-SE desde a falha do Banco Peru (Plioceno-recente-Pleistoceno), cruzando a falha Carpitas (Mioceno-Oligoceno) e até a falha Cuzco-Angolo (Mioceno-Eoceno). Em rosa tem-se a seção sísmica OXY 98-211, seguido das linhas azuis (seções sísmicas GMP-04 e 05).

#### 4.2.3 Análise Geométrica do Falhamento Lítrico

Na análise regional da geometria do sistema de falhas lítricas nas duas seções regionais construídas, tenta-se descrever o sistema extensional em seu conjunto, localizar o nível de separação principal e caracterizar os diferentes semi-grábens (Figura 19).

As zonas de separação da bacia Talara se encontram a grande profundidade, aproximadamente entre 3.4 e 4 segundos da seção sísmica (Figura 16 e 17), estas produzem o sobressalto completo do falhamento lítrico, que não podem ser evidenciados no campo, mas podem ser observados nas seções sísmicas GMP-04 e 05 OXY-98-11 a horizontalidade da separação principal (Figura 16 e 17).

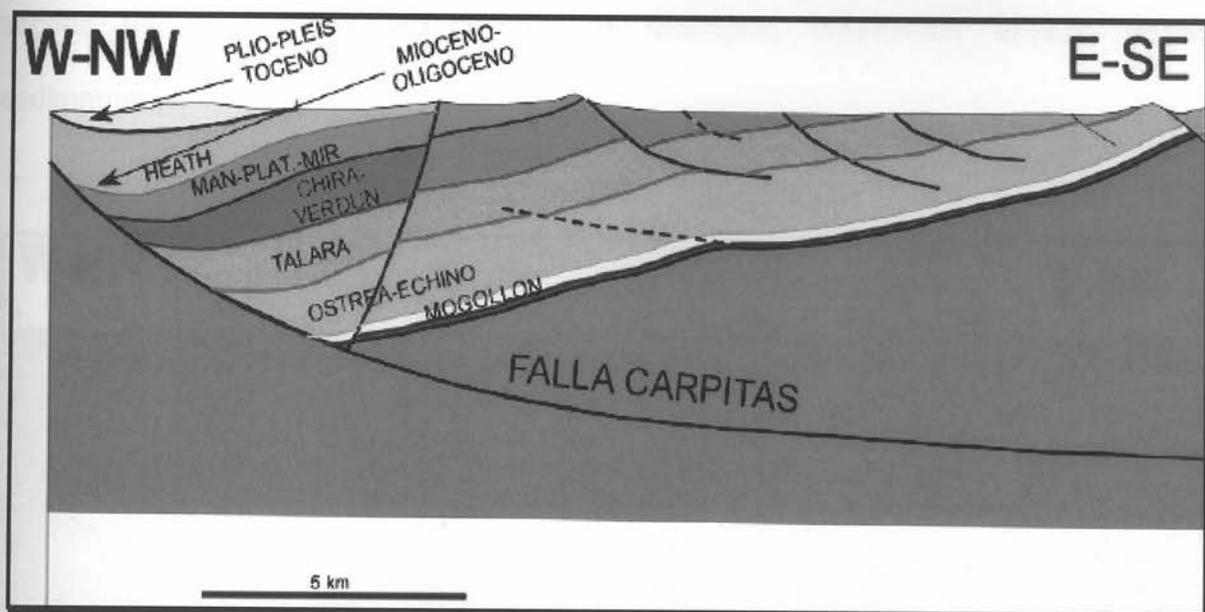
No processo de acomodação geométrica da estrutura tipo *rollover* são criados *semi-grábens*, que constituem os primeiros passos na construção do *rollover*. Estes *semi-grábens* controlam a zona de sedimentação da bacia.

A falha lítrica Carpitas da bacia Talara é observada no campo e também nas seções sísmicas GMP 04 e 05 (Figura 16 e 17) cuja zona de separação está a profundidade (3.8 segundos em média- ver seção GMP-04 e 05).

#### 4.2.4 Análise Tectônica Sedimentar: Etapa de deformação da Bacia Talara

Os eventos tectônicos gerados para o noroeste do Peru estão registrados nos sedimentos da Bacia de Talara, onde se analisa as relações entre as estruturas tectônicas e de sedimentação.

Os principais eventos tectônicos que relacionam a Bacia de Talara com as bacias vizinhas podem ser identificados a partir dos sedimentos que se acumularam nos diferentes *semi-grábens* (Figura 22).

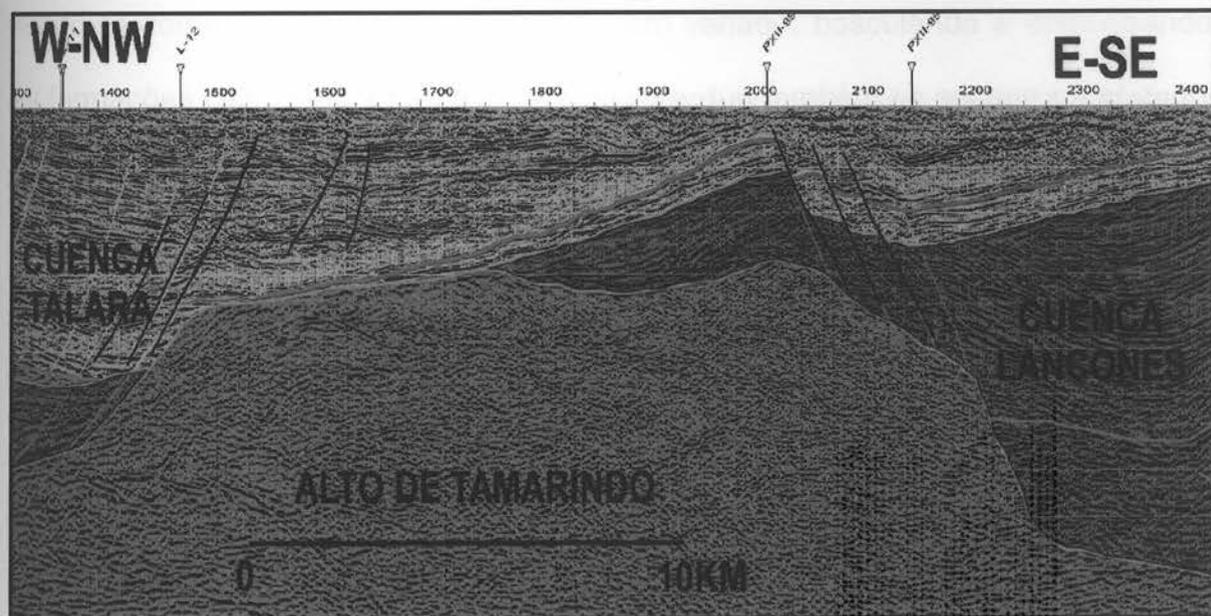


**Figura 22:** Espessamento do Heath no Mioceno-Oligoceno e a presença da seqüência plioceno-pleistoceno indicativo do funcionamento da falha Carpitas. Observa-se muito bem o rollover, que produziu uma zona muito produtiva de hidrocarbonetos no campo Carpitas (PALÁCIOS, 2006).

Tem-se a idéia de que as primeiras seqüências estratigráficas cretáceas se iniciaram com uma grande transgressão marinha no centro do Peru, alcançando sua máxima subsidência no Albiano Médio, envolvendo a grande parte do NW peruano, onde se está instalado uma plataforma carbonática que deixa de ser superficial e aberta e passa à ser profunda e restrita, depositando-se as formações Pananga e Muerto. Acredita-se que estas são as formações basais da grande Bacia cretácea do noroeste, *sobrepondo* as rochas do Paleozóico.

Entre as bacias Talara e Lancones, se interpõe a montanha de Amotapes, como um centro de separação principal entre os sedimentos paleogeneos, neogeneos e os cretáceos. Ao sul da bacia Lancones se observa muito claramente que na seção sísmica PXII-99-10 (Figura 23) como o alto Tamarindo serviu de separação e conexão sedimentar-estrutural a ambas as Bacias. Esta mesma vinculação se havia dado mais ao norte da região Máncora por onde passam as

seções estruturais dos vales Seca e Máncora, mostrando erosão destes sedimentos.



**Figura 23:** Seção PXII-99-10 interpretada no ponto de separação das bacias Talara e Lancones. O alto de Tamarindo serve de ponte sedimentar e ao mesmo tempo de separação estrutural. Em laranja indica a sedimentação das formações do Eoceno médio-superior; em verde as do Albiano-Cenomaniano compartilhados por ambas as bacias; em roxo o paleozóico, do devoniano ao carbonífero (PALÁCIOS, 2006).

As estruturas dentro deste contexto foram formadas em três etapas diferentes: a primeira compressiva pré-eocênica; evento extensional depois da fase Peruana do cretáceo tardio e evento extensional da fase Incaica do eoceno médio.

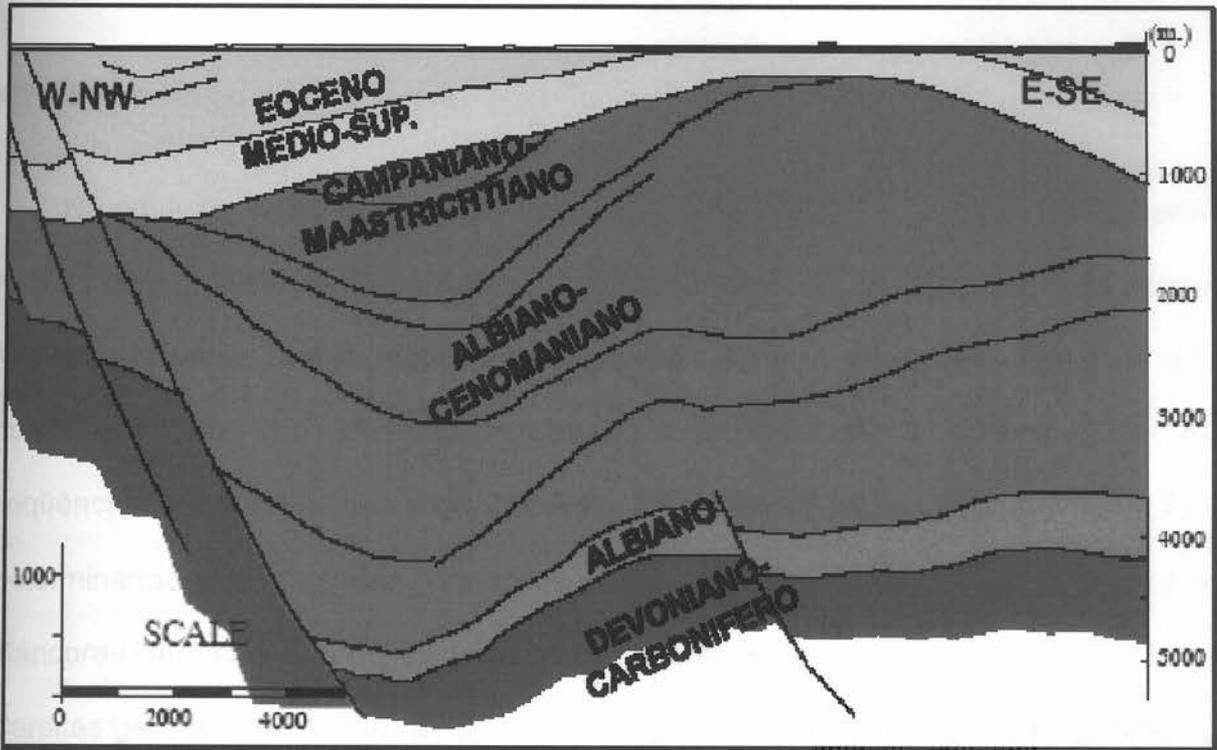
Esta descrição se faz dentro do marco da avaliação e análise das seções estruturais dos vales Seca e Máncora (Figura 19) que mostram os principais aspectos topográficos e eventos estruturais evidenciados no campo.

O sustento mais evidente do processo estrutural sedimentar na bacia Talara se encontra ao redor da falha Carpitas; esta criou um espaço que posteriormente foi preenchido por sedimentação oligocena – miocena inferior Formação Heath e

depois pela seqüência pliocena-pleistocena (Figura 19 e 22). Observa-se também como as falhas Máncora-1, Algarrobo e as falhas à oeste (ver Figura 16 e 17), guardam relações similares estruturais como continuação dos esforços do Eoceno, vendo-se como as formações envolvidas têm variado, basculando e engrossando. As formações Ostrea-Echino, Talara e Chira-Verdun também se encontram afetados por pulsos extensionais das fases tectônicas (especialmente da fase Inca).

#### 4.2.5 Compressão Pré-Eoceno

Sedimentada toda a seqüência cretácea e paleogênea na bacia Lancones, se produziu a compressão *pós-cretácea* (Paleoceno) na direção normal as tendências estruturais sudoeste-nodeste cujas dobras se evidenciam ao norte da falha Huaypirá, onde estes dobramentos transformaram toda a seqüência cretácea da bacia Lancones. Esta etapa compressiva se deu contra a montanha Amotapes, e sua prolongação no subsolo, onde as dobras de maior amplitude não encontraram esta contenção criando dobras de maior raio de curvatura, dando a idéia que foi outro processo posterior. No entanto, a dobra está separada pela discordância existente entre o grupo Copa Sombrero e a formação Chira - Verdun, muito bem esboçada na linha sísmica PXII-99-10 (Figura 24).



**Figura 24:** Na seção PXII-99-10 observa-se os dobramentos do Grupo Copa Sombbrero a esquerda do Alto de Tamarindo em subsolo, selado por uma discordância do Eoceno médio-superior (PALÁCIOS, 2006).

Posteriormente os dobramentos no interior da bacia Lancones, criaram diferentes estruturas com diversos alinhamentos evidenciados pelas principais falhas dentro do complexo estrutural. Não é difícil determinar o anterior, dado que a bacia Lancones por sua localização atual e idade teve que experimentar vários eventos tectônicos.

O sistema de falhas que se observa na bacia Talara mostra mudanças sistemáticas na geometria, uma quase preferencial nela e outra muito variada em Lancones se deram em diferentes etapas, vinculadas com a bacia Talara sendo a principal os falhamentos lístricos e/ou em *echelón*.

#### 4.2.6 Extensão do *Mio-Oligoceno*

No contexto regional da bacia Lancones, a falha lítrica Cuzco-Angolo guarda relação com o início da falha lítrica Carpitás na área do mesmo nome na região Máncora da bacia Talara (Figura 22). O evento extensional na bacia Talara se deu aproximadamente no Mioceno-Oligoceno, e condiciona a sedimentação da seqüência *Pliocena-Pleistocena* (P.BABY, 2005 comunicação privada) (Figura 22), determinando o contato das formações Heath dentro do fenda com as formações Máncora-Plateritos-Mirador, esboçadas como uma só ou em conjunto com a falha Carpitás gerando a estrutura do tipo *rollover*, geometricamente muito bem definida e deslizando-se na direção leste-sudeste, se observa muito bem nas linhas sísmicas de GMP 04 e 05 (Figura 16 e 17).

Na direção oeste-noroeste se observa na linha sísmica como as falhas (falha Cancas) migram na direção leste-sudeste, mostrando as evidências que o sistema mega-regional lítrico funciona.

As linhas estruturais principais na área de Carpitás têm uma direção nordeste-sudoeste, como as falhas: Carpitás, Algorrobo, Máncora-1 e o eixo de deslizamento perpendicular a este esforço têm um sentido nordeste-sudeste (Figura 15).

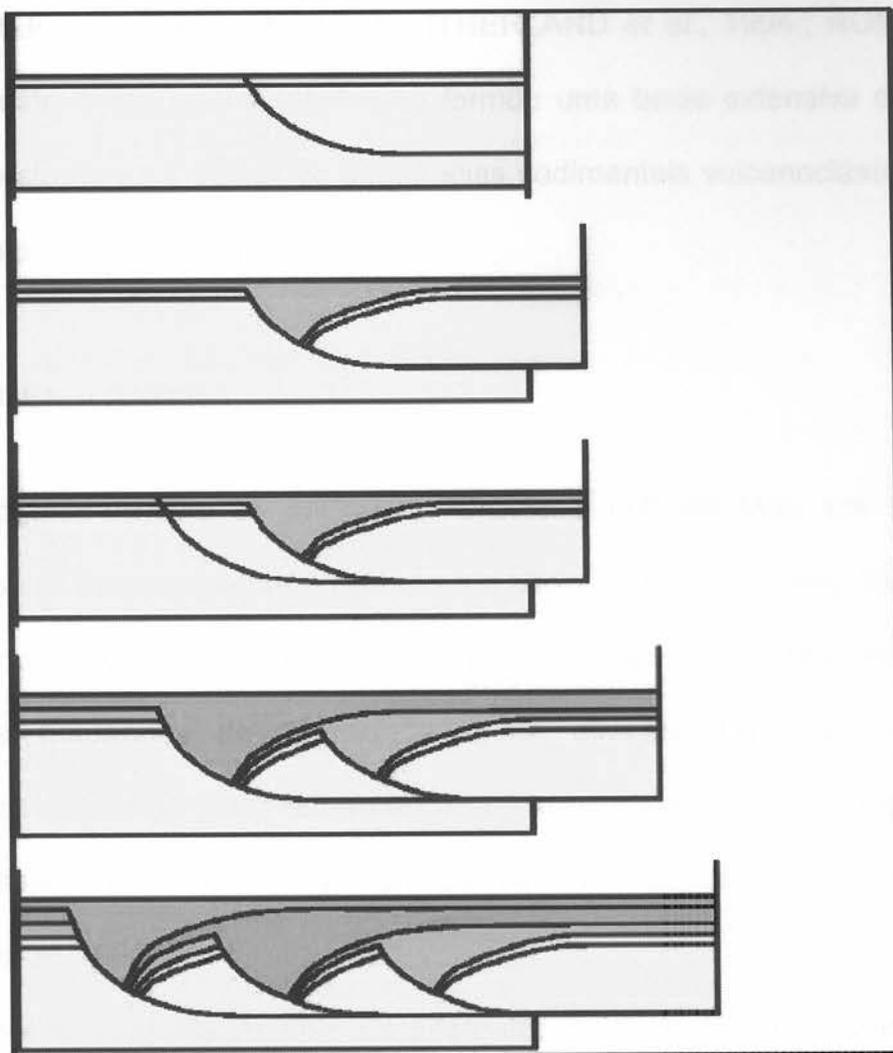
#### 4.2.7 Modelo Evolutivo

Todo modelo se cria com base em evidências sedimentares, estruturais observadas em campo e nasce uma interpretação primária que logo poderia variar segundo a evolução da investigação.

Este modelo como antes se mencionou resultou de uma análise exaustiva de duas seções estruturais regionais, dela se desprende toda a informação, é por isso que ao descrever as falhas regionais, as enfocam dentro de um padrão extensional e de um tipo de falhamento lístrico.

Presume-se que as falhas lístricas tem uma relação em conjunto e uma geometria equivalente, em plano horizontal como na Figura 21.

As fases evolutivas de cada momento importante para criar este modelo, basicamente se fundamentaram em evidencias de espessamentos das seqüências vinculadas ao falhamento, e a continuação das mega-falhas lístricas observadas nas linhas sísmicas mencionadas, insinuam uma relação entre si, como a Figura 25 que foram descritas em cada etapa da formação.



**Figura 25:** Esquema simplificado que explica a relação geométrica existente entre as falhas lístricas da área de investigação (PALÁCIOS, 2006).

### 4.3 Geologia Histórica

#### 4.3.1 Principais Eventos Tectônicos da Bacia Talara

Desde o Jurássico, a margem pacífica do planeta tem sofrido varias etapas tectônicas, estabeleceu-se sobre a margem ocidental da América do Norte e do Sul uma zona de subducção, que foi acompanhada de um magmatismo de arco. (MEGARD, 1978; PARDO & SANZ, 1979; ASPDEN *et al.*, 1987; JAILLARD *et al.*,

1990; ROPERCH & CARLIER, 1992; LITHERLAND *et al.*, 1994 ; ROMEUF *et al.*, 1995). A Leste deste arco vulcânico se formou uma bacia extensiva do tipo retro-arco e a Oeste do arco vulcânico seqüências sedimentais vulcanoclásticas que são interpretadas como depósitos de antearco.

#### 4.3.2 OROGENIA ANDINA

A Orogenia Andina se iniciou no Cretáceo (142-65 Ma), em varias fases compressionais discretas entre o Albiano e o Mioceno (23.8-5.3 Ma). Estes esforços migraram na direção da ante-fossa Amazônica. Esta ante-fossa foi gerada em resposta a mudanças de velocidade e de direção das forças das placas subductadas abaixo da placa sul-americana, caracterizando-os em longos períodos de instabilidade tectônica e em breves períodos de relativa calma tectônica (NOBLET *et al.* 1996).

Durante a Orogenia Andina, os diferentes acidentes do embasamento foram intensamente reativados, gerando pulsos de deformação no solo, no embasamento e também nas seqüências cretáceas – paleogenas, formando assim estruturas de distensão e compressão.

Será feito uma breve descrição das fases evolutivas que atuaram no NW do Peru que afetaram a Bacia de Talara desde o Aptiano até o Mioceno (23.8-5.3 Ma).

#### 4.3.2.1 Fase Mochica

Durante o Albiano ocorreu o evento tectônico compressivo que afetou a margem ocidental da América do Sul (MEGARD, 1984; VICENTE, 1989; JAILLARD, 1994), também se localizou o Batólito da Costa (SOLER & BONHOMME, 1990) criando-se ao mesmo tempo a Bacia Lancones – Celica junto ao Arco Vulcânico submarino a leste e os Amotapes a Oeste. A Bacia foi preenchida por seqüências turbidíticas instáveis denominados atualmente o Grupo Copa Sombrero.

#### 4.3.2.2 Fase Peruana

Acontecimentos tectônicos ocorridos há 80MA entre o Santoniano–Campaniano (JAILLARD, 1994), fazem que a Bacia Lancones seja erodida e deformada até o Campaniano médio. Posteriormente formou uma nova Bacia de Ante-Arco mais extensa, reconhecida desde a Formação La Mesa, La Tortuga, até a Cordilheira do Equador (Zons de Flash de Yunguilla) (JAILLARD *et al.*, 1977a, 1998, 1999), alcançando até parte do Equador (PÉCORA *et al.* 1999). Nesta fase se formaram os dobramentos em grande escala, pelas atividades intrusivas e levantamentos ocorridos em completa regressão do mar desde a bacia de Ante-Arco atual.

#### 4.3.2.3 Fase Inca

Em um evento distensivo ocorrido aproximadamente no eoceno médio (42 Ma), que está registrada na bacia Talara preenchida de seqüências fluvio-deltáicas. Esta

seqüência distensiva domina, controla e distribui a sedimentação e, neste período, ocorreram principalmente a SE, cavalgamentos gravitacionais afetando os sedimentos não muito litificados deixando Olistólitos e falhas no campo de Talara, esta se desenvolve desde o SE, afetando os sedimentos não muito litificados.

Existe uma premissa dada por JAILLARD *et al.*, (1997b) e PECORA *et al.*, (1999) que estabelecem que a discordância na bacia Talara do Eoceno basal, sobre o folhelho do paleoceno seriam correspondentes ao segundo período de acreção do Paleoceno Superior, datada de 57 Ma.

As principais evidências se observam na estrutura positiva (*horst*) orientados na direção E – W, afetando no paleozóico a parte norte da Bacia de Talara, individualizando a Bacia Tumbes da Talara conhecido como o Arco de Zorritos, marcando a finalização da sedimentação em Talara.

#### 4.3.2.4 Fase Quéchua

Na fase responsável do levantamento da Região evidenciada por movimentos epirogênicos do mioceno superior ao Plioceno inferior que permitiu a mudança evolutiva em conjunto desde o NW, desde a parte norte da bacia Talara (Região Máncora). A fase Quéchua 1 se encontra na discordância de topo da Formação Zorritos na Bacia Tumbes há 20 Ma, a Quéchua 2 desde 10 Ma e a Quéchua 3 desde 5 Ma (LEON, 1993).

#### 4.3.3 Evolução Geodinâmica da Bacia Talara

Na bacia Talara se acumularam sedimentos carbonatados desde o albio (Formação Muerto), passando a sedimentos provenientes de uma margem ativa desde o Cretáceo superior até o oligoceno.

A história da Bacia começa no albio com os sedimentos carbonatados da Formação Muerto, logo a sedimentação no Campaniano, com fácies litorâneas e marinha (Formação Redondo). Isto demonstra que a Bacia tem um regime de subsidência muito maior desde o sul. A sedimentação segue sendo marinha durante o Maastrichtiano (Formação Monte Grande, Ancha, Petacas) e o paleoceno (Formação Mesa, Balcones) com depósitos (lutáceos) e conglomeráticos intercalados. (SERRANE, 1987).

Antes da deposição do eoceno inferior, ocorreu uma queda do nível do mar, erosionando desde o norte, até as rochas paleozóicas. Sobre esta superfície de erosão se acumularam sedimentos fluviais e marinhos rasos (Basal Salina) desenvolvendo-se uma seqüência progradante rápida.

Quando a Bacia se aprofunda um pouco, se depositam sedimentos litorâneos (Formação San Cristóbal) visualizados na sísmica GMP-05 (Figura 17), gerando uma seqüência progradante nos conglomerados da Formação Mongollón. Ao estender a Bacia desde os paleorelevos dos Amotape, marcando a atividade tectônica limitando os Amotapes, recebe grande quantidade de sedimentos grossos.

No Eoceno Inferior alternam pulsos de aprofundamento e soergimento, depositando os sedimentos mais finos até o topo; isto ocorreu na Bacia Pazul desde o NW, onde a Formação Ostrea – Echino mostra estas seqüências de aprofundamento em sistemas fluviais.

As subidas e abaixamentos do nível do mar em alguns lugares da Bacia de Talara se devem a levantamentos e afundamentos de blocos ocasionados pela atividade tectônica. (SERRANE, 1987).

No Eoceno Médio se inicia a tectônica extensiva e o afundamento da Bacia de Talara, ocorrendo a sedimentação do Grupo Talara (Arenitos, Brechas, folhelhos). Existe uma menção particular descrita por Serrane em seu artigo sobre a Bacia de Talara, descrevendo um processo compressivo NW-SE na parte sul da Bacia de Talara, que não se verificou na parte norte de Talara; achando-se melhores evidências de processos de deformação gravitacional criando falhas e (olistolitos) dentro do grupo Talara.

