



UFRJ

Jan Maurice Brandão Vieira

ASPECTOS GEOLÓGICOS E GEOFÍSICOS DA BACIA DE TALARA
Análise do Potencial Petrolífero com uso da Sísmica

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

Orientadores:

Álvaro Lúcio de Oliveira Gomes
Leonardo Fonseca Borghi de Almeida
Webe João Mansur

Rio de Janeiro
Agosto de 2007



MGL
V658A

Jan Maurice Brandão Vieira

ASPECTOS GEOLÓGICOS E GEOFÍSICOS DA BACIA DE TALARA

Análise do Potencial Petrolífero com uso da Sísmica

VIEIRA, Jan Maurice Brandão
**Aspectos Geológicos e Geofísicos da Bacia de Talara -
Análise do Potencial Petrolífero com uso da Sísmica / Jan
Maurice Brandão Vieira** - Rio de Janeiro: UFRJ / IGeo, 2007.
xv, 129 p. : il.; 30cm

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

Orientadores: Leonardo Fonseca Borghi de Almeida, Webe
João Mansur

1. Geofísica. 2. Geologia de Engenharia e Ambiental –
Trabalho de Conclusão de Curso. I. Leonardo de Almeida
Borghi. II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de
Geociências, Programa de Pós-graduação em Geologia. III.
Título.

Jan Maurice Brandão Vieira

ASPECTOS GEOLÓGICOS E GEOFÍSICOS DA BACIA DE TALARA
Análise do Potencial Petrolífero com uso da Sísmica

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

Orientadores:

Álvaro Lúcio de Oliveira Gomes
Leonardo Fonseca Borghi de Almeida
Webe João Mansur

Aprovada em: .2007

Por:

Álvaro Lúcio de Oliveira Gomes

Leonardo Borghi de Almeida

Webe João Mansur

UFRJ
Rio de Janeiro
2007

Agradecimentos

Agradeço às entidades e pessoas que colaboraram efetivamente para a elaboração do trabalho.

Resumo

VIEIRA, Jan Maurice Brandão. **Aspectos Geológicos e Geofísicos da bacia de Talara**: Análise do Potencial Petrolífero com uso da Sísmica. 2007. xv, 129p. 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.

NO presente trabalho é feita a identificação da Bacia de Talara, no noroeste do Peru, tanto do ponto de vista geográfico quanto do geológico. São apresentadas suas principais características estruturais, sua história geológica e seus principais sistemas de deposição sedimentar. São ainda descritos seus possíveis sistemas petrolíferos. É dada uma explanação básica sobre os métodos sísmicos de reflexão, abordando as técnicas de aquisição de dados sísmicos, as principais etapas do processamento dos mesmos e sua interpretação com objetivo de identificação da localização de bons reservatórios com possibilidade de conter hidrocarbonetos. É realizado um estudo de caso, sobre um trabalho de aquisição, processamento e interpretação de dados sísmicos em um bloco marítimo da bacia. Finalmente, são feitas conclusões a respeito da utilização da sísmica na exploração de petróleo e sobre o potencial petrolífero da Bacia de Talara.

Palavras-chave: Talara; geologia; sísmica.

Abstract

VIEIRA, Jan Maurice Brandão. **Aspectos Geológicos e Geofísicos da bacia de Talara: Análise do Potencial Petrolífero com uso da Sísmica.** 2007. xv, 129p. 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 the present work the Talara Basin, at the northwestern of Peru, is identified, from the points of view of geography and geology. It's major structural characteristics are presented, as well as it's geologic history and sedimentary depositional models. Yet, it's possible petroleum systems are described. A basic explanation about seismic reflection methods is given, considering seismic data acquisition techniques, the most important processing stages and data interpretation, whose main goal is to determine the location for good reservoirs with hydrocarbon potencial. A case history is studied, about a acquisition, processing and interpretation work at an offshore block in the basin. Finaly, conclusions about the use of seismic as an oil exploration method and about the hidrocarbon potencial of the Talara Basin are presented.

Key-Words: Talara; geology; seismic

Resumo

VIEIRA, Jan Maurice Brandão. **Aspectos Geológicos e Geofísicos da bacia de Talara**: Análise do Potencial Petrolífero com uso da Sísmica. 2007. xv, 129p. 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.

NO presente trabalho é feita a identificação da Bacia de Talara, no noroeste do Peru, tanto do ponto de vista geográfico quanto do geológico. São apresentadas suas principais características estruturais, sua história geológica e seus principais sistemas de deposição sedimentar. São ainda descritos seus possíveis sistemas petrolíferos. É dada uma explanação básica sobre os métodos sísmicos de reflexão, abordando as técnicas de aquisição de dados sísmicos, as principais etapas do processamento dos mesmos e sua interpretação com objetivo de identificação da localização de bons reservatórios com possibilidade de conter hidrocarbonetos. É realizado um estudo de caso, sobre um trabalho de aquisição, processamento e interpretação de dados sísmicos em um bloco marítimo da bacia. Finalmente, são feitas conclusões a respeito da utilização da sísmica na exploração de petróleo e sobre o potencial petrolífero da Bacia de Talara.

Palavras-chave: Talara; geologia; sísmica.

Abstract

VIEIRA, Jan Maurice Brandão. **Aspectos Geológicos e Geofísicos da bacia de Talara**: Análise do Potencial Petrolífero com uso da Sísmica. 2007. xv, 129p. 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 the present work the Talara Basin, at the northwestern of Peru, is identified, from the points of view of geography and geology. It's major structural characteristics are presented, as well as it's geologic history and sedimentary depositional models. Yet, it's possible petroleum systems are described. A basic explanation about seismic reflection methods is given, considering seismic data acquisition techniques, the most important processing stages and data interpretation, whose main goal is to determine the location for good reservoirs with hydrocarbon potencial. A case history is studied, about a acquisition, processing and interpretation work at an offshore block in the basin. Finaly, conclusions about the use of seismic as an oil exploration method and about the hidrocarbon potencial of the Talara Basin are presented.

Key-Words: Talara; geology; seismic

Lista de figuras, gráficos e tabelas

| | |
|--|----|
| FIGURA 1.1 – A PROVÍNCIA DA BACIA DE TALARA E PROVÍNCIAS ADJACENTES DO NOROESTE DO PERU | 3 |
| FIGURA 1.2 – SEÇÃO ESTRATIGRÁFICA NORTE-SUL ATRAVÉS DA BACIA TALARA E SUL DA BACIA PRORESO | 4 |
| FIGURA 1.3 - MAPA GEOLÓGICO SIMPLIFICADO DAS PROVÍNCIAS DAS BACIAS TALARA E PROGRESO E ÁREAS ADJACENTES | 5 |
| FIGURA 1.4 - COLUNA ESTRATIGRÁFICA DA ÁREA DE CARPITAS (PARTE NORTE DA BACIA TALARA). (GMP, 1993) | 6 |
| FIGURA 1.5 - FACIES MONGOLLON DRENAGEM CEREZITO, UMA DRENAGEM SECUNDARIA LA BOCANA. FONTE: PALACIOS, 2006. | 8 |
| FIGURA 1.1.6 - ESTRUTURAS CRUZADAS ACANALADOS DA FORMAÇÃO OSTREA – ECHINO, VALE CERECITO. FONTE: PALACIOS, 2006. | 9 |
| FIGURA 1.7 - BRECHAS TALARA SELADAS POR UMA SEQÜÊNCIA TRANSGRESSIVA. FONTE: PALACIOS, 2006. | 10 |
| FIGURA 1.8 - DETALHE DA SEQÜÊNCIA TRANSGRESSIVA QUE SELA A UNIDADE BRECHAS TALARA. FONTE: PALACIOS, 2006. | 10 |
| FIGURA 1.9 - TURBIDITOS FINOS DISTAIS. TÍPICA FÁCIES CHIRA. FONTE: PALACIOS, 2006. | 12 |
| FIGURA 1.10 - CANAL TURBIDÍTICO RELACIONADO COM A FORMAÇÃO VERDUN. FONTE: PALACIOS, 2006. | 13 |
| FIGURA 1.11 - FORMAÇÃO MIRADOR E A ESTRUTURA TIPO “GILBERT DELTA” COM CLINIFORMAS DE GRANDE ESCALA. FONTE: PALACIOS, 2006. | 14 |
| FIGURA 1.19 - SECÇÕES ESTRUTURAIS: (A) REALIZADA NA ALTURA DO VALE SECA (REGIÃO MÁNCORA) EM DIREÇÃO AOS AMOTAPES, CHEGANDO NA BACIA LANCONES; (B) REALIZADA NA ALTURA DO VALE MÁNCORA (REGIÃO MÁNCORA), CHEGANDO A LANCONES. (FONTE: PALACIOS, 2006) | 22 |
| FIGURA 1.20 - MAPA DE LOCALIZAÇÃO DE TODAS AS LINHAS SÍSMICAS UTILIZADAS E DAS SECÇÕES ESTRUTURAIS CONSTRUÍDAS. (FONTE: PALACIOS, 2006) | 23 |
| FIGURA 1.21 - IMAGEM BATIMÉTRICA E DO RELEVO NOROESTE DO PERU (NASA). SE OBSERVA CLARAMENTE AS 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 (SECÇÕES SÍSMICAS GMP-04 E 05). (FONTE: PALACIOS, 2006) | 24 |
| FIGURA 1.22 - 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. | 26 |
| FIGURA 1.23 - SEÇÃO PXII-99-10 INTERPRETADA NO PONTO DE SEPARAÇÃO DAS BACIAS TALARA E LANCONES. OBSERVA-SE CLARAMENTE COMO O ALTO DE TAMARINDO SERVE DE PONTE SEDIMENTAR E AO MESMO TEMPO DE SEPARAÇÃO ESTRUTURAL. EM LARANJA SE OBSERVA A SEDIMENTAÇÃO DAS FORMAÇÕES DO EOCENO MÉDIO-SUPERIOR; EM VERDE AS DO ALBIANO-CENOMANIANO SÃO COMPARTILHADOS POR AMBAS AS BACIAS; SE VÊ TAMBÉM EM ROXO O PALEOZOÍCO, DO DEVONIANO AO CARBONÍFERO. (FONTE: PALACIOS, 2006) | 27 |
| FIGURA 1.24 - 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. (FONTE: PALACIOS, 2006) | 29 |
| FIGURA 1.25 - ESQUEMA SIMPLIFICADO QUE EXPLICA A RELAÇÃO GEOMÉTRICA EXISTENTE ENTRE AS FALHAS LÍSTRICAS DA ÁREA DE INVESTIGAÇÃO. (FONTE: PALACIOS, 2006) | 32 |
| FIGURA 1.26 - MODELO DEPOSICIONAL DO LEQUE SUBMARINO MESA – SISTEMA FOLHELHO BALCONES. A LINHA PRETA EM NEGRITO REPRESENTA A LINHA COSTEIRA DO PACIFICO, COM O OCEANO A ESQUERDA. (FONTE: CAROZZI ET AL, 1993) | 39 |

| | |
|---|----|
| FIGURA 1.27 - MODELO DEPOSICIONAL DE LEQUE SUBMARINO MONGOLLON-MANTA – SISTEMA FOLHELHO SALINA. (FONTE: CAROZZI <i>ET AL</i> , 1993) | 41 |
| FIGURA 1.28 - SEÇÃO LONGITUDINAL DO SISTEMA FOLHELHO MONGOLLON-MANTA. (FONTE: CAROZZI <i>ET AL</i> , 1993) | 42 |
| FIGURA 1.29 - MODELO DEPOSICIONAL DO LEQUE SUBMARINO RIO BRAVO – SISTEMA FOLHELHO SALINA. (FONTE: CAROZZI <i>ET AL</i> , 1993) | 44 |
| FIGURA 1.30 - MODELO DEPOSICIONAL DO LEQUE SUBMARINO RIO BRAVO – SISTEMA FOLHELHO SALINA. (FONTE: CAROZZI <i>ET AL</i> , 1993) | 45 |
| FIGURA 1.31 - MODELO DEPOSICIONAL DO DELTA DE PARIÑAS – SISTEMA FOLHELHO CHACRA. (FONTE: CAROZZI <i>ET AL</i> , 1993) | 46 |
| FIGURA 1.32 - SEÇÃO ESQUEMÁTICA LONGITUDINAL DO DELTA DE PARIÑAS – SISTEMA FOLHELHO CHACRA. (FONTE: CAROZZI <i>ET AL</i> , 1993) | 47 |
| FIGURA 1.33 - MODELO DEPOSICIONAL DO DELTA CABO BLANCO – SISTEMA FOLHELHO CHACRA. (FONTE: CAROZZI <i>ET AL</i> , 1993) | 49 |
| FIGURA 1.34 - SEÇÃO ESQUEMÁTICA DIP DO DELTA CABO BLANCO. (FONTE: CAROZZI <i>ET AL</i> , 1993) | 50 |
| FIGURA 1.35 - SEÇÃO ESQUEMÁTICA STRIKE DO DELTA CABO BLANCO. (FONTE: CAROZZI <i>ET AL</i> , 1993) | 50 |
| FIGURA 1.36 - DESENVOLVIMENTO ESQUEMÁTICO DE ESPESAMENTO POR FALHA DE ESCORREGAMENTO SINSEDIMENTAR. (FONTE: CAROZZI <i>ET AL</i> , 1993) | 51 |
| FIGURA 1.37 - MODELO DEPOSICIONAL DO LEQUE SUBMARINO ECHINACYAMUS SISTEMA FOLHELHO CHACRA. (FONTE: CAROZZI <i>ET AL</i> , 1993) | 52 |
| FIGURA 1.38 - SEÇÃO ESQUEMÁTICA LONGITUDINAL DO LEQUE SUBMARINO ECHINOCYAMUS – SISTEMA FOLHELHO CHACRA. (FONTE: CAROZZI <i>ET AL</i> , 1993) | 53 |
| FIGURA 1.39 - VISTA ESQUEMÁTICA EM PLANTA DAS POSSÍVEIS RELAÇÕES ENTRE LEQUES SUBMARINOS ECHINOCYAMUS. (FONTE: CAROZZI <i>ET AL</i> , 1993) | 54 |
| FIGURA 1.40 - MODELO DEPOSICIONAL DO LEQUE SUBMARINO HELICO – SISTEMA FOLHELHO TALARA. (FONTE: CAROZZI <i>ET AL</i> , 1993) | 57 |
| 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°. | 65 |
| 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. | 66 |
| 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. | 68 |
| GRÁFICO 4 - A DISTRIBUIÇÃO DE ISÓTOPOS DE $\delta^{13}C$ PARA HIDROCARBONETOS SATURADOS E AROMÁTICOS DAS PROVÍNCIAS DA BACIA DE 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. | 70 |

| | |
|--|----|
| TABELA 1 - ESTATÍSTICAS REGISTRADAS PARA OS CAMPOS DE PETRÓLEO E GÁS NA PROVÍNCIA DA BACIA DE TALARA. | 72 |
| FIGURA 1.41 - MODELOS DEPOSICIONAIS PARA AS FORMAÇÕES MOGOLLON (EOCENO) (A,B) E CLAVEL NA PARTE SETENTRIONAL DA BACIA DE 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 RODRIQUE 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 <i>ET AL.</i> , 2002). O AMARELO ESTÁ <i>ONSHORE</i> , PÚRPURA ESCURO É INTRUSÃO ÍGNEA E, PONTOS VERDES E VERMELHOS SÃO PONTOS CENTRAIS DE CAMPOS DE PETRÓLEO E GÁS RESPECTIVAMENTE. | 78 |
| FIGURA 1.42 - 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 <i>OFFSHORE</i> É DE 30 M. A LINHA AZUL CORRESPONDE À LINHA COSTEIRA E A LINHA VERMELHA SEGREGA BLOCOS DE ARRENDAMENTO. | 80 |
| PLANTA 1 (A – H) | 83 |
| PLANTA 2 (A – H) | 84 |

Sumário

| | |
|--|------|
| Agradecimentos | vi |
| Resumo | viii |
| <i>Abstract</i> | ix |
| Lista de figuras, gráficos e tabelas | xi |
| 1 ASPECTOS GEOLÓGICOS DA BACIA TALARA NO NOROESTE DO PERU | 1 |
| 1.1 Introdução | 1 |
| 1.2 Contexto geológico da Bacia de Talara | |
| 6 | |
| 1.2.1 Estratigrafia | 6 |
| 1.3 Geologia Estrutural | 17 |
| 1.3.1 Falhas | 18 |
| 1.3.2 Construção das seções estruturais através das bacias Talara e Lancones | 22 |
| 1.3.3 Análise geométrica do falhamento lístrico | 24 |
| 1.3.4 Análise tectônica sedimentar: etapa de deformação da Bacia Talara | 24 |
| 1.3.5 Compressão Pré-Eoceno | 27 |
| 1.3.6 Extensão do Mio-Oligoceno | |
| 29 | |
| 1.3.7 Modelo Evolutivo | 30 |
| 1.4 Geologia Histórica | 31 |
| 1.4.1 Principais eventos tectônicos da Bacia de Talara | |
| 31 | |
| 1.4.2 Orogenia Andina | 31 |
| 1.4.3 Evolução Geodinâmica da Bacia de Talara | |
| 34 | |
| 1.5 Sistemas Depositionais | 36 |
| 1.5.1 Folhelho Balcones | 36 |
| 1.5.2 Leques Mesa-Submarinos - Sistema Folhelho Balcones | 36 |
| 1.5.3 Leque Basal de Delta Salina – Sistema Folhelho Salinas | |
| 38 | |

| | |
|---|-----|
| 1.5.4 Leques Submarinos Mogollon-Manta - Sistema Folhelho Salinas | |
| 38 | |
| 1.5.5 Sistema Folhelho Salinas-Ostrea | 41 |
| 1.5.6 Leque Submarino Rio Bravo - Sistema Folhelho Salina | 41 |
| 1.5.7 Delta Pariñas - Sistema Folhelho Chacra | |
| 43 | |
| 1.5.8 Delta Cabo Blanco - Sistema Folhelho Chacra | |
| 46 | |
| 1.5.9 Leque Submarino Echinocyamus - Sistema Folhelho Chacra | 49 |
| 1.5.10 Leques Submarinos Helico - Sistema de Folhelho Talara | |
| 53 | |
| 1.5.11 Leques Submarinos Yapato-Talara - Sistema de Folhelho Talara | 55 |
| 1.5.12 Plataforma Verdun – Sistema de Folhelho Chira | 56 |
| 1.5.13 Folhelhos Chira | 56 |
| 1.6 Geologia de Petróleo | 57 |
| 1.6.1 Sistema Petrolífero | 57 |
| 2 MÉTODOS SÍSMICOS | |
| 82 | |
| 2.1 Introdução | 82 |
| 2.2 Conceitos básicos | 83 |
| 2.3 Aquisição Sísmica | 90 |
| 2.4 Processamento Sísmico | 99 |
| 2.5 Interpretação Sísmica | 112 |
| 3 ESTUDO DE CASO | 116 |
| 3.1 Introdução | 116 |
| 3.2 Geometrias de aquisição e processamento | 116 |
| 3.3 Interpretação | 120 |
| 4 OBSERVAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES | 126 |
| 4.1 Observações Finais | 126 |
| 4.2 Conclusões | 126 |
| REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS | 128 |

1 ASPECTOS GEOLÓGICOS DA BACIA DE TALARA NO NOROESTE DO PERU

1.1 Introdução

A província da Bacia de Talara está localizada na plataforma continental ao longo da costa noroeste do Peru (Figura 1.1.1). Seu limite 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 1.1.1). O limite sudeste está a leste da falha La Casita e do soerguimento do Alto Paita, entre as Bacias de Talara e Sechura; o limite sul é a Bacia de Trujillo. O limite oeste da província é 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 setentrional da província da Bacia de Talara (Figuras 1 e 2). Este limite coincide com o extremo meridional da zona de mega cisalhamento de Dolores-Guayaquil (Figura 1.1.3) e tem estabelecida uma estrutura complexa 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 sobretudo de quem mapeou o sistema de falha. Zúñiga-Rivero *et al.* (1999) indicou que a província da Bacia de Talara se estende 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.

A Bacia de Talara é uma das 10 bacias espalhadas sobre aproximadamente 67 milhões de acres (271138,28 km²) 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 potenciais áreas prospectivas de óleo e gás do Peru como sendo 1.000.000 km² em ambiente *onshore* e 24.000 km² em ambiente *offshore*. A área da província da Bacia de Talara e o Sistema Petrolífero Cretáceo-Terciário e a bacia do Cretáceo-Paleogeno. Cerca de 85% da bacia está em ambiente *offshore* e as maiores porções estão sob licenças de arrendamento.

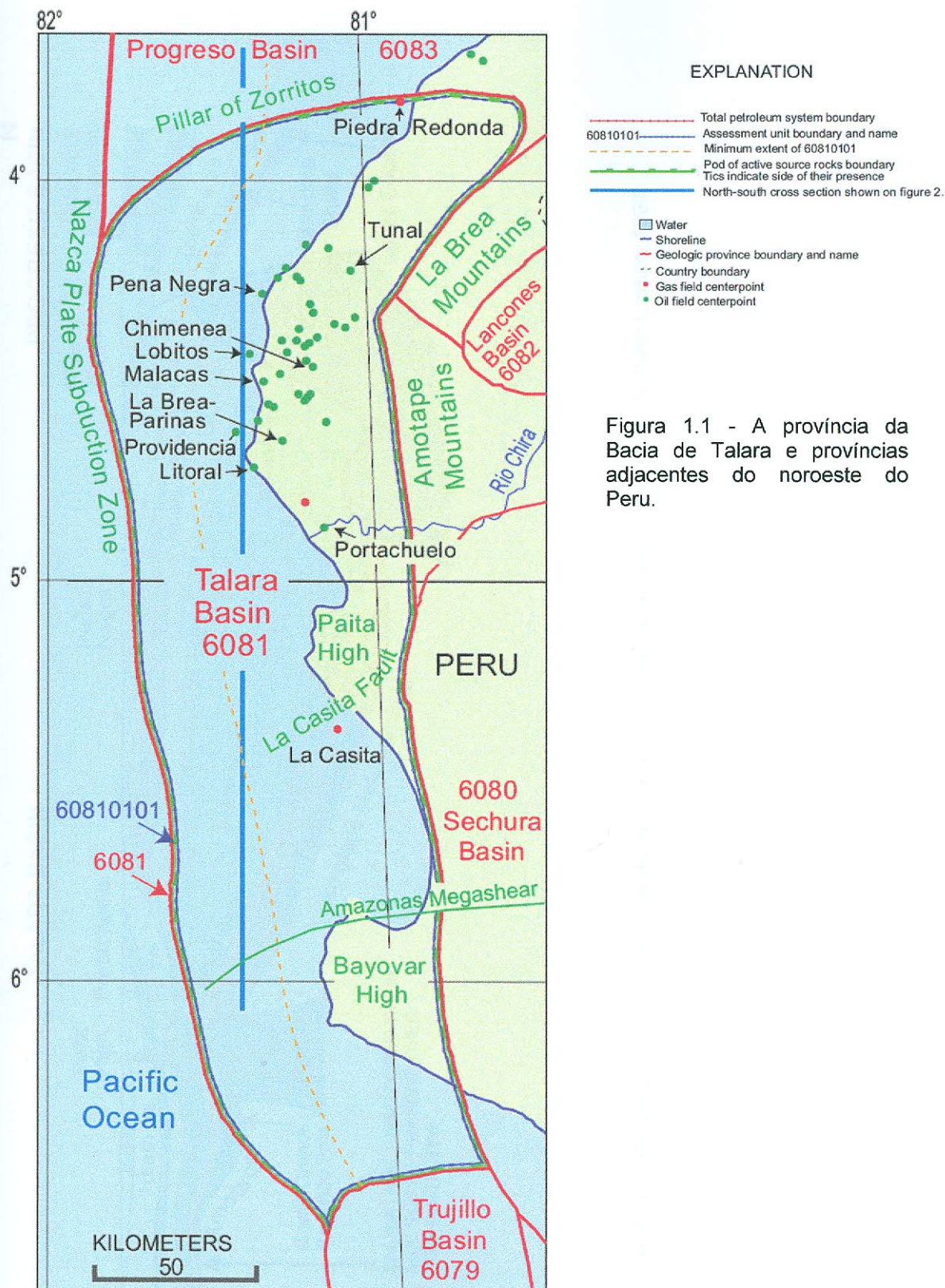


Figura 1.1 - A provincia da Bacia de Talara e provincias adjacentes do noroeste do Peru.

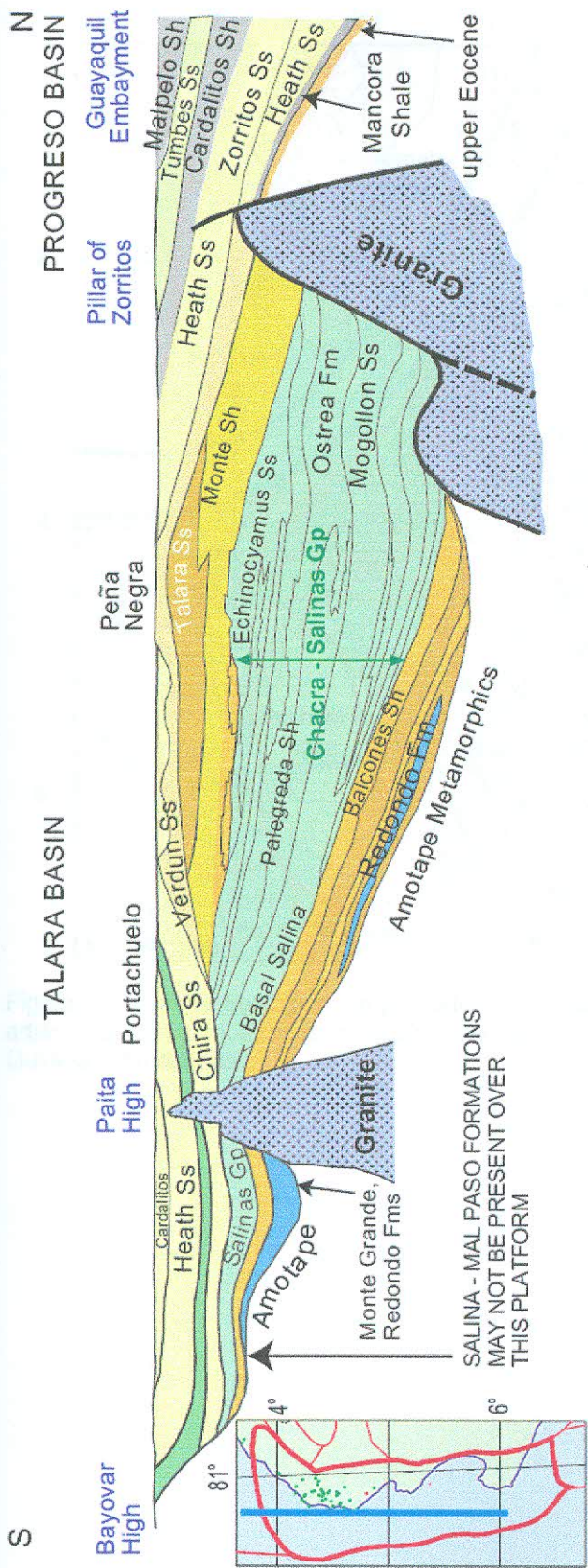


Figura 1.2 - Seção estratigráfica norte-sul através da Bacia Talara e sul da Bacia Progreso (modificado de Raetz Lurquin, 1999).