Entre o eoceno intermediário a superior, continua o aprofundamento da Bacia, depositando a Formação Verdun na base e Chira no topo, reinstalando o contexto distensivo. Entre o Eoceno Superior/Oligoceno a Bacia só recebe sedimentos na parte norte. No oligoceno, como se sabe, ocorreu um abaixamento do nível do mar a nível mundial, este fenômeno se observa na Formação Heath, transgressão erosionada em contato discordante com a seqüência plio-pleistocena e erodindo a maior parte da Bacia de Talara.

Todo o complexo deltáico está marcado por um evento extensional controlado por falhas normais.

#### 4.3.3.1 Análise da Região de Máncora

A extensão da Bacia de Talara nesta região entra em subsidência no Eoceno Inferior, criando variações de fácies e de espessuras nas áreas de Barrancos, Plateritos e Trigal. A sedimentação entre o eoceno médio e superior (Talara e

Chira– Verdun) são afetadas por fenômenos gravitacionais importantes, gerando as (Brechas) Talara. Na fase tectônica Inca se verifica, destacando o arco de Zorritos, logo entre o oligoceno ao mioceno a área volta a ser submetida à subsidência permitindo a sedimentação da Formação Heath em condições de mar profundo e borda de talude, e criando os melanges Zorritos por fenômenos gravitacionais.

#### 4.4 Sistemas Depositionais

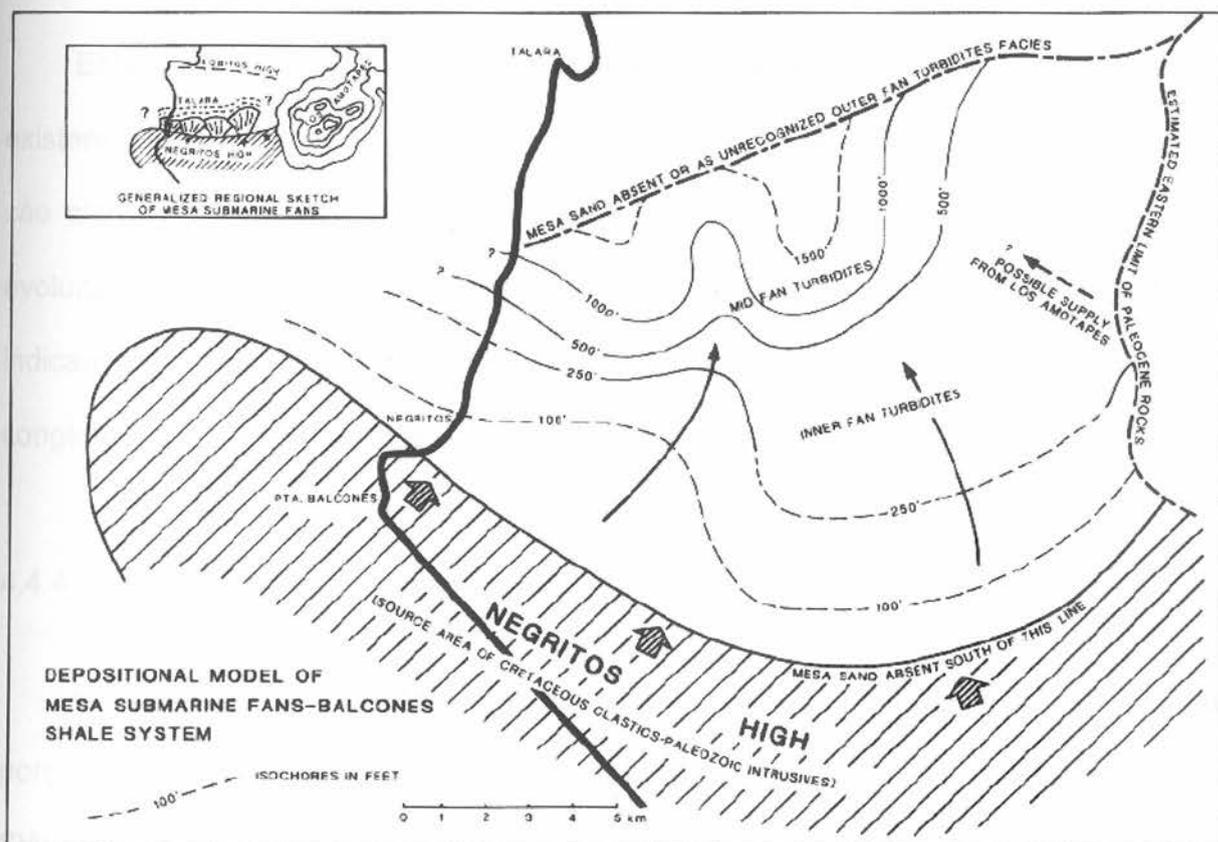
##### 4.4.1 Folhelho Balcones

Este folhelho está distribuído debaixo da seqüência cenozóica na bacia de Talara, e é considerada o embasamento econômico. É de cor cinza-escuro a negro e rico em conteúdo fossilífero, é horizonte chave porque é diagnóstico de microfauna Paleocênica. O controle de espessura é escasso, mas os poucos poços que foram furados indicam variações de espessura, provavelmente devido à falhamentos.

##### 4.4.2 Leque Mesa-Submarino - Sistema Folhelho Balcones

Este sistema deposicional é relativamente pequeno (Figura 26) demonstra como clásticos podem ser originados intrabacinalmente da erosão de um *horst* (alto de Negritos), e flui longitudinalmente para o centro do gráben norte adjacente, limitado ao norte pelo alto de Lobitos. Um suprimento extrabacinal adicional é possível do embasamento dos Amotapes também é sugerido. Este sistema consiste em demonstrar a essência da perturbação dos leques turbidítico clássico. O interior das fácies é representado por conglomerados basais desordenados com matriz arenosa ou lamosa e seixos de arenitos com freqüente retrabalhamento intrafolial de

seixos de siltito, ambas as litologias são por cima de arenitos grano-acamadados seguidos por alternância de arenitos finos e siltitos ou somente por siltitos com abundantes detritos de plantas ao longo dos planos de acamadamentos.



**Figura 26:** Modelo deposicional do leque submarino Mesa – sistema folhelho Balcones. A linha preta em negrito representa a linha costeira do Pacífico, com o oceano à esquerda.

As fácies médias do leque consiste de arenitos maciço a grano-acamado ou laminado com abundantes escorregamentos internos sobre o siltito.

Isópocas na distância de 33m a 500m na direção do fluxo fácies de leque exteriores não foram reorganizados. Sobre estas associações litológicas que indicam rápida deposição em taludes inclinados confirmam a situação de

abundância de retrabalhamento intrafolial, deslizamentos e a ocorrência de alguns níveis de diamictitos indicam condições temporárias de fluxo de lama.

#### 4.4.3 Leque Basal de Delta Salina – Sistema Folhelho Salinas

Este sistema deposicional transversal é relativamente pouco conhecido e existem controvérsias porque os dados de subsuperfície são insuficientes, que não são claramente entendido a sua geometria. Estudos detalhados de petrografia e evolução diagenética baseado em testemunho (MARSAGLIA & CAROZZI, 1991) indicam uma associação de folhelhos marinhos e carbonatos com associação de conglomerados com enormes matacões, conglomerados grossos e arenitos maciços

#### 4.4.4 Leque Submarino Mogollon-Manta - Sistema Folhelho Salinas

Este é um dos grandes sistemas deposicionais longitudinais. Originado na porção final no NE da bacia de Talara, aparentemente seguindo mergulhando para SW longitudinal ao eixo de bacia, quase alcança seu eixo transversal, próximo a Paita (Figura. 27). O sistema é interceptado por um número de grábens limitado por falhas transversais maiores (algumas podem ser transcorrentes) que, devido à mobilidade de seus paleotaludes, tem grande influência nos processos de sedimentação (Figura 28). Antes dos processos serem entendidos completamente, vários nomes estratigráficos foram usados, tal como “Mogollon” para a fase conglomerática e “Manta” para a fase arenosa.

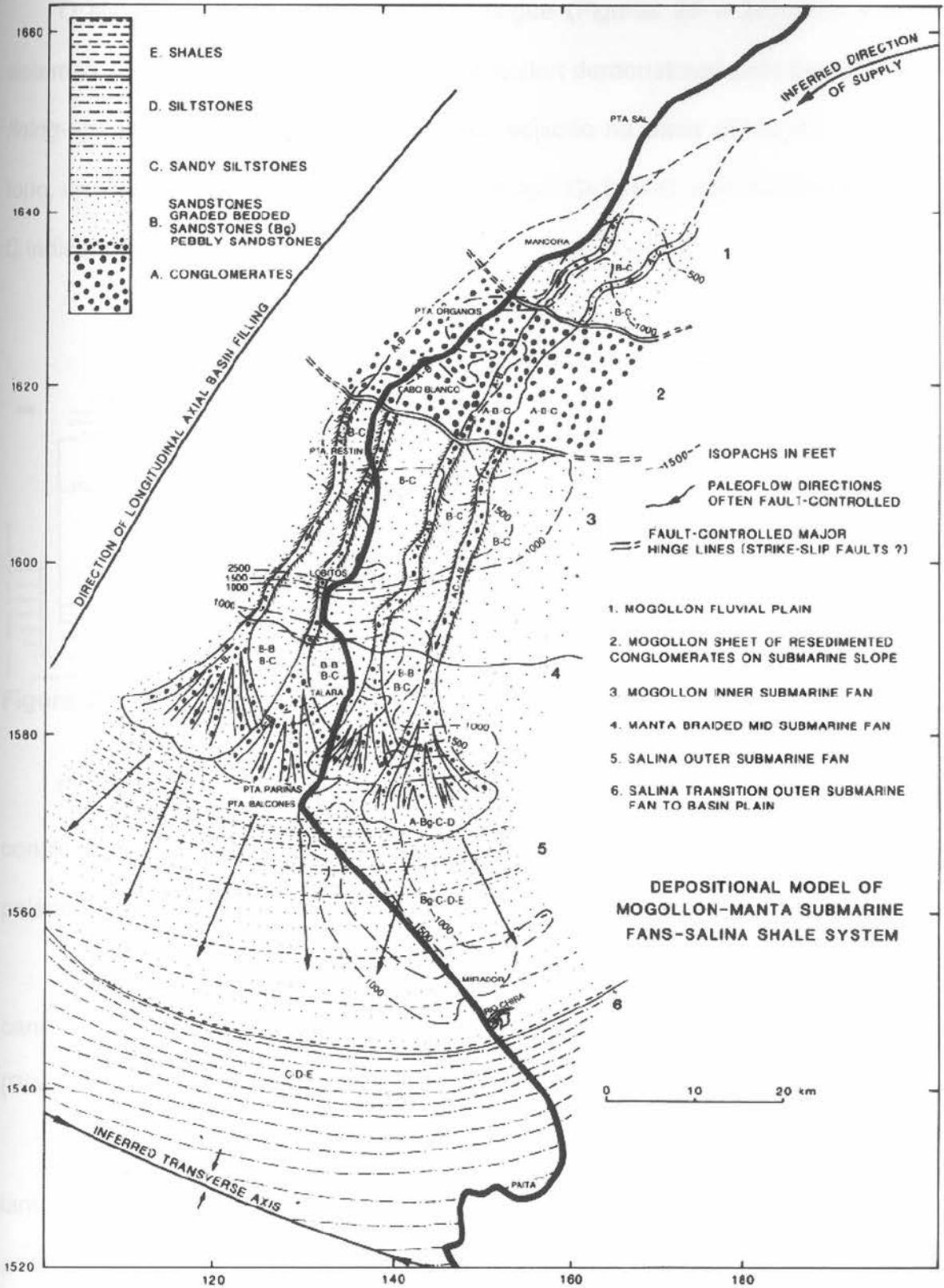
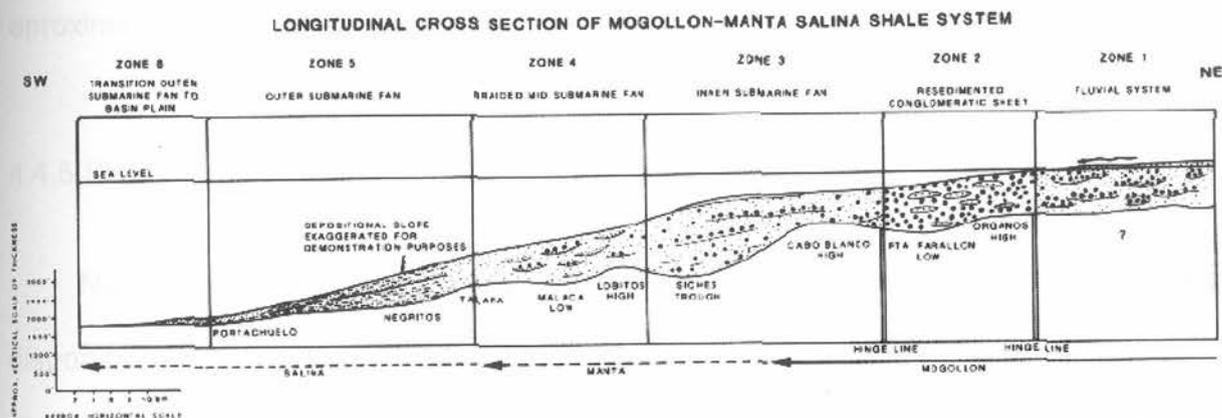


Figura 27: Modelo deposicional de leque submarino Mongollon-Manta – sistema folhelho Salina.

O sistema pode ser dividido como segue (Figuras 27 e 28). Destacando os sistemas. O sistema fluvial meandrante Mogollon demonstrado pela típica seqüência *fining-up*, com conglomerados ou arenitos seixoso na base gradando a grosso no topo, cruzadas de alto ângulo a arenitos maciço. Ciclo B-C, com ocasionais ciclos A-C indicando canais.



**Figura 28:** Seção longitudinal do sistema folhelho Mongollon-Manta.

O subsistema Mogollon conglomerado retrabalhado, consiste em corpos de conglomerados-arenitos (interpretado como ciclo A-B) representando paleocorrentes de máxima intensidade (Planta 1A), com influência nos ciclos A-B-C.

O subsistema leque interno Mogollon é composto de conglomerados canalizados (ciclos A-C e A-B), com influência nos arenitos seixoso dos ciclos (B-C) (Planta 1B).

O subsistema leque médio entrelaçado Manta composto de arenitos maciços e laminados com estruturas em "prato", arenitos seixosos (Planta 1C) em ciclos amalgamados (B-B e B-C), ocasionalmente conglomerados em lobos deposicionais com ciclos A-B-C-D.

O subsistema leque externo Salinas é composto de ciclos turbidíticos médio a distal de arenitos gradando de médios a finos, siltitos e folhelhos. Ciclo A-Bg-C-D-E foram reorganizados.

A transição Salinas de leque externo à planície de bacia consiste de turbiditos distais com "interturbiditos" folhelhos (interpretados como ciclos C-D-E).

A espessura do interior do sistema deposicional varia de 825 m, no norte, a aproximadamente 300m, no sul.

#### 4.4.5 Sistema Folhelho Salinas-Ostrea

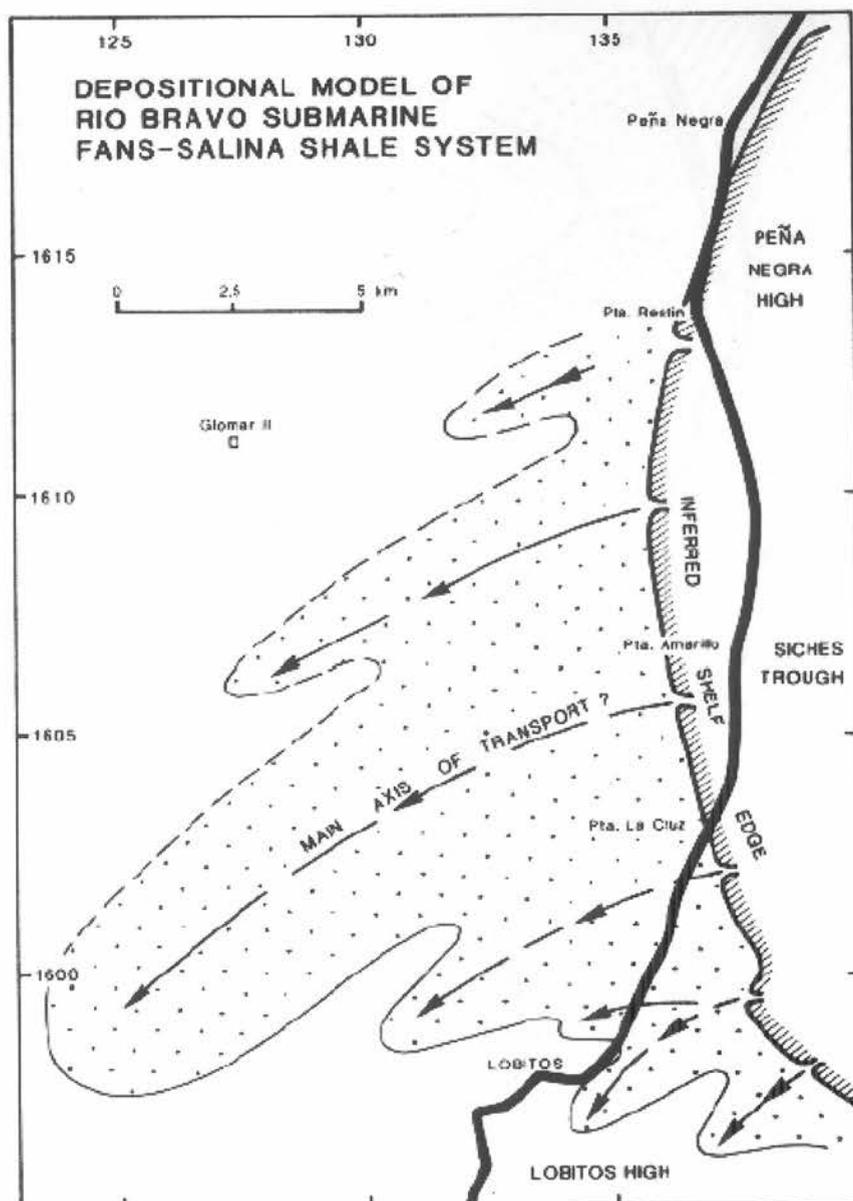
Nenhum modelo deposicional está disponível para este sistema. A escassa disponibilidade de dados indicaria que é um extenso sistema longitudinal tão complexo quanto o Manta-Mogollon. Arenitos tornam-se de granulometria grossa em direção ao NE, e gradam dentro do conglomerado o qual dificulta a distinção deste de do Mongollon.

#### 4.4.6 Leque Submarino Rio Bravo - Sistema Folhelho Salina

Este sistema deposicional transversal aparece de forma extensa, com associação simétrica de leques no Vale Siches entre os altos Lobitos no sul e a alto Peña Negra no norte (Figura 29), mas somente no sudeste metade foi explorada (Figura 30). As seguintes fácies podem ser reorganizadas:

(a) uma fácies de arenito de plataforma, com barras de *offshore*, camadas de areias, e canais de maré; este terminam abruptamente para WSW o que aparenta ser a borda da plataforma, interrompida por um número de *canyons* que os erode.

(b) uma associação de pelo menos cinco leques submarinos que aumentam de tamanho para o norte. Estes leques são subdivididos a seguir: um leque interior com arenitos grossos e maciços e raros arenitos seixosos, ambos com estruturas de escorregamentos, um leque médio, com lobos grossos confinados, arenitos maciços, extremamente bem desenvolvidos na parte norte do leque; e um leque exterior composto de arenitos gradando de médio a fino e siltitos que foram interpretados como turbiditos clássicos. A fácies de planície abissal é representada por alternância de siltitos e folhelhos.



**Figura 29:** Modelo deposicional do leque submarino Rio Bravo – sistema folhelho Salina.

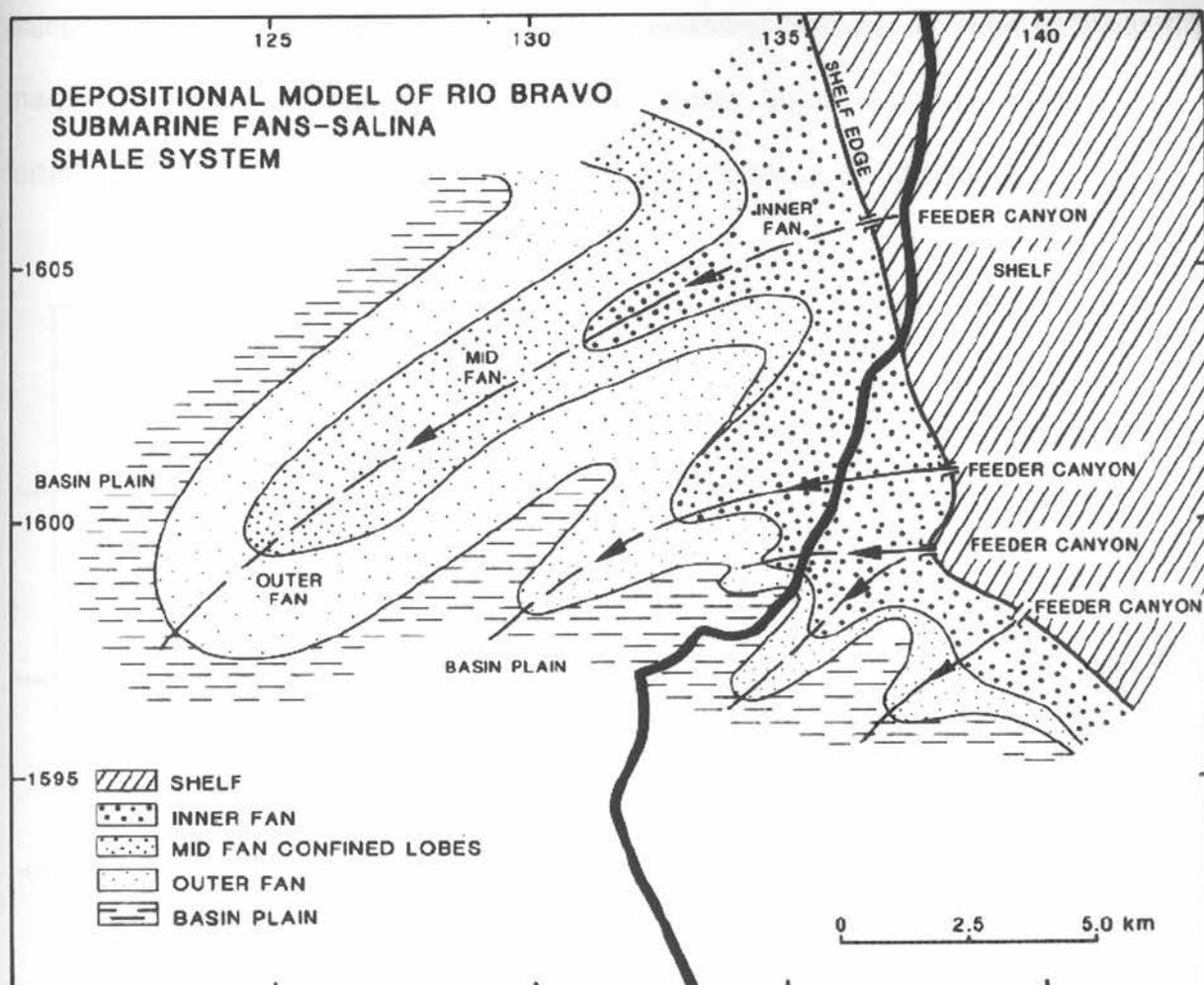


Figura 30: Modelo deposicional do leque submarino Rio Bravo – sistema folhelho Salina.

#### 4.4.7 Delta Pariñas - Sistema Folhelho Chacra

Este complexo deltáico recebe um enorme volume de sedimentos do sistema fluvial. Suas maiores fácies são as seguintes (Figura 31): entrelaçado, conglomerados de planície aluvial (BAP); planície deltáica superior distributária e conglomerados distributário inferior; e arenitos grossos com estratificação cruzada, que contém troncos de árvores petrificadas até 4m de comprimento, indicando um clima úmido (Planta 1D). A orientação destes troncos é importante, na combinação dos eixos dos canais e das estratificações cruzadas, pois estabelece direções de

paleocorrentes (Figura 31). Além disso, é possível delinear o nível máximo das marés na planície deltáica inferior: abaixo desta linha, troncos de árvores são fortemente bioperfurados (Planta 1E), enquanto acima, eles não são.