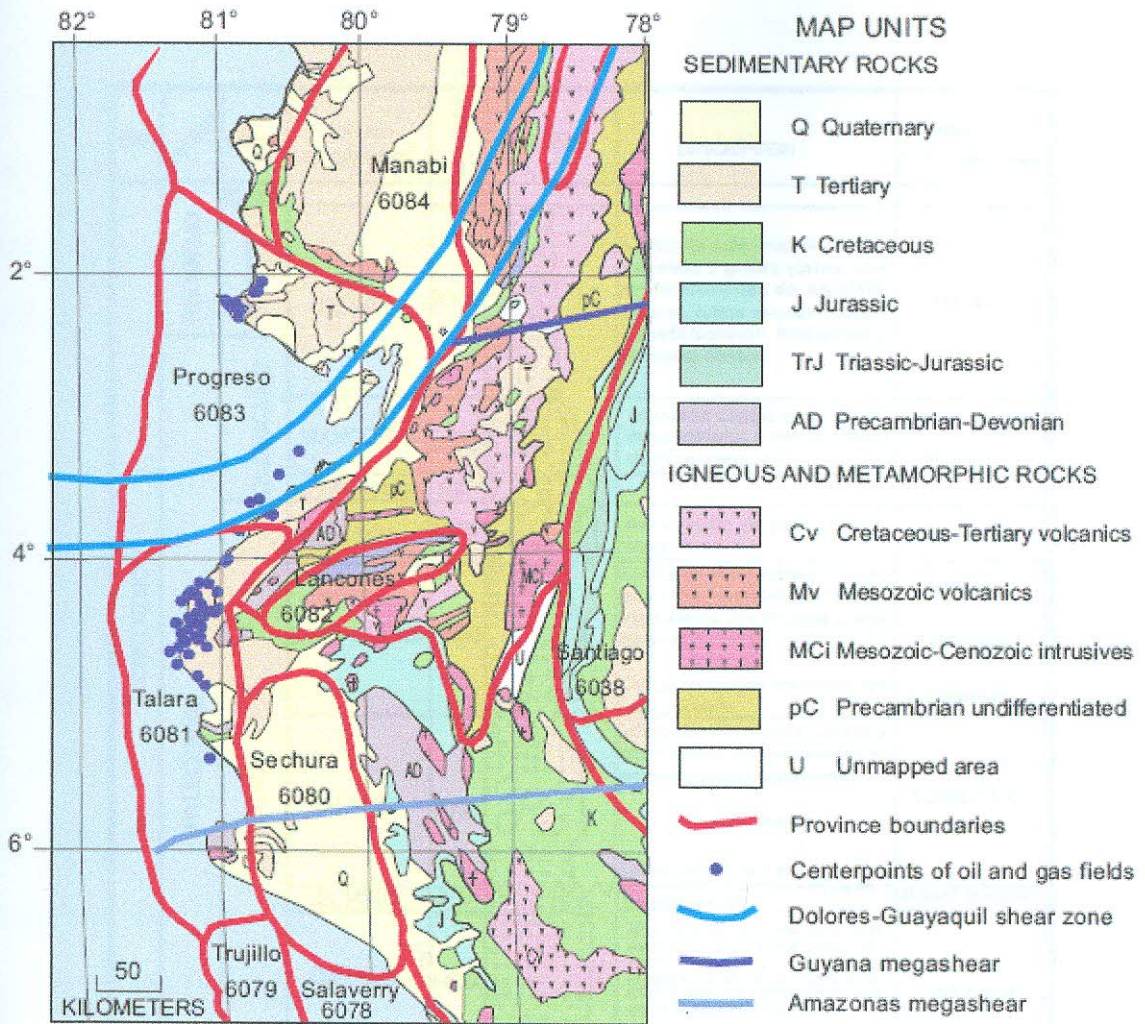


Figura 1.3 - Mapa geológico simplificado das Províncias das Bacias Talara e Progreso e áreas adjacentes. São mostrados a localização da mega zona de cisalhamento Dolores-Guayaquil , Guyana e Amazonas.

1.2 Contexto geológico da Bacia de Talara

1.2.1 Estratigrafia

| ERA | SISTEMA | SERIE | UNIDAD LITOESTRATI. | ESPESOR | LITOLOGIA | DESCRIPCION | AMBIENTE DEPOSITACIONAL | |
|------------|-----------|---------|---------------------|-----------------------------|-----------|--|---|-------------------------|
| CENOZOICO | NEOGENO | PLEIST. | | ? | | | | |
| | | MIOCENO | HEATH | 3000? | | Lutitas de color marron oscuro, variando a grises claras, con intercalaciones de limolitas oscuras, lutitas micromicaceas y microcarbonosas, fracturadas y rellenas de yeso. | MARINO | |
| | OLIGOCENO | | MANCORA | 1000 | | Arenicas conglomeradicas, conglomerados e intercalaciones de lutitas abigarradas. | MARINO SOMERO FLUVIAL | |
| | | | PLATERITOS | 140 | | | | |
| | PALEOGENO | EOCENO | | MIRADOR | 1050 | | Arenas de Qz. de grano grueso a conglomeradico. | DELTAICO |
| | | | | CHIRA-VERDUN | 1450 | | Lutitas de color marron oscuro, grisaceo, ocasionalmente intercaladas con limolitas grises verdosa. | DISTALES TURBIDITAS |
| | | | | | | | Conglomerados y areniscas de color gris claro. | PROXIMALES |
| | | | | TALARA | 2000 | | Lutitas de color marron parduzca, intercaladas con horizontes de areniscas y microconglomerados | TURBIDITICO DELTAICO |
| | | | | | | | Brechas Talara | |
| | | | | ECHINO | 100 | | Lutitas consistentes no deformadas. | |
| | | | | | | | Areniscas de grano medio a grueso, intercaladas con lito | MARINO SOMERO |
| | | | | OSTREA | +4500 | | Areniscas de color gris claro, algo verdosa, de grano fino a grueso, con horizontes de areniscas conglomeradicas de Qz. blanco, todas intercaladas con lutitas abigarradas grises, compactas y micaceas | FLUVIAL DELTAICO |
| | | | | MOGOLLON | 1600 | | Areniscas grises de grano fino a medio con horizontes de conglomerados de Qz blanco lechoso | FLUVIAL |
| | | | | SAN CRISTOBAL | 600 | | Lutitas grises oscuras, micaceas, compactas, intercaladas con limolitas y areniscas finas. | FLUVIA DELTAICO |
| | TRIGAL | 200 | | Conglomerados de Qz. blanco | FLUVIAL | | | |
| PALEOZOICO | | | AMOTAPE | ? | | Cuarcitas blancas y grises, intercaladas con argilitas y esquistos grises. | | |

Figura 1.1.4 - Coluna estratigráfica da área de Carpitas (parte norte da Bacia Talara). (GMP, 1993)

1.2.1.1 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).

1.2.1.2 Formação Mogollon

Está composta de arenitos cinza de grão fino a médios no topo, e conglomerados e quartzitos com siltitos cinzas e micáceas na base. Aflora na saída do vale La Bocana de onde forma uma torre de um conglomerado heterogêneo, anguloso e muito coeso (Figura 1.1.5) 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).

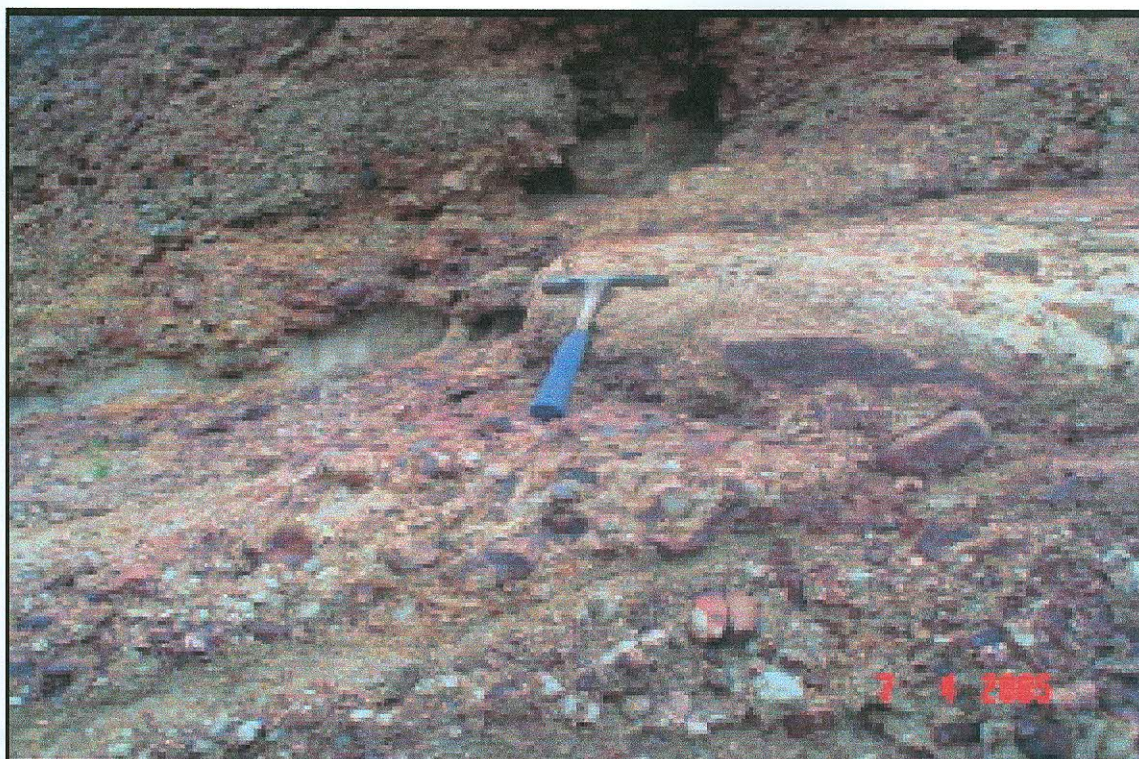


Figura 1.1.5 - Facies Mongollon drenagem Cerezito, uma drenagem secundaria La Bocana. Fonte: Palacios, 2006.

1.2.1.3 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 estruturas acanaladas (Figura 1.1.6) e seqüências com fácies de plataforma. Os bancos são de areias finas e médias até conglomeráticas.

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



Figura 1.1.6 - Estruturas cruzadas acanalados da formação Ostrea – Echino, vale Cerecito. Fonte: Palacios, 2006.

1.2.1.4 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 mega brecha, interpretada como resultado de deslizamentos gravitacionais de borda de plataforma (Monges, 2005).

No vale Máncora existe um afloramento chave, onde se observa um nível transgressivo sobrejacente (Figura 1.8). Este nível une a unidade Brechas Talara e toda a sua deformação (Figura 1.7), interpretando-se que as Brechas Talara constitui um depósito sedimentar que se gerou na borda da plataforma no Eoceno Médio.



Figura 1.7 - Brechas Talara seladas por uma seqüência transgressiva. Fonte: Palacios, 2006.



Figura 1.8 - Detalhe da seqüência transgressiva que sela a unidade Brechas Talara. Fonte: Palacios, 2006.

A parte superior do Grupo Talara se observa muito bem no vale Pozo-Cablo Blanco. Neste vale se encontrou as Brechas Talara cobertas por vários

empilhamentos de seqüências grano crescentes 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. Interpretados esse empilhamento como depósito e construção da plataforma marinha que se torna gradativamente mais rasa 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.

1.2.1.5 Formação Chira-Verdun

Sequencialmente, a formação Verdun, clástica, seria a parte inferior 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 fáceis 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/ou retrogradante, dado que as seqüências de fáceis distais se acomodam progressivamente por cima das fáceis mais proximais.

A formação Chira – Verdun (Informe BPZ, 2005) está relacionada segundo esta interpretação em um sistema mega – turbidítico, começando com a formação Chira como as fácies mais finas e distais de folhelhos marrons e verdes (Figura 1.9).

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 1.9 - Turbiditos finos distais. Típica fácies Chira. Fonte: Palacios, 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 1.10).



Figura 1.10 - Canal turbidítico relacionado com a formação Verdun. Fonte: Palacios, 2006.

1.2.1.6 Formação Mirador

A formação mirador ocorre em forma tabular com areias e conglomerados de quartzo de grão grosso relativamente pouco potente (10 a 12m), porém com bancos maciços e bem definidos, aflora nitidamente no vale Seca. Apresenta clinofórmulas de grande escala (estrutura tipo Gilbert delta) (Figura 1.11) que a definem como a unidade depositada no banco deltáico. A nível regional tem aproximadamente 1050 metros de espessura (GMP, 1993), nesta área o máximo observado foi de uns 100 metros 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 1.11 - Formação Mirador e a estrutura tipo "Gilbert delta" com clinofórmulas de grande escala.
Fonte: Palacios, 2006.

1.2.1.7 Formação Plateritos

A formação Plateritos é o membro basal da Formação Máncora. Unidade geológica mais aparente na região norte da bacia, é de cor branca e pode ser vista a grandes distâncias (Figura 1.12). Suas fácies são de conglomerados continentais, fluviais e aluviais, com alto conteúdo de quartzo e angulosos. Níveis com superfícies avermelhadas indicam exposição subaérea ao zero batimétrico. Suas fácies brancas pela alta porcentagem de quartzo são interpretadas como resultado da erosão de montanhas de granito, expostas próximas à borda da bacia e que foram acionadas provavelmente por falhas do início da Bacia Tumbes. Esta formação está no limite entre as bacias Tumbes e Talara, e sua espessura varia em torno de 140 metros. Originou-se no oligoceno inferior.



Figura 1.12 - Formação Plateritos na escarpa da falha Carpitas. Fonte: Palacios, 2006.

1.2.1.8 Formação Máncora

A Formação Máncora (Figura 1.13) é uma unidade de grande importância que alterna espessas camadas de sedimentos fluviais com breves níveis marinhos. Intercala calcilitos de planos de inundação e ambientes marinhos, com faixas de bioturbação. Consiste de arenitos conglomeráticos, conglomerados e intercalações de calcilitos. Sua espessura no campo é de centenas de metros, chegando a passar de um quilômetro. Estende-se em grande parte à Bacia Tumbes e se encontra em concordância com as camadas sobrejacente, Formação Mirador, e subjacente, Formação Plateritos.

Esta formação é caracterizada por ser constituída por arenitos conglomeráticos, conglomerados e intercalações de calcilitos. Sua espessura no campo é de centenas de metros, chegando a passar de um quilômetro. Estende-se em grande parte à Bacia Tumbes e se encontra em concordância com as camadas sobrejacente, Formação Mirador, e subjacente, Formação Plateritos.



Figura 1.13 - Formação Mâncora ao fundo e o membro basal Plateritos. Fonte: Palacios, 2006.

1.2.1.9 Formação Heath

A Formação Heath está presente apenas no gráben Carpitas. Tem sua origem no mioceno inferior – oligoceno superior e se caracteriza pela presença de folhelhos de cores marrom escuro a cinza claro, intercalados com siltitos (Figura 1.14). Pode alcançar aproximadamente 1000 metros de espessura. A determinação da Formação Heath se baseou no estudo de foraminíferos planctônicos e bentônicos, efetuado por David Sanches em 1993 (Informe GMP, 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.



Figura 1.14 - Fácies Heath na Rodovia Panamericana. (Fonte: Palacios, 2006)

1.3 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 prolongam-se para o mar, estando de acordo com os planos das falhas vistas nas imagens de satélite e DEM – Modelo Digital de Elevação (Figura 1.15).

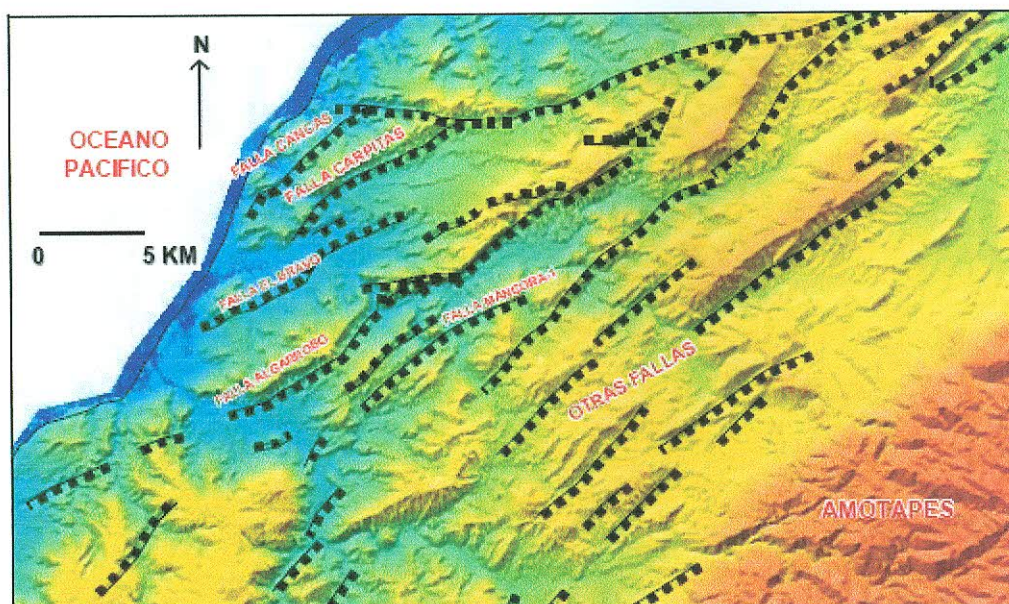


Figura 1.15 - Imagem DEM mostrando as principais falhas da área Carpitas, parte norte da bacia de Talara. (Fonte: Nasa, 2007)

1.3.1 Falhas

1.3.1.1 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° ao SE e extensão vertical de 1.150 m (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.

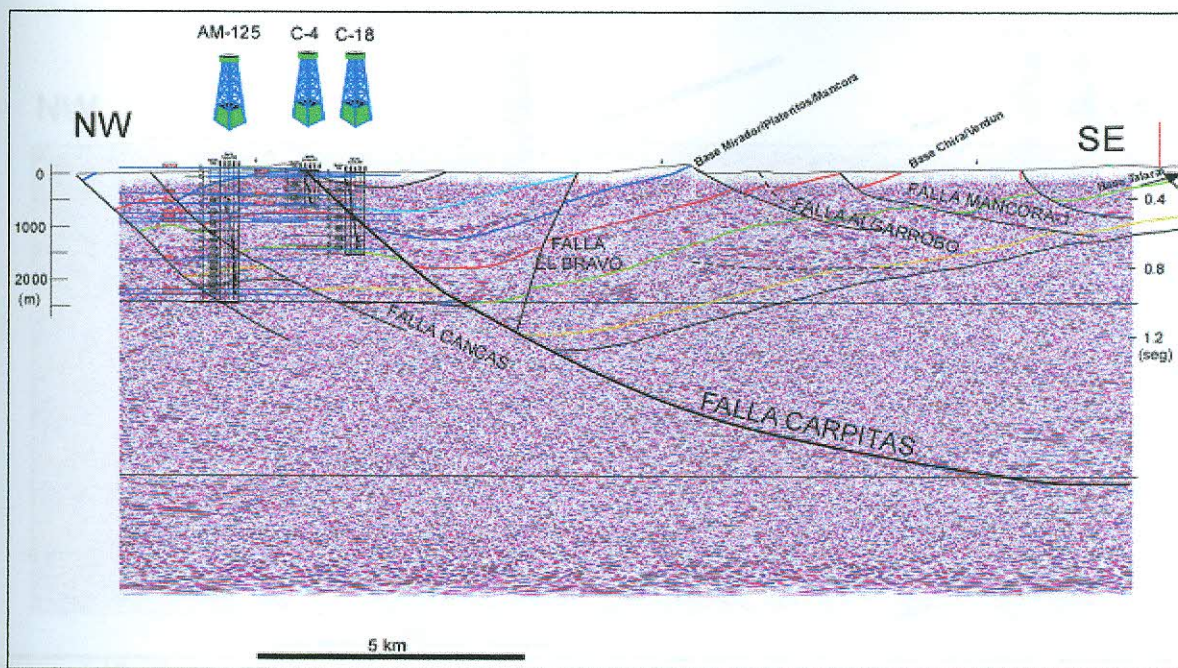


Figura 1.16 - Interpretação da seção sísmica GMP-04, calibrada a partir de sismogramas sintéticos e informação de superfície. A linha amarela é a base da Formação Ostrea-Equino, a preta é a base da Formação Mogollón e topo do Paleozóico. (Fonte: Palacios, 2006)

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 1.3).

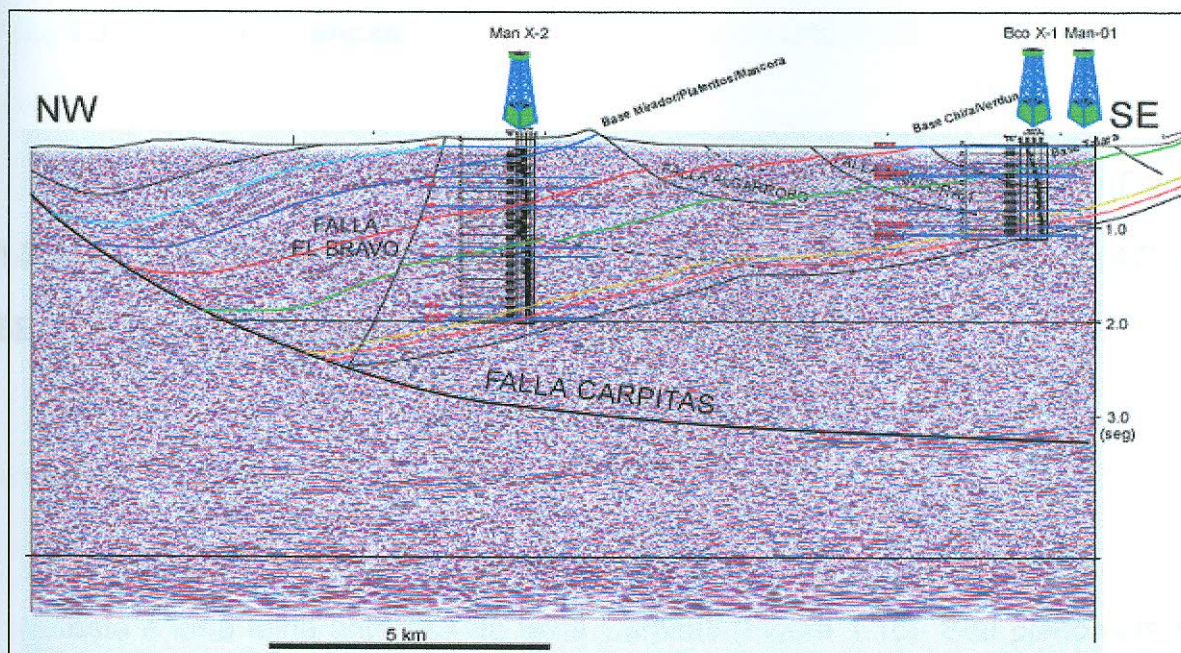


Figura 1.17 - Interpretação da seção sísmica GMP-05 (paralela a GMP-04), calibrada a partir de sismogramas sintéticos e informação de superfície. A linha amarela é a base da Formação Ostrea-Equino, a rosa é a base da formação Mogollón e a preta é a base da Formação San Cristóbal e topo do Paleozóico. (Fonte: Palacios, 2006)

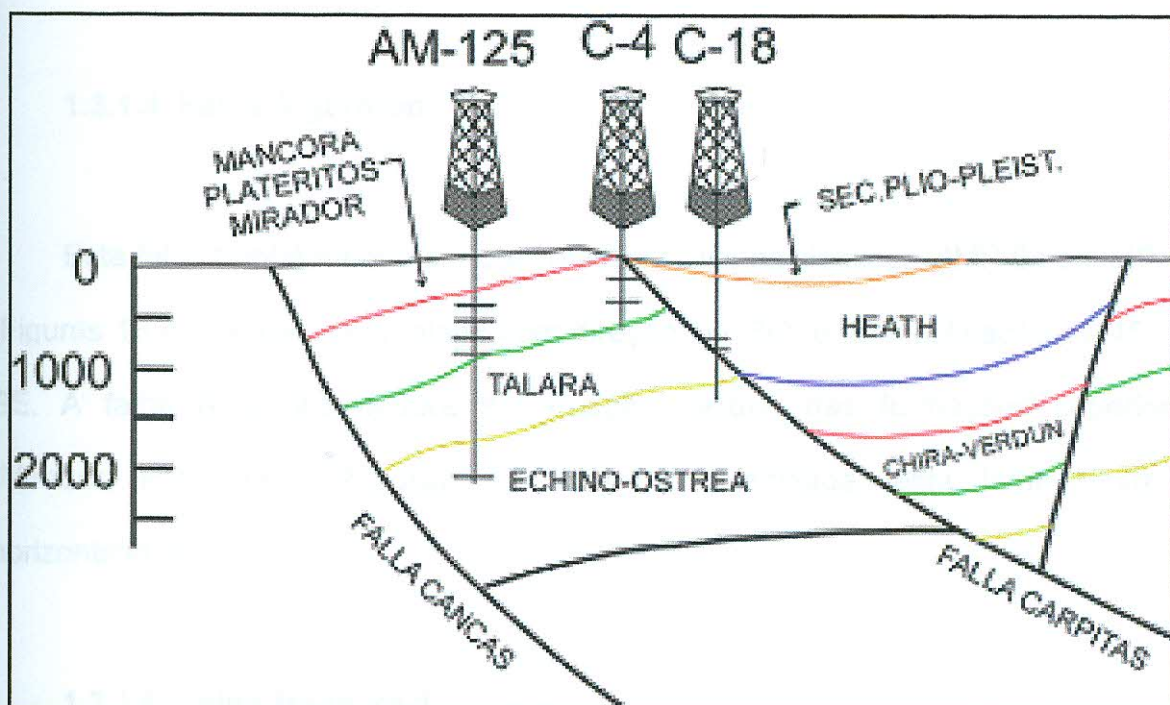


Figura 1.18 - A falha Carpitas funciona como selo estrutural dos campos Carpitas Leste e Oeste, onde se encontram os poços AM-125 e C-4. (Fonte: Palacios, 2006)

1.3.1.2 Falha Cancas

A falha Cancas, presente nos campos de Punta Bravo e de Carpitás (Figura 1.3). Seu plano também está na direção NE-SO, com inclinação média de 47° ao SE. É uma falha sintética da falha listrica principal Carpitás.