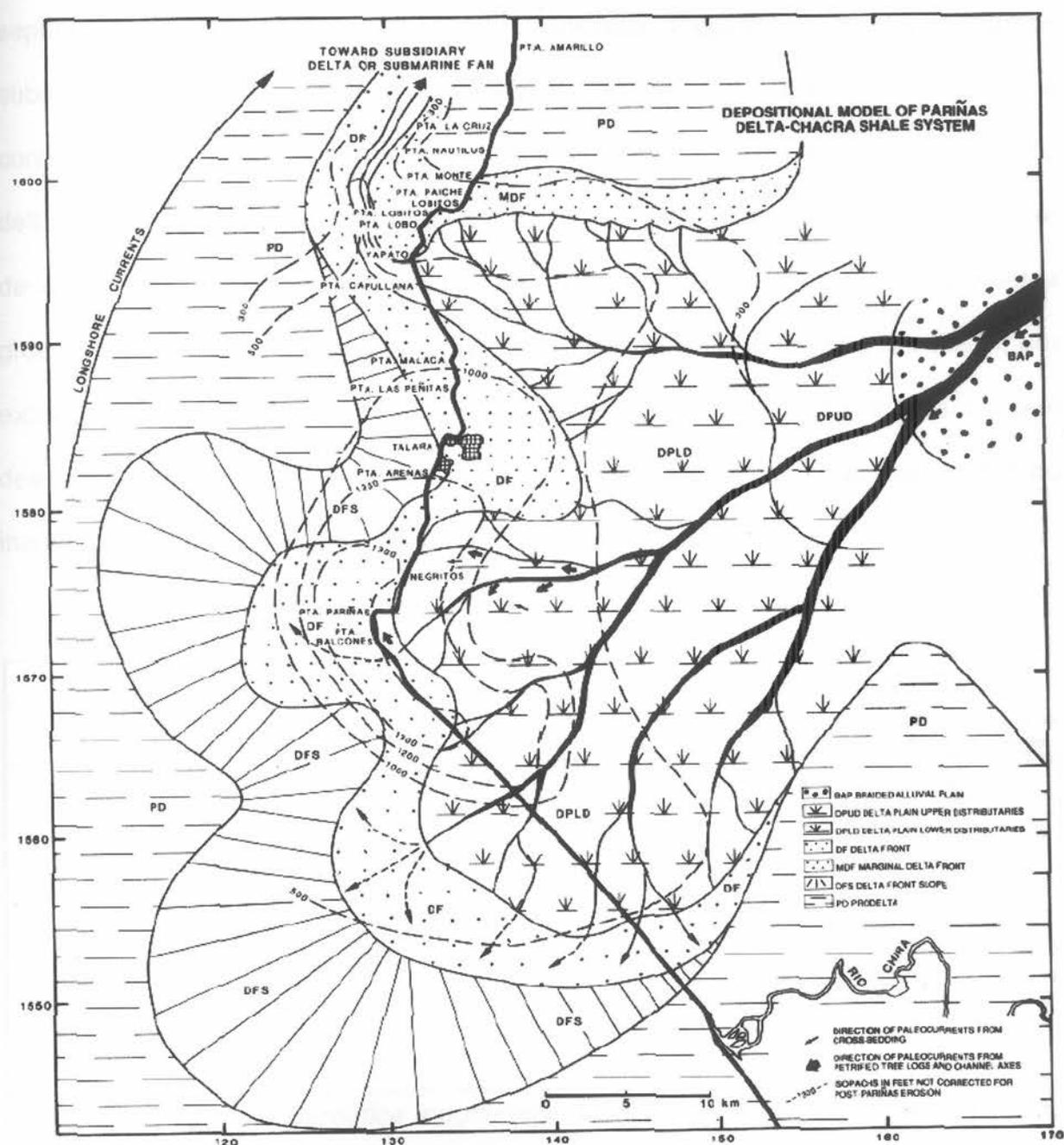
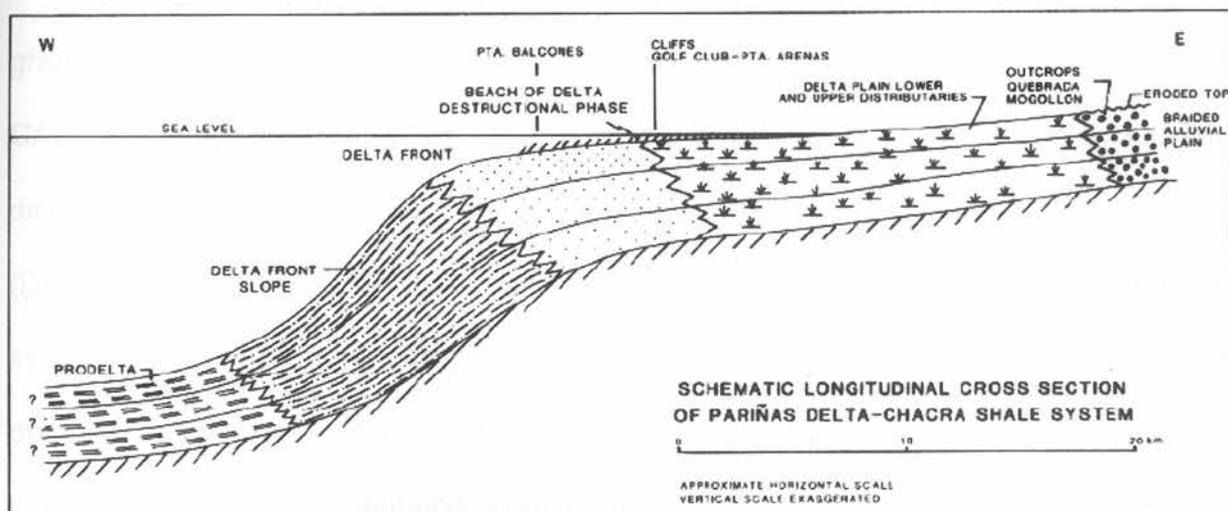


Figura 31: Modelo deposicional do delta de Pariñas – sistema folhelho Chacra

O frente deltaica consiste em arenitos maciços e de granulometria fina e siltitos, com abundantes escorregamentos (planta 1F E G); à frente deltaica de talude de siltitos laminados, com abundantes planos de detritos (Planta 1H); e folhelhos do prodelta. Em corte de secção, com as bordas dos planos de alto ângulo separados os sucessivos ambientes deposicionais, (Figura 32), indicando intensa subsidência local, e por isso a moderada progradação do delta. Esta situação é confirmada pela variação de espessura de 396 a 429 m nos distributários da planície deltáica inferior e frente deltáica no lobo central do delta (Figura 31). Esta espessura de deposição também é combinada com a natureza incomum de granulometria grossa das variações das fácies deltaicas. Este não é um delta tipo Mississipi; por exemplo, canais de conglomerados e grossos, arenitos seixosos são bem desenvolvidos no meio de arenitos maciços da frente deltáica, e são deslocados no interior de estruturas de escorregamento (Planta 1F e G).



**Figura 32:** Seção esquemática longitudinal do delta de Pariñas – sistema folhelho Chacra.

Mais ao norte do lobo do Delta Pariñas aparece defletido paralelo à paleolinha de costa, formando um extenso sistema linear progradante consistindo de uma planície deltáica inferior de caráter distributário, flanqueado por arenitos maciços, finos e bem selecionado da frente deltáica (Figura 31). Para o norte, este tipo de progradação poderia se desenvolver dentro de qualquer um delta subsidiário ou leque submarino, dependendo da topografia envolvida no processo. A porção observada, que é de 100m a 170m de espessura, isolando uma antiga lagoa registra (conhecido como frente deltáica marginal), que é caracterizada ao longo da costa meridional por areias de praia bem selecionadas. Este deflexão indica a ação destrutiva das correntes de costa, que tem uma notável similaridade com a atual Corrente Humboldt.

#### 4.4.8 Delta Cabo Blanco - Sistema Folhelho Chacra

É um complexo deltáico representando um sistema fluvial meandrante de grande magnitude, e consiste de material de granulometria grossa (PALOMINO & CAROZZI, 1979). Sua fácies está ilustrada na Figura 33, e consiste do delta distributário e áreas interdistributárias (DD); frente deltáica e interdistributário restrito (DF); e um prodelta (PD). Em seção, demonstram poucos declives (Figura 34), indicando grande redução da subsidência local e portanto, intensa progradação deltaica distributária (Figura 35). Esta situação é confirmada pela pequena espessura do sistema deltáico, com intervalos de 26m no delta distributário a 6 - 12m na frente deltáica em camadas de arenitos, localmente acrescido pelos efeitos de sinsedimentar de uma falha de crescimento (Figura 36).

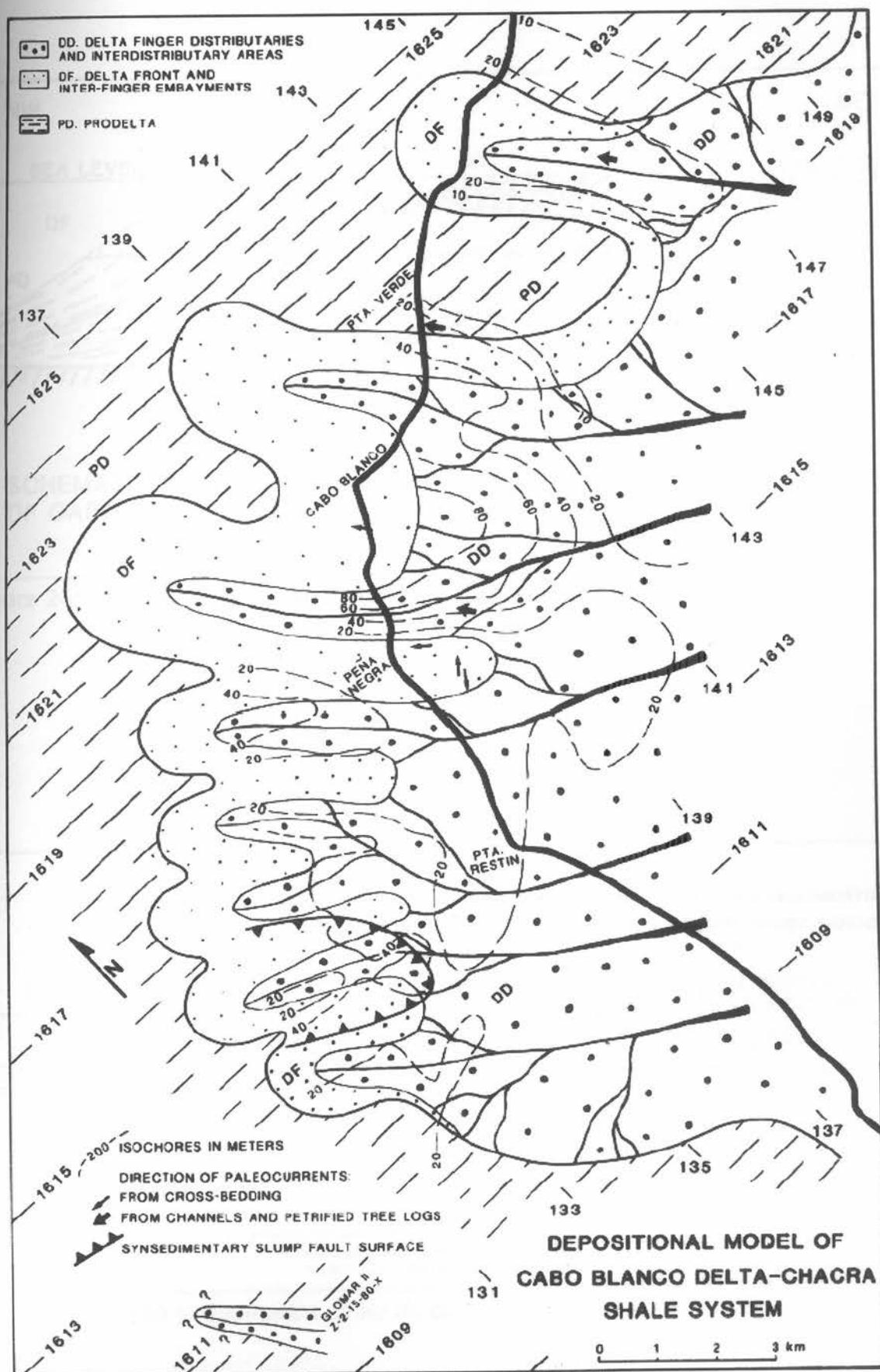


Figura 33: Modelo deposicional do delta Cabo Blanco – sistema folhelho Chacra.

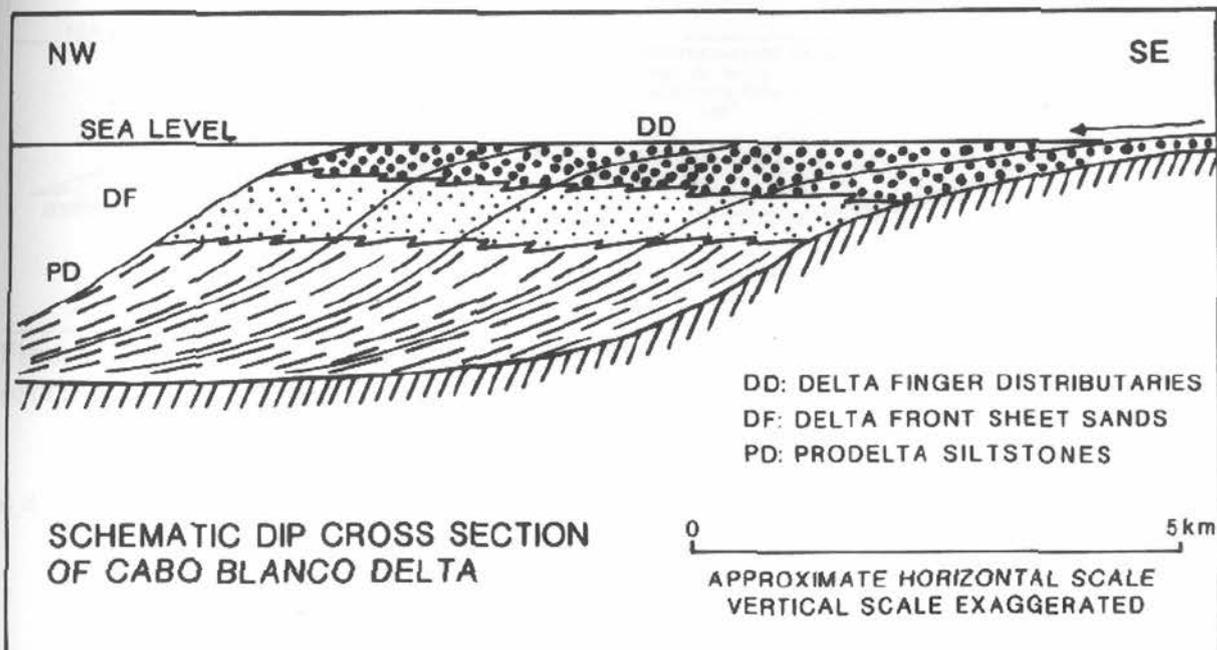


Figura 24: Seção esquemática dip do delta Cabo Blanco.

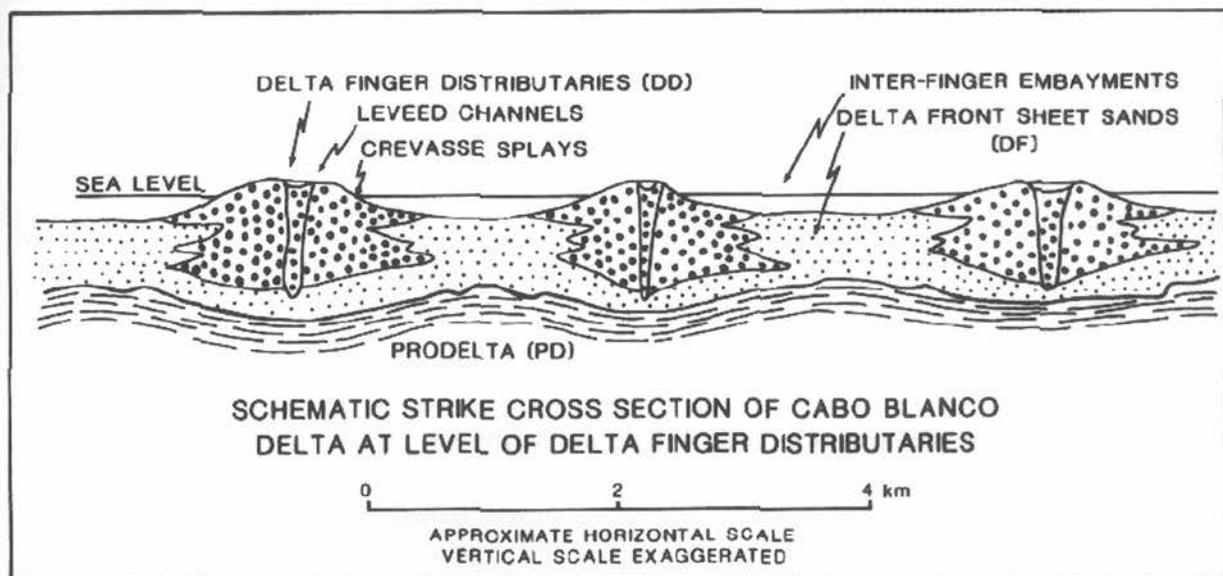
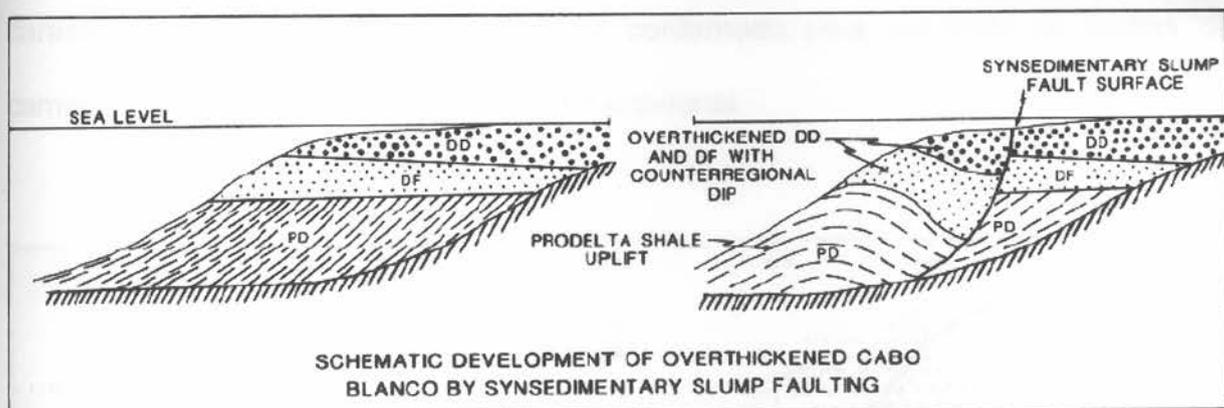


Figura 35: Seção esquemática strike do delta Cabo Blanco.



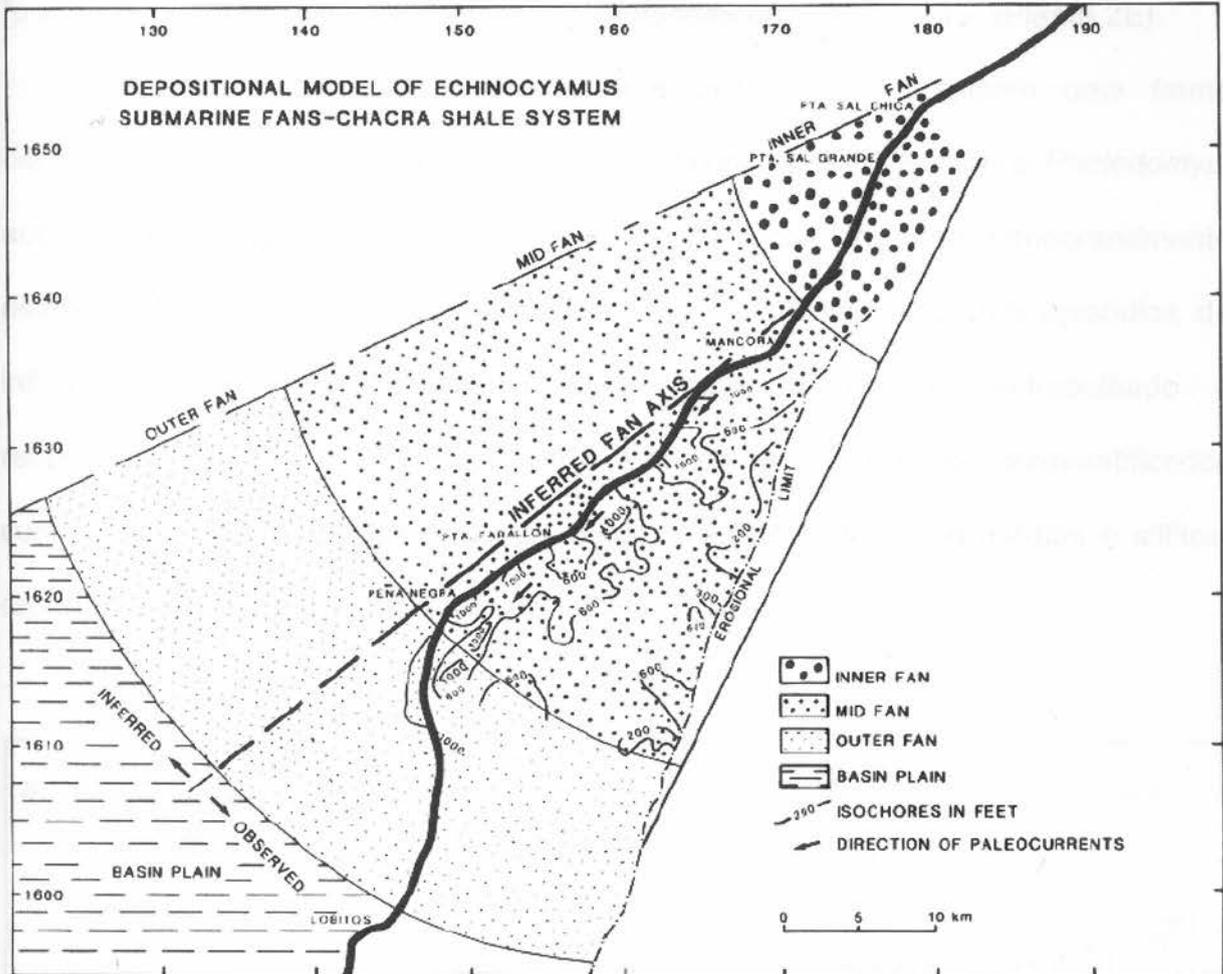
**Figura 26:** Desenvolvimento esquemático de espessamento por falha de escorregamento sinsedimentar.

#### 4.4.9 Leque Submarino Echinocyamus - Sistema Folhelho Chacra

Este sistema de leque, com pelo menos 50 km de extensão, representa um depósito longitudinal com direção de fluxo NNE-SSW (Figura 37), a qual parece indicar que foi comprimido por importantes falhas longitudinais, imediatamente após a ação de um *canyon* erosivo. A geometria deste sistema de leque submarino indica que ocorreu metade *onshore* e metade *offshore*. Este leque consiste dos mais finos clásticos de todos os sistemas estudados, que indicam relativamente baixa energia de sedimentação resultando em um espectro de fluxo de finas camadas de lamias e areias com grande alternância, o qual sofreu freqüentes episódios intensos de deposição de larga escala num estado semi-consolidado, até o equilíbrio ser alcançado.

Essas deformações gravitacionais penecontemporâneas estão mostradas por estruturas em "traveseiro", enormes pseudonódulos e contorções complexas em seções de afloramento. A baixa energia desse sistema deposicional, o qual é ainda um produtor de óleo (apesar de sua geralmente pobre seleção de grãos e

característica argilosa) é posteriormente confirmada pela ausência de canais de camadas e a raridade de marcas de solo erosional.

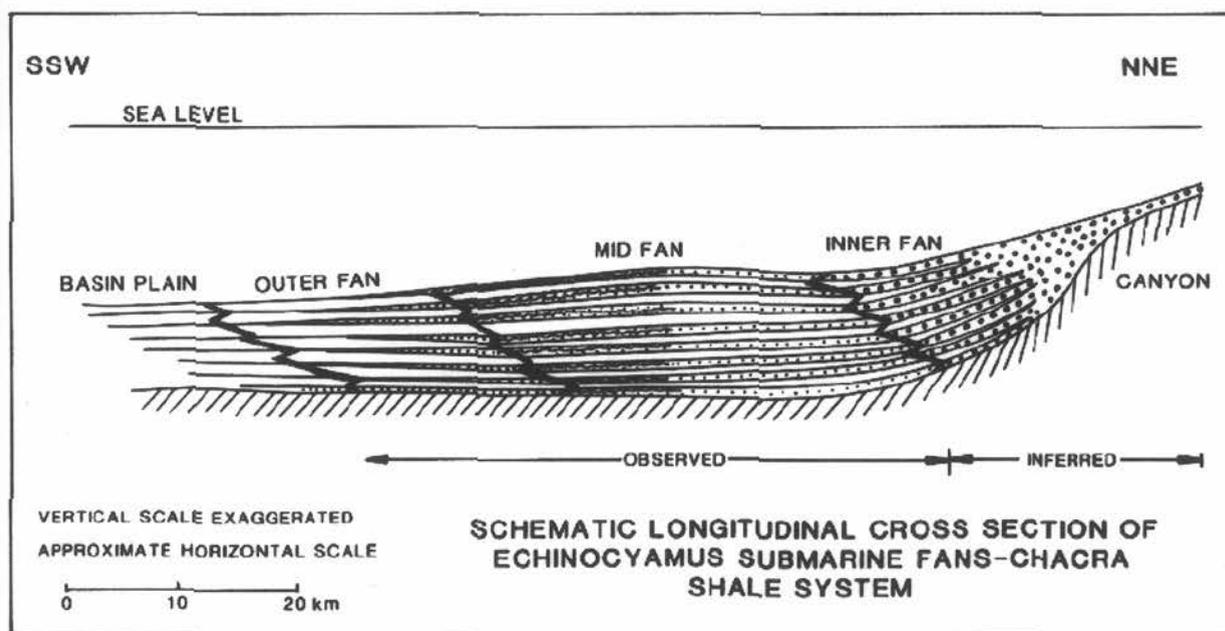


**Figura 37:** Modelo deposicional do leque submarino *Echinocyamus* sistema folhelho Chacra.

O estudo de várias zonas de fácies (Figura 38) mostra que o leque inferior é pobremente conhecido devido a falta de poços e desaparecimento de sistemas deposicionais na direção NE; o seu *canyon* alimentador mais próximo permanece desconhecido. Os depósitos de leques inferiores são conglomerados desorganizados (Planta 2C) e arenitos seixosos organizados, e desorganizados, com uma combinação de matriz argilosa e cimento calcita e por vezes com árvores

petrificadas; Esses se alternam com siltitos na extremidade mais inferior. Os lobos do leque médio mostram desde arenitos massiços até arenitos com estratificação cruzada (Planta 2D), com uma matriz argilosa e cimento calcita, estruturas em “prato”, e estruturas bem desenvolvidas, moldadas em “travesseiro” (Planta 2E).

Esses arenitos são freqüentemente bioturbados e exibem uma fauna escassa dos bivalvíos *Turritella*, *Ostrea*, *Cerithium*, *Núcula*, *Pecten* e *Pholodomya*, acompanhada. Esta fauna é alóctone e indica que foi uma temporariamente estabelecida em ambientes de leques inferiores e médios durante episódios de influxo clástico menos intenso, sendo subseqüentemente retrabalhado e redepositado durante fluxos de turbiditos. Arenitos massiços estão interestratificados com alternância de arenitos finos gradando a arenitos de grãos médios e siltitos, representando as fácies proximais de turbiditos clássicos.