1.3.1.3 Falha El Bravo

Esta é uma falha antitética da falha Carpitás (Figura 1.16). Seu plano está na direção NE-SO, com inclinação de aproximadamente 65° ao NO. Constitui-se em uma excelente armadilha para acumulação de fluidos com a estrutura tipo *roll-over* formada entre ela e a falha Carpitás.

1.3.1.4 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° ao SE. A falha Algarrobo separa a formação Verdun das formações superiores (Mirador, Plateritos, Máncora). Em maior profundidade, esta falha tende à horizontalidade.

1.3.1.5 Falha Máncora-1

Esta é paralela à falha Algarrobo, a aproximadamente 2,5 km de distância ao SE. Também possui plano na direção NE-SO, com inclinação de 60°. Assim como

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

1.3.2 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 1.19). Estas seções mostram as relações geométricas entre as diferentes bacias e permitem evidenciar várias etapas de deformação.

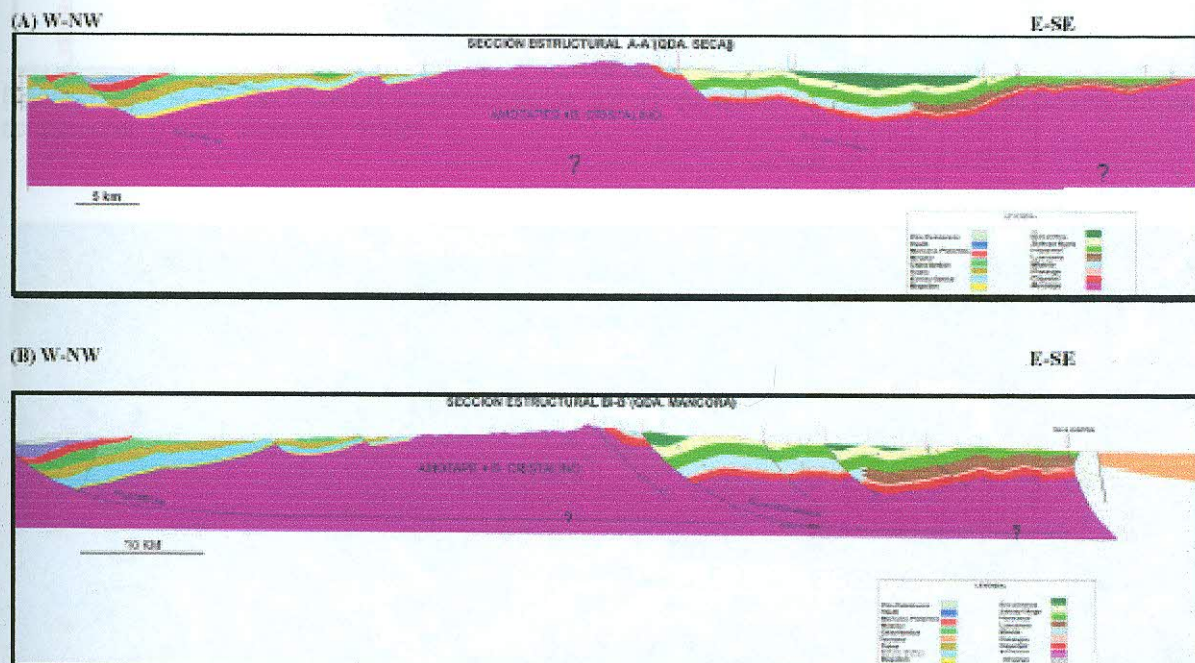


Figura 1.19 - Seções estruturais: (A) Realizada na altura do Vale Seca (região Máncora) em direção aos Amotapes, chegando na Bacia Lancones; (B) Realizada na altura do Vale Máncora (região Máncora), chegando a Lancones. (Fonte: Palacios, 2006)

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

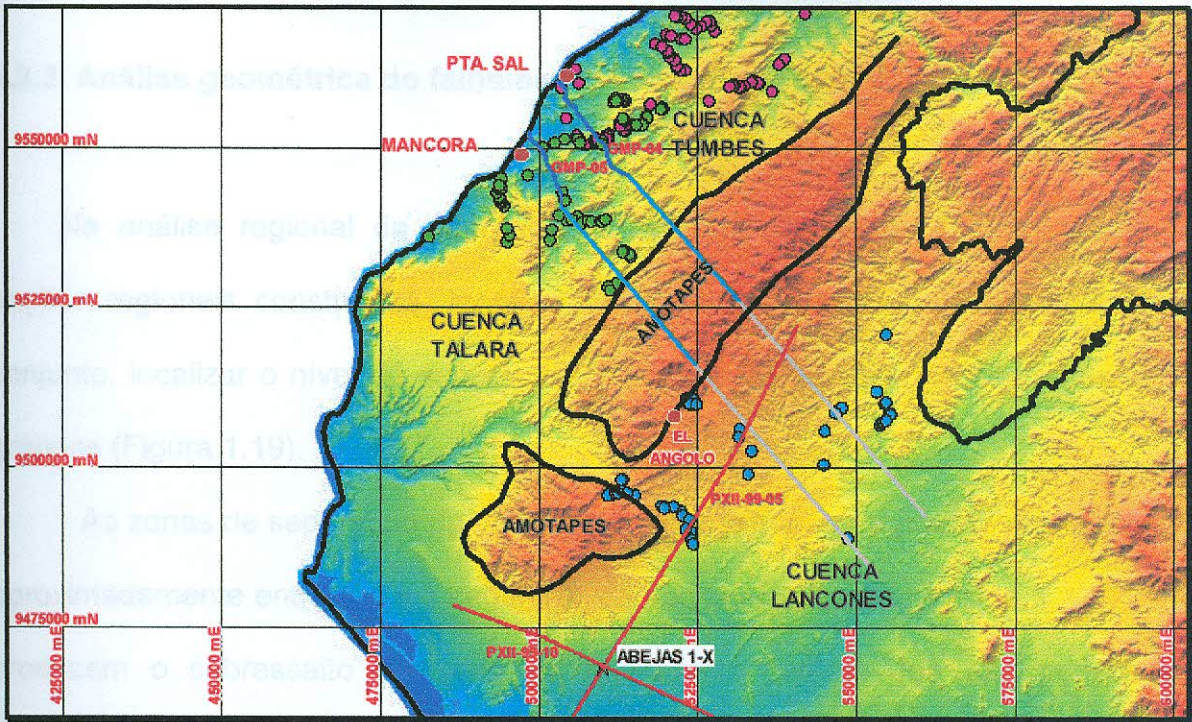


Figura 1.20 - Mapa de localização de todas as linhas sísmicas utilizadas e das seções estruturais construídas. (Fonte: Palacios, 2006)

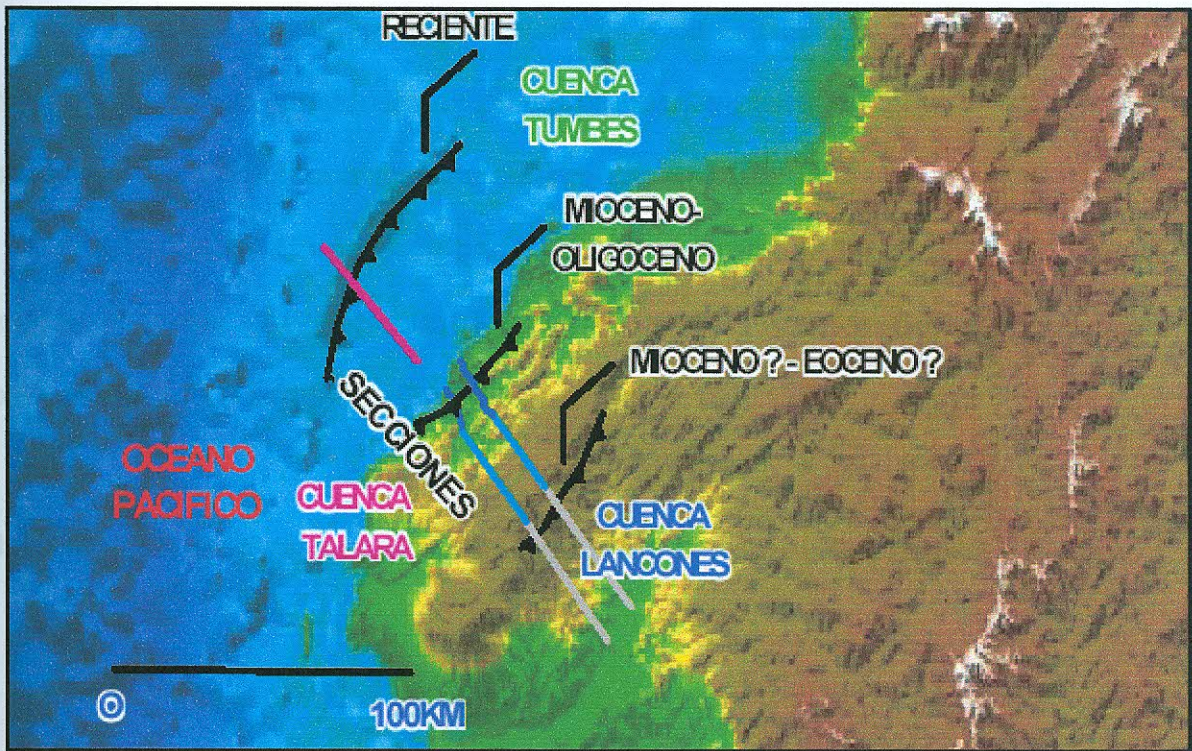


Figura 1.21 - Imagem batimétrica e do relevo noroeste do Peru (NASA). Se observa claramente as falhas do O-NO a L-SE desde a falha do Banco Peru (Plioceno-reciente-Pleistoceno), cruzando a falha Carpitás (Mioceno-Oligoceno) e até a falha Cuzco-Angolo (Mioceno-Eoceno). Em rosa tem-se a seção sísmica OXY 98-211, seguido das linhas azuis (seções sísmicas GMP-04 e 05). (Fonte: Palacios, 2006)

1.3.3 Análise geométrica do falhamento lístrico

Na análise regional da geometria do sistema de falhas lístricas 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 1.19).

As zonas de separação da bacia Talara encontram-se a grande profundidade, aproximadamente entre 3,4 e 4 segundos da seção sísmica (Figuras 16 e 17), estas produzem o sobressalto completo do falhamento lístrico, 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 (Figuras 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 lístrica Carpitás da bacia Talara é observada no campo e também nas seções sísmicas GMP 04 e 05 (Figuras 16 e 17) cuja zona de separação está a profundidade (3,8 segundos em média – Figuras 16 e 17).

1.3.4 Análise tectônica sedimentar: etapa de deformação da bacia Talara

Os eventos tectônicos gerados para o noroeste do Peru estão registrados nos sedimentos da bacia 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 1.22).

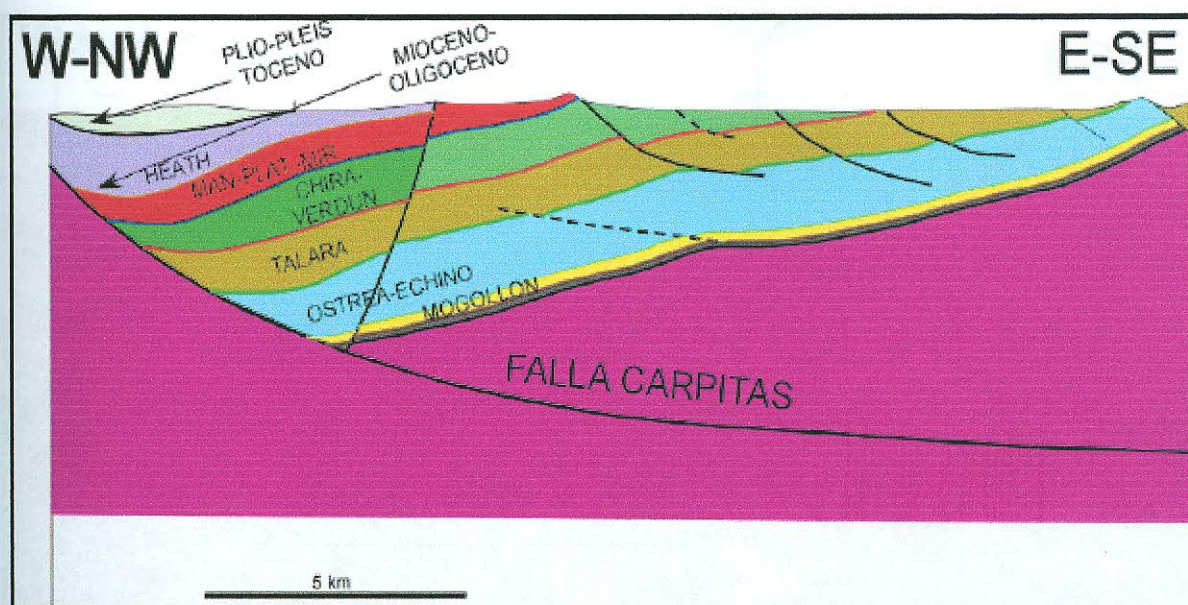


Figura 1.22 - Espessamento do Heath no Mioceno-Oligoceno e a presença da seqüência plioceno-pleistoceno indicativo do funcionamento da falha Carpitas. Observa-se muito bem o *rollover*, que produziu uma zona muito produtiva de hidrocarbonetos no campo Carpitas.

Tem-se a idéia de que as primeiras seqüências estratigráficas cretáceas iniciaram-se com uma grande transgressão marinha no centro do Peru, alcançando sua máxima subsidência no Albiano médio, envolvendo a grande parte do NO peruano, onde está instalada uma plataforma carbonática que, antes superficial e aberta, passa à ser profunda e restrita, com as deposições das Formações Pananga e Muerto. Acredita-se que estas formações são o embasamento da grande bacia cretácea do noroeste.

Entre as bacias Talara e Lancones, interpõe-se a montanha de Amotapes, como um centro de separação principal entre os sedimentos paleógenos, neógenos e os cretáceos. Ao sul da bacia Lancones, observa-se muito claramente na seção sísmica PXII-99-10 (Figura 1.23) 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.

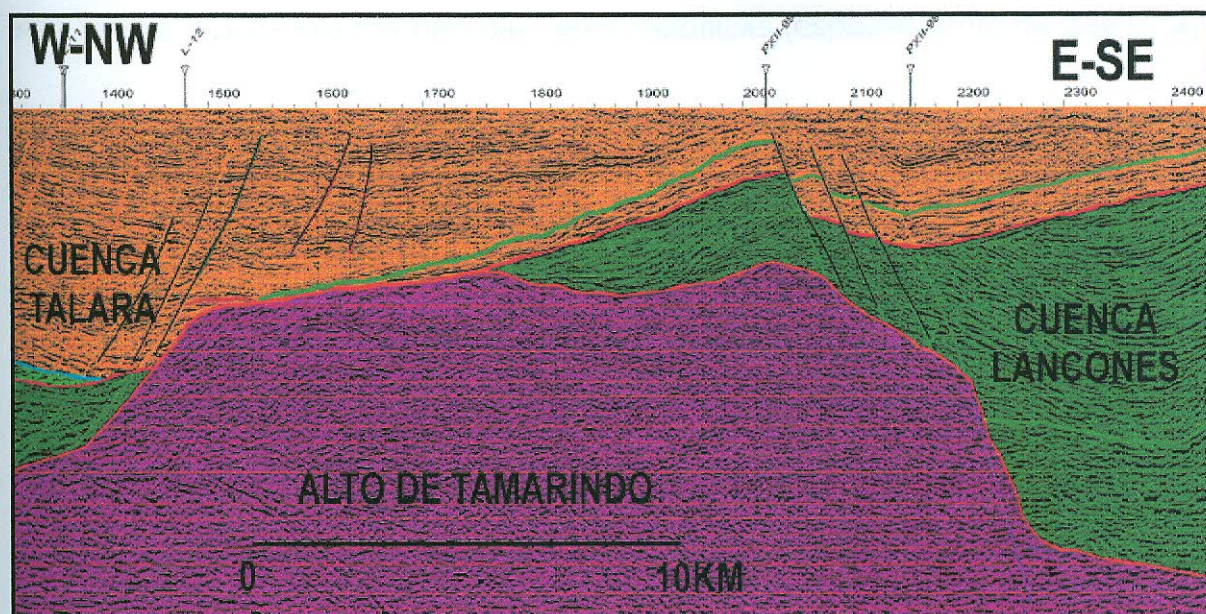


Figura 1.23 - Seção PXII-99-10 interpretada no ponto de separação das bacias Talara e Lancones. Observa-se claramente como o alto de Tamarindo serve de ponte sedimentar e ao mesmo tempo de separação estrutural. Em laranja se observa a sedimentação das formações do Eoceno médio-superior; em verde as do Albiano-Cenomaniano são compartilhados por ambas as bacias; se vê também em roxo o paleozóico, do devoniano ao carbonífero. (Fonte: Palacios, 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 1.19) que mostram os principais aspectos topográficos e eventos estruturais evidenciados no campo.

A maior evidência do mecanismo estrutural sedimentar da bacia Talara encontra-se ao redor da falha Carpitas; esta criou um espaço que posteriormente foi preenchido pela sedimentação oligocênica – miocênica da Formação Heath e depois pela seqüência pliocênica-pleistocênica (Figuras 19 e 22). Observa-se

também como as falhas Máncora-1, Algarrobo e as falhas à oeste (Figuras 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 encontram-se afetadas por pulsos extensionais das fases tectônicas (especialmente da fase Inca).

1.3.5 Compressão Pré-Eoceno

Sedimentada toda a sequência cretácea e paleogênea na bacia Lancones, se produziu a compressão pós-cretácea (Paleoceno) na direção normal as tendências estruturais sudoeste-nodeste cujo as dobras se evidenciam ao norte da falha Huaypirá, onde estes dobramentos transformaram toda a sequência 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 1.24).

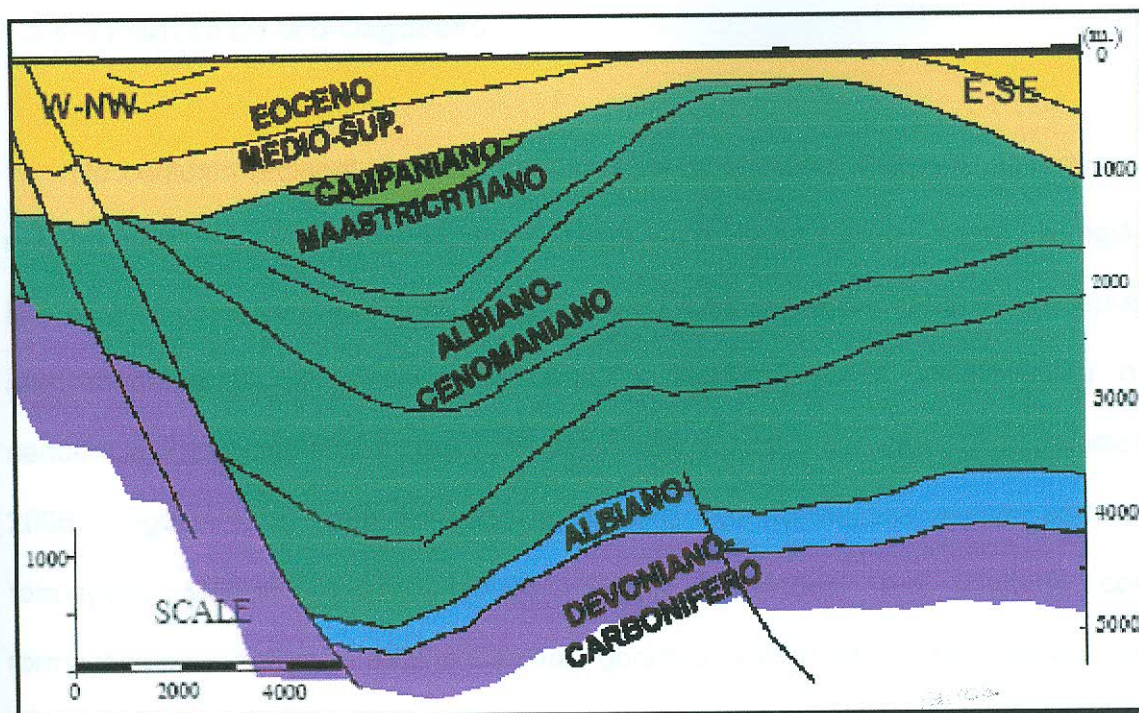


Figura 1.24 - Na seção PXII-99-10 observa-se os dobramentos do Grupo Copa Sombrero a esquerda do Alto de Tamarindo em subsolo, selado por uma discordância do Eoceno médio-superior. (Fonte: Palacios, 2006)

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, em especial os falhamentos lítricos e/ou me *echelón*, mostra mudanças sistemáticas em sua geometria.

1.3.6 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 1.22). O evento extensional na bacia Talara deu-se aproximadamente no Mioceno-Oligoceno, e condiciona a sedimentação da seqüência *Pliocenica-Pleistocenica* (P.Baby, em comunicação privada a Palacios, 2006) (Figura 1.22), determinando o contato das formações Heath com as formações Máncora-Plateritos-Mirador. Estas formações, em conjunto com formações mais antigas e a falha Carpitás, geram uma estrutura do tipo *rollover*, que desliza-se na direção leste-sudeste. Esta estrutura é muito bem definida e pode ser observada nas linhas sísmicas de GMP 04 e 05 (Figuras 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 1.15).

1.3.7 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 lítrico.

Presume-se que as falhas lítricas tem uma relação em conjunto e uma geometria equivalente, em plano horizontal como na Figura 1.21.

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 lítricas observadas nas linhas sísmicas mencionadas, insinuam uma relação entre si, como a Figura 1.25 que foram descritas em cada etapa da formação.

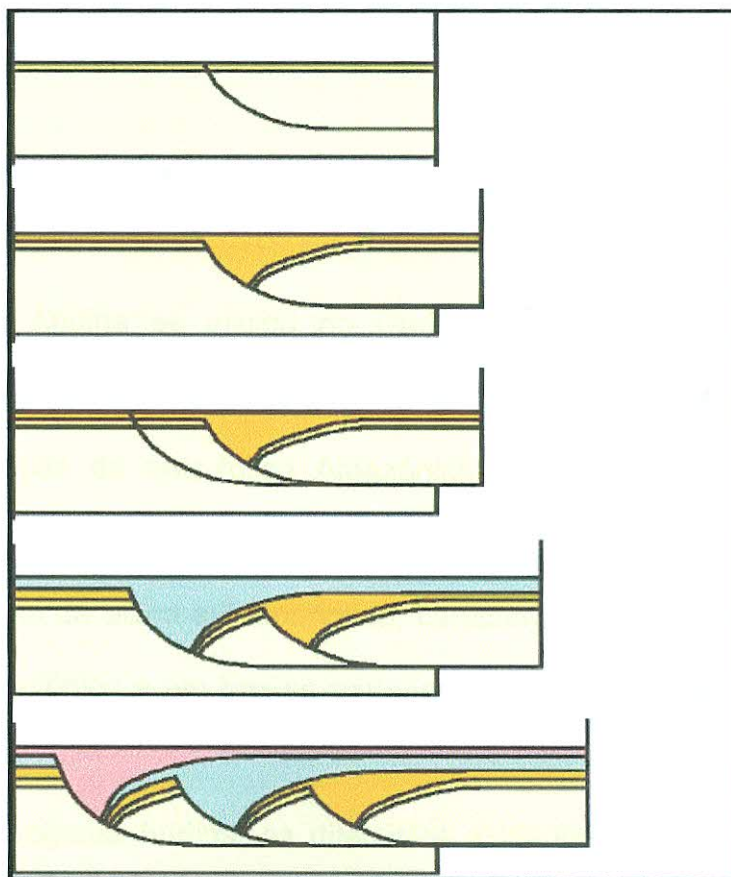


Figura 1.25 - Esquema simplificado que explica a relação geométrica existente entre as falhas lítricas da área de investigação. (Fonte: Palacios, 2006)

1.4 Geologia Histórica

1.4.1 Principais eventos tectônicos da Bacia de 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. (Mégard, 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.

1.4.2 Orogenia Andina

A Orogenia Andina se iniciou no Cretáceo (142-65Ma), em varias fases compressionais discretas entre o Albiano e o Mioceno (23.8-5.3Ma). 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.

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

1.4.2.1 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 y 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.

1.4.2.2 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., 1977^a, 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.

1.4.2.3 Fase Inca

Em um evento distensivo ocorrido aproximadamente no eoceno médio (42 MA), que está registrada na Bacia de 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 de Talara do Eoceno basal (?), sobre o folhelho do paleoceno seriam correspondentes ao segundo período de acreção do Paleoceno Superior, datada de 57MA.

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.

1.4.2.4 Fase Quéchuá

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 de

Talara (Região Máncora). A fase Quéchuá 1 se encontra na discordância de topo da Formação Zorritos na Bacia Tumbes há 20MA, a Quéchuá 2 desde 10MA e a Quéchuá 3 desde 5MA (Leon, 1993).

1.4.3 Evolução Geodinâmica da Bacia de Talara

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

A história da Bacia começa no albião 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 marinho 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 1.17), 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 soerguimento, 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.

1.4.3.1 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.

1.5 Sistemas Depositionais

1.5.1 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 micro fauna Paleocênica. O controle de espessura é escasso, mas os poucos poços que foram furados indicam variações de espessura, provavelmente devido à falhamentos.

1.5.2 Leques Mesa-Submarinos - Sistema Folhelho Balcones

Este sistema deposicional é relativamente pequeno (Figura 1.26) demonstra como clásticos podem ser originados intrabacinalmente da erosão de um *horst* (Alto

de Negritos), e fluir 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.

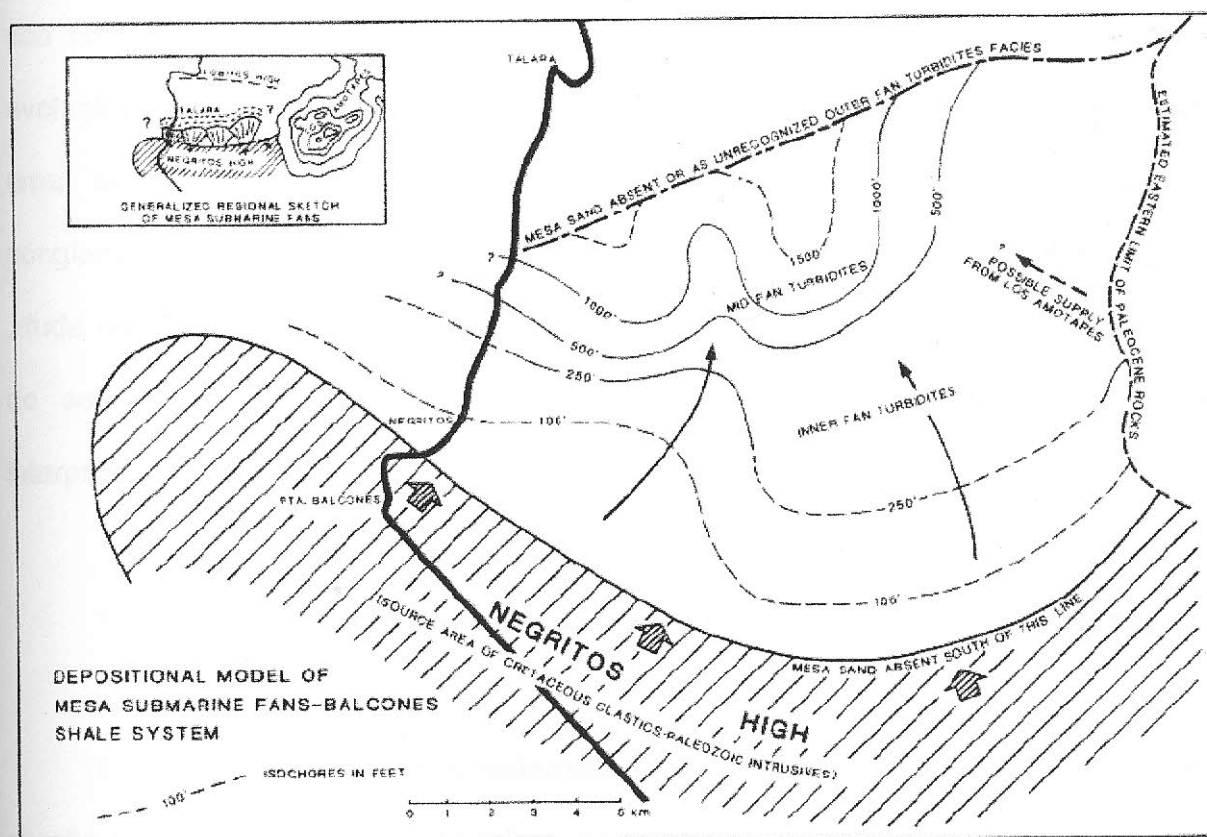


Figura 1.26 - Modelo deposicional do leque submarino Mesa – sistema folhelho Balcones. A linha preta em negrito representa a linha costeira do Pacífico, com o oceano a esquerda. (Fonte: Carozzi et al, 1993)

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

Isócronas na distancia de 33 a 500 m 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.

1.5.3 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 e Carozzi, 1991) indicam uma associação de folhelhos marinhos e carbonatos com associação de conglomerados com enormes matacões, conglomerados grossos e arenitos maciços , tudo que aparece de não marinho é reconhecido por características geoquímicas do seu cimento calcítico. Um complexo de leques deltáicos parece ser a interpretação mais consistente, mas ainda é necessário mais estudos.

1.5.4 Leques Submarinos Mogollon-Manta - Sistema Folhelho Salinas

Este é um dos grandes sistemas deposicionais longitudinal. Originado na porção final no NE da bacia de talara, aparentemente seguindo mergulhando para SW longitudinal ao eixo de bacia, e quase alcança seu eixo transversal próximo a Paita (Figura 1.27). O sistema é interceptado por um número de grabens limitado por falhas transversais maiores (algumas podem ser transcorrentes) que, devido à

mobilidade de seus paleotaludes, tem grande influencia nos processos de sedimentação (Figura 1.28). Antes dos processos serem entendidos completamente, vários nomes estratigráficos foram usados, tal como “Mogollon” para a fase conglomerática e “Manta” para a fase arenosa.

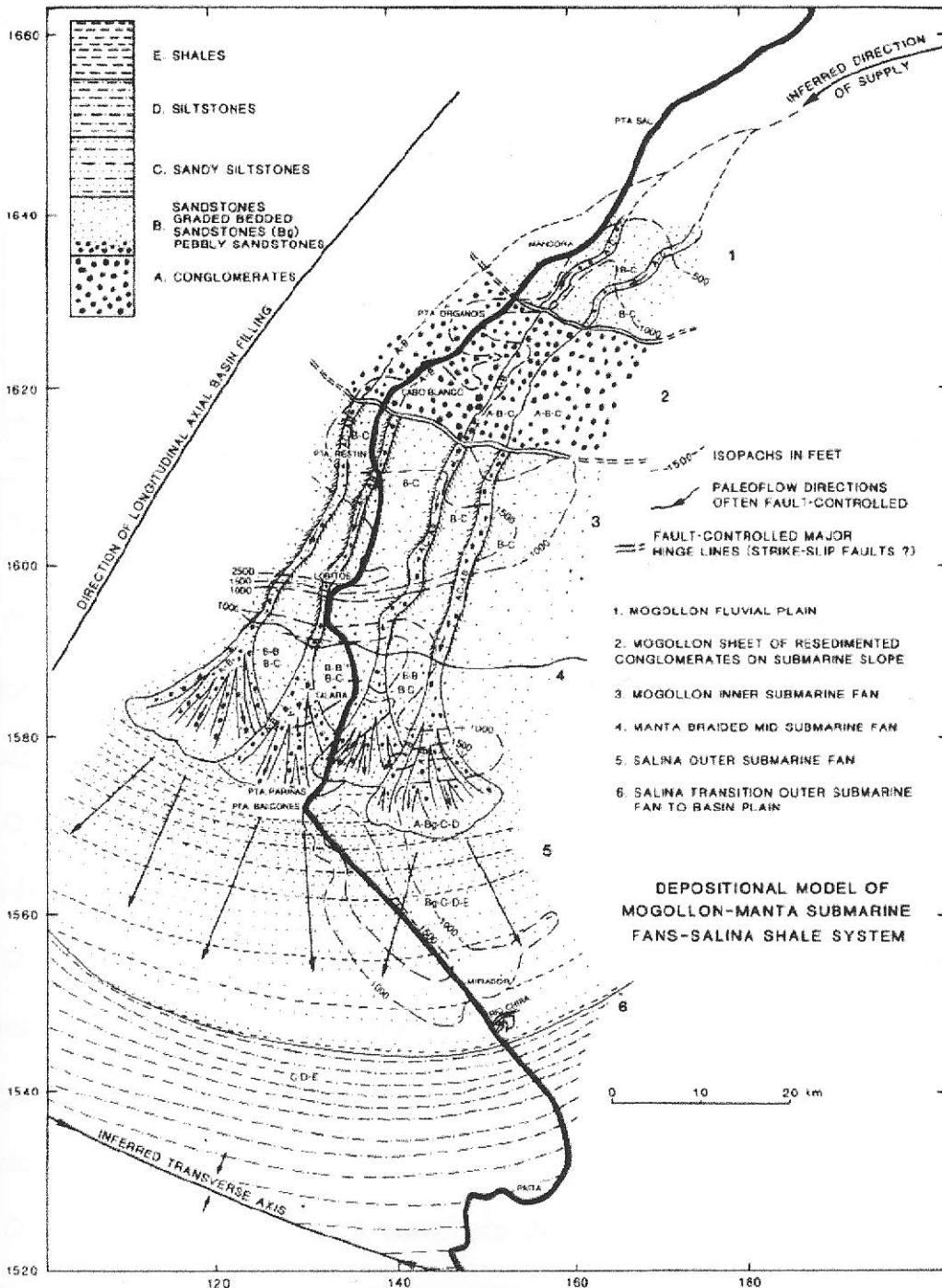


Figura 1.27 - Modelo deposicional de leque submarino Mongollon-Manta – sistema folhelho Salina. (Fonte: Carozzi *et al*, 1993)

O sistema pode ser dividido como segue (Figuras 27 e 28):

O 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.

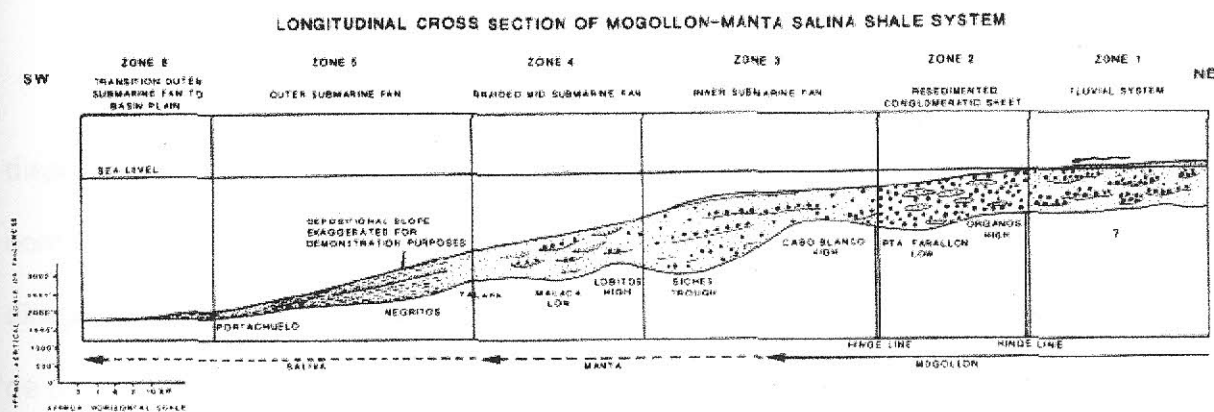


Figura 1.28 - Seção longitudinal do sistema folhelho Mongollon-Manta. (Fonte: Carozzi *et al*, 1993)

O 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 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 leque médio entrelaçado Manta é 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 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 a 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 300 m no sul.

1.5.5 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.

1.5.6 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 Lobitos High no sul e a Pena Negra High no norte (Figura 1.29), mas somente no sudeste metade foi explorada (Figura 1.30). 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 *slump*, 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.

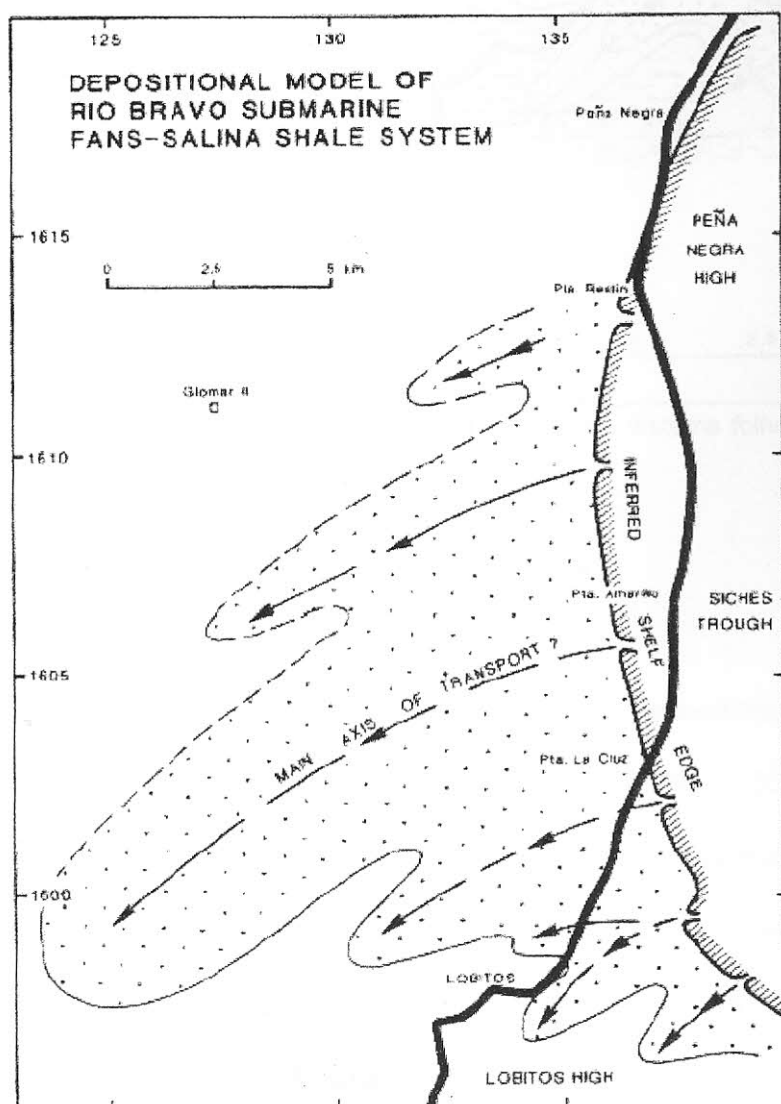


Figura 1.29 - Modelo deposicional do leque submarino Rio Bravo – sistema folhelho Salina. (Fonte: Carozzi *et al*, 1993)

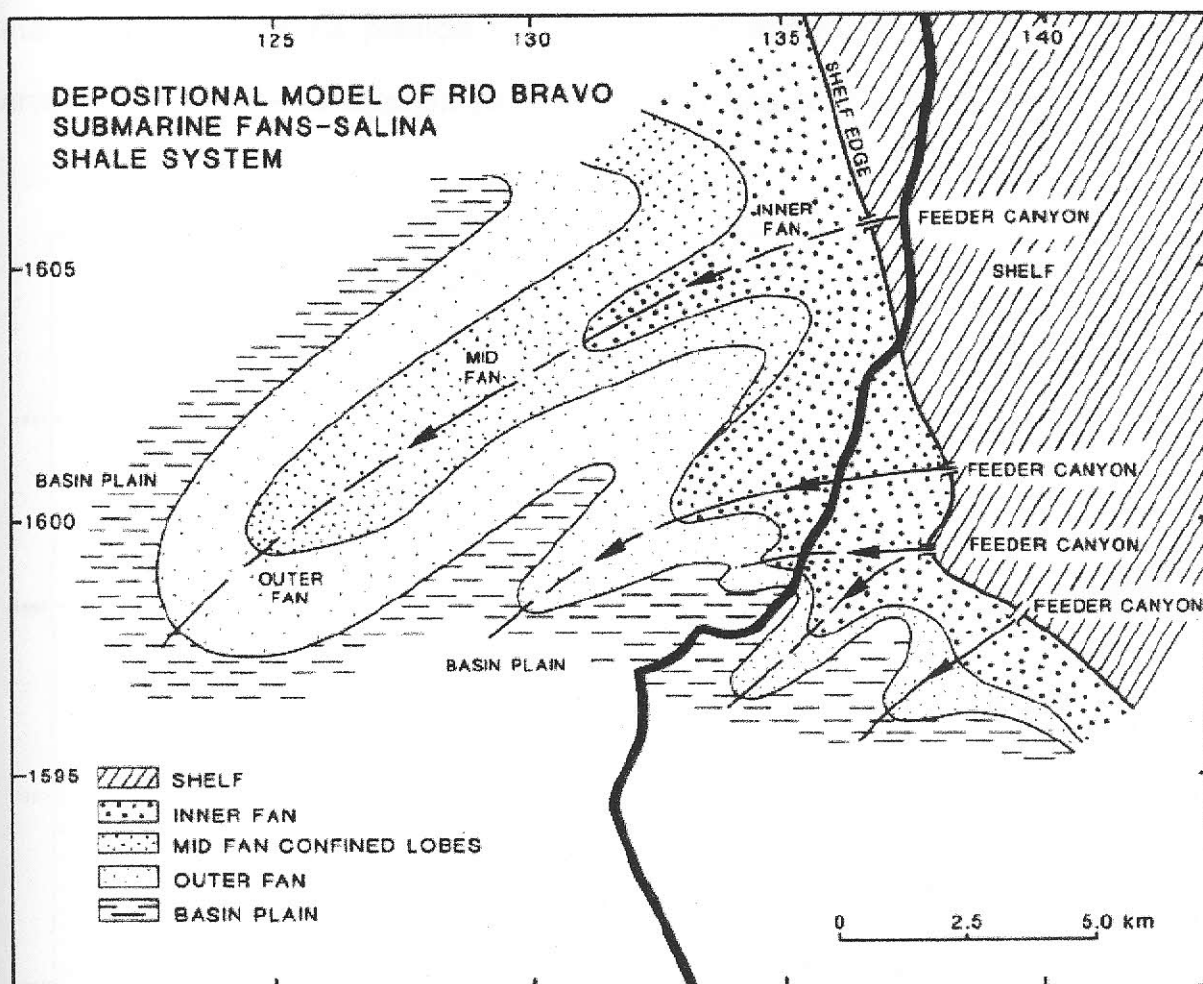


Figura 1.30 - Modelo deposicional do leque submarino Rio Bravo – sistema folhelho Salina. (Fonte: Carozzi *et al*, 1993)

1.5.7 Delta Pariñas - Sistema Folhelho Chacra

Este complexo deltáico recebe um enorme volume de sedimentos do sistema fluvial. Suas maiores fácies são as seguintes (Figura 1.31): 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 4 metros 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 1.31). Além disso, é possível delinear o nível

máximo das marés na planície deltaica inferior: abaixo desta linha, troncos de árvores são fortemente bioperfurados (Planta 1E), enquanto abaixo, eles não são.

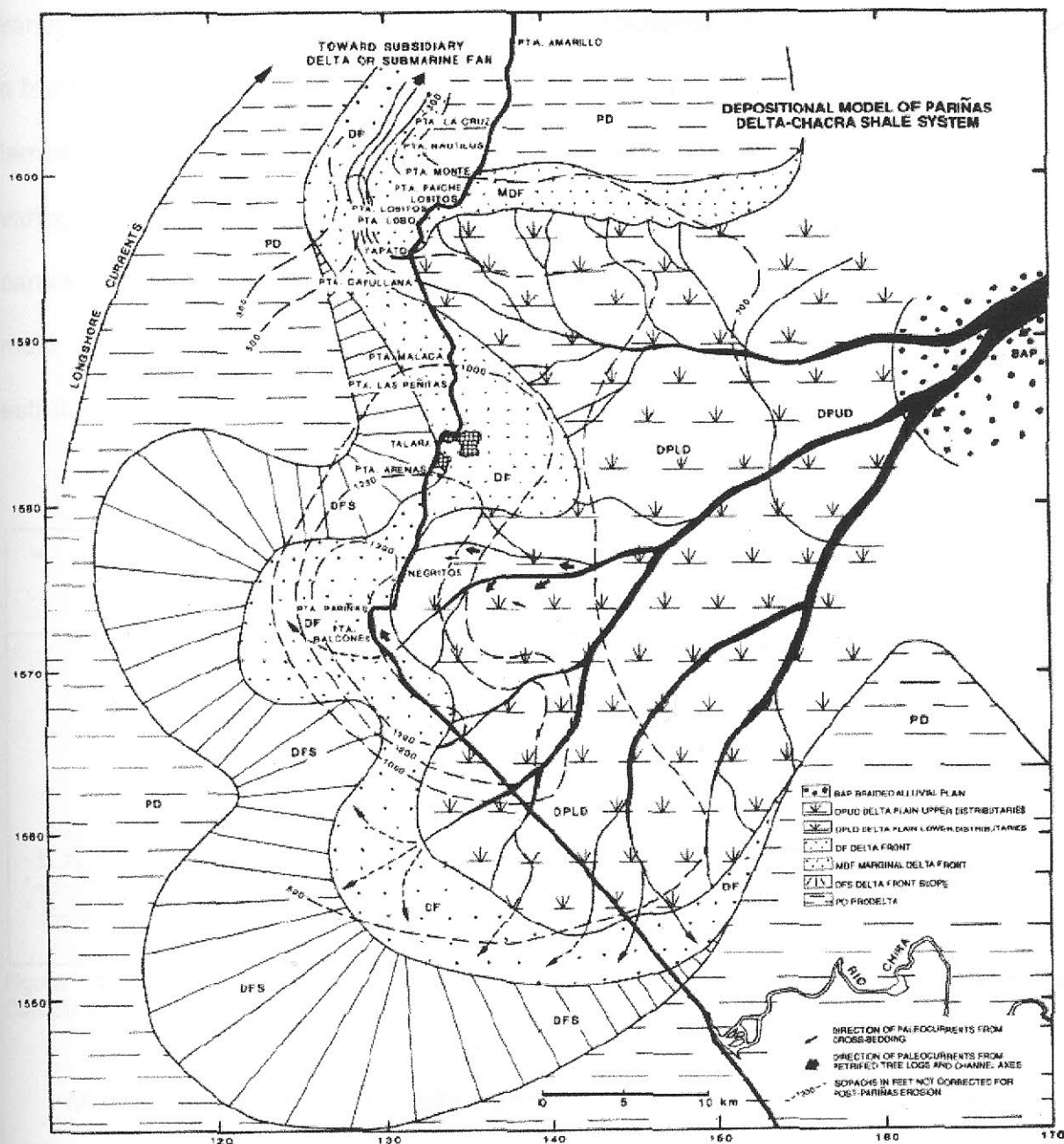


Figura 1.31 - Modelo deposicional do delta de Pariñas – sistema folhelho Chacra. (Fonte: Carozzi et al, 1993)

O frente deltaica consiste em arenitos maciços e de granulometria fina e siltitos, com abundantes *slumps* (planta 1F E G); à frente deltaica de talude de siltitos laminados, com abundantes planos de detritos (Planta 1H); e folhelhos do

pró-delta. Em corte de secção, com as bordas dos planos de alto ângulo separados os sucessivos ambientes deposicionais, (Figura 1.32), 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 1.31). Esta espessura de deposição também é combinada com a natureza incomum de granulometria grossa das variações das fácies deltáicas. 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 *slump* (Planta 1F e G).