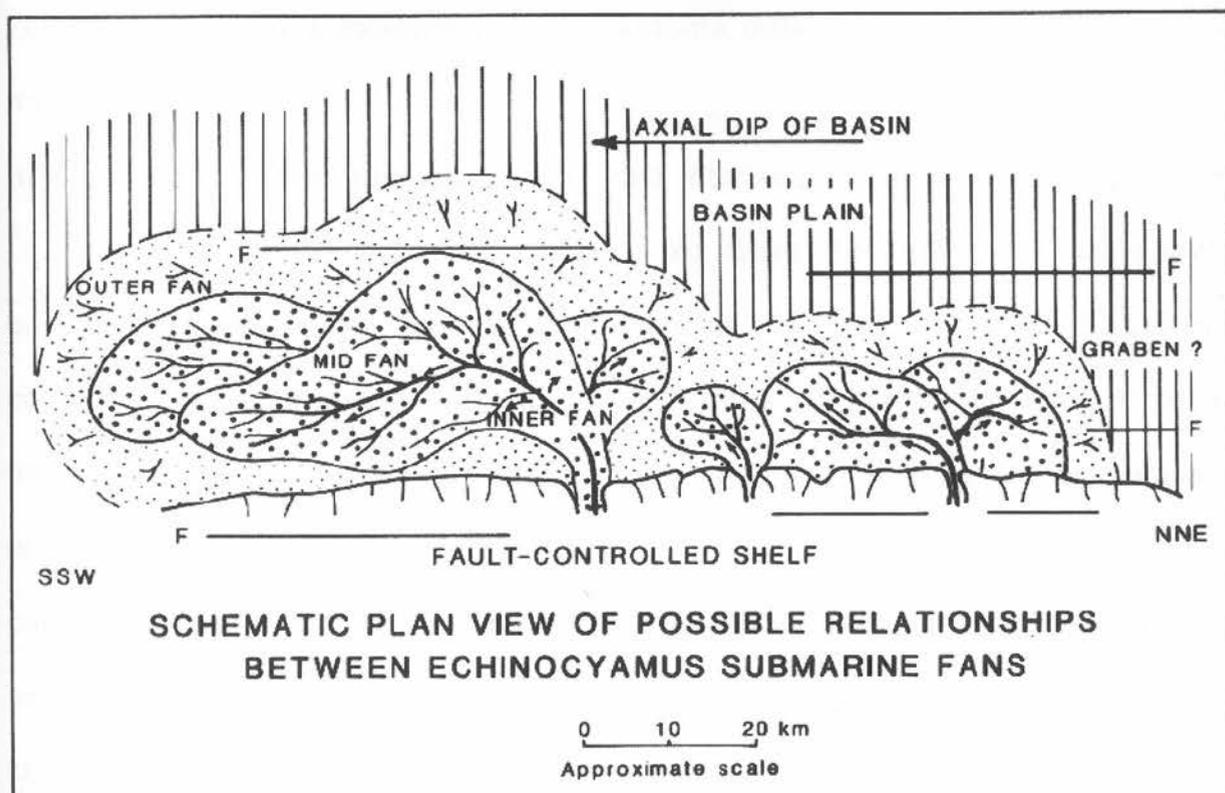


**Figura 38:** Seção esquemática longitudinal do leque submarino *Echinocyamus* – sistema folhelho Chacra.

As únicas isópocas disponíveis indicam uma espessura que vai de 60 – 300 m para lobos do leque médio. O leque mais externo consiste de arenitos finos a muito finos, graduando-se para a parte mais acima em siltitos e folhelhos representando turbiditos clásticos distais. Esses turbiditos contêm massas caóticas de arenitos massiços do leque médio que produzem, por sedimentação, movimentos de massa talude abaixo.

O ambiente plano da bacia está representado por siltitos e folhelhos finos e pelágicos a hemipelágicos.

Além desse exemplo de um simples leque do tipo Echinocyamus, outro exemplo por ser repetido ao longo do *strike* da margem ocidental da bacia e consiste de vários lobos, alguns dos quais podem ser variavelmente influenciados pelo mergulho axial da bacia para SW (Figura 37).



**Figura 39:** Vista esquemática em planta das possíveis relações entre leques submarinos *Echinocyamus*.

#### 4.4.10 Leque Submarino Helico - Sistema de Folhelho Talara

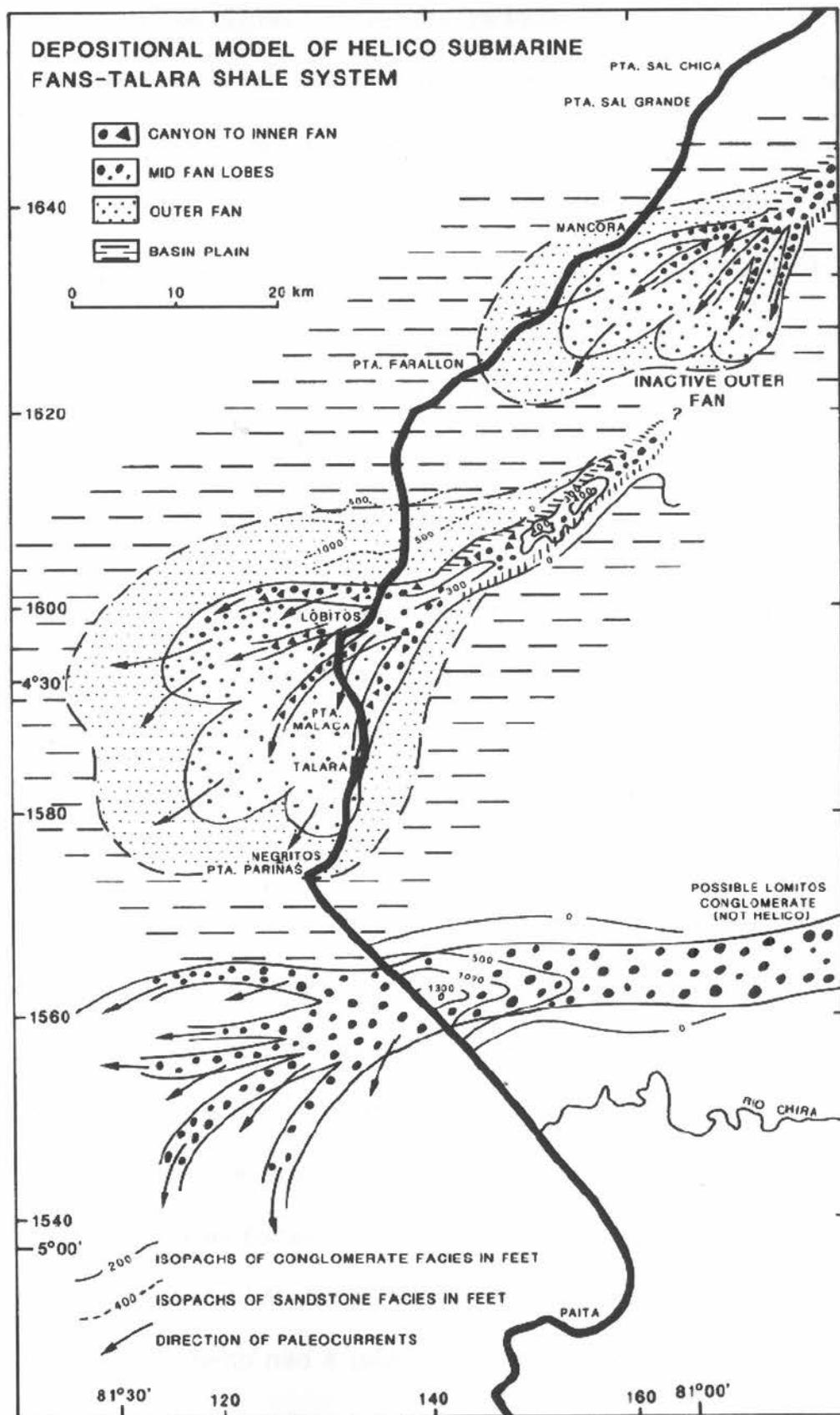
Este sistema está representado por pelo menos três leques submarinos transversais, os quais podem ser traçados até seus *canyons* alimentadores no vale Siches ou Inferior (Figura 40):

(i) A porção mais ao sul, norte do Rio Chira, apresenta um *canyon* do ambiente de leque mais interno com isópacas alcançando 430 m no eixo do *canyon*. Ambas as zonas de fácies, consistindo de conglomerados e arenitos conglomeráticos, indicam pelos seus tamanhos e geometria a existência de um leque médio e um leque mais externo de enorme tamanho, localizado mais ao SW *offshore*. É bem possível que as fácies do *canyon* rio acima podem combinar com o subjacente conglomerado

Lomitos, indicando a existência de um sistema deposicional subjacente de igual magnitude.

(ii) O segundo leque transversal, cujo eixo intercepta a atual linha costeira em Lobitos, tinha uma direção NE-SW de fluxo curva. Ele apresenta um *canyon* acanalado e fácies de leques mais internos de conglomerados e arenitos conglomeráticos, e atingem 130m em espessura ao longo do eixo. A seção trilobulada do leque médio consiste de conglomerados e arenitos conglomeráticos em canais e arenitos seixosos massivos com estruturas de descida em áreas entre canais e lobos (Planta 2F). O leque mais externo, o qual tem mais de 330 m de espessura, consiste de graduados arenitos de grãos finos e siltitos interpretados como turbiditos clássicos.

(iii) O terceiro e mais setentrional leque transversal, interseccionando a costa próxima a Máncora, é essencialmente similar ao segundo – mas sua trilobulação é assimétrica, com o leque exterior desaparecendo gradualmente em direção SE.



**Figura 40:** Modelo deposicional do leque submarino Helico – sistema folhelho Talara.

Para todos os três leques transversais, as fácies do plano da bacia consistem de folhelhos pelágicos difundidos com arenitos finos descontínuos os quais estão envolvidos em espetaculares depressões de grande deposição. Essas características foram induzidas por fases de soerguimento tectônico nas áreas fontes e relacionada reativação dos sistemas de falhas dentro da bacia de Talara, a qual levou a uma deposição no talude íngreme. Muitas dessas características de deposição são visíveis em afloramentos na Cidade de Talara.

#### 4.4.11 Leque Submarino Yapato-Talara - Sistema de Folhelho Talara

Um leque assimetricamente transverso pertencente a este sistema está bem representado na área Talara-Lobitos (Figura 29), onde o *canyon* e as fácies conglomeráticas de leques mais internos são conhecidas como as de Yapato, as fácies de leques médios e mais externos como o Arenito Talara e, as fácies do plano da bacia como o Folhelho Talara.

O *canyon* para o ambiente de leque mais interno consiste de conglomerados desorganizados e arenitos conglomeráticos com grandes seixos de argila. Os lobos de leques médios estão representados por arenitos seixosos e massiços com muitas argilas intraclásticas nos canais e em arenitos massivos nas zonas entre canais e lobos. Esses arenitos massiços apresentam numerosas estruturas em “prato” e outros tipos de características de escape de água, bem como as estruturas abundantes indicando movimentos de massa talude abaixo (Planta 2G).

O leque mais externo não é usualmente bem desenvolvido e muito arenoso, consistindo de arenitos massivos e arenitos incipientemente acamados, os quais são interpretados como fácies turbidíticas proximais; essas evoluem em direção às

margens do leque mais externo para os turbiditos clássicos bem desenvolvidos (Planta 2H). As fácies do plano da bacia consistem de folhelhos com descontinuas e estreitas camadas de arenitos finos.

#### 4.4.12 Plataforma Verdun – Sistema de Folhelho Chira

Após um relativo curto período de erosão, durante o qual a porção do topo do sistema subjacente foi erodido e redepositado, a sedimentação constituindo de areia fina e argila, durante o qual se desenvolveu um sistema simples de plataforma rasa. O ambiente de plataforma rasa foi caracterizado por calcarenitos foraminíferais com algas vermelhas e *Lepidocyclina peruviana*, os quais foram substituídos em áreas onde o suprimento clástico é ausente de biocalcarenitos algálicos nos quais as *Lepidocyclinids* podem atingir 90%. Enquanto esses sedimentos foram formados sob a influência de correntes longitudinais ao longo da costa, fluindo em direção aos folhelhos do NE.

#### 4.4.13 Folhelhos Chira

A subsidência renovada na bacia de Talara e uma terminação quase completa de areia e influxo clástico-crescido levou a uma expansão sobre todo o sistema de plataforma-talude de sedimentação de folhelho com abundantes foraminíferos planctônicos. Os Folhelhos Chira são bem homogêneos e um estudo da composição e distribuição de argilas minerais e associações argilo-minerais deveriam revelar a natureza paleogeográfica deste episódio terminal do Eoceno na Bacia de Talara.

## 4.5 Geologia de Petróleo

### 4.5.1 SISTEMA PETROLÍFERO

#### 4.5.1.1 Resumo

Mais de 1,68 bilhões de barris de óleo (BBO) e 340 bilhões de pés cúbicos de gás (BPCG) já foram produzidos a partir do Sistema Petrolífero do Cretáceo-Terciário na província da Bacia de Talara no noroeste do Peru. Campos de petróleo e minoritariamente de gás estão localizados no ambiente *onshore* no noroeste sendo um terço da província. A produção atual é principalmente de óleo, mas há um excelente potencial para reservas de gás no ambiente *offshore* as quais ainda não são escoadas devido à limitação do mercado local para consumo desse gás e porque existem poucas linhas para escoamento. Estima-se que os valores médios das reservas, ainda não exploradas pertencentes a campos ainda não descobertos na bacia, sejam em 1,71 bilhões de barris de óleo (BBO), 4,79 trilhões de pés cúbicos de gás (TPCG) e 255 milhões de barris de gás natural liquefeito (GNL).

Desta reserva total, 15% estão localizadas em ambiente *onshore* e 85% em ambiente *offshore*; os volumes são 0,26 BBO e 0,72 TPCG em ambiente *onshore*; e 1,45 BBO e 4,08 TPCG em ambiente *offshore*. A média estimada dos números para as reservas não descobertas de campos de óleo e gás são 83% e 17%, respectivamente. O tamanho mínimo dos campos que foram usados nesta análise é de 1 milhão de barris de óleo equivalente e/ou 6 bilhões de pés cúbicos de gás.

A bacia de antearco Talara do Paleoceno está sobreposta numa grande bacia Mesozóica e pré-Mesozóica. Formações produtoras, compreendendo da idade do Carbonífero ao Oligoceno, são principalmente arenitos do Cretáceo Superior ao Oligoceno, cuja origem varia desde ambientes deposicionais costeiros como fluviais e deltáicos até ambientes marinhos profundos. Os reservatórios fundamentais, e de maiores potenciais para o futuro desenvolvimento, são arenitos do Eoceno que incluem turbiditos dos Grupos Talara e Salinas. A produção adicional e reservas ainda não descobertas existem em formações entre o Cretáceo Superior, Paleoceno e Oligoceno. Os quartzitos Carboníferos dos Amotapes podem ser produtivos onde fraturados. Tipos de trapas nesta bacia de bloco falhado são combinações, principalmente, estruturais ou uma combinação de estrutural e estratigráfica. Os selos dos principais reservatórios estão intercalados entre folhelhos marinhos.

A maioria dos campos produz a partir de reservatórios múltiplos e, quando isso acontece, a produção é registrada juntamente. Por esta razão, os dados geoquímicos de óleo e das rochas geradoras são muito limitados. A produção do Terciário e do Cretáceo está agrupada num sistema petrolífero único. As mais desejadas rochas geradoras são folhelhos marinhos do Terciário, mas, alguns folhelhos marinhos do Cretáceo são também prováveis rochas geradoras e estas, representariam um sistema petrolífero separado. Dados geoquímicos de amostras de óleo de rochas Carboníferas indicam que estas foram, provavelmente, geradas a partir de folhelhos do Terciário.

## 4.5.2 OCORRÊNCIA DE PETRÓLEO

### 4.5.2.1 Rochas geradoras de hidrocarbonetos

Como já comentado na introdução deste trabalho, existem poucas informações geoquímicas da Bacia de Talara. Não é diferente também com relação à informação sobre rochas geradoras potencialmente produtoras de hidrocarbonetos. PINDELI e TABBUTT (1995) indicaram que existem cinco principais ambientes do Mesozóico-Cenozóico para a deposição e preservação de rocha geradora nas bacias Andinas da América do Sul. Um desses ambientes pode ser apropriado para se enquadrar a província da Bacia de Talara. Isto é ao longo do antearco Andino em áreas onde a sedimentação terrígena em várias épocas foi lenta e devido ao baixo relevo Andino (ZIEGLER *et al.*, 1981) e onde o soerguimento e outros fatores oceanográficos presumivelmente produziram condições que concentraram matéria orgânica em folhelhos marinhos. Um possível exemplo é o Folhelho Redondo (Figura 2) do Cretáceo-Superior (Campaniano).

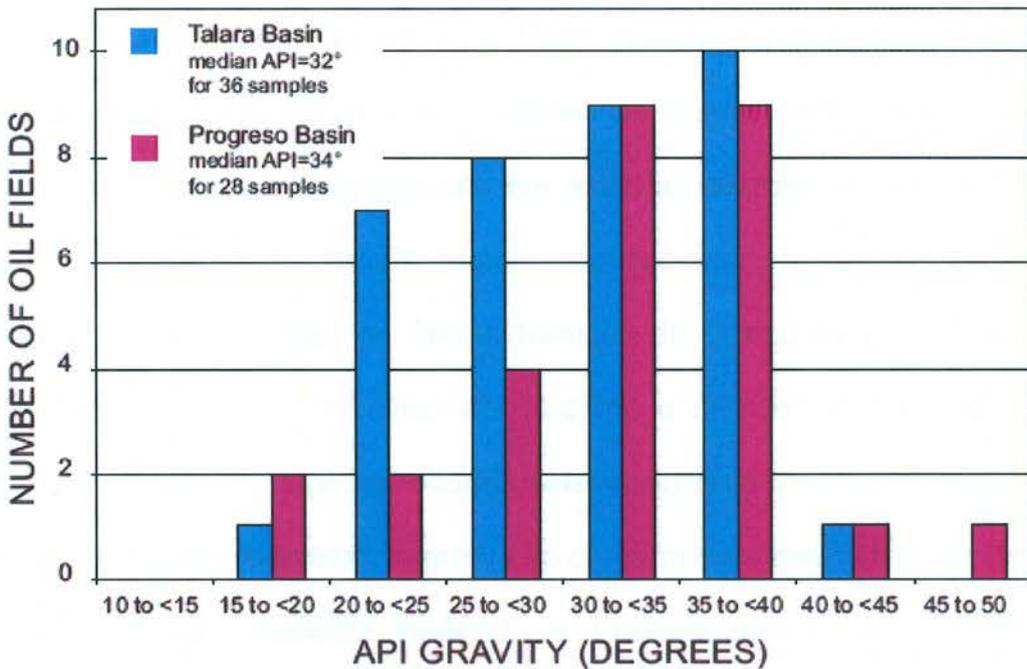
Prováveis rochas geradoras de hidrocarbonetos do Cretáceo na província da Bacia de Talara são o Calcário Albiano Muerto e os folhelhos marinhos da Formação Campaniana Redondo (Figura 4) (AIPC; PERUPETRO, 1999; ZÚÑIGA-RIVERO *et al.*, 1998a, 1998b), GONZÁLES e ALARCON (2002) propuseram que a Formação Cretácea Redondo é a principal rocha geradora de hidrocarboneto na bacia e incluíram as Formações Cretáceas Muerto e Oligocena Heath como potenciais rochas geradoras. A Perupetro (1999) indicou que rochas geradoras potenciais de hidrocarbonetos são folhelhos da Formação Eoceno San Cristóbal

(Eoceno Inferior do Grupo Salinas), Grupo Chacra (Eoceno Echinocyamus Inferior, Formação Clavel (Pariñas), Formação Talara Inferior (Médio Eoceno) e a Formação Chira-Heath (Eoceno Superior – Oligoceno Inferior). KRAEMER *et al.* (2001) acreditaram que a Formação Heath é a principal rocha geradora no sudeste da província da Bacia de Progreso (Figura 4). Folhelhos marinhos neríticos Paleogreda do Eoceno Inferior e os Folhelhos Balcones (Grupo Mal Paso) são também considerados como importantes rochas geradoras ricas em matéria orgânica na província da bacia Talara por AIPC (sem data) e ZÚÑIGA-RIVERO *et al.* (1998a, 1998b). GONZÁLES e ALARCON (2002), no entanto, indicaram que a Formação Balcones – bem como as Formações Eocena Chira, Salina, e San Cristóban, além da Formação Paleocena Petacas – não foram rochas geradoras de qualidade baseadas em COT, índices de hidrocarbonetos e outros dados. Os folhelhos da Formação Cretácea Monte Grande são principais geradoras de hidrocarbonetos de origem terrestre (tipo III – querogênio) e são potenciais fontes de gás seco; não há evidências de geração de gás seco na bacia (GONZÁLES e ALARCON, 2002).

A AIPC calculou o carbono orgânico total (COT) de 151 amostras de folhelhos do Terciário coletados a partir de afloramentos e calhas de poços localizados entre Zorritos (apenas norte da província da Bacia de Talara) e Talara (próximo ao campo de óleo de Portachuelo) (Figura1). Oitenta e um folhelhos do Eoceno enquadraram-se entre 0,11% a 1,92% de COT, 15 amostras do Folhelho Máncora enquadraram-se entre 0,08% a 4,95% de COT, 35 folhelhos Heath estiveram entre 0,24% a 3,86% de COT, 13 folhelhos de Zorritos variam a partir de 0,22% a 13,12% de COT e 7 folhelhos Cardalitos enquadraram-se entre 0,15% a 1,62% de COT. Gonzáles e Alarcon (2002) indicaram que análises geoquímicas de amostras de 13 folhelhos e

calcários compreendidos entre o Eo-Cretáceo (Albiano) e Oligoceno mostraram conteúdos de COT entre 1,1% – 1,3%. Valores acima de 1% de COT são potenciais rochas geradoras e abaixo de 1% são de potencial insignificante.

A distribuição do grau API dos óleos para os campos das províncias da bacia Talara e bacia Progreso está mostrada no gráfico 1. Embora tenham similar distribuição, os óleos da província da Bacia de Talara tendem a ser um pouco mais pesados do que os da província da bacia Progreso. O percentual em peso de enxofre e o grau API de petróleos são ambos influenciados pela história de migração, biodegradação, evaporação, misturas e outros fatores geológicos e geoquímicos. A biodegradação pode resultar num crescimento em enxofre, pois, microorganismos digerem hidrocarbonetos de cadeias leves que possuem baixo percentuais ocasionando alguma dispersão de graus API como mostrado no gráfico 1.



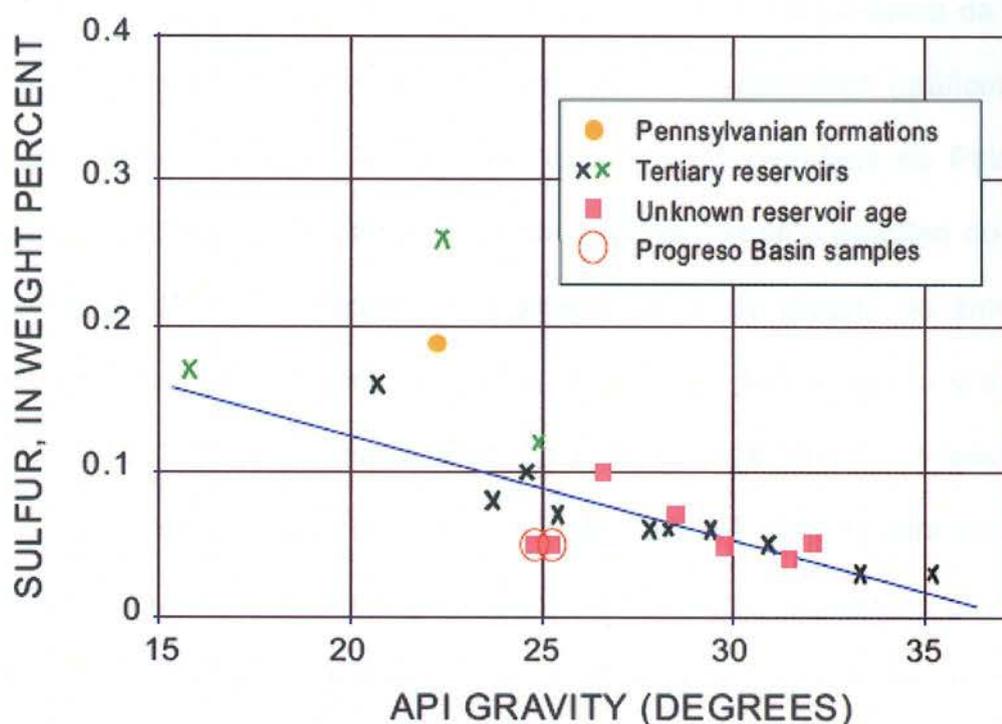
**Gráfico 2:** *Grau API dos petróleos de campos das províncias de Talara e de Progreso. Os petróleos leves são comumente caracterizados por um grau API de 31° - 55°; os médios por 22° - 31° e os pesados por menos de 22°.*

Muitos dos petróleos do Terciário, particularmente aqueles cujo grau API são menores do que 23, apresentam alguma biodegradação, concomitantemente com uma segunda fase de migração, baseado em exames de cromatografia gasosa/curva de espectrometria de massa. Existem amostras de petróleos do Terciário biodegradadas como mostrado no gráfico 2. A amostra de petróleo bem a esquerda tem uma segunda fase de migração.