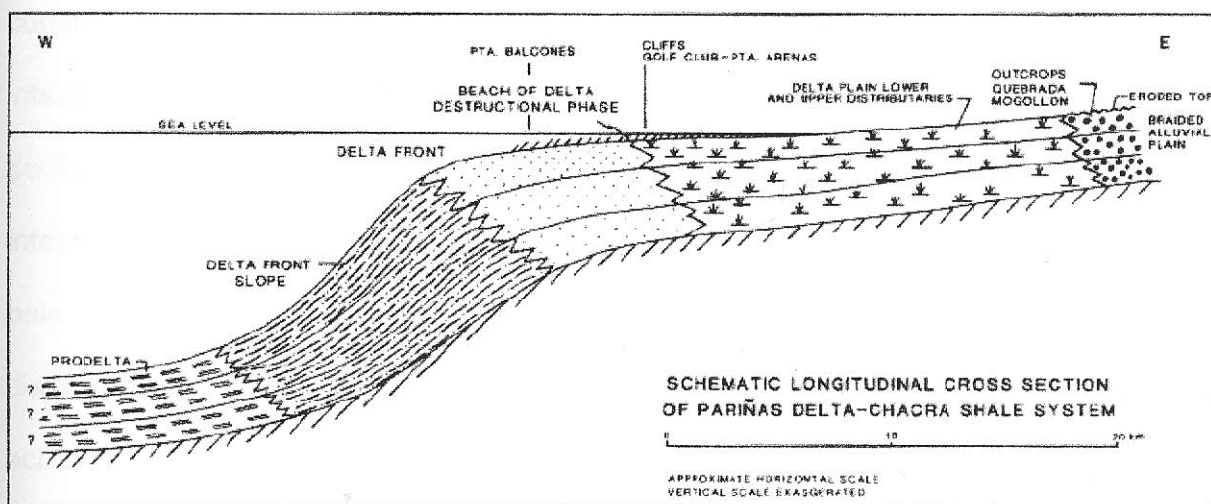


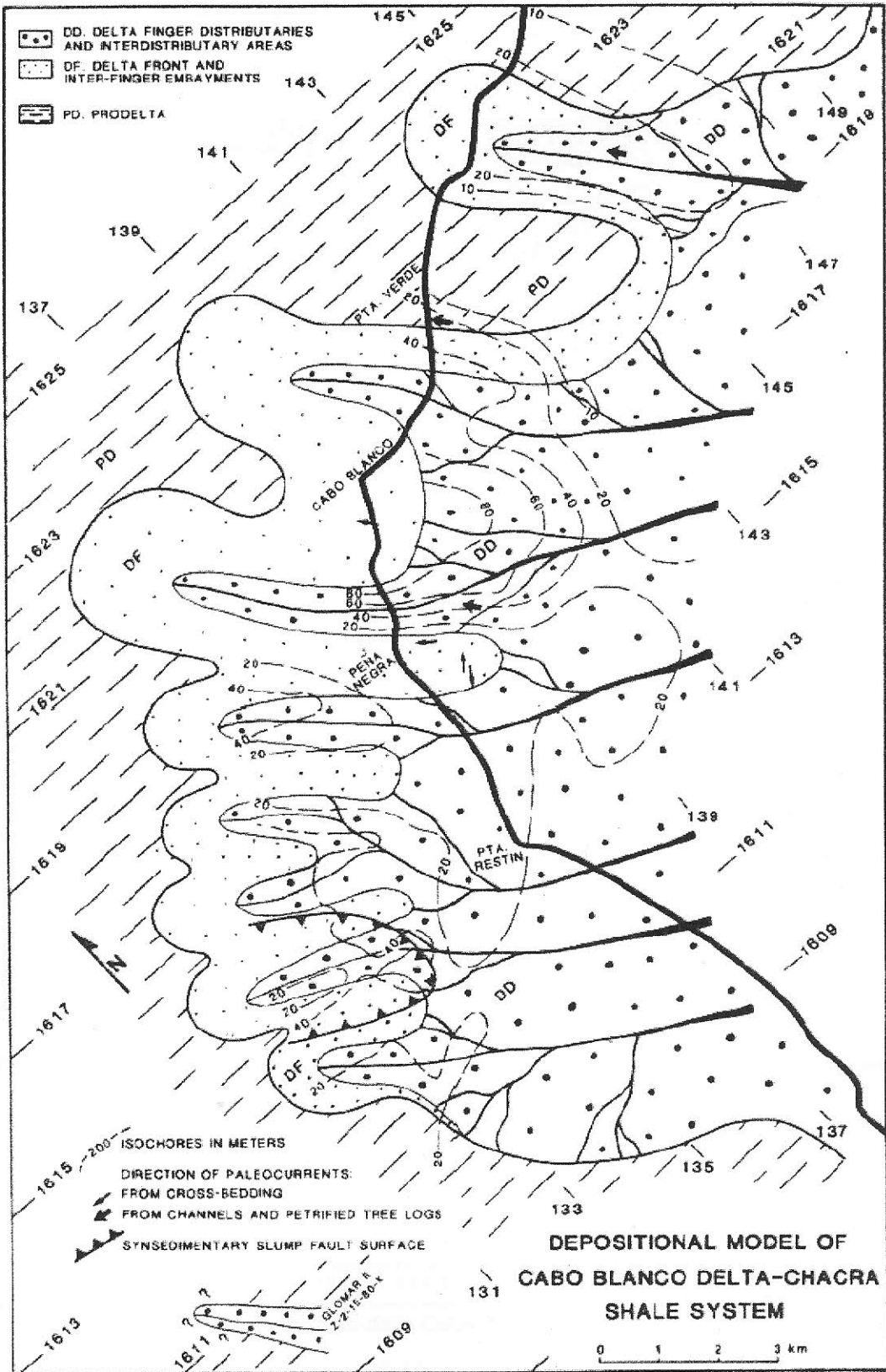
Figura 1.32 - Seção esquemática longitudinal do delta de Pariñas – sistema folhelho Chacra. (Fonte: Carozzi *et al*, 1993)

Mais ao norte do lobo do Delta Pariñas aparece defletido paralelo a 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 1.31). 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 100 a 170 m de espessura, isolando uma 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 destrutiva das correntes de costa, que tem uma notável similaridade com a atual Corrente Humboldt.

1.5.8 Delta Cabo Blanco - Sistema Folhelho Chacra

Este segundo exemplo e um complexo deltáico representa um sistema fluvial meandrante de grande magnitude, e consiste de material de granulometria grossa (Palomino e Carozzi, 1979). Sua maior fácies está ilustrada na Figura 1.33, e consistem do delta distributário e áreas interdistributárias (DD); frente deltáica e interdistributário restrito (DF); e um prodelta (PD). Em secção, demonstram pouco declives (Figura 1.34), indicando grande redução da subsidência local e, portanto intensa progradação deltáica distributária (Figura 1.35). Esta situação é confirmada pela pequena espessura do sistema deltáico, com intervalos de 26 m no delta distributário a 6 - 12m na frente deltáica em camadas de arenitos, localmente acrescido pelos efeitos de sinsedimentar da falha de crescimento (Figura 1.36).



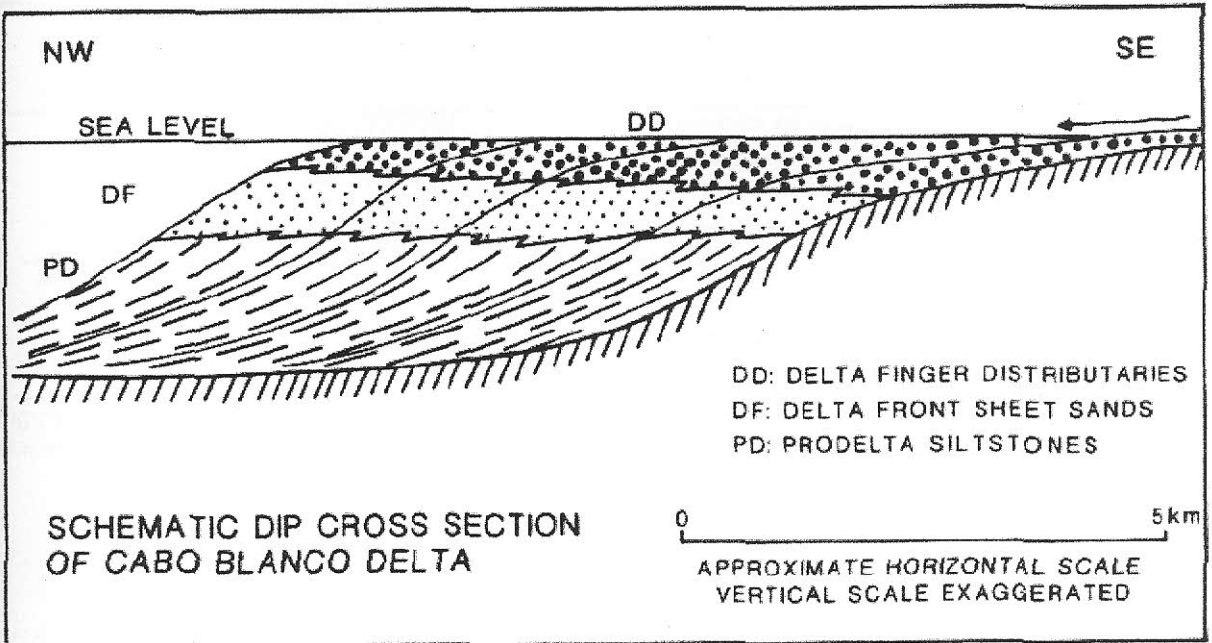


Figura 1.34 - Seção esquemática dip do delta Cabo Blanco. (Fonte: Carozzi *et al*, 1993)

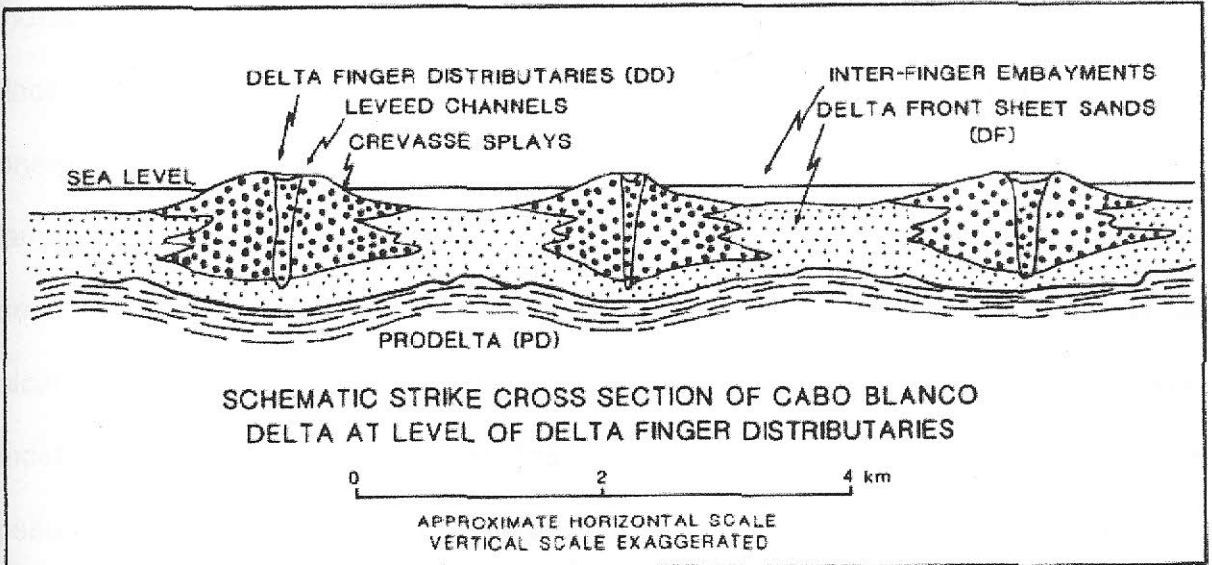


Figura 1.35 - Seção esquemática strike do delta Cabo Blanco. (Fonte: Carozzi *et al*, 1993)

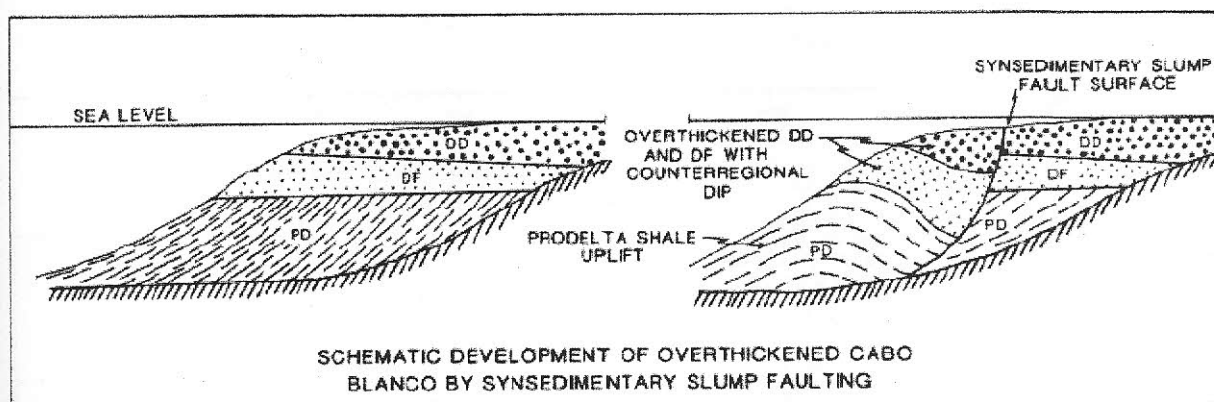


Figura 1.36 - Desenvolvimento esquemático de espessamento por falha de escorregamento sinsedimentar. (Fonte: Carozzi *et al*, 1993)

1.5.9 Leque Submarino *Echinocyamus* - Sistema Folhelho Chacra

Este sistema de leque, com pelo menos 50 km, representa um depósito longitudinal com direção de fluxo NNE-SSW (Figura 1.37), a qual parece indicar que foi comprimido por importantes falhas longitudinais, imediatamente após a existência 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 lamas 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 gessos carregados, estruturas em “travessero”, enormes pseudonódulos e contorções complexas em seções do 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.

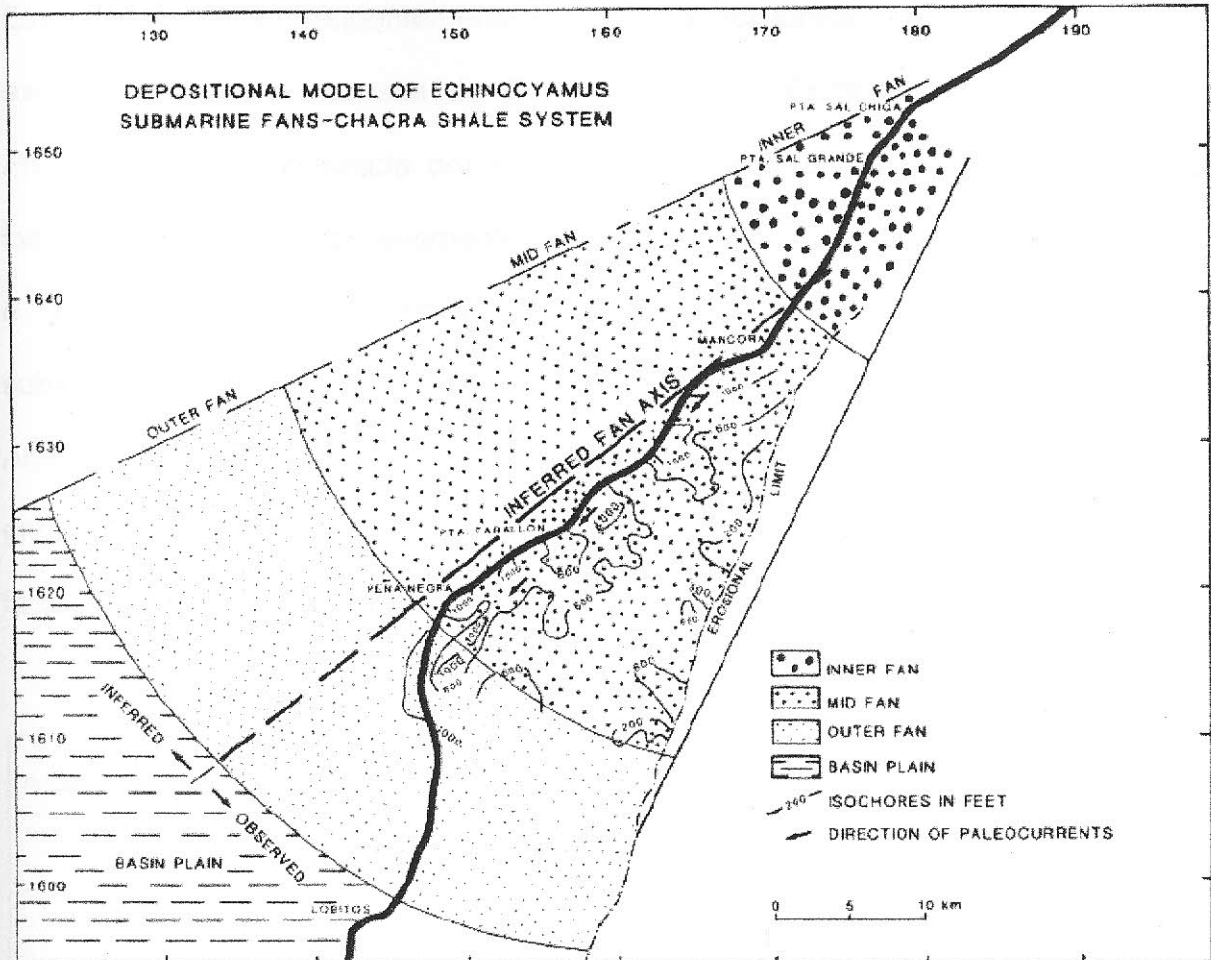


Figura 1.37 - Modelo deposicional do leque submarino Echinocyamus sistema folhelho Chacra. (Fonte: Carozzi *et al*, 1993)

O estudo de várias zonas de fácies (Figura 1.38) mostra que o leque inferior é pobremente conhecido devido ao 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 com raros perfis de árvores petrificadas; Esses se alternam com siltitos na extremidade mais inferior. Os lobos do médio leque mostram desde arenitos massivos até arenitos acamados cruzados (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 por túneis verticais de minhocas e exibem uma fauna escassa de *Turritella*, *Ostrea*, *Cerithium*, *Núcula*, *Pecten* e *Pholodomya*, acompanhada por mais cimento calcítico. 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, e foi subseqüentemente retrabalhado e redepositado durante fluxos de turbiditos. Arenitos massivos estão interestratificado com alternância de arenitos finos gradualmente acamados a arenitos de grãos médios e siltitos, representando as fácies proximais de turbiditos clássicos.

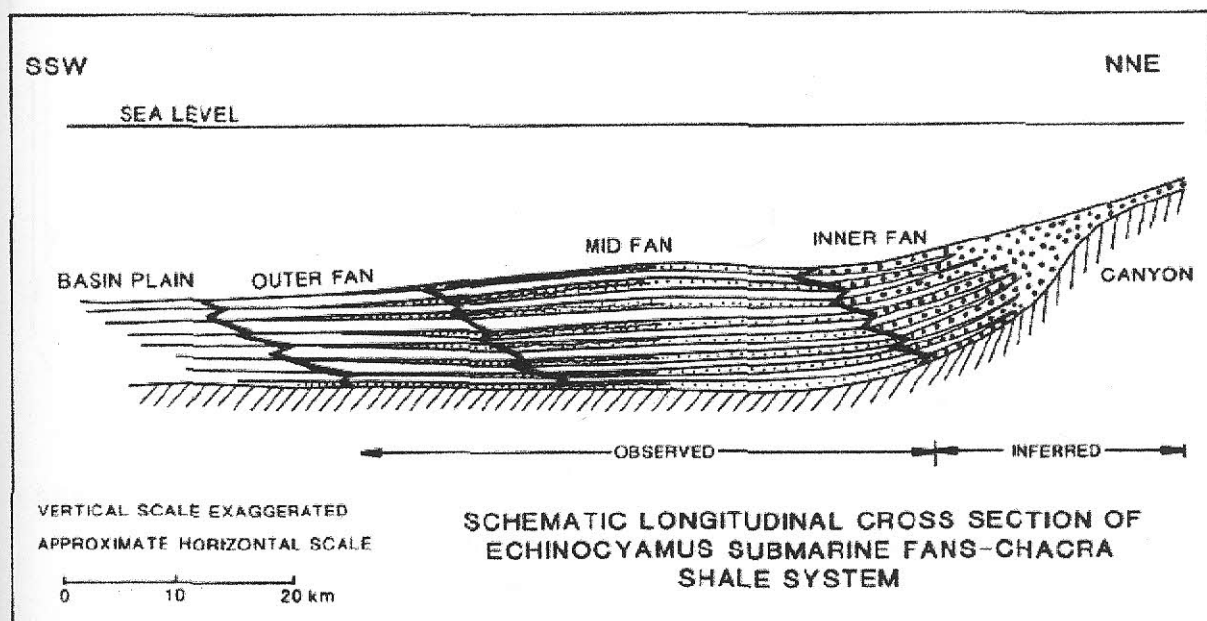


Figura 1.38 - Seção esquemática longitudinal do leque submarino Echinocyamus – sistema folhelho Chacra. (Fonte: Carozzi *et al*, 1993)

As únicas isócronas disponíveis indicam uma espessura que vai de 200 – 1000 ft 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 massivos 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, os quais são freqüentemente calcarenosos.

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 por *dip* axial da bacia para SW e podem também, ter fluxionado contra sob o efeito de processos lacustres (Figura 1.39).

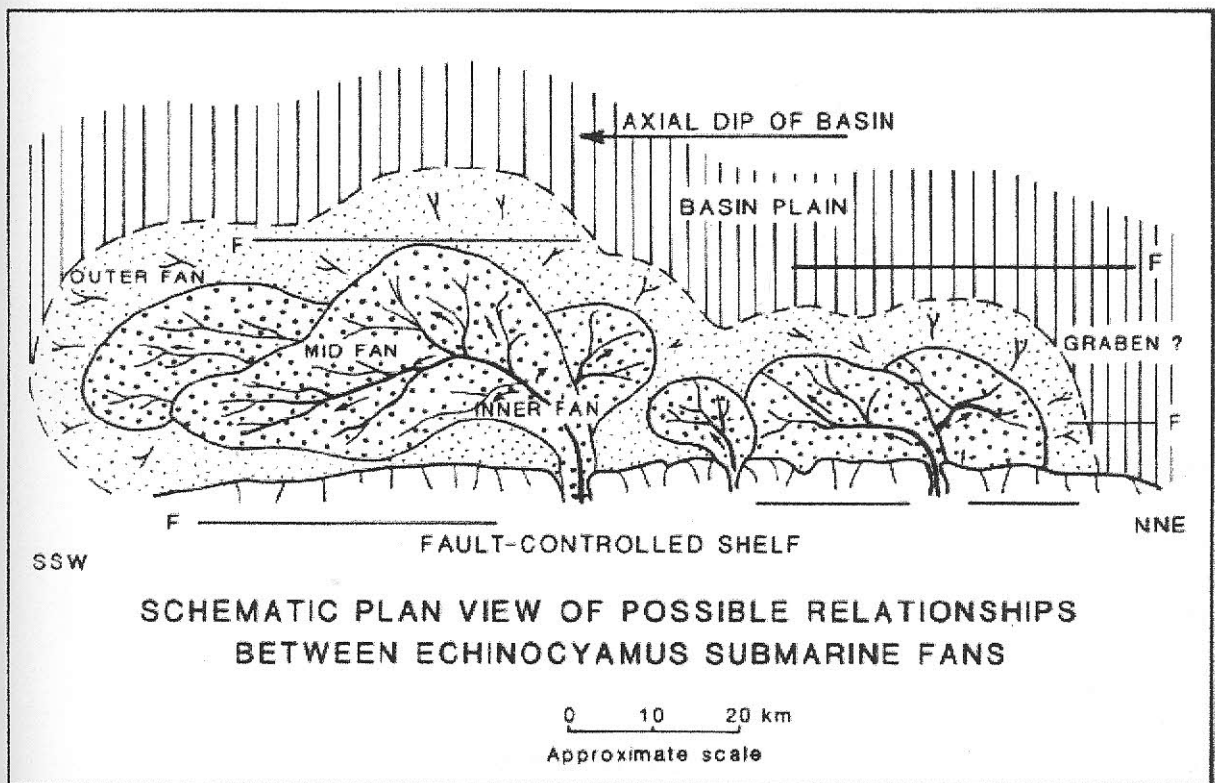


Figura 1.39 - Vista esquemática em planta das possíveis relações entre leques submarinos Echinocyamus. (Fonte: Carozzi *et al*, 1993)

1.5.10 Leques Submarinos Helico - Sistema de Folhelho Talara

Este sistema está representado por pelo menos três leques submarinos transversos, os quais podem ser traçados até seus *canyons* alimentadores no Vale Siches ou inferior (Figura 1.40):

- (i) A porção mais ao sul, norte do Rio Chira, apresenta um *canyon* do ambiente de leque mais interno com isópacas alcançando 1300 ft 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 400 ft 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 1000 ft de espessura, consiste de graduados arenitos de grãos finos e siltitos interpretados como turbiditos clássicos.

- (iii) O terceiro e mais setentrional leque transverso, 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.

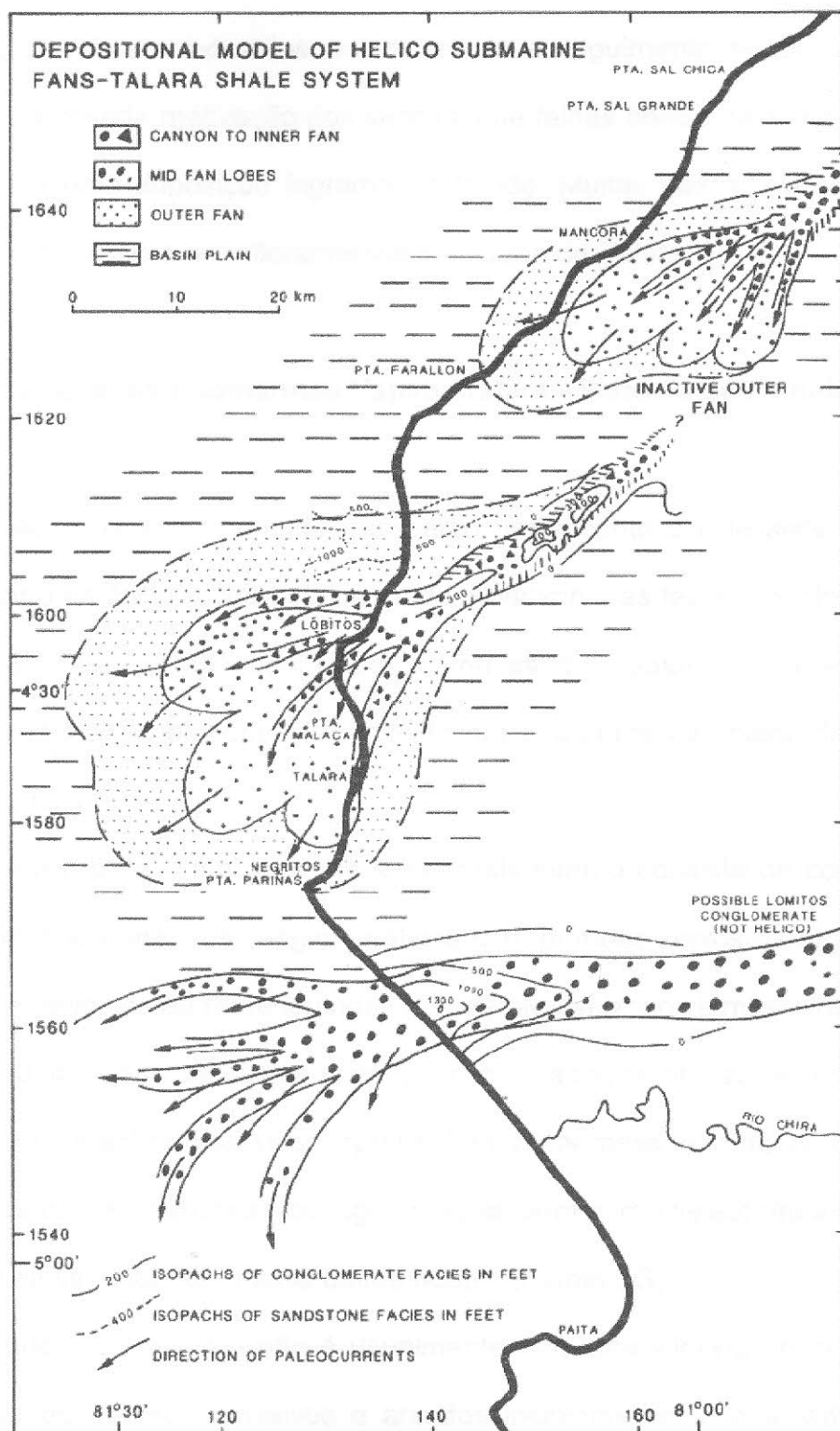


Figura 1.40 - Modelo deposicional do leque submarino Helico – sistema folhelho Talara. (Fonte: Carozzi *et al*, 1993)

Para todos os três leques transversos, 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 íngreme no talude. Muitas dessas características de deposição são visíveis em afloramentos na cidade de Talara.