O gráfico 2 mostra o grau API versus peso percentual de enxofre para óleos das províncias da Bacia de Talara e da Bacia de Progreso. O enxofre contido em 20 petróleos analisados na província da Bacia de Talara estão entre 0,03% a 0,26% com um percentual médio de 0,06% (tabela 1) (GEOMARK, 1998). Existe somente uma população de petróleo analisado das províncias das Bacias de Talara e de Progreso. O único petróleo da Formação Pennsylvaniana Amotape está agrupado com petróleos do Terciário na província da Bacia de Talara. Rochas reservatórios da Formação Pennsylvaniana Amotape são em maioria quartzitos e, alguns folhelhos associados do Paleozóico, seriam super maduros com relação à geração de hidrocarbonetos. Este petróleo do Pennsylvaniano do campo de Portachuelo pode ter sido gerado a partir de folhelhos do Terciário e migrado através de falhas e fraturas na Formação Amotape ou, poderia estar associado com misturas de óleos a partir de várias rochas geradoras. A produção do campo de petróleo é originada das Formações Cretáceas Superior Redondo e Eocena Salina, sendo registradas juntamente. ZÚÑIGA-RIVERO *et al.* (1999) estabeleceram que a Formação

Amotape pode ser um reservatório comercial em áreas onde é altamente fraturada e capeadas pelo Folhelho Cretáceo Redondo.

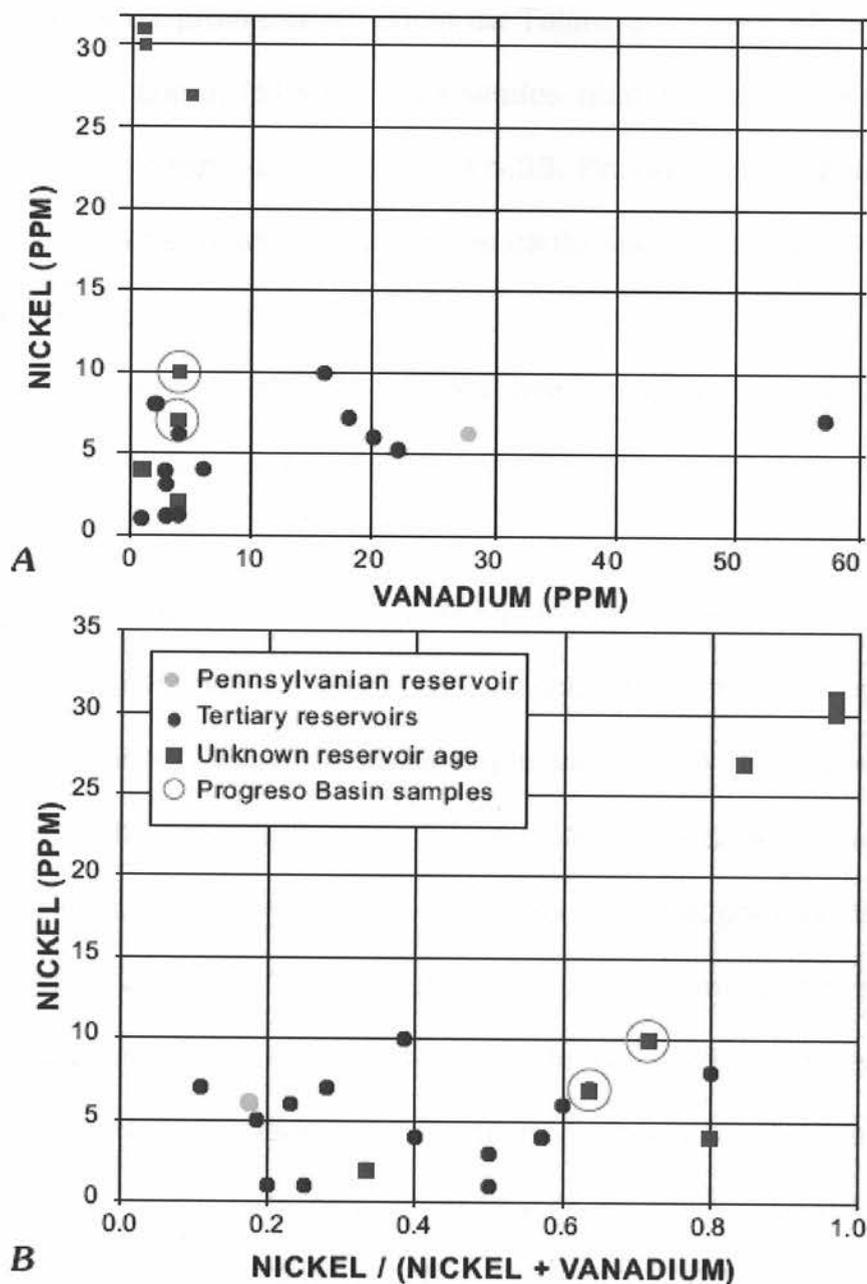
Devido ao fato da sobreposição das Formações Muerto, Tablones e Redondo conterem prováveis rochas geradoras, poderiam ser igualmente geradoras de petróleo me reservatórios do Amotape.



**Gráfico 2:** Grau API e peso percentual de enxofre em petróleos de campos selecionados ao longo das províncias da Bacia de Talara e da Bacia de Progreso, Equador e Peru (GEOMARK, 1998). Baseado na distribuição de dados parece ser uma única população destas províncias. O desvio nos dados pode resultar parcialmente de métodos analíticos e a partir de biodegradações de petróleos em reservatórios do Terciário. Três petróleos do Terciário que indicam biodegradação estão mostrados em verde.

Concentrações de níquel (Ni) e de vanádio (V) em hidrocarbonetos podem ser influenciadas pelo ambiente deposicional (marinho versus não-marinho), folhelhos versus rochas geradoras carbonáticas, história de migração e por fatores que

removam cadeias mais leves de hidrocarbonetos, resultando assim, em cadeias atômicas maiores, nas quais esses elementos são preferencialmente ligados. No entanto, a razão de Ni e V em petróleos é bem estável ao longo do tempo. Devido ao fato do Ni e do V exibirem propriedades químicas semelhantes, eles, e as moléculas de hidrocarbonetos que os contêm, são em geral similarmente influenciados pela história de soterramento. Valores médios são 5,5 PPM de Ni e 4,0 PPM de V para 20 amostras de petróleos analisadas na província da Bacia de Talara. As razões de níquel e vanádio para petróleos analisados (gráficos 3A, 3B) apresentam uma população de amostras que incluem petróleos do Paleoceno e Eoceno para a província da Bacia de Talara e provavelmente petróleo do Terciário da província da Bacia de Progreso. O exame visual de grupos de amostras de petróleos poderia indicar vários conjuntos de rochas geradoras da província da Bacia de Talara, mas, este exame está extraviado. Cada "grupo" de três, ou mais amostras do Terciário na província da Bacia de Talara é uma mistura de petróleos do Eoceno e Paleoceno sendo segregados pela formação. O petróleo da Formação Pennsylvaniana Amotape (gráficos 2, 3) está agrupado entre os petróleos do Terciário, o qual nos sugere que este foi provavelmente gerado a partir de folhelhos marinhos.



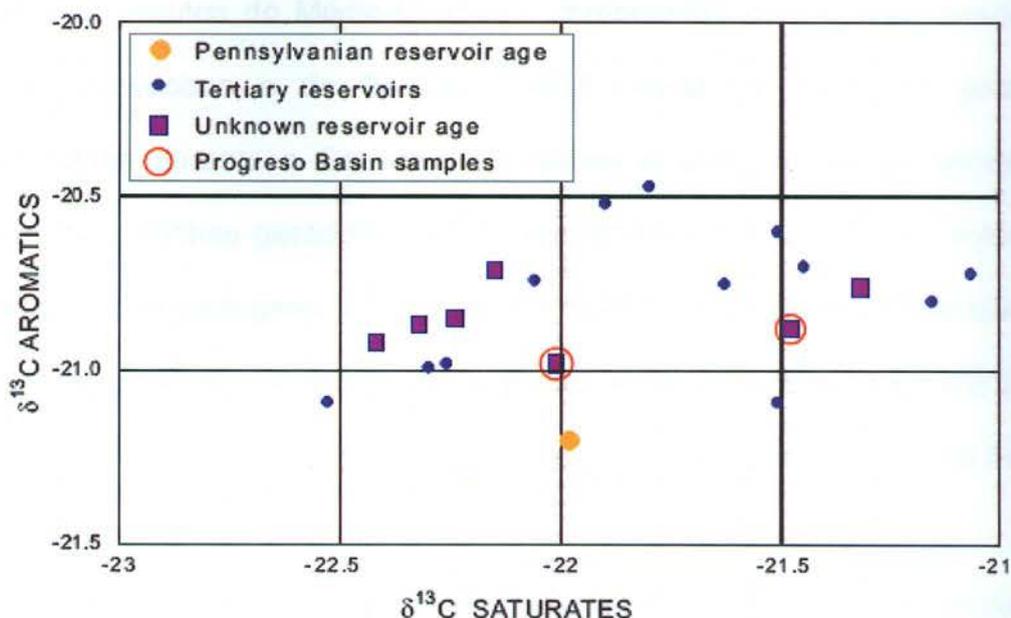
**Gráficos 3A e 3B:** A razão de níquel e vanádio (Ni/V) em partes por milhão (ppm) e, petróleos das províncias da Bacia de Talara e da Bacia de Progreso. Esse razão tende a ser constante no tempo e podem indicar diferentes idades e litologia de rochas geradoras. A distribuição de dados para A e B mostram uma amostra populacional de petróleos das províncias da Bacia de Talara e Progreso. As amostras da Bacia de Talara são geralmente menores ou iguais a 10 ppm Ni e 30 ppm V; uma amostra de reservatório do Paleoceno contém cerca de 7 ppm Ni e quase 60 ppm V. O único petróleo Pennsylvaniano-Amotape é característico de uma geradora do Terciário. As amostras de Talara que contêm na sua maioria 25 ppm em níquel são provavelmente também de uma geradora do Terciário, baseados em dados geoquímicos. O isolamento destas amostras pode representar uma geradora mais terrígena para essas do que para outras amostras.

Os petróleos da província da Bacia de Talara eram de rochas geradoras de origem similar, tais como, folhelhos depositados num ambiente marinho, baseado nas distribuições de dados nos gráficos 3A e 3B. Prováveis exceções para isto são as três amostras de petróleos localizadas no canto superior esquerdo do gráfico 3A e canto superior direito do gráfico 3B.

Embora estes petróleos sejam de uma desconhecida, mas, provável geradora do Terciário, tendo concentrações de V similares a de outros petróleos do Terciário, o conteúdo de Ni é muito maior em 27 a 31 PPM. Isto pode ser devido a uma diferença de ambiente deposicional. Estes petróleos podem ter sido gerados a partir de folhelhos marinhos e misturas de marinhos e não marinhos que continham uma grande quantidade inicial da razão níquel-vanádio. A mistura de petróleos a partir de várias rochas geradoras pode também ter influenciado o conteúdo de Ni e V destes petróleos, bem como outros petróleos. Cromatogramas de gás de três mesmos tipos de petróleos exibem um estágio mais antigo de biodegradação seguido por um segundo pulso de migração de hidrocarbonetos em direção ao reservatório. Estes hidrocarbonetos secundários apresentam de menor à extensa biodegradação, como indicado pela concentração de hidrocarbonetos de cadeias mais pesadas em relação a outros mais leves.

Muitos também, apresentam dois pulsos de migração de hidrocarbonetos com petróleos secundários relativamente não degradados. Isto está indicado no gráfico 1 pelo grau API médio de 32° para petróleos da província da Bacia de Talara; A maioria dos petróleos listados no banco de dados do GeoMark é de graus leves a médios.

A distribuição de  $^{13}\text{C}$  de hidrocarbonetos saturados e aromáticos a partir de petróleos que cruzam a província da Bacia de Talara e da Bacia de Progreso está mostrada no gráfico 4. Os petróleos foram identificados utilizando-se dados a partir do banco de dados da GEOMARK (1998) e PETROCONSULTANTS (1996). Há apresentado uma população de amostra para todos os petróleos analisados nas províncias da bacia Talara e da bacia Progreso. Os dois petróleos da Bacia de Progreso nos gráficos 3A e 3B estão não identificados, mas, são provavelmente do Eoceno. As 20 amostras de petróleo de Talara são principalmente do Talara Eoceno, Clavel (Pariñas), Arenitos Chacra, Arenitos Basal e Mogollon do Grupo Salina. Uma amostra de petróleo está listada no banco de dados no GeoMark como sendo a partir da Formação Pennsylvaniana Amotape no campo de Portachuelo (Figura1). Agrupando-se essa amostra (gráfico 4) com as outras (maioria) amostras do Eoceno indicam que esta é derivada a partir de rochas geradoras do Terciário.



**Gráfico 4:** A distribuição de isótopos de  $\delta^{13}\text{C}$  para hidrocarbonetos saturados e aromáticos das províncias das bacias Talara e Progreso (GEOMARK, 1998). O agrupamento de dados indica que os petróleos amostrados das províncias da Bacia de Talara e Progreso têm uma rocha geradora comum.

#### 4.5.2.2 Maturação e Migração

As rochas geradoras do Paleozóico até o Terciário que cruzam a Colômbia, Equador e Peru, tornaram-se termicamente maduras para geração de petróleo durante as fases do Neogeno do desenvolvimento da bacia (PINDELL e TABBUTT, 1995). A maturação de rochas geradoras, compreendidas na coluna estratigráfica inteira, provavelmente iniciou-se durante o Mioceno, quando os sedimentos da província da bacia Talara alcançaram suas espessuras máximas. KINGSTON (1994), no entanto, acreditou que a seção era bastante fina no final do Eoceno para que as rochas geradoras gerassem hidrocarbonetos. A espessura das rochas sedimentares da província da bacia Talara excede 8000 m (26000 ft) para

carbonatos e arenitos do Médio-Cretáceo, combinadas com conglomerados entre argilas do Paleoceno e do Eoceno (RAEZ LURQUIN, 1999). A geração de hidrocarbonetos durante o Eoceno foi possível através de rochas geradoras do Cretáceo, mas, rochas geradoras do Eoceno podem não terem sido soterradas o bastante para poderem gerar. GONZÁLES e ALARCON (2002) estabeleceram como a geração e migração de hidrocarbonetos no recente Eoceno, baseado em seus modelos de geração, migração e acumulação de folhelhos e calcários da Formação Cretácea Redondo.

O início da maturação e armazenamento foi, provavelmente, no Mioceno, logo após o início da geração de petróleo do Eoceno recente, ou Mioceno, por causa da proximidade da provável geradora às rochas reservatórios. O falhamento e o fraturamento que cruzam a província da Bacia de Talara teriam proporcionados o aumento da migração vertical de hidrocarbonetos. Cromatogramas de gás dos petróleos do Paleoceno, provenientes de vários campos que foram dispersos cruzando a bacia, nos dão evidências de dois ou mais estágios de migração; desde a menor até a mais extensiva biodegradação observa-se sobreposição de petróleo migrado mais recente não biodegradado ou que exibe menor biodegradação das cadeias de hidrocarbonetos mais leves. Dados cromatográficos de gás e espectrográficos de massa mais a presença de pequenas trincas indicam que a migração ativa é ainda ocorrente na bacia. O grau API médio é de 31,8° a 36° cruzando a bacia (tabela 1).

**Tabela 2 - Estatísticas registradas para os campos de petróleo e gás na província da Bacia de Talara.**

[Anos de produção são de 1869 até 1996. Os dados mostrados para todos os campos e formações indiferentes da formação produtora. A maioria da produção está registrada juntamente. O número (n) de pontos de dados segue cada coluna. MMBO, milhões de barris de óleo; MMBOE, milhões de barris de óleo equivalente; CUM, acumulativo; BCFG, bilhões de pés cúbicos de gás; cfg/BO, pés cúbicos de gás por barril de óleo; mD, milidarcy. As fontes de dados são Perupetro (1999a), a Petroconsultants (1996) e GeoMark (1997)].

	Oil fields	n	Gas fields	n
Number of oil fields		26		
Number of oil and gas fields and gas fields		13		3
Listed fields with 1 MMBOE CUM and greater		9		0
Cumulative oil production (MMBO)	1,685 <sup>1</sup>		0	0
Cumulative gas production (BCFG)	1,950	3		0
Median gas-oil ratio (cfg/BO)	1,045	8		
Ranges of gas-oil ratio (cfg/BO)	69–4,574	8		
Median water saturation (percent)	42	15		0
Range of water saturation (percent)	30–55	15		0
Median API gravity (degrees)	31.8	36		
API gravity (degrees) – ranges	16–41	36		
Median percent sulfur in oils	0.06	20		
Range of sulfur in oils (percent)	0.03–0.26	20		
Median net perforated thickness (m and (ft))	30 (98)	13	17 (56)	3
Maximum net perforated thickness (m and (ft))	245 (800)	13	20 (66)	3
Median maximum drill depths of fields (m and (ft))	1,500 (4,90)	39	2,880 (9,460)	3
Maximum depths of drilling of fields (m and (ft))	2,570 (8,430)	39	3,300 (10,840)	3
Range of water depths (m and (ft))	82–230 (25–70)	9	35–66 (115–220)	2
Range of porosity (percent)	15–25	48		0
Range of permeability (mD)	20–1000	16		0

ZÚÑIGA-RIVERO *et al.* (1998b) concluíram que (1) muita, ou toda, migração de hidrocarboneto ocorreu seguindo uma branda fase compressiva devido ao fato da distribuição areal de petróleo e gás serem indicativas de trapecamento original em fechamento anticlinal ou domal; e (2) o falhamento normal subsequente modificou a estrutura e também redistribuiu os hidrocarbonetos a alguma extensão, possivelmente auxiliando no segundo pulso de migração. SANZ (1988) acreditou que a migração lateral de hidrocarbonetos foi limitada na porção continental dos campos da província da Bacia de Talara. O petróleo foi gerado em folhelhos imediatamente adjacentes e sub-postos ao reservatório. No mesmo trabalho, SANZ

não apresentou nenhuma evidência geoquímica, no entanto, para se manter a sua opinião baseou-se em análises de amostras de poços e afloramentos. A porção norte da província da Bacia de Talara é extensivamente falhada, proporcionando assim, a presença de potenciais condutos para a migração de hidrocarbonetos. É provável, no entanto, que houve uma mistura de migrações laterais e verticais de hidrocarbonetos.

GONZÁLES e ALARCON (2002) indicaram, baseados em dados magnéticos, gravimétricos, sísmicos e geoquímicos, que (1) a migração de hidrocarbonetos se deu principalmente a partir de rochas geradoras do Cretáceo na porção mais profunda da bacia lateralmente através de falhas e, 20-600 m na vertical ao longo de falhas no interior de trapas estruturais; (2) migração vertical subsequente ao longo de sistemas de falhas e distâncias de migração lateral de 10-50 km, baseadas em dados geofísicos e geoquímicos e em mudanças no grau API de petróleo dos reservatórios que estão, progressivamente, mais distantes das “cozinhas” e (3), houve vários períodos de migração, baseados parcialmente em recente biodegradação de petróleos seguidas por posteriores petróleos não biodegradados.

#### 4.5.2.3 Rochas Reservatório

Há mais de 40 campos de óleo e (ou) gás na província da bacia Talara (tabela 1), com produção de mais de uma dúzia de formação por poço; e toda a produção é reportada conjuntamente (PETROCONSULTANTS, 1996). Os reservatórios primários são arenitos marinho-costeiro do Eoceno. Três campos que produzem óleo e gás de quartzitos da Formação Amotape do Pennsylvaniano também tem óleo em arenitos do Eoceno e (ou) Cretáceo; um quarto campo, o agora

abandonado campo de Zorro, produziu cerca de 100.000 BO apenas da Formação Amotape. Óleo e gás em quatro outros campos são de arenitos Formação Cretácea Redondo e Formações Cretáceas Ancha e Petacas do Grupo Basal Mal Paso. Um campo produz gás da Formação Máncora do Oligoceno.

Os reservatórios são principalmente arenitos das seguintes formações:

- Formação Pennsylvaniano Amotape de quartzitos fraturados,
- Folhelho Redondo do Cretáceo Superior e Formação Ancha e Petacas do Cretáceo Superior do Grupo Mal Paso,
- Arenitos Paleoceno das Formações Mesa e Balcones, parte superior (upper) do Grupo Mal Paso,
- Grupos Chacra e Salinas do Eoceno Médio e Inferior (incluindo Basal Salina, San Cristobal, Mongollon (Manta), Ostrea (Tangue, Pardo), Palegreda, Clavel (Pariñas), e Formações Echinocyamus),
- Grupo Talara do Eoceno Médio e Superior (incluindo o Terebratula, Helico, e Formação Talara (Pozo, bacia meridional, Media e Yapato no norte)),
- Formação Verdun do Eoceno Superior do Grupo Lagunitos,
- Formação Máncora do Oligoceno.

Quartzitos da Formação Amotape são revestimentos não conformes de Calcários, arenitos e folhelhos Cretáceos, que estão em contato não conforme com rochas do Terciário. A espessa seqüência de camadas do Cretáceo Superior até o Eoceno na província da Bacia de Talara acumulou fundamentalmente em ambientes deposicionais fluviais deltaicos, com alguns turbiditos marinhos *offshore* (AIPC, sem data). Embora a camada do pré-Neogeno sejam lateralmente contínuos através da bacia, a seqüência vertical é também cortada por não conformidades internas

(ZÚÑIGA-RIVERO e HAY-ROE, 1998) (figuras 2 e 4). Camadas erodidas do Mesozóico e Paleozóico foram a fonte inicial de detritos clásticos: análise petrográfica confirma que os arenitos são ricos em quartzos com pequena porção de material vulcânico (Raez Lurquin, 1999). Os sedimentos do Paleoceno e Eoceno vieram do noroeste a sudeste; a origem foram as terras altas que resultou do levantamento compressional dos Andes e outras áreas montanhosas (PERUPETRO, 1999; PINDELL e TABBUT, 1995; RAEZ LURQUIN, 1999). Arenitos entremeados na direção oeste com folhelhos marinhos e não marinhos (PINDELL e TABUTT, 1995), criando reservatórios empilhados de arenitos com selos estratificados de folhelhos e potenciais rochas geradoras. ZÚÑIGA-RIVERO *et al.* (1998a) indicando que suas interpretações estratigráficas e estruturais são baseadas sobre aproximadamente 13.037 linha - Km de perfis sísmicos que tem sido corrido na bacia, do qual 88% é *offshore* com profundidade de água de 5.000m ou mais. Levantamentos sísmicos antigos *onshore* de qualidade pobre devido principalmente à espessa cobertura de depósitos calcáreos marinho-rasos do Pleistoceno, mas levantamentos sísmicos marinhos modernos têm gerado dados regulares a excelentes (ZÚÑIGA-RIVERO *et al.*, 1998a).

A seqüência sedimentar Paleoceno-Eoceno é inteiramente clástica (figura 4) e é caracterizada por arenitos fluviais e deltaicos marinho-rasos, folhelhos marinhos, e turbiditos; sedimentos básicos são cerca de 75% clásticos mas contem calcáreos oolíticos, recifais e micríticos espessos e difundidos que foram considerados por ZÚÑIGA-RIVERO *et al.*, (1998a) como sendo a mais importante rocha geradora de hidrocarbonetos. Camadas do Eoceno incluindo arenitos do litoral e da praia, e (dentro) conglomerados grossos, bem como canais de arenitos turbidíticos

(ZÚÑIGA-RIVERO *et al.*, 1998b). Arenitos e grãos conglomerados mostram um alto grau de arredondamento e seleção que é característico de rochas de máxima resistência, indicando varias fases de reciclagem antes da sedimentação final (RAEZ LURQUIN, 1999).

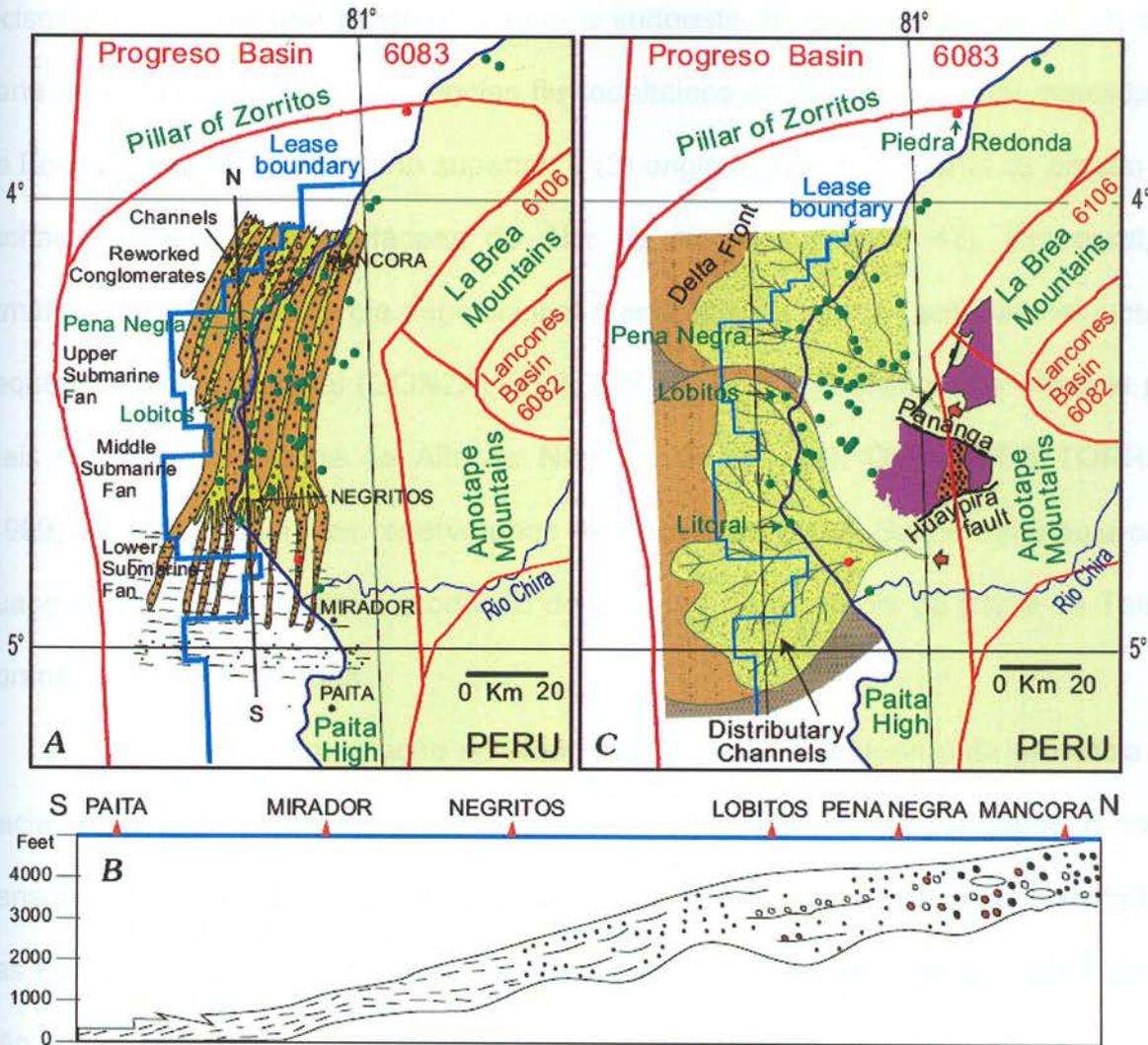
BIANCHI (2002) listou faixas de porosidade e permeabilidade para as seguintes formações (Nota: nenhuma informação foi fornecida sobre a fonte dos dados ou numero ou tipo de analises):

1. Arenitos da Formação Helico, 12-15% de porosidade, 2-5 milidarcies (mD) de permeabilidade,
2. Clavel (Pariñas), 11-19% de porosidade, 60-120 mD de permeabilidade,
3. Manta (Mongollon) 8-10% de porosidade, 0,15 mD de permeabilidade, e
4. Areia Basal Salinas, 11-16% de porosidade, 14-20 mD de permeabilidade.