1.5.11 Leques Submarinos Yapato-Talara - Sistema de Folhelho Talara

Um leque assimetricamente transverso pertencente a este sistema está bem representado na área Talara-Lobitos, 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 massivos com muitas argilas intraclásticas nos canais e em arenitos massivos nas zonas entre canais e lobos. Esses arenitos massivos apresentam numerosas estruturas em “prato” e outros tipos de características de fuga 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 descontínuas e estreitas camadas de arenitos finos.

1.5.12 Plataforma Verdun – Sistema de Folhelho Chira

Após um relativo curto período de erosão, durante o qual a porção do topo de um sistema subjacente foi erodida e redepositado, um intervalo de baixo influxo clástico ocorreu, consistindo de areia fina e argila, durante o qual se desenvolveu um sistema simples de plataforma rasa de bacia de talude.

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, estava sendo depositado no talude e ambiente bacinais.

1.5.13 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 aparecem mega copiadamente uniformes, mas, como mencionado acima, 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.

1.6 Geologia de Petróleo

1.6.1 Sistema Petrolífero

1.6.1.1 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.

1.6.1.2 Ocorrência de petróleo

1.6.1.2.1 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. Pindell 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 e outros, 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 1.2) 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 1.4) (AIPC; Perupetro, 1999; Zúñiga-Rivero e outros, 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 e outros (2001) acreditaram que a Formação Heath é a principal rocha geradora no sudeste da província da Bacia de Progreso (Figura4). Folhelhos marinhos neríticos Palegreda

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 de Talara por AIPC (sem data) e Zúñiga-Rivero e outros (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) (Figura 1.1). 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 de Talara e Bacia de 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 de 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. 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 e outros (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.

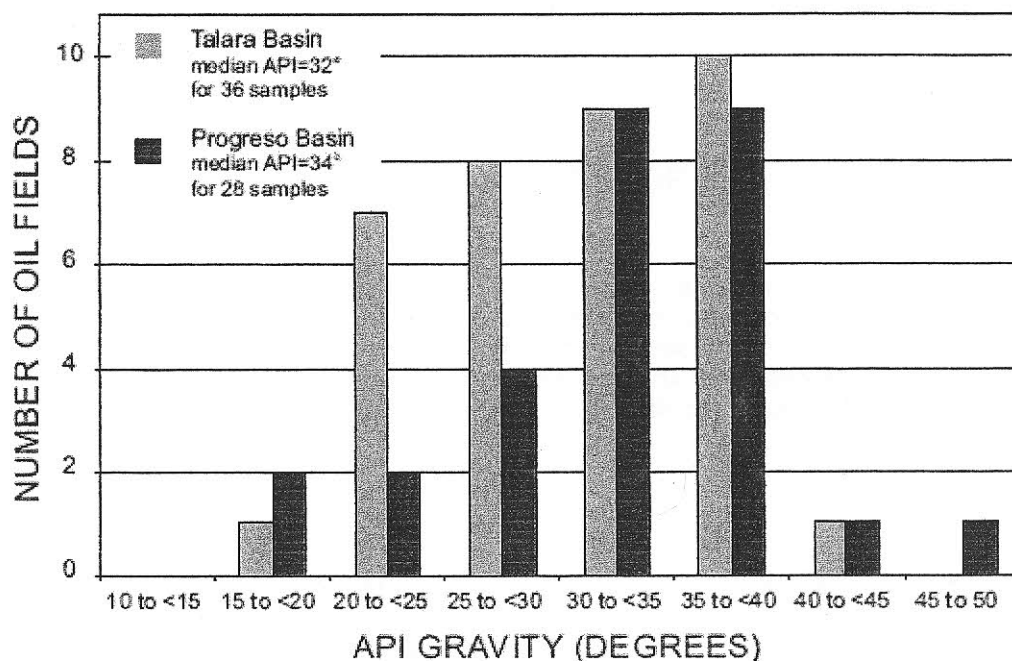


Gráfico 1 - Grau API dos petróleos de campos das províncias de Talara e de Progreso. Os petróleos leves são comumente caracterizados por um grau API de 31° - 55°; os médios por 22° - 31° e os pesados por menos de 22°.

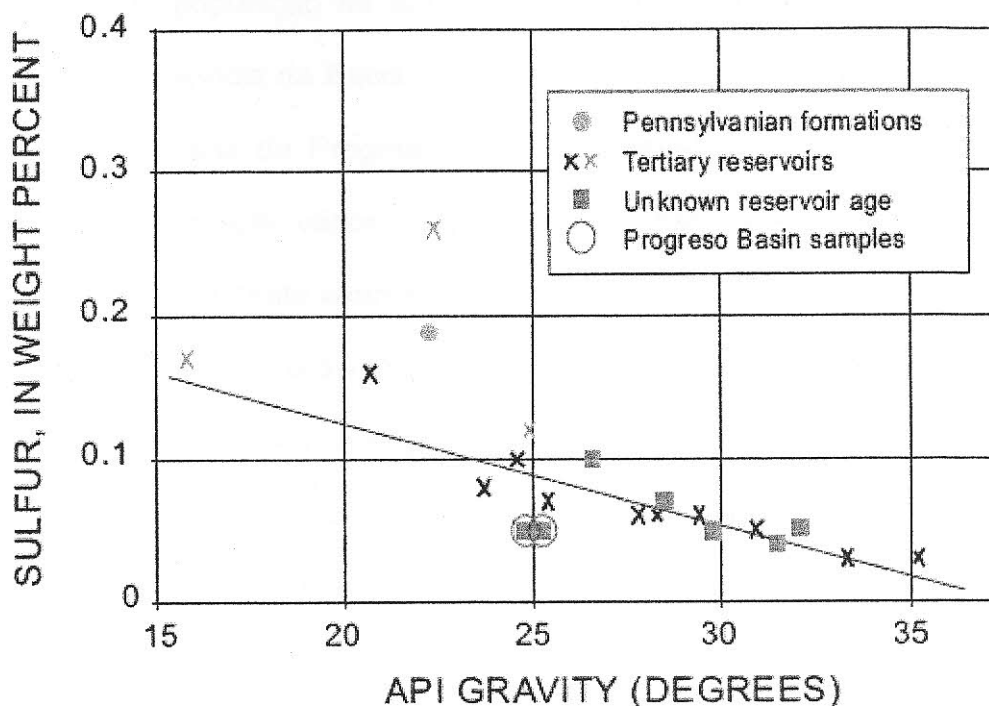
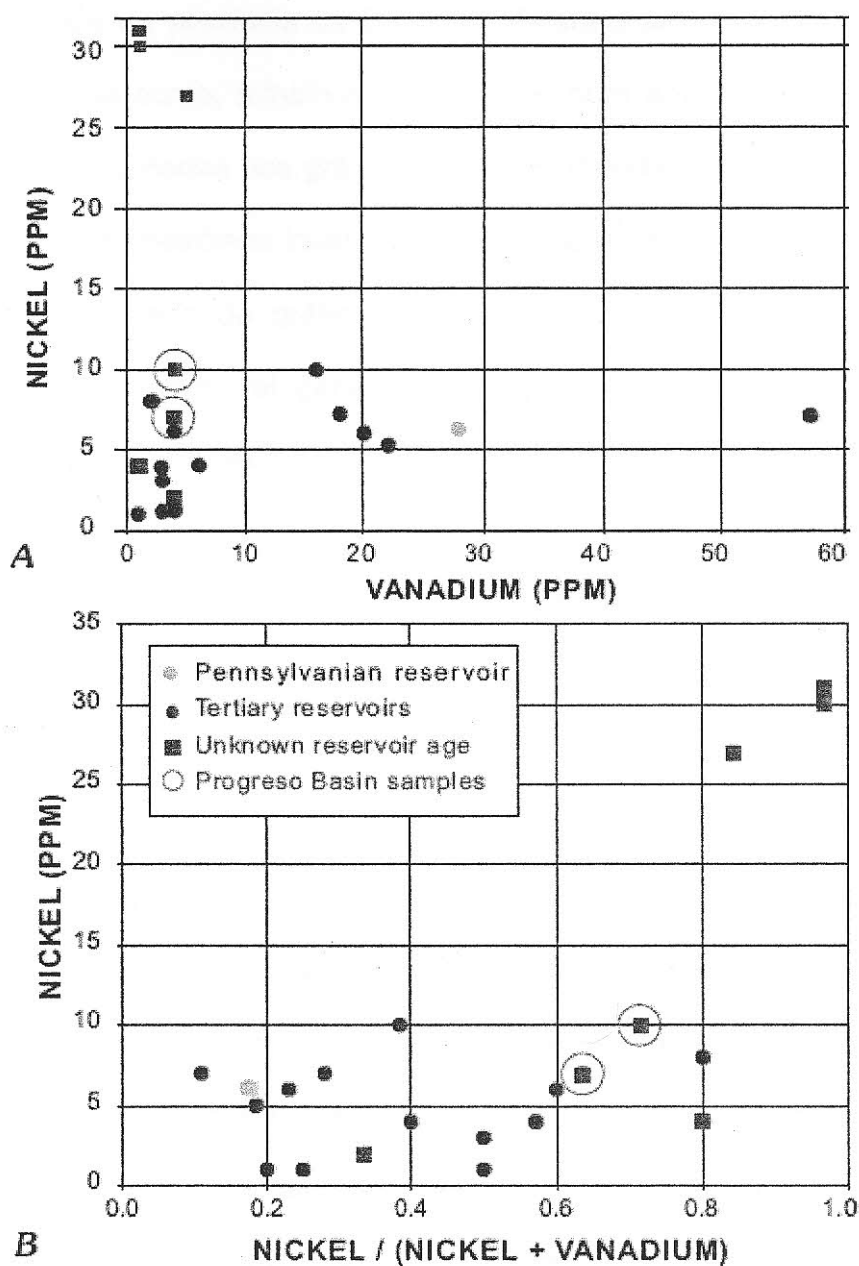


Gráfico 2 - Grau API e peso percentual de enxofre em petróleos de campos selecionados ao longo das províncias da Bacia de Talara e da Bacia de Progreso, Equador e Peru (GeoMark, 1998). Baseado na distribuição de dados parece ser uma única população destas províncias. O desvio nos dados pode resultar 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.

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}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 de Talara e da Bacia de 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 (Figura 1.1). 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.

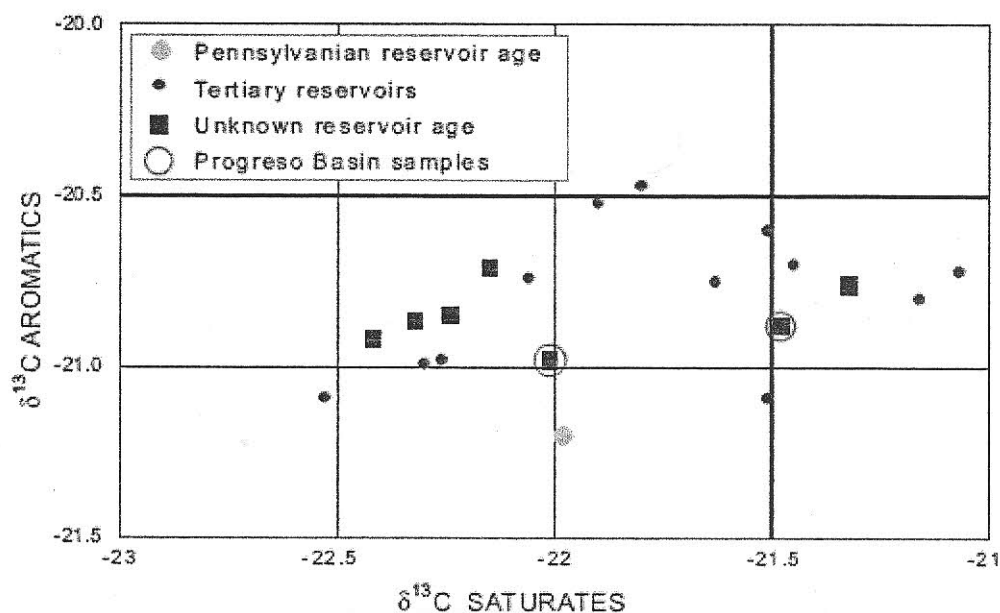


Gráfico 4 - A distribuição de isótopos de $\delta^{13}\text{C}$ para hidrocarbonetos saturados e aromáticos das províncias da Bacia de Talara e Progreso (GeoMark, 1998). O agrupamento de dados indica que os petróleos amostrados das províncias da Bacia de Talara e Progreso têm uma rocha geradora comum.

1.6.1.2.2 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 de 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 de 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 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)].

| | 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 ¹ | | 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 e outros (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. Sanz (1988) 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.

1.6.1.2.3 Rochas Reservatório

Há mais de 40 campos de óleo e (ou) gás na província da Bacia de 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) (figs. 2, 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 Tabbutt, 1995; Raez Lurquin, 1999). Arenitos entremeados na direção oeste com folhelhos marinhos e não marinhos (Pindell e Tabbutt, 1995), criando reservatórios empilhados de arenitos com selos estratificados de folhelhos e potenciais rochas geradoras. Zúñiga-Rivero e outros (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 e outros, 1998a).

A seqüência sedimentar Paleoceno-Eoceno é inteiramente clástica (Figura 1.4) 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 e outros (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 e outros, 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 análises):

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 1.1) 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 1.31); os reservatórios são extensivamente falhados, com hidrocarbonetos trapeados em horsts, grabens e outras estruturas (Lopes e outros, 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 (Lopez e outros, 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 1.41) (Chavez e Rodrigues, 2002). A formação é extensivamente fraturada, com falhas orientadas primariamente na direção leste-noroeste na área dos campos Tunal e Pena Negra (Figura 1.1); os eixos do campo estão orientados principalmente na direção nordeste-sudoeste e alguma produção são limitadas pelas falhas (Benito e Arispe, 2002).

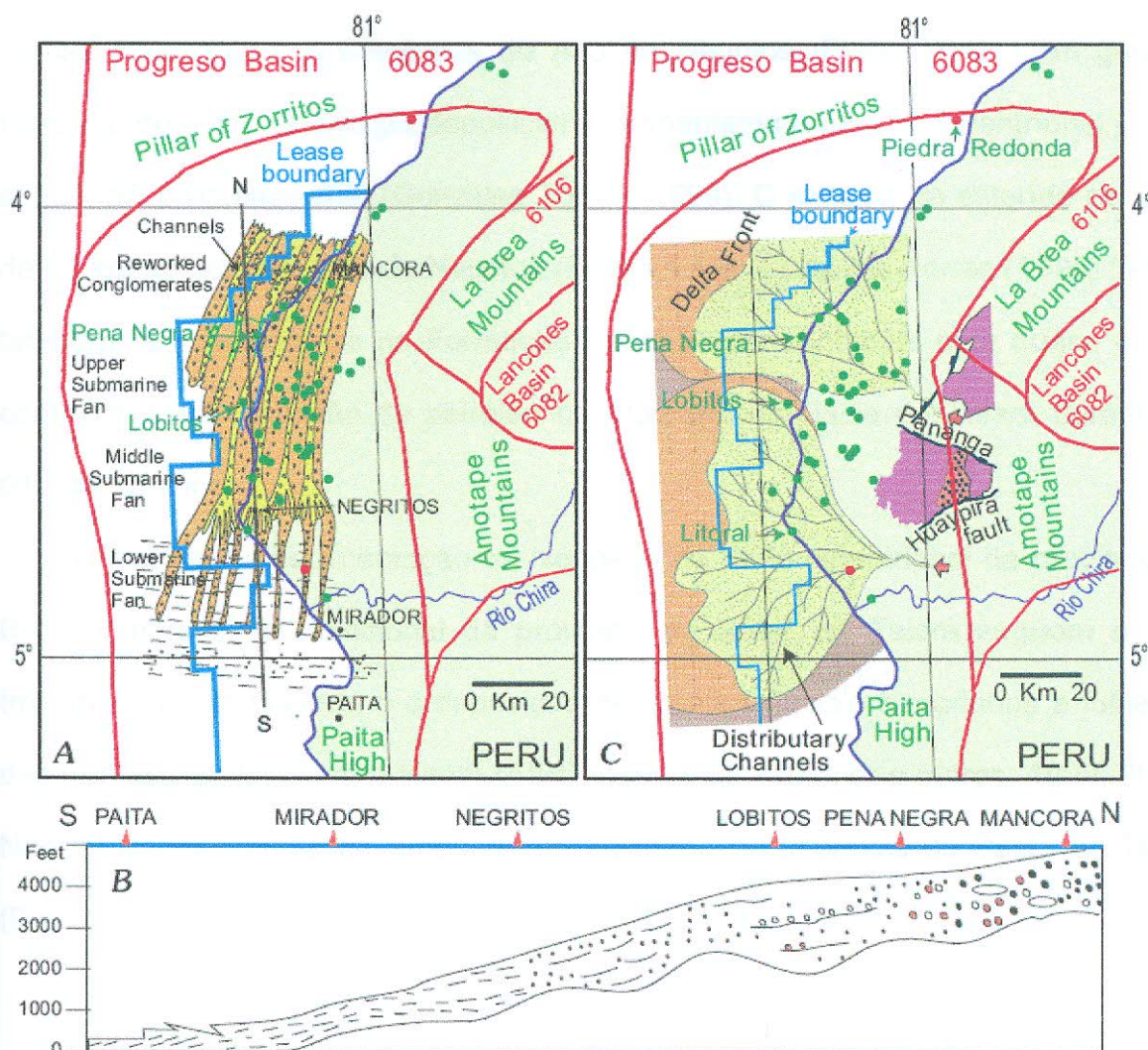


Figura 1.41 - Modelos deposicionais para as Formações Mogollon (Eoceno) (A,B) e Clavel na parte setentrional da Bacia de Talara. A Formação Mogollon tem uma progressiva descida em direção ao sul por energia deposicional, a partir de conglomerados retrabalhados em canais flúvio-deltáicos até folhelhos atrás de leques submarinos (modificado por Chavez Cerna e Rodrique 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 1.42). Em geral, o tamanho do grão e a energia deposicional aumentam na direção setentrional junto à seqüência progracional (Gonzáles Torres, 1999). O sistema se estende por mais de 50 km ao norte de Alto de Negritos (Figura 1.42). 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 de 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 e outros, 1999, 2001). Não há conhecimento de produção do Neogeno na província da Bacia de Talara (Figura 1.4).

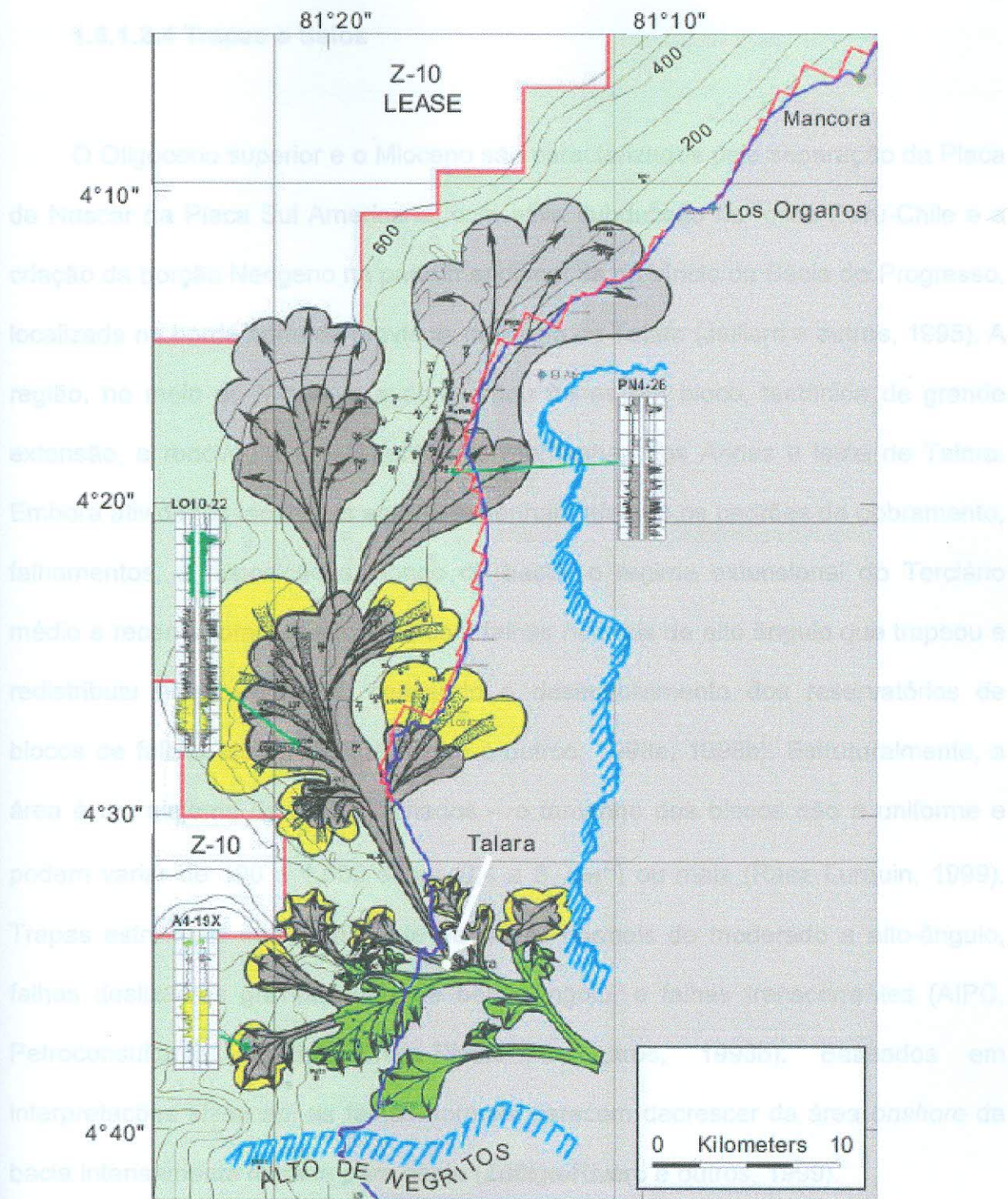


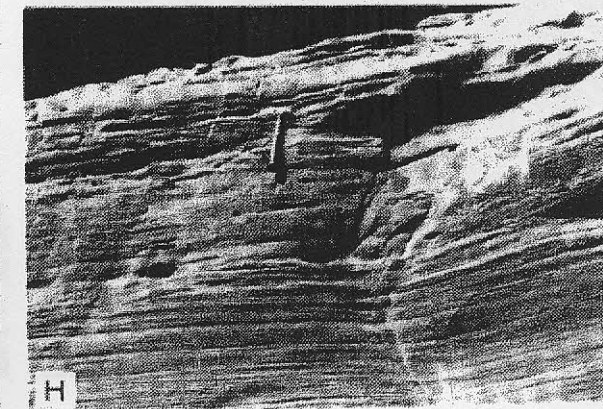
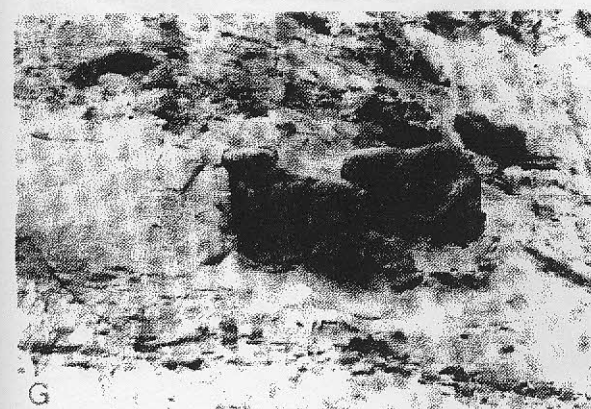
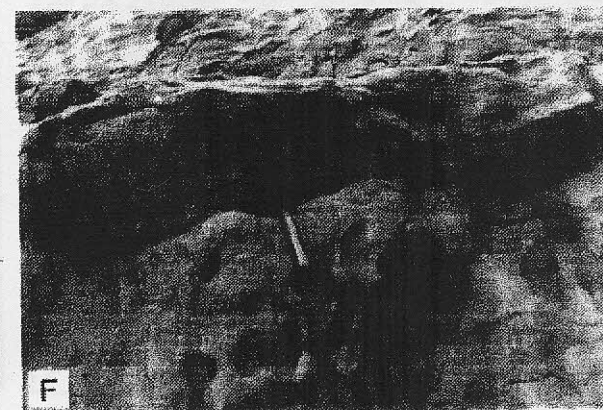
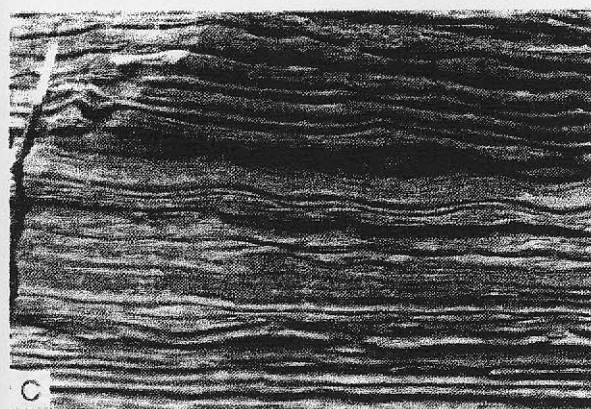
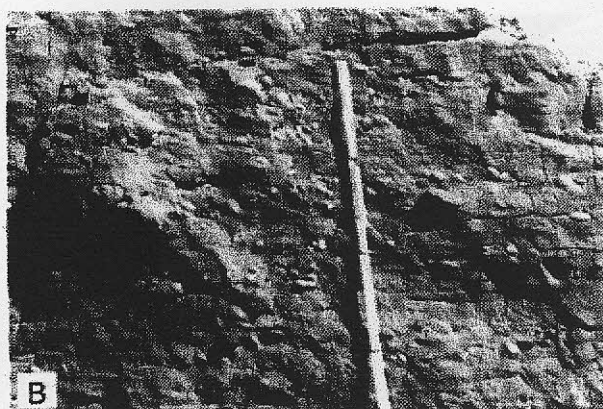
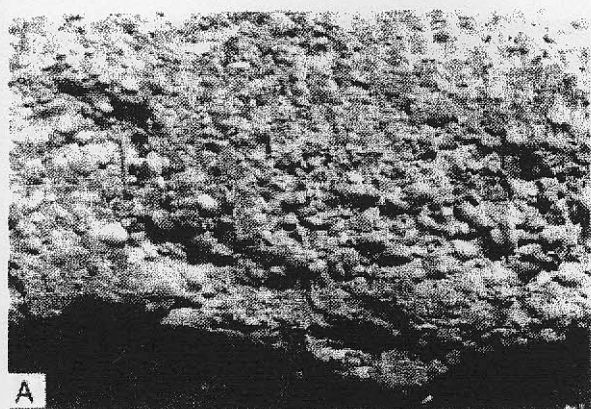
Figura 1.42 - Modelo deposicional deltáico da Formação basal Salina na porção setentrional da Bacia de Talara (Gonzalez Torres, 1989; reimprimiu com permissão do autor, 24/06/02). A direção de transporte sedimentar e a fonte desses lobos empilhados (cinza, verde e amarelo) foram principalmente de rochas 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.