(Intervalos de porosidade do reservatório para a Formação Mongollon no Campo de Pena Negra - Figura 1) variam de 9 a 10.6%, e a saturação de água é 45.1 a 46.3% (CHAVES e RODRIGUES, 2002). A Formação Eocena Helico na área do campo consiste de arenitos conglomeráticos e arenitos de grãos muito finos a médios (ROBLES CHAVES e LOPEZ CHAVES, 2002). Os ambientes deposicionais foram três conjuntos separados de turbiditos marinhos de água profunda, que é o arenito de melhor qualidade presente dentro do sistema de canais; o tamanho dos grãos decresce de leste a oeste. Estes canais de arenito são descontínuos lateralmente, resultando em compartimentalização do reservatório. A Formação Helico tem uma espessura vertical de 152 m; sua porosidade media é 12% na plataforma *offshore* PN3 no campo de Pena Negra.

BIANCHI (2002) apontou que a Formação Clavel (Pariñas) é fluviodeltáico e a direção de transporte era principalmente no sentido noroeste para sudoeste. Os reservatórios da Formação Clavel (Pariñas) dentro do campo de Lobitos e Providencia são compostos de arenitos fluviodeltáicos com folhelhos e argilas intercaladas (Figura 31); os reservatórios são extensivamente falhados, com hidrocarbonetos trapeados em horsts, grabens e outras estruturas (LOPES *et al.*, 2002). A espessura da Formação Clavel (Pariñas) nos campos de Lobitos e Providencia é de cerca de 180 a 350 m, respectivamente; a profundidade do topo da formação varia de 825 a 1.280 m em Lobitos e de 395 a 580 m em Providencia; faixa de porosidade e permeabilidade de 30 a 50 mD, e 12m a 18%, respectivamente (LOPES *et al.*, 2002). Os resultados são baseados sobre perfis geofísicos de poços espalhados na área dos campos, dentro do qual mais de 800 poços tem sido furados.

A formação Mongollon na metade setentrional na província da Bacia de Talara varia de espessura de cerca de 180 a 640 m e é composta de folhelho, arenito, e conglomerados que originaram de ambientes deposicionais fluviodeltáicos a submarinos; a direção de transporte foi de noroeste para sul e a energia deposicional decresce na direção ao mar e ao sul (Figura 41) (CHAVEZ E RODRIGUES, 2002). A formação é extensivamente fraturada, com falhas orientadas primariamente na direção leste-noroeste na área dos campos Tunal e Peña Negra (Figura 2); os eixos do campo estão orientados principalmente na direção nordeste-sudoeste e alguma produção são limitadas pelas falhas (BENITO E ARISPE, 2002).

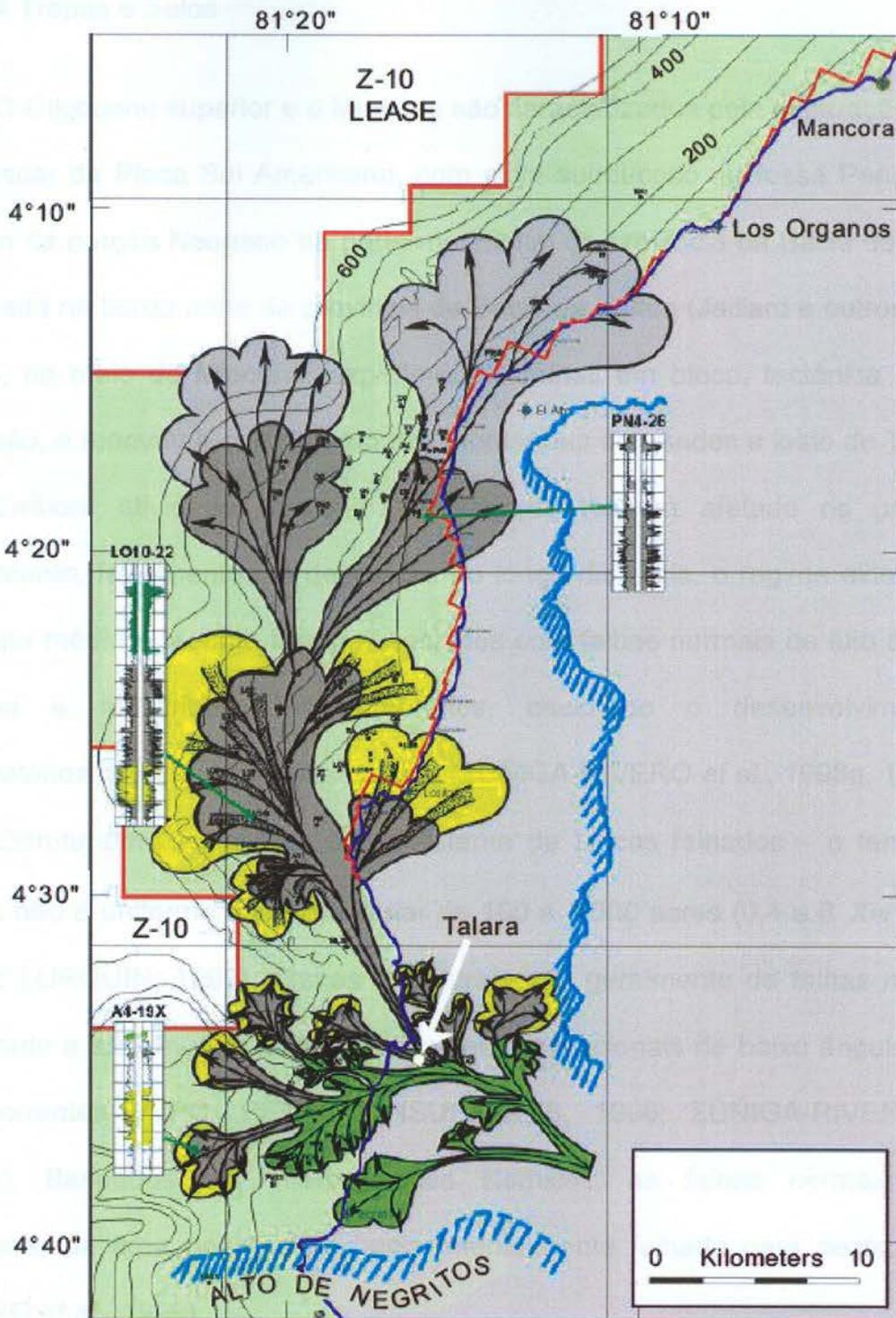


**Figura 41** - Modelos deposicionais para as Formações Mogollon (Eoceno) (A,B) e Clavel na parte setentrional da bacia Talara. A Formação Mogollon tem uma progressiva descida em direção ao sul por energia deposicional, a partir de conglomerados retrabalhados em canais flúvio-deltáicos até folhelhos atrás de leques submarinos (modificado por Chavez Cerna e Rodriques Rios, 2002). A linha da seção cruzada está marcada por N e S. Os sistemas flúvio-deltáicos da Formação Clavel (Pariñas) exibem diminuição na direção oeste em energia deposicional com associada diminuição em tamanhos de grão sedimentar; os principais reservatórios são arenitos de canais distributários (modificado por Lopez Chavez et al., 2002). O amarelo está onshore, púrpura escuro é intrusão ígnea e, pontos verdes e vermelhos são pontos centrais de campos de petróleo e gás respectivamente.

GONZÁLES TORRES (1999) indicou que a arenitos Basal Salina no terço setentrional da bacia (1) consistem principalmente de leques de turbiditos e vales

incisos preenchidos que progradam para o sudoeste, noroeste, e nordeste, (2) são parte de um complexo de seqüências fluviodeltáicos empilhados que foi depositado no Eoceno inferior e Paleoceno superior, e (3) originada primariamente de erosão de rochas Paleozóicas e Cretáceas do Alto de Negritos (Figura 42). Em geral, o tamanho do grão e a energia deposicional aumentam na direção setentrional junto à seqüência progradacional (GONZÁLES TORRES, 1999). O sistema se estende por mais de 50 km ao norte de Alto de Negritos (Figura 42). GONZÁLES TORRES (1999) indicou também os reservatórios na Formação Basal Salina contribuiu com quase 40 por cento da nova produção de petróleo na província da Bacia de Talara durante os últimos 15 anos.

A história da sedimentação do Neogeno na parte setentrional da província da Bacia Progreso e meridional da província da bacia Talara seguem o ciclo transgressivo do Oligoceno e deposição de arenitos fluviais e marinhos e folhelhos das Formações Máncora e Heath (AIPC, sem data; KRAEMER *et al.*, 1999, 2001). Não há conhecimento de produção do Neogeno na província da Bacia de Talara.



**Figura 42:** Modelo deposicional deltáico da Formação basal Salina na porção setentrional da Bacia de Talara (Gonzalez Torres, 1989; reimprimiu com permissão do autor, 24/06/02). A direção de transporte sedimentar e a fonte desses lobos empilhados (cinza, verde e amarelo) foram principalmente de rochas do Paleozóico e Cretáceo do Alto de Negritos. O intervalo do contorno offshore é de 30 m. A linha azul corresponde à linha costeira e a linha vermelha segrega blocos de arrendamento.

#### 4.5.2.4 Trapas e Selos

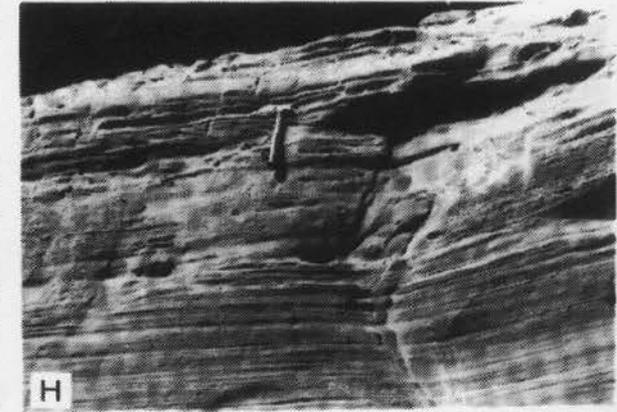
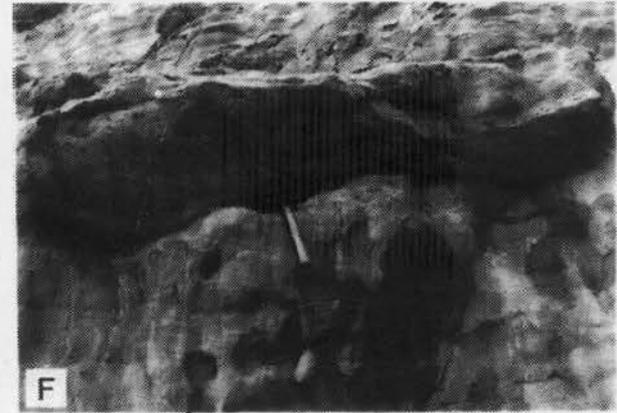
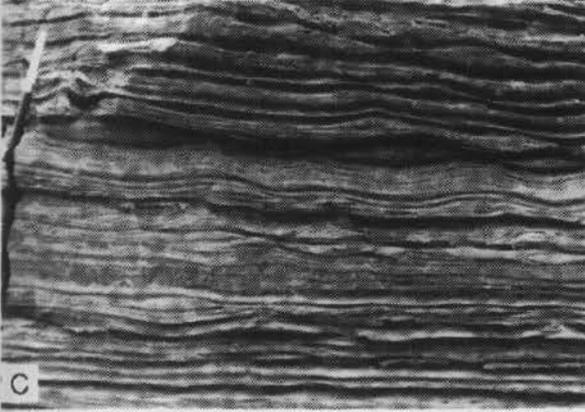
O Oligoceno superior e o Mioceno são caracterizados pela separação da Placa de Nascar da Placa Sul Americana, com ativa subducção na fossa Peru-Chile e a criação da porção Neogeno na parte meridional da província da Bacia de Progreso, localizada na borda norte da província da Bacia de Talara (Jaillard e outros, 1995). A região, no meio do Mioceno, experimentou falhas em bloco, tectônica de grande extensão, e renovou o crescimento das montanhas dos Andes a leste de Talara.

Embora atividades tectônicas anteriores tenham afetado os padrões de dobramento, falhamentos, e deposição ao longo da bacia, o regime extensional do Terciário médio e recente foram associados com falhas normais de alto ângulo que trapeou e redistribuiu hidrocarbonetos, causando o desenvolvimento dos reservatórios de blocos de falhas atuais (ZÚÑIGA-RIVERO *et al.*, 1998a, 1998b).

Estruturalmente, a área é um sistema de blocos falhados – o tamanho dos blocos não é uniforme e podem variar de 100 a 1.500 acres (0,4 a 6  $Km^2$ ) ou mais (RAEZ LURQUIN, 1999). Trapas estruturais são geralmente de falhas normais de moderado a alto-ângulo, falhas deslizantes gravitacionais de baixo ângulo, e falhas transcorrentes (AIPC, PETROCONSULTANTS, 1996; ZÚÑIGA-RIVERO *et al.*, 1998b). Baseados em interpretações sísmicas, as falhas normais parecem decrescer da área *onshore* da bacia intensamente falhada para oeste (ZÚÑIGA-RIVERO *et al.*, 1999).

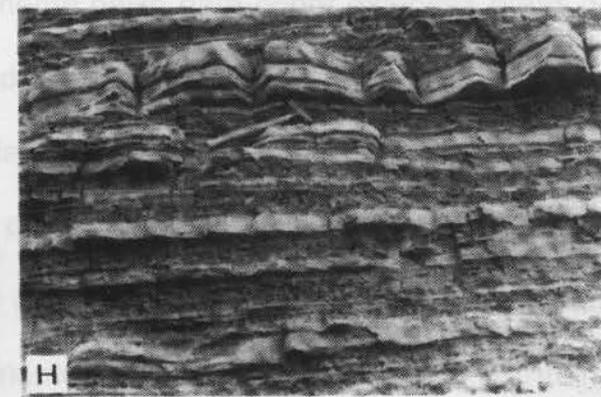
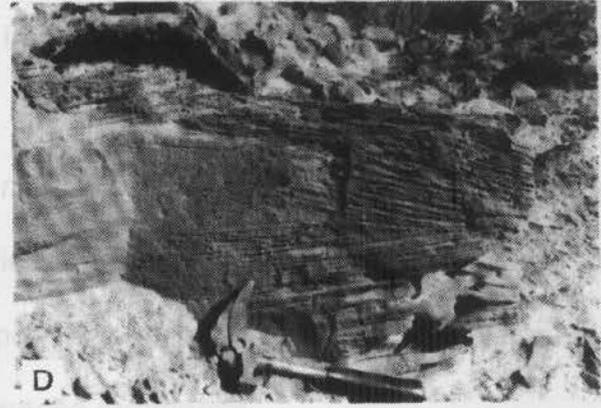
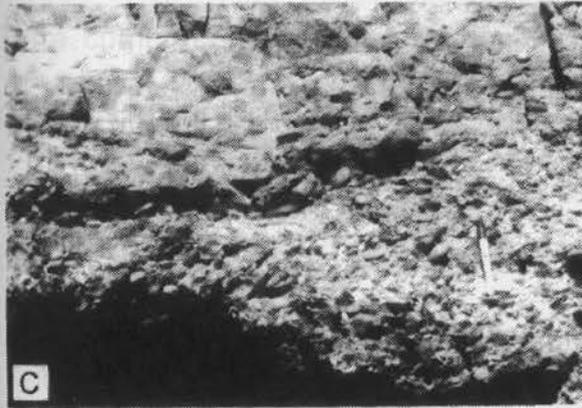
Resultados sísmicos indicam uma variedade de características de trapas para Talara e bacias limitadas que incluem fechamento contra falhas do tipo *rollover* e *updip*, e *pinch-out* estratigráfico (deposito turbidíticos em canal) e *onlap* sobre altos antigos (ZÚÑIGA-RIVERO *et al.*, 1998a). A fonte de sedimentos é primariamente do

leste, nordeste, e sudeste (PERUPETRO, 1999; PINDELL e TABBUTT, 1995), e os padrões deposicionais associados com estas fácies fluviais, linha costeira, turbiditos, marinhos e outros influenciam fortemente os tipos e locações dos selos. ZÚÑIGA-RIVERO *et al.* (1998b) indicam que folhelhos marinhos segregam e selam ambas as camadas de arenitos rasos e de água profunda. Folhelhos marinhos intercalados e sobrepostos são os selantes primários de reservatórios. Algumas unidades são compostas de múltiplos arenitos separados por folhelhos. Selos laterais são (principalmente normal) falhas deslocadas horizontais, e *pinch-outs* de deposição lateral ou erosionais de arenitos geralmente marinhos em folhelhos (ZÚÑIGA-RIVERO *et al.*, 1998b).



Planta 1 (A-H)

NO MÉTODO MAGNETOMÉTRICO



Planta 2 (A - H)

## 5 O MÉTODO MAGNETOMÉTRICO

### 5.1 Introdução

Ao longo da história, o estudo do magnetismo terrestre vem sendo o tema mais abordado pela geofísica. Provavelmente, foram os chineses os primeiros a observar o comportamento magnético dos materiais terrestres. A noção de que a própria Terra comporta-se como um gigantesco ímã foi apresentada, segundo uma base científica, por William Gilbert em 1600.

A utilização de medidas magnéticas na exploração geofísica baseia-se no fato de concentrações de minerais magnéticos nas rochas da crosta produzirem distorções locais nos elementos do campo magnético da Terra. Esses elementos são sua intensidade, a declinação e a inclinação magnética.

O método magnetométrico, pertencente ao grupo dos métodos potenciais por ser derivado de um campo potencial, foi desenvolvido principalmente com enfoque para prospecção mineral (TELFORD *et al.* 1990), onde variações de grande amplitude na magnetização (além de diferenças de densidade do minério em relação à rocha encaixante) são esperadas. Esta ferramenta tem se mostrado bastante útil na indústria petrolífera por um custo relativamente baixo para cobrir extensas áreas de bacias, permitindo uma visão abrangente das principais feições regionais, tais como estruturas, depocentros, calhas, províncias magmáticas, entre outras. Então, da segunda metade do século passado em diante, levantamentos e interpretação de dados aeromagnéticos de alta densidade e precisão foram realizados e trouxeram importantes contribuições ao entendimento do arcabouço tectono-estrutural (BLAKELY & CONNARD, 1989).

As anomalias magnéticas de interesse na prospecção geofísica, tanto mineral quanto de hidrocarbonetos, são causadas pela indução magnética do campo magnético principal da Terra, em rochas suscetíveis de serem magnetizadas por esse campo.

A magnetização ao contrário da gravitação lida com anomalias que apresentam variações temporais bastante significativas, além de depender de fatores como indução e a orientação de campos indutores.

## 5.2 Magnetismo

Resultados experimentais mostram que campos magnéticos são gerados sempre que se tem fluxo de cargas elétricas. O magnetismo está intimamente ligado ao movimento dos elétrons nos átomos, pois uma carga em movimento gera um campo magnético. O número e a maneira como os elétrons estão organizados nos átomos constituintes dos diversos materiais é que vai explicar o comportamento das substâncias quando sobre influência de um campo magnético de uma segunda substância. Esta parece ser a única fonte de campos magnéticos, já que pólos magnéticos isolados nunca foram observados na natureza.

A clássica teoria magnética é similar às teorias elétrica e gravitacional; o conceito básico é que pólos magnéticos pontuais são análogos a cargas elétricas pontuais e massas pontuais, com similar lei do inverso do quadrado da distância para força entre pólos, cargas ou massas. As unidades Magnéticas em centímetro-grama-segundo (cgs) e o sistema de unidade eletromagnético (emu) são baseados nestes conceitos. O sistema Internacional de unidades (SI) é baseado no fato que o campo magnético é elétrico em sua origem. Esta unidade básica é o dipolo, que é

criado por uma corrente circular contrariando o conceito pontual do sistema cgs-emu (TELFORD *et al.* 1990). As unidades emu e SI (Sistema Internacional) estão ambas em uso na atualidade. A tabela 2 apresenta as principais unidades dos parâmetros magnéticos no Sistema Internacional e em Unidades Gaussianas (ou clássicas), e os fatores de conversão.

**Tabela 2:** Principais unidades dos parâmetros magnéticos no SI, unidades Gaussianas e fatores de conversão.

Propriedade	Símbolo	Unidade SI	Unidade Gaussiana	Fator de Conversão
Indução Magnética	B	Tesla (T)	Gauss (G)	$10^4$
Campo Magnético	H	$A.m^{-1}$	Oersted (Oe)	$4\pi.10^3$
Polarização Magnética	J	Tesla	$emu.cm^{-3}$	$(4\pi)^{-1}.10^4$
Momento magnético por unidade de volume (magnetização)	M	$A.m^{-1}$	$emu.cm^{-3}$	$10^{-3}$
Susceptibilidade magnética	K	adim.	adim.	$(4\pi)^{-1}$

Dessa forma pode-se definir a força magnética através da Lei de Coulomb que estabelece que a força entre dois pólos magnéticos de intensidade  $p_1$  e  $p_2$  separados por uma distância  $r_1$  é dado por:

$$\vec{F} = \left( \frac{p_1 p_2}{\mu r^2} \right) \vec{r}_1 \quad (1)$$

Onde,  $F$  é a força,  $r$  é a distância entre  $p_1$  e  $p_2$ ,  $\mu$  é a permeabilidade magnética – uma propriedade intrínseca do material – e  $\vec{r}_1$  é o vetor unitário que vai de  $p_1$  em direção  $p_2$  (sendo esta força atrativa para pólos de sinais opostos e repulsiva para pólos de sinais iguais). Como na eletricidade (mas não no caso da gravidade), a força  $F$  é atrativa para pólos de sinais opostos e, repulsiva para pólos de sinais

iguais. Convencionou-se que o pólo positivo é o que se direciona para o norte terrestre. A intensidade do campo magnético ( $H$ ) é dada por:

$$\vec{H} = \frac{F}{p_2} = \frac{p_1}{\mu r^2} \cdot \vec{r}_1 \quad (2)$$

A unidade de  $H$  é apresentada em oersteds (dinas por unidade de pólo). Um dipolo magnético é dado por dois pólos  $+p$  e  $-p$  separados por uma distância  $2l$ , e o momento magnético do dipolo é dado por:

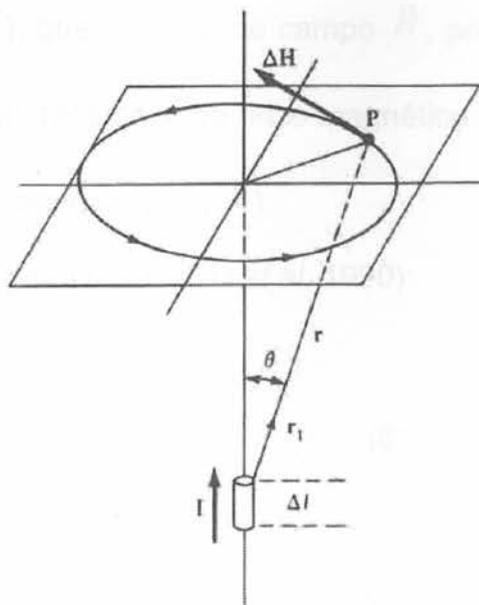
$$\vec{m} = 2lp\hat{r}_1 \quad (3)$$

Na expressão acima,  $\vec{m}$  é um vetor na direção do vetor unitário  $\vec{r}_1$ , que se estende do pólo negativo em direção ao pólo positivo (TELFORD *et al.* 1990).

O campo magnético é resultado do fluxo de uma corrente elétrica  $I$  (segundo a lei de Ampère) passando por um condutor de comprimento  $\Delta l$ , que cria no ponto  $P$  um campo magnético  $\Delta H$  (Figura 43), dado em módulo por:

$$\Delta \vec{H} = (\vec{I}\Delta l) \times \frac{\vec{r}_1}{4\pi r^2} \quad (4)$$

Como  $\Delta \vec{H}$  é em Ampères por metro (SI),  $r$  e  $\Delta l$  em metros e  $I$  em Ampères, os termos  $\Delta \vec{H}$ ,  $\vec{r}_1$  e  $I$  têm as direções indicadas na Figura 43, e obedecem à regra da mão direita.



**Figura 43:** Lei de Ampère. Uma corrente  $I$  através de um segmento condutor  $\Delta l$  cria um campo magnético  $\Delta H$  em um ponto  $P$  (TELFORD, W.M., 2004).

Uma corrente fluindo dentro de uma espira circular atua como um dipolo magnético localizado no centro da espira e orientado segundo a direção de fluxo da corrente. O momento magnético *spin* dos elétrons somado ao momento magnético angular devido à rotação do mesmo em torno do núcleo atômico gera o momento magnético nos átomos.

### 5.2.1 Magnetização e Intensidade de um Campo Magnético

Quando um material é submetido a um campo externo  $\vec{H}$ , ele adquire magnetização  $\vec{M}$ , proporcional ao campo, dada por:

$$\vec{M} = k\vec{H} \quad (5)$$

A magnetização de um material por um campo externo se dá através do alinhamento de seus momentos de dipólos internos provocando o aparecimento de

um campo adicional ( $\vec{H}'$ ), que somado ao campo  $\vec{H}$ , produz um campo conhecido por indução magnética ou densidade de fluxo magnético  $\vec{B}$ . O campo adicional ( $\vec{H}'$ ) está relacionado com a magnetização ( $\vec{M}$ ).

Então pode-se escrever (TELFORD *et al.* 1990):

$$\vec{B} = \vec{H} + \vec{H}' \quad (6)$$

onde

$$\vec{H}' = 4\pi\vec{M} \quad (7)$$

Combinando-se as eqs (2.5), (2.6) e (2.7) obtém-se

$$\vec{B} = (1 + 4\pi k)\vec{H} \quad (8)$$

Por definição, a razão entre  $\vec{B}$  e  $\vec{H}$  é a permeabilidade magnética  $\mu$ . Assim pode-se reescrever a equação (8) como

$$\vec{B} = (1 + 4\pi k)\vec{H} = \mu\vec{H} \quad (9)$$

No sistema internacional (SI), as unidades de  $\vec{B}$  e  $\vec{H}$  são respectivamente Ampère por metro (A/m) e Tesla (T), enquanto que a permeabilidade magnética do vácuo  $\mu_0 = 4\pi 10^{-7}$  Henry/m.

Convém salientar que a relação entre  $\vec{M}$  e  $\vec{H}$  não é necessariamente linear, pois  $k$  pode variar com a intensidade do campo, inclusive podendo ser negativa. A Figura 44 exhibe as suscetibilidades magnéticas de algumas rochas.

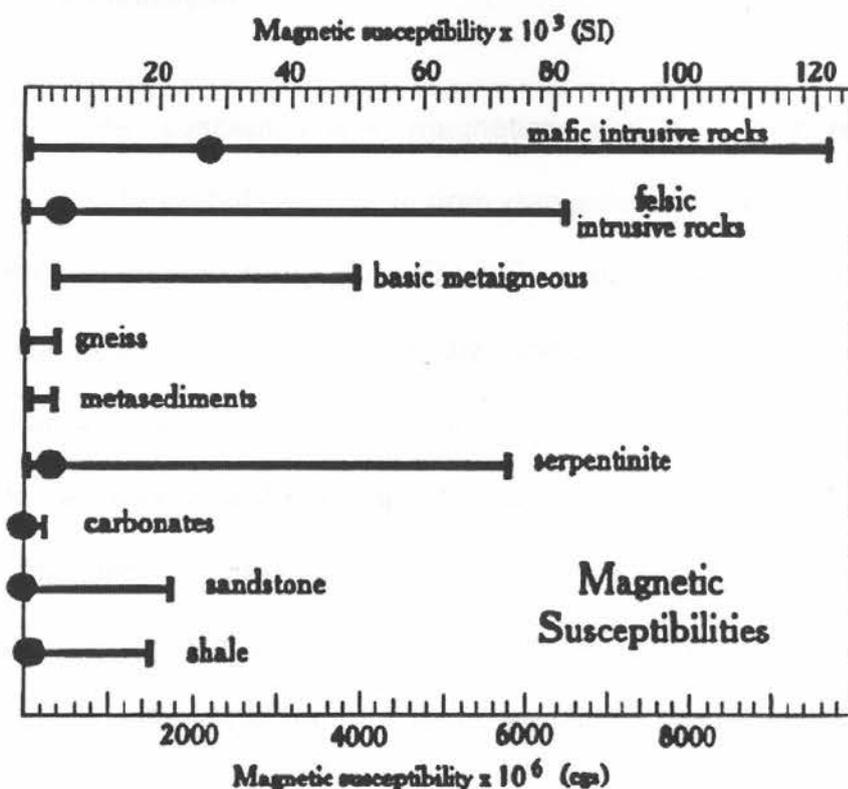


Figura 44: Susceptibilidade Magnética de algumas rochas (BLAKELY, 1995).

Um corpo magnético pode ser decomposto em pequenos de modo que um deles seja aproximado por um dipolo  $\vec{m}_i$ . Se  $V$  é o volume total do corpo, a sua magnetização é definida como:

$$\vec{M} = \frac{1}{V} \sum_i \vec{m}_i \quad (10)$$

A unidade de magnetização é o Ampère/metro (A/m) no sistema internacional (SI), e o Gauss, no emu, onde  $1\text{Gauss} = 10^3 \text{ A/m}$ . A magnetização é o parâmetro fundamental a ser investigado na prospecção magnética.

### 5.2.2 Tipos de Magnetização

Os valores de susceptibilidade magnética podem ser constantes para determinados tipos de materiais, mas podem depender da intensidade do campo, conforme dito anteriormente. Em alguns materiais, a susceptibilidade é positiva e em outros, negativa; o sinal positivo ou negativo indica o sentido da intensidade de magnetização em relação ao campo aplicado.

Conforme a classificação geral utilizada na física moderna, todas as substâncias (incluindo rochas e solos) enquadram-se em três categorias: diamagnéticas, paramagnéticas e ferromagnéticas. A última categoria é subdividida em substâncias verdadeiramente ferromagnéticas, antiferromagnéticas e ferrimagnéticas (PARASNIS, 1997).

**Diamagnetismo** - O diamagnetismo resulta dos movimentos dos elétrons em torno do núcleo dos átomos dos elementos. Fisicamente esse movimento representa uma corrente (carga em deslocamento) circulando em volta do núcleo e cria, portanto um momento de dipolo magnético. Este comportamento está presente em todas as substâncias embora, na maioria, com uma intensidade tão pequena que sua presença é mascarada por outros comportamentos.

As substâncias diamagnéticas quando submetidas a um campo magnético externo, adquirem magnetização de intensidade fraca e sentido contrário ao do campo externo aplicado. A fraca intensidade da magnetização provém do pequeno valor de susceptibilidade magnética dessas substâncias, enquanto o sentido contrário ao do campo permite que se atribua um sinal negativo a sua susceptibilidade.

**Paramagnetismo** - Em alguns materiais os momentos magnéticos tendem a se alinhar com a direção do campo indutor, embora a magnetização ainda seja fraca por causa de sua baixa susceptibilidade, e o seu sentido igual ao do campo. Silicatos, olivinas, piroxênios, anfibólios são exemplos de materiais que apresentam a propriedade paramagnética.

A causa do paramagnetismo é o spin do elétron, isto é, o movimento do elétron em torno de seu eixo. Do ponto de vista elétrico, o spin produz um efeito similar ao de uma corrente elétrica circulando em uma espira e, portanto tem um momento magnético associado. É conveniente lembrar que o efeito do paramagnetismo diminui com a temperatura.

**Ferromagnetismo** - Substâncias magnéticas com susceptibilidade magnética muito elevada e positiva, que adquirem magnetização com intensidade muito forte, no mesmo sentido do campo. Nesses materiais existe uma interação muito forte entre os átomos que os constituem, favorecendo o alinhamento dos momentos magnéticos do spin, mesmo na ausência de um campo externo (as razões para esse alinhamento são explicadas por teorias da Mecânica Quântica).

A interação é tão forte, que geralmente, a temperaturas bem acima da ambiente a agitação térmica consegue destruir o alinhamento dos momentos magnéticos. A temperatura a partir do qual um material perde a sua característica ferromagnética e passa a se comportar como paramagnético é denominada a temperatura de Curie. A temperatura de Curie da magnetita é de 580 °C, e ligas de ferro podem ter temperaturas de Curie significativamente altas.

As estruturas magnéticas são limitadas no topo pela superfície da Terra, e na base pela superfície do ponto Curie apropriado para uma particular mineralogia

magnética. Em temperaturas acima da temperatura Curie (aproximadamente 580°C para magnetita), as rochas perdem completamente seu magnetismo.

As estimativas da profundidade da temperatura Curie estão ligadas às fontes crustais profundas que produzem anomalias magnéticas de longo comprimento de onda comparadas às fontes mais rasas. Com essas considerações, uma técnica usada para o cálculo das profundidades se baseia na análise de Fourier.

Enquanto a susceptibilidade magnética das substâncias diamagnéticas e paramagnéticas é da ordem de  $10^{-3}$  emu, a das substâncias ferromagnéticas pode chegar até  $10^6$  vezes maior do que estas.

Minerais ferromagnéticos raramente são encontrados na natureza. Quando os momentos magnéticos resultantes dos domínios paralelos e anti-paralelos se cancelam mutuamente num material que, em caso contrário, seria considerado ferromagnético (com susceptibilidade magnética muito pequena, da ordem das substâncias paramagnéticas), o fenômeno é denominado de antiferromagnetismo. A hematita é o exemplo mais comum.

O ferromagnetismo é o responsável pela magnetização observada nos materiais geológicos. As anomalias magnéticas detetadas nos trabalhos de prospecção são basicamente devido à presença isolada ou em conjunto de minerais magnetita, pirrotita e ilmenita. Isto resulta da grande capacidade de magnetização (elevada susceptibilidade) e abundância desses minerais.

Na escala dos minerais de uma rocha, a magnetização espontânea pode ser muito grande, mas num afloramento os momentos magnéticos dos minerais individuais podem se orientar de uma forma tão aleatória que o seu momento resultante é pequeno. Além disso, na presença do campo magnético da Terra, eles

tendem a se orientar na direção desse campo externo. A magnetização assim resultante é denominada de magnetização induzida, e decresce a zero assim que o campo externo é eliminado, sendo escrita como,

$$\vec{M}_i = k\vec{H} \quad (11)$$

Se, por outro lado a magnetização permanece mesmo com  $H = 0$ , então temos o caso da magnetização remanescente(ou remanente),  $\vec{M}_r$ , que é função da história geológica e térmica da rocha. Em estudos de anomalias magnéticas, é preciso considerar a magnetização conjunta das componentes de indução e de remanescência;

$$\vec{M} = \vec{M}_r + \vec{M}_i = \vec{M}_r + k\vec{H} \quad (12)$$

A magnetização remanescente pode ser produzida por vários processos tais como (TELFORD *et al.*, 1990; SHARMA, 1986; GRANT e WEST, 1965; PARASNIS, 1997):

- **Magnetização Termorremanente (TRM):** Adquirida quando o resfriamento do material na presença de um campo atinge temperatura abaixo da temperatura de Curie. A TRM é adquirida abaixo da temperatura de Curie.
- **Magnetização Remanente Isotérmica (IRM):** é a magnetização residual que resulta no material após o campo externo ser removido. Esta magnetização é desprezível quando o campo aplicado é fraco, como é o caso do campo magnético da Terra à superfície.

- **Magnetização Remanente Química (QRM):** é um processo de magnetização similar à TRM. Ocorre quando grãos magnéticos crescem por precipitação ou são transformados de uma forma para outra, a uma temperatura inferior ao ponto de Curie. Este provavelmente é o mecanismo mais comum de magnetização permanente nas rochas metamórficas e sedimentares.
- **Magnetização Remanente Depositional (DRM):** Ocorre durante a sedimentação de grãos finos, e partículas quase colóidais. A magnetita é bem preservada durante o intemperismo e deve permanecer entre os sedimentos.
- **Magnetização Piezorremanente (PRM):** Magnetização remanente adquirida pela aplicação de uma pressão mecânica em um campo ambiente à temperatura constante.
- **Magnetização Remanente Viscosa (VRM):** Efeito acumulativo da IRM após uma longa exposição em um campo ambiente, não necessariamente a uma temperatura constante.

O aumento da remanência é geralmente uma função logarítmica do tempo conhecido como magnetização viscosa.

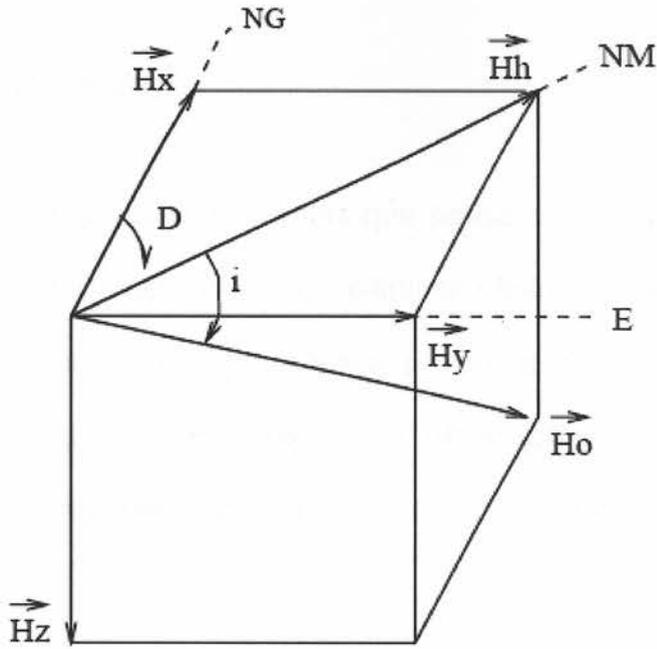
### 5.2.3 O Campo Magnético Terrestre

A redução dos dados magnéticos de forma a permitir o estudo das anomalias magnéticas que possam contribuir à interpretação geológica/geofísica envolve a eliminação de todas as contribuições que não as causadas pelas fontes geológicas de interesse. Assim, as contribuições para o campo magnético total observado envolvem fontes externas e internas e, com variação numa escala de tempo desde milisegundos a milhões de anos.

O campo magnético terrestre é composto por três partes distintas:

- campo principal, de origem interna, que apresenta variações lentas e contínuas;
- campo criado por fontes externas que apresenta variações rápidas e de dimensões menores que o campo principal;
- variações espaciais no campo principal causadas por fontes magnéticas locais, compreendendo as anomalias magnéticas locais, causadas por variações na geometria e propriedades magnéticas dos corpos geológicos, que são o objeto de estudo na prospecção (TELFORD *et al.*, 1990).

O campo geomagnético em qualquer ponto de observação da superfície terrestre pode ser representado pelas componentes horizontal ( $\vec{H}_h$ ) e vertical ( $\vec{H}_z$ ), pelo o ângulo de inclinação ( $i$ ) e pelo o ângulo de declinação ( $D$ ) formado entre ( $\vec{H}_h$ ) e a direção do norte geográfico. A componente horizontal pode ser decomposta em outras duas: a componente ( $\vec{H}_x$ ) (componente norte), na direção do norte geográfico, e componente ( $\vec{H}_y$ ) na direção perpendicular. O campo magnético ( $\vec{H}_o$ ), e as componentes ( $\vec{H}_h$ ) e ( $\vec{H}_z$ ), bem como a inclinação ( $i$ ) estão todos num mesmo plano vertical (LUIZ, J.G. & COSTA, M.L., 1995).



**Figura 45:** Elementos do Campo Geomagnético (Luiz, J.G & Costa, M.L., 1995).

Conforme a Figura 45 pode-se escrever as seguintes relações entre as componentes:

$$H_x = H_h \cos(D) = H_o \cos(i) \cos(D) \quad (13)$$

$$H_y = H_h \sin(D) = H_o \cos(i) \sin(D) \quad (14)$$

$$D = \arctg\left(\frac{H_y}{H_x}\right) \quad (15)$$

$$i = \arctg\left(\frac{H_z}{H_h}\right) \quad (16)$$

#### 5.2.4 Correções de Dados Magnéticos

A maioria dos dados geofísicos, antes que possam ser interpretados precisam ser submetidos a um tratamento visando eliminar efeitos geológicos indesejáveis, como os produzidos por heterogeneidades próximas da superfície, e também eliminar as variações devidas a causas não geológicas, como por exemplo, a variação diurna. Esse tratamento consiste em correções, filtragens, etc.

##### **-Remoção do IGRF**

O IGRF (International Geomagnetic Reference Field) é a representação teórica, para um dado intervalo de tempo, do campo magnético normal da Terra ou campo principal, isto é, do campo que se origina no interior da Terra, com exceção dos campos causados por materiais magnéticos da crosta e correntes elétricas induzidas por campos magnéticos externos à Terra. Essa representação teórica é usada como referência para definir perturbações causadas no campo normal pelas estruturas geológicas e depósitos de minérios, isto é, serve como referência para determinação das anomalias magnéticas da prospecção.

##### **-Correção da variação diurna**

A variação diurna é causada por campos magnéticos externos, que produzem flutuações magnéticas, com períodos de 24 horas, isto é, flutuações estas causadas pelo movimento da ionosfera.

Dois procedimentos são utilizados na correção da variação diurna:

- 1) Quando há disponibilidade de dois magnetômetros, um deles registra o campo magnético continuamente, em uma estação fixa (estação base), enquanto o outro é utilizado para medir o campo nas diversas estações. A correção do valor medido em uma determinada estação é feita somando-se ou subtraindo-se, a variação observada no magnetômetro fixo no momento da medida, e;
- 2) Quando só há disponibilidade de um único magnetômetro, uma estação do levantamento é reocupada periodicamente (intervalos de 2 a 3 horas) e a variação nas medidas obtidas nessa estação é distribuída linearmente com o tempo, à semelhança do que é feito para corrigir-se o drift do instrumento em gravimetria.

#### 5.2.5 Propriedades Magnéticas da Crosta Continental

O conhecimento das propriedades magnéticas da crosta inferior provém, basicamente, dos dados aeromagnéticos coletados próximos à superfície terrestre, com as ambigüidades interpretativas inerentes à teoria do campo potencial, e de dados de medidas das propriedades magnéticas, obtidas diretamente nas amostras de rochas consideradas provenientes da crosta inferior.

As anomalias magnéticas de maior comprimento de onda são comuns nos levantamentos aeromagnéticos e de satélite, sendo que as mesmas se originam de fontes fortemente magnéticas, situadas nas porções profundas da crosta, em profundidades abaixo da superfície Curie. SHIVE *et al.* (1992) apresentaram uma síntese de diversos estudos realizados em fontes magnéticas de maior comprimento de onda, que exibiram valores altos de magnetização (2 a 10 A/m) e são explicadas por fontes profundas de diversas naturezas, tais como ondulações na interface crosta-manto, ondulações na interface entre a crosta média e inferior ou ondulações

na superfície Curie atual e variações laterais de composição. As condições limitantes e os parâmetros impostos aos modelos variam de autor para autor e são obtidas por tentativa e erro, durante o ajuste dos mesmos.

Além disso, modelos crustais profundos são construídos com base em diversos conjuntos de dados, tais como: medida das propriedades magnéticas e de densidade de rochas análogas expostas, determinação da geometria crustal através de estudos de sísmica profunda, anomalias gravimétricas, determinação de espessura crustal através do estudo de mecanismo focal de terremotos, ou medidas em superfície de fluxo térmico.

### 5.3 Instrumentos de Medida do Campo Magnético

Um magnetômetro é um instrumento que mede a magnitude de um campo magnético. Magnetômetros medem variações no campo magnético da Terra para localizar depósitos minerais, sítios arqueológicos ou objetos submersos como submarinos ou naufrágios.

Um **tesla (T)** é a indução magnética uniforme que, distribuída normalmente sobre uma superfície de área 1 metro quadrado, produz através desta superfície um fluxo magnético total de 1 weber. O uso corrente consagrou a utilização do nanotesla  $10^{-9}$  T, unidade compatível ao campo magnético à superfície, também chamada de gamma,  $\gamma$ .

$$1\gamma = 10^{-9} T = 1nT \quad (17)$$

A sensibilidade normalmente requerida em instrumentos de detecção de dados magnéticos em solo está entre 1 e 10 nT em um campo total raramente maior que

50.000 nT. Aplicações aéreas, entretanto levaram ao desenvolvimento de magnetômetros com sensibilidade de 0.001 nT .

### 5.3.1 Magnetômetro de Precessão de Prótons

Este tipo de magnetômetro depende de certas propriedades fundamentais do núcleo atômico e da precessão de *Larmor*. Os prótons (núcleos de hidrogênio) têm um rodopio (spin), que transforma cada núcleo equivalente a pequenos ímãs, os quais, sob condições normais, possuem momentos magnéticos aleatoriamente orientados, de forma que seus campos individuais se cancelam mutuamente de modo a não haver campo externo.

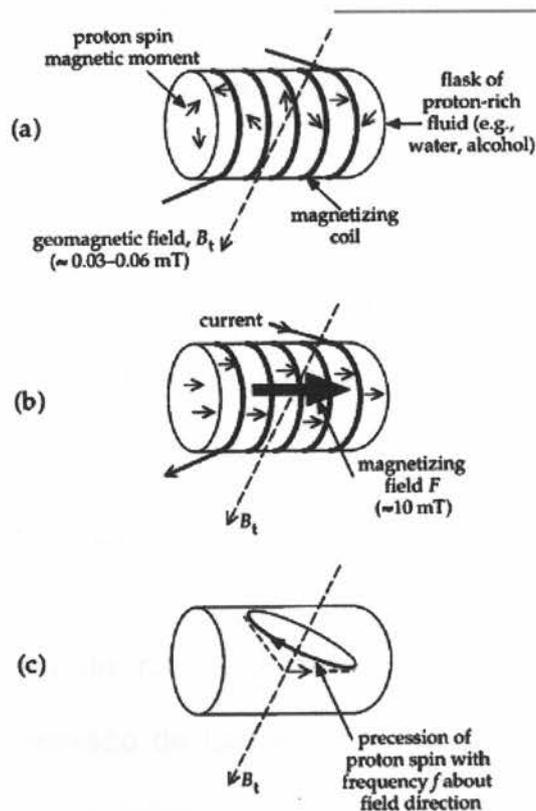


Fig. 5.42 (a) The elements of a proton-precession magnetometer. (b) Current in the magnetizing coil produces a strong field  $F$  that aligns the magnetic moments ('spins') of the protons. (c) When the field  $F$  is switched off, the proton spins precess about the geomagnetic field  $B_t$ , inducing an alternating current in the coil with the Larmor precessional frequency  $f$ .

**Figura 46:** Lowrie, 1997 *Fundamentals of Geophysics*.

Entretanto, se um campo magnético polarizante é aplicado segundo uma direção na paralela ao campo da Terra, os eixos dos *spins* se alinham com o campo polarizante; quando este é removido, os núcleos rodopiantes comportam-se como pequenos peões e precessam na direção do campo magnético terrestre, em uma frequência que é determinada pela frequência daquele campo. A frequência de precessão é:

$$f = \frac{\lambda T}{2\pi} \quad (18)$$

onde  $T$  é a magnitude do campo do campo total ambiente e  $\lambda$  é a razão giromagnética do próton, que é uma propriedade invariante do núcleo, cujo valor é:

$$\lambda = 2,67513 \times 10^4 (\text{Oersted} \cdot \text{segundo})^{-1} = 0,267513 (\text{nT} \cdot \text{segundo})^{-1}.$$

A intensidade do campo total é:  $T = \left( \frac{2\lambda}{0,267513} \right) \cdot f$  ou seja,  $T = 23,487 f \text{nT}$ .

Para medir as variações na intensidade do campo de  $1 \text{nT}$ , a frequência de precessão deve ser medida em torno de  $0,04 \text{Hz}$ .

### 5.3.2 Magnetômetro de Absorção Ótica

Denominado também de magnetômetro de bombeamento ótico de vapor, depende também da precessão de Larmor, mas aplicada aos elétrons e não aos prótons.

### 5.3.3 Magnetômetro Flux Gate

Ao contrário do magnetômetro de precessão protônica, o magnetômetro flux gate (Figura 47) mede a intensidade do campo na direção do eixo do sensor, ou seja, atua vetorialmente. Consiste em duas bobinas formadas por liga metálica, posicionadas na mesma direção, porém com sentidos opostos, de forma que, na ausência de campo externo, os sinais nas duas bobinas se anulam. Já na presença de um campo magnético, o sinal cresce em uma bobina e diminui na outra, seguindo a direção do campo, e a intensidade do campo é proporcional à diferença no sinal na direção do sensor.

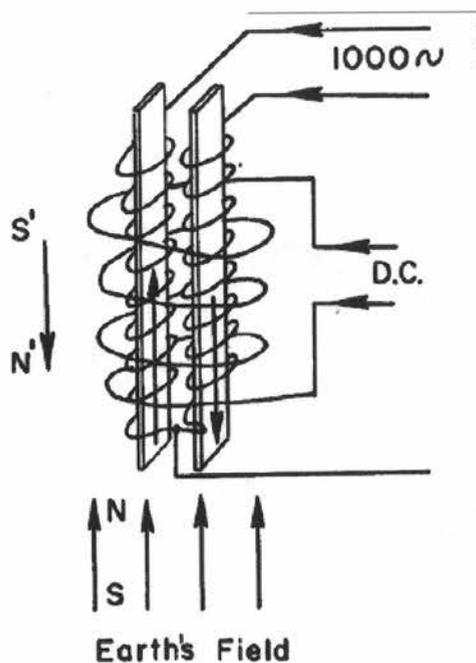
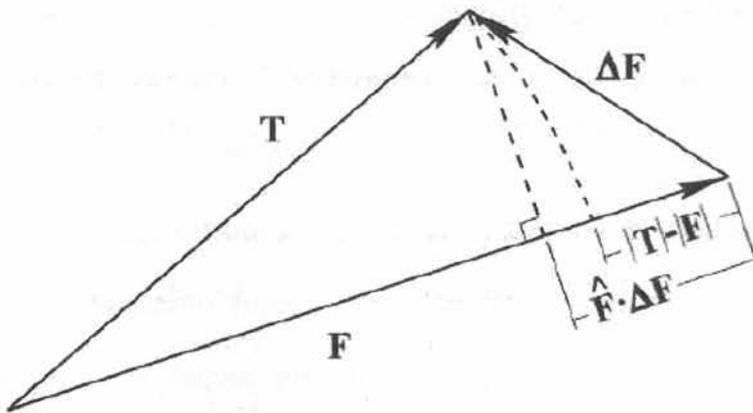


Fig. 58. Schematic diagram of operating principle of Fluxgate magnetometer (Wycoff, 1948). Courtesy SEG.