1.6.1.2.4 Trapas e Selos

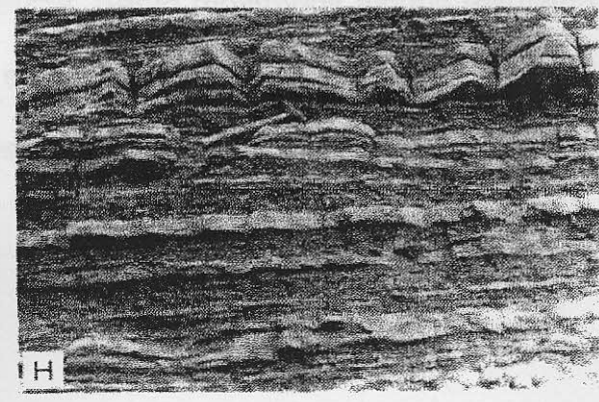
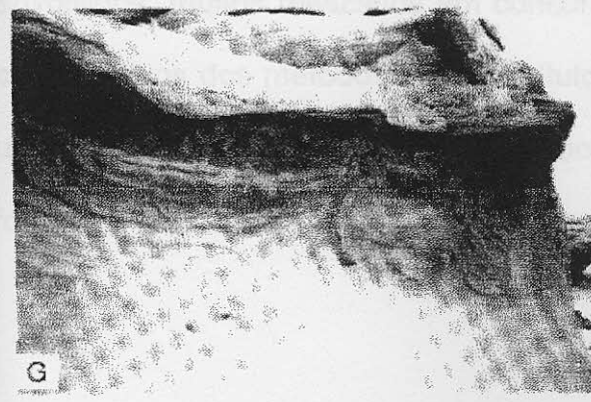
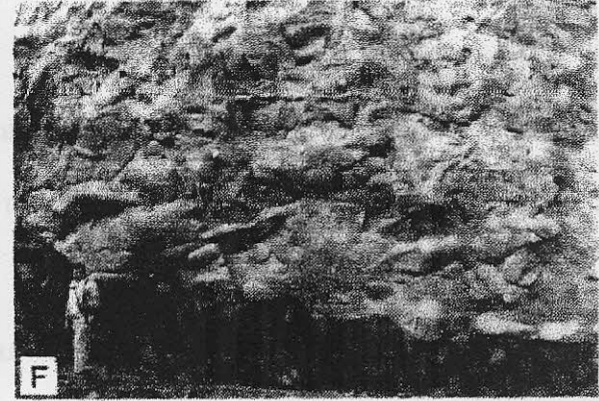
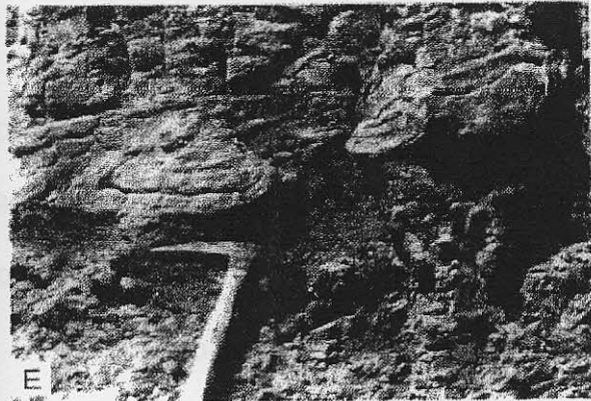
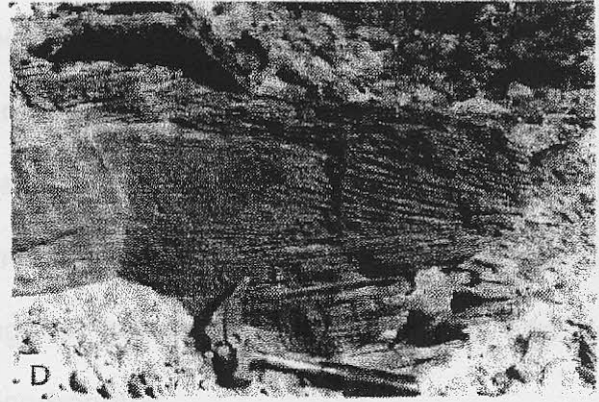
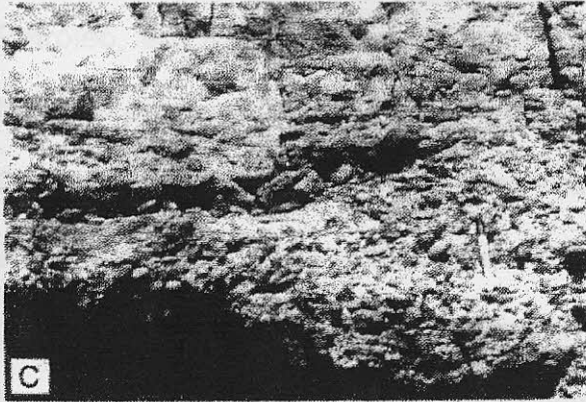
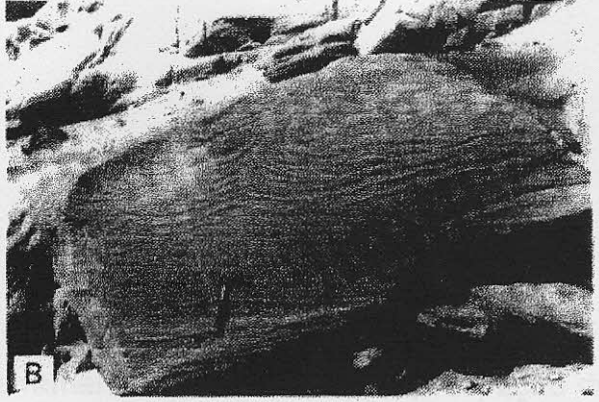
O Oligoceno superior e o Mioceno são caracterizados pela separação da Placa de Nascar da Placa Sul Americana, com ativa subducção na fossa Peru-Chile e a criação da porção Neogeno na parte meridional da província da Bacia de Progreso, localizada na borda norte da província da Bacia de Talara (Jaillard 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 e outros, 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 e outros, 1998b). Baseados em interpretações sísmicas, as falhas normais parecem decrescer da área *onshore* da bacia intensamente falhada para oeste (Zúñiga-Rivero e outros, 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 e outros, 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-Rivera e outros (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 e outros, 1998b).



Planta 1 (A - H)



Planta 2 (A - H)

2 MÉTODOS SÍSMICOS

2.1 Introdução

Os métodos sísmicos são hoje a ferramenta mais utilizada na prospeção de Petróleo, em todo o mundo. Nenhum poço produtor é furado antes de um longo trabalho de aquisição de dados, processamento e interpretação de dados sísmicos. Com eles é possível que se obtenha imagens representativas do meio geológico em subsuperfície e, através da técnica de inversão sísmica, determinar propriedades geológicas do meio a partir destas imagens, indicando a presença ou não de formações favoráveis ao acúmulo de hidrocarbonetos.

Os diversos métodos sísmicos variam em termos de aquisição e processamento, principalmente, mas também quanto à interpretação dos dados, sempre visando a melhor relação entre o custo e a eficiência necessária para cada objetivo.

Neste capítulo serão descritos alguns desses métodos e os processos envolvidos, muitos realizados em concorrência. Serão mostrados alguns resultados comparativos dos métodos, e no capítulo seguinte serão expostos os resultados de um trabalho completo de aquisição, processamento e interpretação sísmicos, sob a forma de estudo de caso.

2.2 Conceitos básicos

- Impedância Acústica (Z) – Este é o principal parâmetro estudado pela sísmica. É definido pelo produto entre a velocidade da onda e a densidade do meio, e cada vez que encontrar um contraste de impedância, a onda sofrerá uma reflexão (ou refração).

- Resolução Vertical – A resolução vertical (ou temporal) está intimamente relacionada ao conteúdo em frequência (banda) e, naturalmente, à resolução vertical espacial, ou seja, à real capacidade de se imagear refletores de espessuras cada vez menores. O que determina esta resolução é a razão de amostragem utilizada, Δt . Um menor valor da razão (ou taxa) de amostragem significa um maior número de termos na seqüência numérica representativa do sinal contínuo e assim, uma capacidade de se representar sinais de frequências mais altas. A máxima frequência bem amostrada para um determinado valor de Δt é chamada frequência de Nyquist e é dada por

$$f_N = \frac{1}{2\Delta t} \quad (1)$$

Quando a taxa de amostragem não é suficiente para representar um sinal, ocorre o falseamento de frequência, ou *alias* (Figura 2.1).

• Ruído coerente – Alguns eventos presentes no dado sísmico representam ondas conhecidas, mas que não fornecem informações úteis à construção da seção sísmica. Por isso, esses eventos são classificados como ruído coerente. Alguns exemplos são o *ground roll*, que é a componente vertical das ondas de superfície, as ondas guiadas, que são a parcela da energia que fica presa entre a superfície e o fundo do mar, a onda aérea, que se propaga pelo ar com velocidades em torno de 340 m/s, e finalmente as múltiplas, que são ondas que se refletem mais de uma vez dentro de uma mesma camada, antes de seguir para o interior do meio geológico ou retornar à superfície.

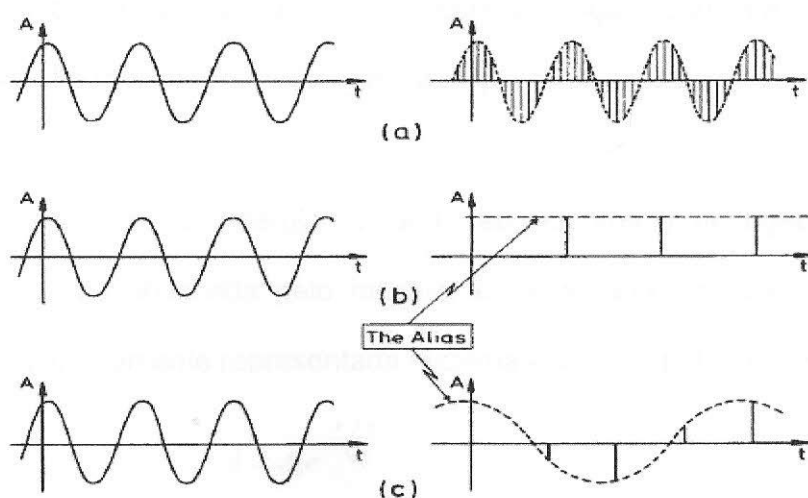


Figura 2.: Efeito da taxa de amostragem. (a) bem amostrado; (b) 1 amostra por período; (c) 1,5 amostra por período. Fonte: Gomes, 2007.

- Ruído aleatório – Há ainda grande incidência de ruído incoerente de diversas fontes, no dado sísmico. Por ser aleatório, este tipo de ruído não pode ser eliminado do dado de forma seletiva, mas isto pode ser feito exatamente utilizando-se o caráter aleatório do mesmo.

- Divergência esférica – A onda gerada pela fonte sísmica se propaga esfericamente dentro do meio. A forma esférica da frente de onda só é deformada caso haja alguma mudança na velocidade de propagação, o que ocorre sempre que há mudança de camada geológica. Assim sendo, a energia, que se distribui por toda a área da frente de onda, diminui em cada unidade de área desta frente, à medida que o tempo passa e a onda se propaga. Como a área de uma esfera é proporcional ao quadrado do seu raio, a energia por unidade de área da onda é inversamente proporcional ao quadrado da distância percorrida pela onda até o ponto em questão. Este efeito é chamado de divergência esférica (Figura 2.2). A amplitude do sinal é proporcional à raiz quadrada da energia, logo, ao inverso da distância.

- Absorção de energia – A onda, ao percorrer o meio geológico, tem parte de sua energia absorvida pelo mesmo, transformada em calor, por exemplo. A absorção é comumente representada matematicamente pela expressão

$$A = A_0 e^{-\frac{\pi \cdot f \cdot t}{Q}} \quad (2)$$

onde A_0 é a amplitude da onda sem absorção, f é a frequência, t é o tempo de propagação e Q é o fator de qualidade, definido por

$$Q = 2\pi \frac{E}{\Delta E} \quad (3)$$

ou seja, é inversamente proporcional à fração de energia perdida. O fator de qualidade depende das propriedades elásticas da rocha (Figura 2.2).

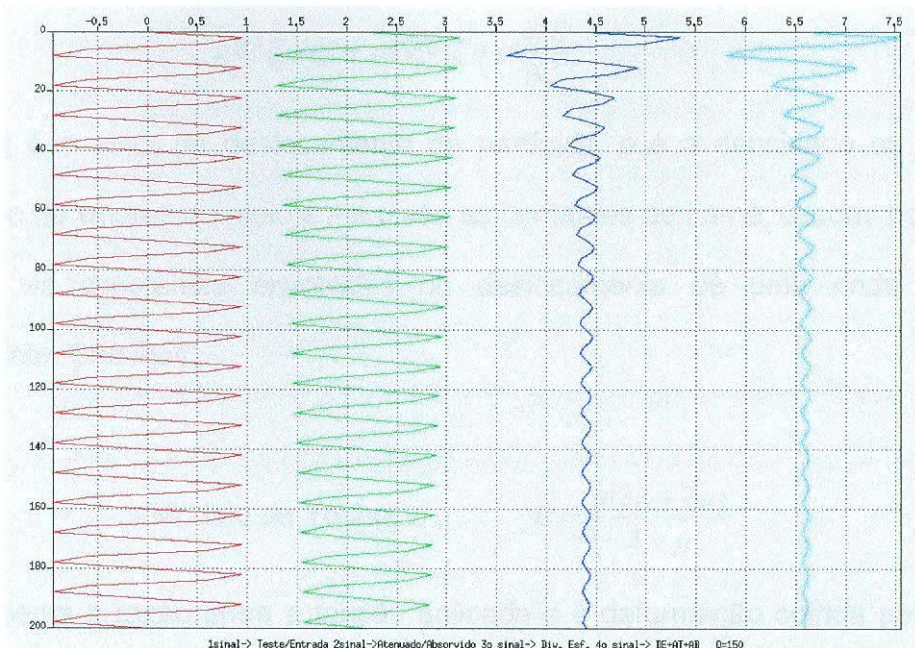


Figura 2.2: Exemplo de absorção e divergência esférica. Da esquerda para a direita: sinal de entrada, efeito da absorção, efeito da divergência e ambos os efeitos.

- Tipos de onda – Existem dois tipos básicos de ondas sísmicas, as longitudinais ou de pressão (p) e as transversais ou de cisalhamento (s – shear). Ondas de pressão se propagam em qualquer meio, seja ele sólido ou fluido, e seu comportamento pode ser descrito pela equação acústica da onda,

$$\nabla^2 u - \frac{1}{V^2} \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} \quad (4)$$

onde u é a função de onda escalar e V é a velocidade de propagação da mesma.

Ondas cisalhantes só se propagam em meios elásticos e são caracterizadas por possuir vibração das partículas em direções perpendiculares à direção de propagação da onda. Podem ser descritas pela equação

$$\mu \nabla^2 \xi + (\lambda + \mu) \nabla \nabla \cdot \xi - \rho \frac{\partial^2 \xi}{\partial t^2} \quad (5)$$

onde ξ é o vetor de deslocamento da partícula, ρ é a densidade ou massa por unidade de volume do meio e λ e μ são as constantes de Lamé, usadas por este para definir as constantes envolvidas no deslocamento de uma onda elástica – cisalhante. São elas:

- Módulo de Young,
$$E = \frac{\mu(3\lambda + 2\mu)}{\lambda + \mu} \quad (6)$$

Representa a razão entre a tensão aplicada e a deformação sofrida pelo meio, na direção de aplicação da tensão.

- Razão de Poisson,
$$\sigma = \frac{\lambda}{2(\lambda + \mu)} \quad (7)$$

Define a razão entre a deformação nas direções perpendiculares à de aplicação da tensão e a deformação na direção de aplicação.

- Módulo de Bulk,
$$K_B = \frac{1}{3}(3\lambda + 2\mu) \quad (8)$$

É a razão entre a pressão hidrostática e a respectiva dilatação sofrida pelo meio.

- Módulo de rigidez, $\mu_s = \mu$ (9)

Representa a resistência de um meio elástico ao cisalhamento. Para fluidos, $\mu=0$.

- Partição de energia – Ao encontrar um contraste de impedância, parte da energia da onda será refletida, parte será transmitida, penetrando na camada geológica seguinte. A relação entre as impedâncias das duas camadas em contato irá definir que parcela da energia da onda será refletida e qual será transmitida. Desta relação surgem dois parâmetros de grande importância para a sismica, os coeficientes de reflexão (R) e de transmissão (T), definidos por

$$R = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1} \quad (10)$$

$$T = \frac{2Z_1}{Z_2 + Z_1} \quad (11)$$

onde Z_1 e Z_2 são as impedâncias das camadas de origem e de transmissão, respectivamente. É interessante reparar que a soma dos coeficientes é igual à unidade.

A relação entre os coeficientes e a energia particionada é a seguinte.

$$\begin{cases} E_R = R^2 \\ E_T = \frac{Z_2}{Z_1} T^2 \end{cases} \quad (12)$$

Há ainda uma parte da energia que pode ficar aprisionada na interface entre camadas e depois retornar à superfície, dependendo do ângulo que a frente de onda faz com esta interface. Este fenômeno recebe na sismica o nome de refração e o ângulo de incidência da onda para que este aconteça, o chamado ângulo crítico é calculado através da Lei de Snell e dado por

$$\text{sen}\theta_c = \frac{v_1}{v_2} \quad (13)$$

onde v_1 e v_2 são as velocidades da onda no meio de origem e no de transmissão (Figura 2.3).

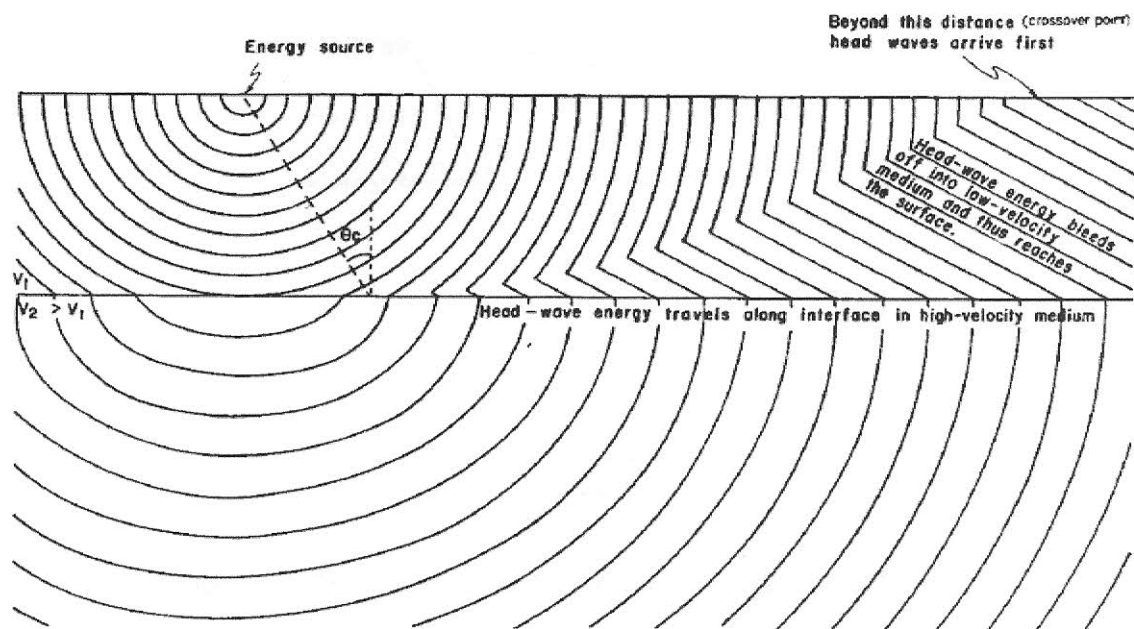


Figura 3.2: Ondas refletidas, transmitidas e refratadas. Fonte: Vicentini, 2007.

Outro fenômeno acontece com esta onda que se depara com uma mudança nas propriedades do meio. Parte da energia da onda incidente, que pode ser longitudinal ou cisalhante, sofrerá uma conversão para o outro tipo (cisalhante ou longitudinal), tanto na parte refletida quanto na parte transmitida (Figura 2.4). As ondas P, SH (vibração horizontal) e SV (vibração vertical) possuem velocidades de propagação diferentes, e mesmo que a onda gerada seja uma onda P e os receptores registrem apenas campos escalares, ondas S estão presentes e devem ser consideradas.

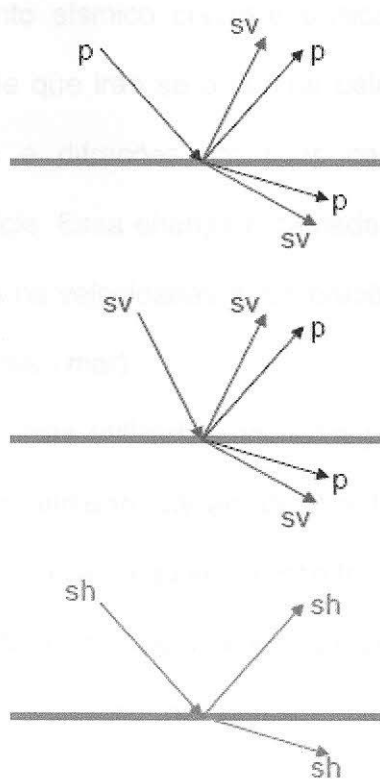


Figura 2.3: Conversões das ondas P e S. Fonte: Vicentini, 2007.

2.3 Aquisição Sísmica

Antes do trabalho da sísmica são feitos outros tipos de levantamento, que incluem o estudo da história geológica da região, modelagem geológica para que se simule as possibilidades de desenvolvimento de sistemas petrolíferos, além de métodos geofísicos não-sísmicos.

De posse destas informações, é feito o planejamento de um levantamento sísmico, com objetivos principais pré-definidos (plays e leads), prevendo-se os custos envolvidos e o tempo necessário para a conclusão do mesmo.

O levantamento sísmico consiste basicamente em se gerar perturbações próximas à superfície que irão se propagar pelo meio geológico adentro, sofrendo reflexões, refrações e difracções em suas camadas e tendo parte da energia retornando à superfície. Essa energia é captada por sensores eletromagnéticos que medem as variações na velocidades das vibrações (geofones - terra) ou na pressão hidrostática (hidrofonos - mar).

As fontes sísmicas utilizadas em terra podem ser explosivos, enterrados à profundidades que geralmente variam de 2 a 10 metros, ou vibradores, máquinas que geram vibrações paralelas ao solo e são transmitidas ao mesmo por atrito.

No mar, a fonte utilizada é o *airgun*, um canhão de ar comprimido. A bolha de ar gerada cria uma variação na pressão hidrostática que se propaga com a velocidade do som.

As fontes e os receptores são dispostos em arranjos que servem para buscar para o pulso sísmico inicial (assinatura da fonte) a forma de onda mais adequada ao processamento - um spike, no caso ideal, e para melhorar a relação sinal/ruído, tanto pela amplificação do sinal quanto com a redução do ruído.

Os dados sísmicos referentes a cada fonte (tiro) são registrados por um conjunto de receptores (Figura 2.4), de modo a obter informações sobre diferentes pontos em subsuperfície. Pares fonte-receptor diferentes podem dar informações sobre um mesmo ponto, seja em profundidade (CDP - Common Depth Point) ou na superfície (CMP - Common Mid-Point, Figura 2.5). Quanto maior o número de registros (traços) referentes a um mesmo ponto (CDP ou CMP), maior é a possibilidade de se chegar a uma boa imagem final, após o processamento sísmico.