**Figura 47:** Nettleton, 1971, *Elementary Gravity Magnetism for Geologists and Seismologists*.

#### 5.4 Anomalia do Campo Magnético Total

Uma vez medida a magnitude  $T$ , do campo magnético total  $\vec{T}$ , desejamos obter o campo anômalo que é aproximado pela subtração da magnitude  $F$ , do campo principal da terra  $\vec{F}$ , de forma que o valor anômalo  $\Delta T$  é igual a  $\Delta T = T - F$ . Na realidade, o que precisamos é  $\Delta\vec{F}$ , a perturbação causada por alguma magnetização anômala na crosta terrestre, ou seja,  $\Delta\vec{F} = \vec{T} - \vec{F}$ . No entanto,  $\Delta T$  não é igual a  $\Delta F$ , porém conforme ilustrado na Figura 48 se  $\Delta F \ll T$ , então  $\Delta T \cong \hat{T} \cdot \Delta\vec{F}$ , que é a projeção de  $\Delta\vec{F}$  na direção do campo regional  $\vec{T}$ . Felizmente, sob as condições usualmente encontradas nos levantamentos de prospecção aeromagnética, a anomalia do campo total,  $\Delta T$ , é uma boa aproximação de  $\Delta F$ .  $\hat{F}$  é o vetor unitário na direção de  $\vec{F}$ .



**Figura 48:** Representação vetorial de uma anomalia do campo total,  $\vec{T}$  é a soma vetorial do campo regional  $\vec{F}$  e o campo anômalo  $\Delta\vec{F}$ . O comprimento  $T - F = |\vec{T}| - |\vec{F}|$  representa a anomalia do campo total, mas o comprimento  $\hat{F} \cdot \Delta\vec{F}$  é uma aproximação aceitável se  $\Delta F \ll T$  (Petrobrás, Rio de Janeiro, 2006. Apostila de Métodos Potenciais.)

## 5.5 Aquisição de Dados Magnéticos

Nos trabalhos de reconhecimento são realizados levantamentos aéreos, marinhos e, menos freqüentemente, levantamentos terrestres. Neste tipo de trabalho, se o objetivo é a prospecção de petróleo, o espaçamento entre as linhas das medidas aéreas e marinhas é maior do que o empregado na prospecção de minérios, uma vez que as fontes de anomalias na prospecção de petróleo são de maiores dimensões e estão localizadas a maiores profundidades. Os levantamentos de reconhecimento são quase sempre usados para serem obtidas informações que auxiliem no mapeamento geológico. Sob condições especiais, entretanto, é possível detectarem-se corpos contendo minerais-minérios.

Na exploração de óleo, a magnetometria aérea (juntamente com a gravimetria) é realizada preliminarmente à sísmica para estabelecer a profundidade aproximada, a topografia e características das rochas do embasamento. Considerando que as suscetibilidades das rochas são relativamente baixas, a resposta principal é devida às rochas ígneas abaixo dos sedimentos, ou então de pacotes sedimentares invadidos por paleoderrames de lava ou por *sills* de diabásio e basalto.

Nos últimos anos tornou-se possível extrair dos dados aeromagnéticos algumas anomalias bastante fracas oriundas de rochas sedimentares, como por exemplo, resultantes de falhas em arenitos. Isso é conseqüência da crescente sensibilidade dos magnetômetros e de determinações de local mais precisas devido à utilização do radar Doppler, de correções de variações de campo diurnas e outras, e de técnicas computacionais para remover ruídos dos dados.

### 5.5.1 Levantamentos Terrestres

Levantamentos magnéticos terrestres atuais praticamente só usam magnetômetros portáteis de precessão de prótons. A maior aplicação está em detalhar levantamentos para minerais. Os espaços entre as estações normalmente variam entre 15 e 60 m. A maioria dos levantamentos terrestres mede o campo total sendo que alguns ainda medem a componente vertical (fluxgate).

Em trabalhos de campo, tanto leituras repetidas devem ser feitas em intervalo de poucas horas em uma estação já ocupada, ou um magnetômetro estacionário que grava os dados deve ser empregado. Isso possibilita corrigir as variações diurnas e erráticas com campo magnético. Entretanto, tais precauções são desnecessárias na maioria dos levantamentos de prospecção mineral porque as anomalias são grandes (maiores que 500 nT) .

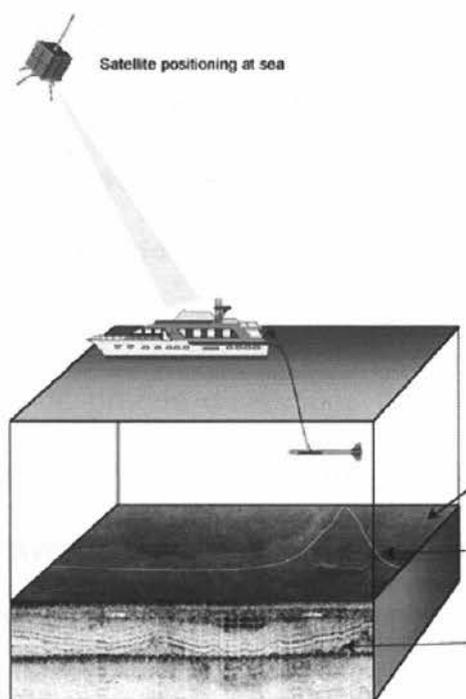
Afora os efeitos diurnos, as reduções requeridas para o dado magnético são insignificantes. A variação do gradiente vertical vai de aproximadamente 0.03 nT nos pólos a 0.01 no equador magnético. A variação com a latitude é raramente maior que 6 nT/km. Portanto correções de latitude e longitude são geralmente desnecessárias.

A influência da topografia em levantamentos magnéticos terrestres, por outro lado, pode ser muito importante.

### 5.5.2 Levantamentos Marinhos

Tanto o magnetômetro fluxgate como o de precessão de prótons são usados em operações marinhas. Não existe problema maior na instalação no navio. O

elemento sensor é colocado a alguma distância do navio rebocando-o a 15 m de profundidade abaixo da superfície do mar (Figura 49). O uso de um navio ao invés de uma aeronave não traz nenhuma vantagem e aumenta consideravelmente o custo a não ser que o levantamento esteja sendo feito em conjunção com outros levantamentos como gravimétricos ou sísmicos. A maior aplicação tem sido feita em levantamentos oceanográficos de larga escala ligados a física da Terra ou exploração de petróleo. Muito da evidência da tectônica de placas veio de levantamentos magnéticos marinhos.



**Figura 49:** Esquema do levantamento no mar

### 5.5.3 Levantamentos Aéreos

Os levantamentos aéreos são realizados com aviões ou helicópteros. O uso de destes últimos permite que os levantamentos sejam feitos a altitudes menores e

seja mantida uma altitude constante em relação ao terreno. Essas condições de vôo são importantes, principalmente quando o alvo do levantamento é relativamente pequeno, como acontece na prospecção de depósitos de minério. Os helicópteros também facilitam os levantamentos com as linhas de vôo pouco extensas e pouco espaçadas usadas na prospecção de minérios.

Quando o objetivo é a localização de feições geológicas de grandes dimensões, como requerido no mapeamento regional e na prospecção de petróleo, não é em geral, necessária pequena altura de vôo, nem manter altura rigorosamente constante acima do nível do terreno. Neste caso, os levantamentos são normalmente realizados com aviões.

A altura de vôo empregada nos levantamentos é, em média, de 150m. Essa altura deve, entretanto, ser escolhida segundo as dimensões do alvo do levantamento, como já foi mencionado anteriormente. Por isso, a altura de vôo pode variar desde 50m, se o alvo é de pequenas dimensões (corpos de minério), até cerca de 450m, se o alvo é de grande dimensões (falhas e dobras regionais). As alturas de vôos maiores possibilitam que o efeito magnético das pequenas fontes de anomalia, que são indesejáveis quando se procuram fontes extensas, não seja incorporado às medidas. Os seguintes efeitos são observados com o aumento da altura de vôo: a diminuição da magnitude da anomalia, alargamento da anomalia e diminuição da resolução de anomalias individuais.

O espaçamento entre as linhas de vôo varia normalmente de 200 a 2000m, os menores espaçamentos são quase sempre usados por helicópteros. O espaçamento deve também ser escolhido em função das dimensões do alvo.

A sensibilidade dos magnetômetros usados em levantamentos aéreos é geralmente maior que os usados para exploração terrestre – estando em torno de 0.01 nT comparado com 10 ou 20 nT. Devido ao alto custo inicial da aeronave e da disponibilidade de espaço, é prático usar equipamentos mais sofisticados que os instrumentos portáteis. Sua maior sensibilidade é útil na determinação de medidas a centenas de metros abaixo da superfície, ainda que a mesma sensibilidade seja desnecessária em levantamentos terrestres.

As correções aplicadas aos dados magnéticos são o desvio do instrumento (*drift*), a elevação, as diferenças na localização das linhas. O *drift* instrumental não é geralmente um problema especialmente com o magnetômetro de próton ou de bombeamento óptico cujas medidas são valores absolutos.

Um magnetômetro estacionário na base serve para determinar variações diurnas lentas enquanto arranjos horizontais ajudam a eliminar as rápidas. As tempestades magnéticas, por serem imprevisíveis, só podem ser pós-corrigidas.

O levantamento aeromagnético é extremamente atrativo para reconhecimento regional devido ao seu baixo custo por quilômetro e alta velocidade. A velocidade não só reduz o custo, mas também diminui os efeitos das variações temporais do campo magnético.

Problemas operacionais associados com irregularidades de terreno, algumas vezes uma fonte de dificuldades nos levantamentos terrestres são minimizados. O dado é mais suave, o que facilita a interpretação. Finalmente, o aeromagnetismo pode ser usado sobre a água e em regiões inacessíveis em levantamentos terrestres. A tabela 3 apresenta um resumo das características dos diferentes tipos de levantamentos.

**Tabela 3:** *Comparativo entre os diferente tipos de levantamento.*

	Terrestre	Marítimo	Aéreo
Sensores	Um ou mais (gradiometria)	Um	De um a quatro
Indicação	Fontes muito rasas	Aquisição limitada pela linha de costa	Altitude constante
Distribuição das estações	Não-uniforme	Não-uniforme (depende do programa sísmico)	Aviões ou helicópteros
Aquisição	Lenta	Intermediária	Muito rápida
Grau de utilização	Pouco (ocasionalmente em conjunto com gravimetria e sísmica 3D)	Razoável (geralmente em conjunto com sísmica 2D/3D)	Alto
Características adicionais	Maior custo	Freqüentemente ruidoso	Baixo custo, mede o campo total ou seus gradientes

## 5.6 Processamento e Interpretação dos Dados

Os dados magnéticos logo após coletados passam por uma série de tratamentos que inclui eliminar as variações devidas a causas não geológicas, além de filtragens para eliminar efeitos geológicos indesejáveis ou interferências entre fontes rasas e profundas, permitindo um melhor reconhecimento das anomalias.

Os resultados de levantamentos magnéticos são amostrados como um conjunto de perfis ou um mapa de contorno magnético. Em áreas sedimentares pode haver alguma similaridade entre os dados gravimétricos e magnetométricos, mas em geral as anomalias magnéticas são mais numerosas, mais erráticas, menos persistentes e de maior magnitude que as gravimétricas. A seguir serão apresentados alguns artifícios utilizados no tratamento dos dados magnéticos.

### 5.6.1 Redução ao Pólo

O caráter dipolar do campo magnético terrestre faz com que a direção e a inclinação do campo variem ao longo da superfície terrestre. Por isso, a componente da magnetização induzida de uma fonte produzirá diferentes padrões anômalos, quando localizada em diferentes latitudes. A redução ao pólo é equivalente ao processo de migração da sísmica, pois tem a finalidade de posicionar a anomalia do campo mais próximo à fonte geológica, facilitando a interpretação.

Para que uma determinada anomalia seja reduzida ao pólo, é necessário que se conheça a direção de magnetização da fonte de anomalia. Por esse motivo, na prática, a redução ao pólo somente fornece resultados satisfatórios quando a anomalia é produzida por magnetização induzida. A presença de magnetização remanescente quase sempre modifica os resultados, a menos que se conheça a sua direção.

A redução ao pólo auxilia na interpretação dos dados magnéticos, por: permitir que se localize mais facilmente a posição das fontes de anomalias e evidenciar a existência de magnetização remanescente. A Figura 50 ilustra a modificação introduzida pela redução ao pólo dos dados produzidos por uma fonte de magnetização induzida.



**Figura 50:** Comparação entre dados reduzidos e não- reduzidos ao pólo.

## 5.6.2 MÉTODO DIRETO

Os corpos geológicos de interesse na prospecção geofísica podem ser modelados por estruturas tri e bidimensionais tanto pelo o método direto quanto pelo método inverso.

No método direto constrói-se um modelo inicial que melhor se aproxima das informações geológicas e geofísicas. O efeito magnético deste modelo é calculado e então comparado com a anomalia magnética observada. Quando o modelo construído é aceitável, este é retido, caso contrário os parâmetros são modificados até que o ajuste a anomalia observada seja aceitável. A seguir têm-se as formulações para modelos tridimensionais na modelagem direta de seus efeitos magnéticos.

### 5.6.2.1 Dipolos Magnéticos

O corpo é dividido em um conjunto de pequenos elementos com a suposição de que para grandes distâncias do corpo cada um desses elementos se comporte como um dipolo magnético. Este modelo não muito viável em situações complexas, mas tem sido usado para modelar a crosta terrestre com magnetometria de satélite.

### 5.6.2.2 Conjunto de Prismas

Neste modelo, o corpo é aproximado por uma coleção de prismas retangulares, sendo que na literatura existem equações para se calcular o campo magnético destes elementos (BHATTACHARYYA, 1964).

#### 5.6.2.3 Empilhamento de Lâminas

Para este modelo o corpo é seccionado em finas fatias, limitadas por seções poligonais, representando o contorno batimétrico ou estrutural do corpo a ser modelado. O efeito magnético de cada lâmina é calculado e depois integrado na vertical para a obtenção do feito total do corpo.

#### 5.6.2.4 Aproximação por Poliedros

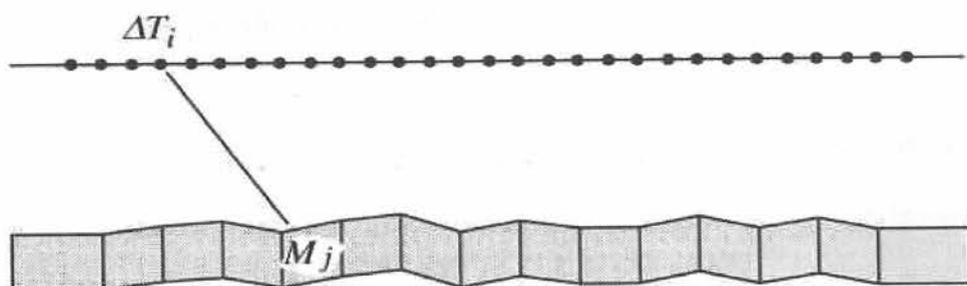
Neste caso o corpo é aproximado por superfícies poligonais de modo que um poliedro é formado representando o seu volume.

A forma dos efeitos magnéticos dos corpos geológicos depende não somente da forma do corpo, mas, sobretudo da posição que ele ocupa em relação à inclinação e a declinação magnética do campo da Terra. Em regiões de baixa latitude magnética, por exemplo, a forma dos efeitos magnéticos ficam muito distorcidas em relação daquelas das altas latitudes.

### 5.6.3 MÉTODO INVERSO

O método inverso consiste em determinar os parâmetros da forma do corpo causador da anomalia ou alguma propriedade física deste, como por exemplo, direção da magnetização, a partir da própria anomalia por procedimentos de otimização linear ou não-linear, ou pela utilização de parâmetros característicos na anomalia magnética.

Um exemplo do problema de inversão linear é a estimativa da magnetização de uma camada oceânica, a partir do perfil magnético desta camada, conforme mostrado na Figura 51.



**Figura 51:** Modelo inverso de uma camada oceânica magnética. O campo anômalo  $\Delta T_i$  é medido acima de celas com extensão infinita, ortogonal à folha. As celas possuem magnetização uniforme  $M_j$  (Petrobrás, Rio de Janeiro, 2006. Apostila de Métodos Potenciais.).

A expressão da anomalia magnética,  $\Delta T_i$  produzida pela camada acima é dada pela equação 18, onde  $\omega_{ij}$  é a anomalia  $\Delta T_i$  no ponto  $i$ , devida à cela  $j$ , com magnetização unitária.  $M_j$  é a magnetização a ser calculada nas  $N$  celas.

$$\Delta T_i = \sum_{j=1}^N M_j \omega_{ij} \quad (19)$$

Esta equação é um sistema simultâneo de equações que pode ser resolvido por meio da técnica de mínimos quadrados. Estudos para verificação da resolução e estabilidade das soluções devem ser utilizados.

Um outro problema que pode ser resolvido por procedimento semelhante, é a estimativa da direção de magnetização de uma camada (BLAKELY, 1995).

#### 5.6.3.1 O problema da Inversão Não-Linear

Este é o problema que desejamos resolver quando os parâmetros a serem estimados de um corpo de forma simples (um corpo de seção poligonal) fazem parte de funções não-lineares (logaritmos e arcotangentes, por exemplo). Neste caso, podemos através da expansão em séries de Taylor, linearizar tais funções em seus incrementos e procurar a solução minimizando-se a soma dos quadrados dos desvios entre a anomalia observada e a função que representa a formulação analítica do corpo (BLAKELY, 1995).

#### 5.6.3.2 A Deconvolução de Werner

WERNER (1953) propôs um método para isolar anomalias magnéticas a partir da interferência produzida por anomalias vizinhas. O agrupamento de soluções de determinadas equações em torno de um ponto é normalmente aceito como indicação da profundidade da fonte. O método pode ser também usado para fontes

tais como contatos laterais ou falhas, pois a anomalia de um dique muito fino é equivalente à derivada horizontal do efeito do contato.

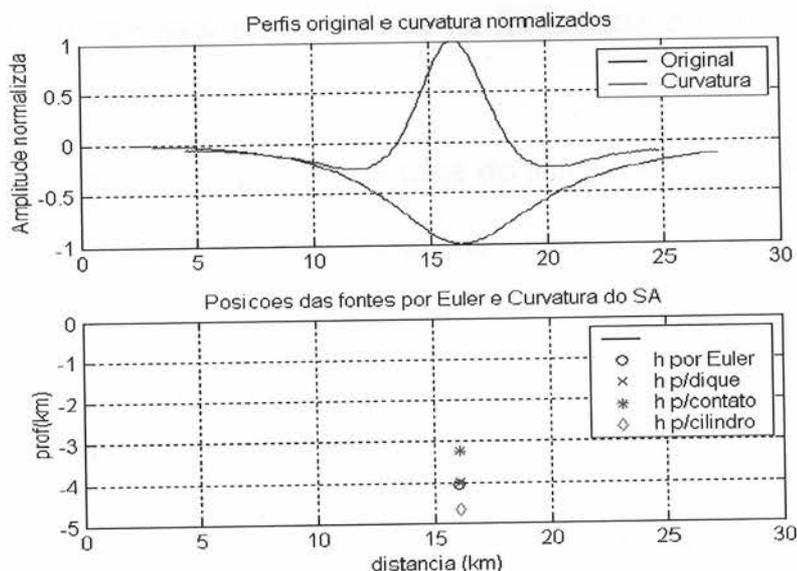
### 5.6.3.3 Amplitude do Sinal Analítico

Para corpos bidimensionais com seções poligonais, NABIGHIAN (1972) demonstrou que as profundidades dos vértices desses corpos poderiam ser calculadas a partir da amplitude do sinal analítico de sua anomalia magnética. Em três dimensões, a amplitude do sinal analítico,  $|A(x,y)|$ , da anomalia magnética (ou gravimétrica)  $T$  é dada pela expressão

$$|A(x,y)| = \sqrt{\left|\frac{\partial T}{\partial x}\right|^2 + \left|\frac{\partial T}{\partial y}\right|^2 + \left|\frac{\partial T}{\partial z}\right|^2} \quad (20)$$

Acima das fontes magnéticas pontuais ou contatos, a amplitude do sinal analítico exibe uma forma de sino, de forma que se pode calcular as profundidades dessas fontes, seja pela distância entre os pontos de inflexão (curvatura) dessas formas, ou pelo comprimento entre os pontos de suas meias amplitudes. Assim, fica possível demonstrar as relações entre as profundidades das fontes, para algumas formas simples, tais como do contato, dique ou *sill* e do cilindro.

A Figura 52 mostra a aplicação da amplitude do sinal analítico combinada com outro método (no caso, método de Euler), para um dique, de largura 0,05 km, situado a uma profundidade de 4 km, por meio da inversão de sua anomalia magnética, em um campo magnético com inclinação de  $11^\circ$  e declinação de  $-14^\circ$ .



**Figura 52:** Estimativa da profundidade de um dique fino.

#### 5.6.3.4 Representação Espectral dos Campos Magnéticos

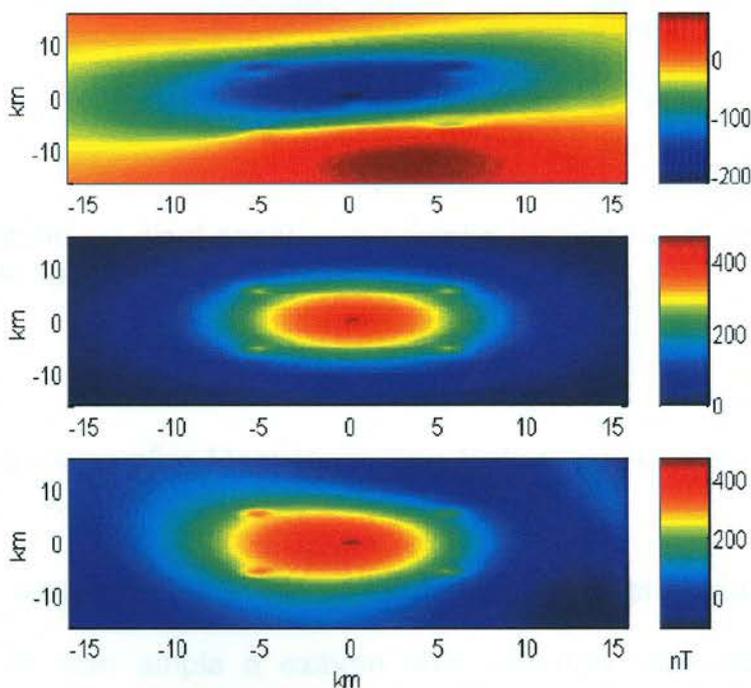
O uso do conceito da camada equivalente permite representar os campos magnéticos no domínio do número de onda  $K_i$  ( $k_i = 2\pi/\lambda_i$ ,  $i = x, y, z$ ), por meio de um conjunto de fatores que dependem da geometria do corpo causativo da anomalia, das propriedades físicas do corpo e do tipo do campo observado. Desta forma, existem equações que representam os espectros das anomalias magnéticas  $M(k_x, k_y, 0)$ , em função dos números de onda  $k_x$  e  $k_y$ .

Os campos magnéticos  $M(x, y, 0)$  podem ser obtidos da transformada inversa de Fourier das equações que os definem. Além disso, tais equações demonstram que quaisquer de seus fatores componentes podem ser removidos dos seus espectros, simplesmente pela divisão do espectro pelo fator se deseja eliminar. Por outro lado, fatores podem também ser acrescentados ao espectro, de forma que a adição ou eliminação de quaisquer fatores correspondem, no domínio do espaço, à

convolução de um operador cuja resposta na frequência é o inverso do efeito do fator.

Dessa forma, verifica-se que vários tipos de filtragens podem ser operados nos campos magnéticos, tais como continuação, redução ao pólo e cômputo de derivadas verticais e horizontais.

A Figura 53 exhibe as anomalias magnéticas de cinco placas de espessura de 0,5 km e largura de 1 km por 1 km, a uma profundidade média de 1,25 km e outra de largura 12 por 12 km, situada a 6 km de profundidade, em um campo magnético de inclinação e declinação,  $11^\circ$  e  $-14^\circ$ , respectivamente, no topo, no pólo (meio) e reduzida ao pólo (base), sendo que nesta nota-se o efeito de um ligeiro alinhamento na direção da declinação magnética. Tal alinhamento ocorre porque o operador de redução ao pólo magnético é instável na direção da declinação do campo magnético, para baixas inclinações do mesmo.



**Figura 53:** Anomalia Magnética no topo, pólo e reduzida ao pólo.

A utilidade das derivadas espaciais, em especial a derivada vertical, é de enfatizar as anomalias rasas em detrimento das profundas; já a amplitude do sinal analítico, além de também enfatizar a resposta magnética dos corpos rasos, coloca os seus máximos acima dos centros de massas dos corpos causadores, conforme é possível perceber na Figura 54, onde no painel superior aparece a amplitude do sinal analítico e no inferior a primeira derivada vertical.

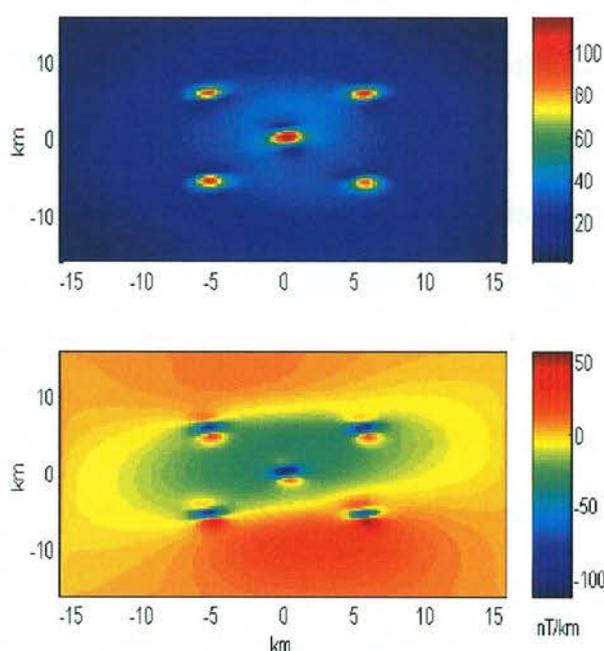


Figura 54: Amplitude do sinal analítico e primeira derivada vertical da anomalia na seção superior da figura 52.

#### 5.6.3.5 Realce das Anomalias Magnéticas Pelo Método das Derivadas Espaciais

As feições produzidas por efeitos profundos no interior da Terra possuem extensão espacial bem ampla e exibem uma variação relativamente suave por grandes distâncias. Tais feições normalmente mascaram pequenas feições causadas por estruturas de pequenas dimensões e relativamente mais rasas que as