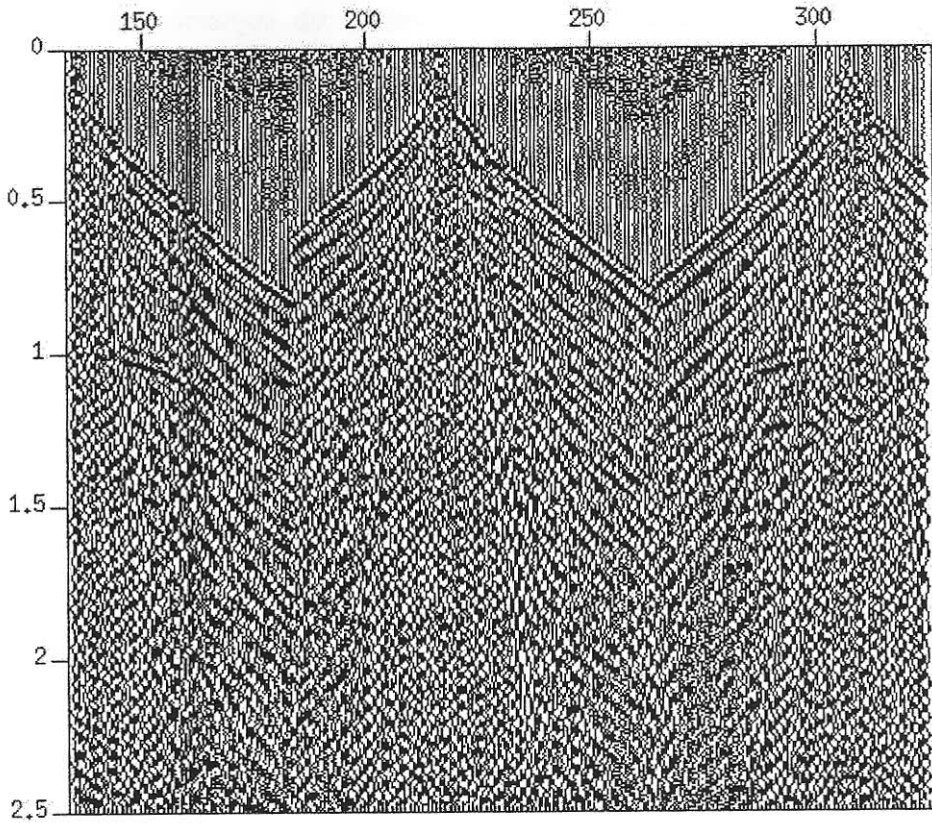


Figura 2.5: Registro de datos sísmicos

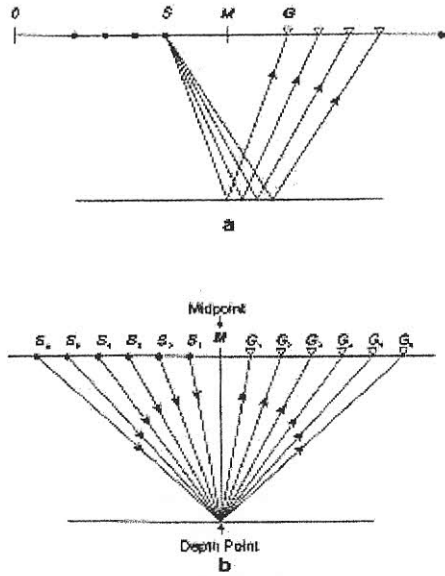


Figura 2.5: (a) Common Shot Point; (b) Common Mid Point. Fuente: Yilmaz, 2001.

As escolhas do tipo de fonte, a carga utilizada, a direção das linhas de tiro e de receptores, arranjos de fontes e receptores, distâncias entre os elementos e entre as linhas, cobertura (número de traços por CMP), lanço, entre outros, são definidos na parametrização, durante o planejamento e a elaboração da proposta de levantamento sísmico (Tabela 2.1).

| PARÂMETROS | VALOR |
|--|---|
| IE (m) | 30 |
| ILR (m) | 180 |
| IPT (m) (projetado em Y) | 60 |
| ILT (m) (diagonal à LR) | 180 |
| CELA (m) | 15 x 30 |
| Nº. de LR swath | 8 |
| Nº. de canais por LR | 144 e 180 |
| Nº. total de canais no dispositivo de registro | 1152 e 1440 |
| Nº. de LTs no dispositivo de registro | 1 linha (12 PTs) |
| Lanço (m) | 2145-15-0-15-2145 e 2145-15-0-15-3225 |
| Total de swaths | 15 |
| Nº. total de LRs | 64 |
| Nº. total de linhas de tiro (dir. Y) | 77 |
| Nº. total de registros | 11.266 |
| Área total do programa (km ²) | 121,44 |
| Multiplicidade nominal | 48 (porção sul) e 60 (porção norte) |
| Total de abertura (km) | 1341,36 |
| Arranjo de campo da fonte sísmica | L(3x1)/20 m (3 kg/PT, 10m entre furos, 4m de profundidade) |
| Arranjo de campo de receptores | L(6x1)/25 m (5m entre elementos) |
| Densidade de tiros (PT/ km ²) | 94,85 |
| Densidade de estações de receptores (est/km ²) | 184,43 |
| Traço por km ² | 109.667 (fold 48) e 133.333 (fold 60) |
| Razão de amostragem | 2 ms |
| Tempo de registro | 5 s |
| Filtro corta baixa | 3 Hz |
| Filtro corta alta | 205 Hz |

Tabela 2.1: Exemplo de tabela de parâmetros de aquisição sísmica.

Aceita a proposta, tem início a operação de Aquisição Sísmica. Em levantamentos terrestres, ela consiste das seguintes etapas:

a. Reconhecimento da Área

Um grupo, composto de pelo menos um geofísico, um topógrafo e um engenheiro (ou técnico) de segurança vai a campo, de posse de mapas e fotos de satélite da região do levantamento, para averiguar que tipos de dificuldades poderão existir e os locais para montagem do acampamento e pontos de apoio para a operação.

b. Permissoria

Os permissores são representantes da empresa que buscam autorizações dos proprietários das terras na área do levantamento, para que as equipes possam transitar por estas terras durante a realização do trabalho. Eles registram as características das propriedades (vegetação, culturas, construções, etc.) e calculam o valor das indenizações por possíveis danos e/ou alterações nestas características.

c. Topografia

Tão logo a Permissoria consiga a liberação das propriedades existentes no programa, entram em campo as equipes de abertura e topografia. Elas são responsáveis pela abertura das picadas por onde passarão as demais equipes e os cabos que trarão as informações registradas nos geofones até a unidade de

gravação, bem como pela locação dos pontos de tiro e de registro. Nesta etapa são obtidas as coordenadas finais de cada estação (fontes e receptores).

Em levantamentos terrestres, ao contrário dos marítimos, é comum haver grande variação na posição planejada de fontes e receptores, pela necessidade de se desviar de obstáculos como rios, casas, ou qualquer outro tipo de construção. É trabalho da equipe de topografia calcular os deslocamentos necessários, de acordo com padrões estipulados durante o planejamento do levantamento, visando a segurança, a proteção ao meio ambiente e às obras de engenharia presentes e a garantia da qualidade dos dados e da cobertura em CMP's requerida na proposta de levantamento.

d. Sonda

A turma de sonda é responsável pela perfuração dos pontos de tiro e carregamento dos mesmos com os explosivos.

Geralmente a perfuração é feita com trados manuais, que são ferramentas de escavação que acumulam a terra removida em suas pás, para que esta seja retirada do buraco. Têm tamanhos diferentes, de modo que a profundidade desejada só é atingida após a utilização de alguns destes trados.

Quando o terreno é muito duro para as ferramentas manuais, são utilizadas sondas mecânicas, cujas pás giram com auxílio de um motor e a terra é retirada do buraco com jatos de ar.

Terminada a perfuração, o explosivo é levado até o local, preparado para a detonação elétrica e inserido no furo, sendo então tamponado para não haja expulsão nem de energia nem de material para fora do meio geológico.

A etapa de perfuração e carregamento é a mais demorada e também a mais perigosa do levantamento sísmico. Portanto, deve ser cuidadosamente planejada para que não provoque atrasos no levantamentos e para que não haja acidentes, que havendo, têm grande chance de ser fatais.

e. Sismografia

Com os pontos de tiro carregados, é acionada a turma de sismografia. Um grupo carrega os geofones e os cabos pelas linhas de receptores, cravando os geofones nos locais especificados pela topografia, marcados no campo com estacas numeradas. Este trabalho é chamado de espalhamento.

Todos os geofones, agrupados em arranjos, podem ser ligados e desligados pelo comando central, no campo, localizado na "Casa Branca". Nela é possível verificar o funcionamento de todos os receptores, nível de ruído, etc.

A partir da Casa Branca parte também um sinal, via rádio, para ativação dos detonadores, que são conectados manualmente aos fios dos explosivos, um a um. Um segundo sinal, acionado do próprio equipamento detonador, libera o pulso elétrico que irá iniciar a detonação. As perturbações, registradas pelos geofones, é digitalizada e levada pelos cabos até a Casa Branca, onde são então gravadas em discos rígidos ou fitas magnéticas.

Após as detonações os cabos são recolhidos e levados de volta à base, para que sejam vistoriados e liberados para uso novamente.

f. Pré-Processamento e Controle de Qualidade

O Pré-Processamento e o Controle de Qualidade são os principais setores de atuação de geofísicos em uma equipe sísmica. O controle da qualidade do levantamento vai desde a elaboração tabela de parametros até a entrega dos dados adquiridos.

Recebida a proposta do programa, esta é analisada e com base nela é gerado o projeto de aquisição em um programa específico. É então elaborada a tabela de parâmetros e são definidas as distâncias de segurança e regras de deslocamento de PT's.

Durante a execução do levantamento, o projeto original é constantemente atualizado, de modo a permitir um acompanhamento pelo geofísico de todo o trabalho.

É atribuição do controle de qualidade gerar os scripts de campo, que são inseridos no software de gerenciamento de detonação na Casa Branca e fornecem a relação de tiros a serem dados e os receptores ativos para cada um. É feito ainda o acompanhamento da qualidade dos dados adquiridos com relação a nível de ruído, energia da detonação, etc.

O pré-processamento começa pela leitura dos dados que vêm do campo, seja em fitas ou discos rígidos. Em seguida é feita a conversão do formato dos dados de campo para o formato SEG-Y, no padrão utilizado no pré-processamento. É feita uma checagem visual dos dados, buscando ruídos ou eventos anômalos. São então carregadas as coordenadas mais atualizadas das fontes e receptores e a geometria, e esta é checada.

Para o processamento, é importante que se tenha o tempo decorrido para a chegada do primeiro sinal ao receptor, referente a cada tiro. Para tanto é feita, no pré-processamento, a picagem das primeiras quebras. Esta informação é então inserida no *header* dos traços, um trecho do arquivo que possui um conjunto de informações, como coordenadas do tiro e do receptor, CMP, números sequenciais do tiro e do receptor ou outra informação que se deseje adicionar ao mesmo.

Finalmente, os dados são gravados em cartuchos ou discos rígidos no formato SEG-Y final, com o padrão requerido pelo cliente. Juntamente com os dados sísmicos, o cliente irá receber um arquivo com as coordenadas de fontes e receptores e um relatório de campo, o Relatório do Observador, que contém informações sobre todos os tiros detonados, além de observações sobre tiros que "sopram", ou seja, em que há perda de energia para o ar.

No pré-processamento é comum, ainda que não obrigatória, a construção de uma seção sísmica empilhada preliminar, um *brute stack*, em que pode ser melhor observada a qualidade dos dados, além de erros de geometria não detectados até então.

A última atribuição do setor de Controle de Qualidade é a elaboração do Relatório de Término de Operação, em que constam o controle estatístico da produção de cada frente, controle da utilização dos explosivos, registro das modificações em relação ao projeto original e quaisquer outras ocorrências, previstas ou não, no decorrer do levantamento.

g. Inspeção e Limpeza

Com a finalização do Pré-Processamento, a área levantada é liberada para a equipe de inspeção e limpeza, que irá remover todos os fios, estacas e piquetes relativos aos pontos de tiro e às estações de registro liberados. Qualquer carga que não tenha sido detonada, por qualquer motivo, deverá ser retirada do terreno e destruída.

No caso da aquisição sísmica marítima, não há as etapas de permissoria, topografia, sonda e limpeza. A detonação é feita com arranjos de *air guns*, puxados por cabos pelo navio sísmico, e os registros são feitos por hidrofones, dispostos em cabos paralelos, puxados pelo mesmo navio. As coordenadas das fontes e receptores são captadas por *gps* e enviadas ao navio periodicamente. Os cabos de receptores possuem mecanismos para correção de deriva (*feathering*), efeito causado por correntes marinhas atuando sobre os cabos.

Por haver menos etapas, pela automatização da maior parte do trabalho e pelo fato de que os hidrofones ficam a profundidades em torno de 4 m, diminuindo o efeito de ruídos externos, a participação do geofísico na aquisição é geralmente menos intensa na operação do que no planejamento do levantamento.

2.4 Processamento Sísmico

O dado sísmico adquirido sai do campo com todos os ruídos, aleatórios ou coerentes, e ordenado por tiros ou CMP's. No processamento sísmico, a maior parte dos ruídos será removida, entre eles as múltiplas, porções da onda que sofrem mais de uma reflexão, antes de retornar à superfície, e com isso mostram refletores em posições ou tempos errados. Existem várias técnicas para remoção das múltiplas dos dados, mas estas ainda representam um dos maiores desafios no processamento sísmico.

Para obtenção de uma melhor imagem, são feitas ainda operações para se transformar o sinal em um pulso o mais parecido possível com um *spike* (pulso unitário, função delta). Isto é feito na deconvolução do dado. Modelos de velocidades serão construídos ao longo do processamento, sempre na busca de maior fidelidade com o meio real. Também serão feitas correções de posicionamento dos refletores e colapso dos difratores existentes no solo, através da migração sísmica, e empilhamento dos dados, contruindo-se então a seção sísmica.

Neste item serão dadas descrições das operações realizadas no processamento sísmico, bem como algumas explicações sobre a necessidade de cada etapa.

A seqüência de operações do processamento podem variar, algumas operações são feitas mais de uma vez, outras não são obrigatórias. Duas seqüências básicas, uma envolvendo DMO e migração pós-empilhamento e outra com migração pré-empilhamento são mostradas abaixo e em seguida as operações serão descritas.

- Pré-processamento
 - Deconvolução
 - Análise de velocidade
 - NMO
 - DMO
 - NMO inverso
 - Análise de velocidade
 - NMO vel pós-DMO
 - Eliminação de múltiplas
 - Empilhamento
 - Migração pós-empilhamento
- Pré-processamento
 - Deconvolução
 - Análise de velocidade
 - Eliminação de múltiplas
 - Migração pré-empilhamento

a. Pré-processamento

Os dados são lidos, a partir das fitas ou discos que vêm do campo, e convertidos para o formato adequado ao processamento. Em seguida é feita a geometria, mesmo que isso já tenha sido feito no campo, e esta é inserida no header.

Ainda é feita uma edição de traços, de modo a diminuir o volume de dados, com uma otimização dos mesmos. Assim, os traços que serão utilizados no processamento são selecionados com base em limites mínimo e máximo de amplitude (relacionados à amplitude média) e de frequência (relacionados ao desvio estatístico de frequência). Também são excluídos traços defeituosos, após uma inspeção visual.

b. Remoção do efeito *Ghost*

As ondas fantasmas, ou efeito *ghost*, são ondas que se refletem na interface entre a água do mar e o ar, logo após a saída da fonte ou pouco antes de chegar ao receptor. Logo, se propaga muito próxima à onda original, se confundindo com esta. De posse das profundidades das fontes e receptores, é possível criar um filtro inverso que, convolvido com o dado, remove deste o efeito da onda fantasma.

c. Correção do espalhamento geométrico e da absorção

O fator $1/r$ que descreve o decaimento da amplitude da onda no meio devido à propagação esférica é válido apenas para um meio homogêneo, e sem levar em consideração a atenuação como função da frequência. Para um meio geológico com camadas de diferentes propriedades, o decaimento de amplitude é proporcional a $1/(v^2 \cdot t)$ (Ylmaz, 2001, citando Newman, 1973), onde v é a velocidade *rms* das primárias e t é o tempo duplo de propagação. Assim, correção de divergência esférica é dada por

$$g(t) = g_0 v^2 \cdot t \quad (14)$$

onde g_0 é uma constante de normalização.

A correção de absorção é baseada na equação (2), mudando-se o sinal da exponencial.

d. Correção estática

Em aquisições terrestres, as fontes e receptores possuem elevações variadas. Os sismogramas e seções sísmicas temporais ignoram este fato. A correção estática desloca cada traço de um determinado valor, dado pela elevação e pela velocidade na primeira camada. Com isso, o dado fica todo no mesmo datum. No caso de levantamentos marítimos isso não é necessário, já que as profundidades de fonte e receptores são sempre as mesmas.

e. Deconvolução

Segundo o modelo convolucional, o sinal registrado no traço sísmico é resultado da convolução entre a assinatura da fonte e a função refletividade do meio, somada aos diversos ruídos. O objetivo da sísmica é encontrar a função refletividade, podendo a partir desta, com o processo chamado inversão sísmica, chegar a um modelo com as propriedades geológicas deste meio.

Portanto, no processamento sísmico é realizado um procedimento para se tentar remover do traço sísmico, além do ruídos, a assinatura da fonte, restando nele, teoricamente, apenas a refletividade do meio. Esta operação de remoção da assinatura da fonte é chamada de deconvolução, podendo ser feita de forma determinística, utilizando a forma prevista do pulso (que funciona no caso do mar), ou de forma estatística, em que leva-se em consideração que a autocorrelação do traço é diretamente proporcional à autocorrelação da fonte (Yilmaz, 2001, p. 249-251).

f. Reorganização por CMP

Os dados adquiridos estão no domínio do tiro, ou seja, organizados por tiro. Para o processamento, estes deverão ser reorganizados por *midpoint*, a meia distância entre fonte e receptor, passando para o domínio do CMP (ou CDP).

g. Análise de velocidades

A velocidade da onda nas rochas é afetada por diversos fatores. A porosidade da rocha, a saturação e o tipo de fluido em seus poros, a temperatura e a pressão sobre a rocha são alguns destes fatores. Geralmente, a velocidade aumenta com a profundidade, devido ao aumento de pressão.

Nos registros sísmicos, cada reflexão aparece como uma curva muito próxima a uma hipérbole (uma hipérbole representaria uma reflexão em um refletor plano e horizontal, viajando por um meio homogêneo), o ápice da hipérbole estando no traço do receptor mais próximo da fonte (Figura 2.6). Assim, os pontos de uma mesma hipérbole simbolizam pontos com a mesma velocidade sísmica média e o tempo de percurso da onda desde a fonte até o refletor e de volta a qualquer dos receptores (t_x) é relacionado ao tempo duplo de propagação com afastamento fonte-receptor nulo (*zero offset*) pela equação

$$t_x^2 = t_0^2 + x^2/v^2 \quad (15)$$

onde t_0 é o tempo de propagação *zero offset*, x é o afastamento e v é a velocidade *rms*. A diferença $t_x - t_0$ é chamada de sobretempo normal ou, mais comumente, *moveout*.

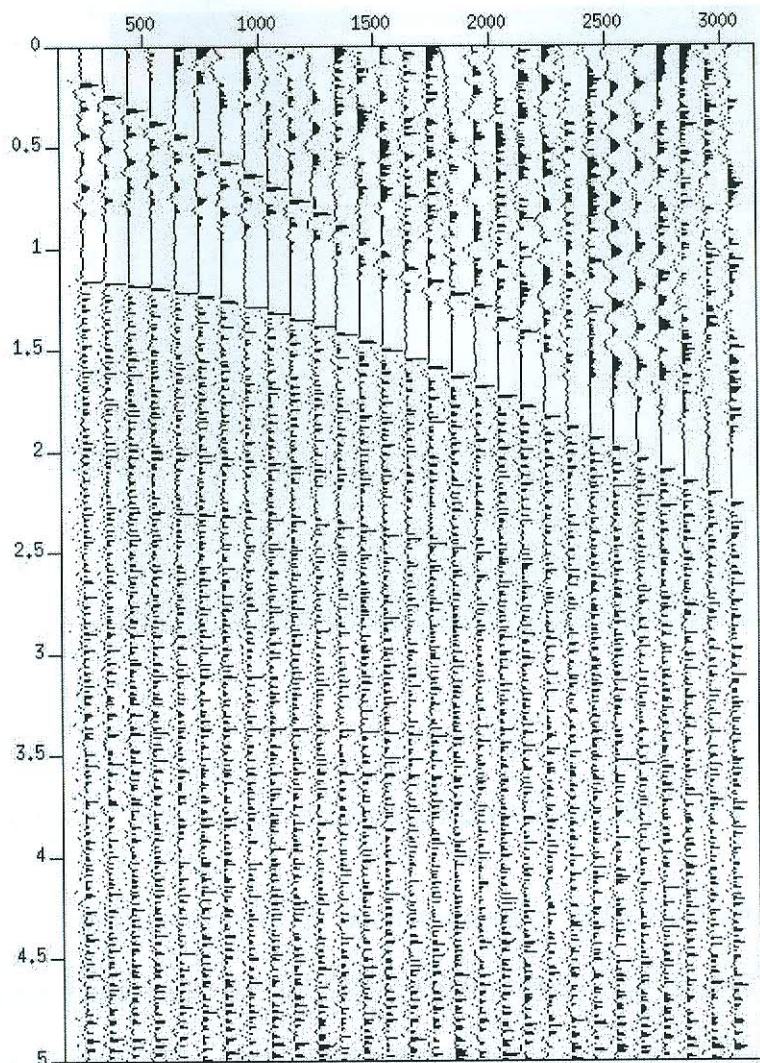


Figura 2.6: Registro sísmico. Reparar as hipérbolas de reflexão com diferentes *moveouts*.

A análise de velocidades consiste em tentar-se construir um modelo que melhor represente a variação das velocidades sísmicas no meio. Existem hoje diversas formas de realizar esta análise. Uma das mais comuns é feita a partir da análise da correlação entre cada hipérbole em um conjunto (*gather*) de CMP's e hipérbolas com diferentes velocidades geradas automaticamente por programas de computador (Figura 2.7).

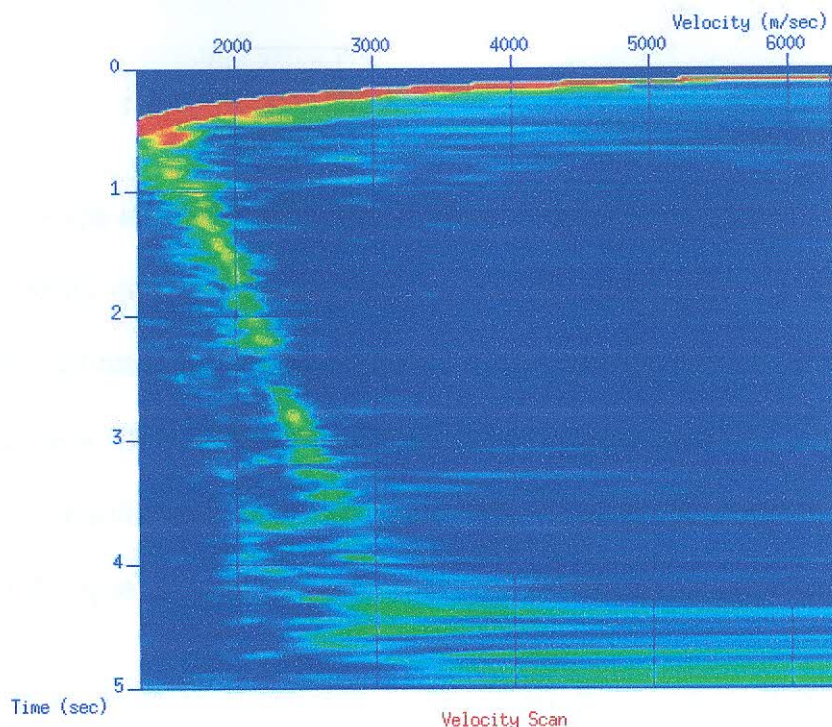


Figura 2.7: Análise de velocidades por correlação.

Outra técnica comum de análise de velocidades consiste em encontrar, para cada reflexão no CMP, a velocidade que melhor horizontaliza o refletor, removendo o *moveout* do dado.

As velocidades calculadas nesta etapa do processamento são velocidades *rms* e, a partir delas, podem ser calculadas velocidades intervalares (em cada camada geológica), de empilhamento, de migração, entre outras.

h. Correção de NMO e empilhamento

As velocidades calculadas são aquelas capazes de horizontalizar as hipérboles presentes no CMP *gather*, através da correção do tempo de trânsito registrado pelo fator

$$t = t_0 \sqrt{1 - \left(\frac{x}{vt_0}\right)^2} + 1 \quad (16)$$

que é a diferença entre o tempo registrado e o tempo do afastamento nulo.

O empilhamento consiste na soma de dados sísmicos com o mesmo CMP, após a correção de sobretempo normal. Estes dados, quando somados, formam um traço referente àquele CMP. Este procedimento é feito para diversos pontos na superfície e os traços resultantes são dispostos lado a lado, gerando a chamada seção sísmica CMP, que é uma aproximação da seção de afastamento fonte-receptor nulo.

i. Correção de DMO

Refletores próximos, porém com mergulhos diferentes, podem ser registrados com o mesmo tempo de trânsito, causando conflitos durante a correção de NMO e o empilhamento, que utilizam somente um valor da velocidade para cada instante, em cada traço. Isso significa que no caso da existência de mergulhos conflitantes, uma seção empilhada apenas com correção de NMO não é uma boa aproximação de uma seção *zero offset*, pré-requisito para uma boa migração pós-empilhamento.

Para contornar este problema após a correção de NMO utilizando a equação (16), aplica-se ao dado uma correção de DMO – *Dip Moveout*, dada por

$$t = t_0 \sqrt{\left(1 - \frac{x^2 \cdot \text{sen}^2 \phi}{v^2}\right)} \quad (17)$$

onde ϕ é o ângulo de mergulho.

Após a correção de DMO, pode ser desfeita a correção de NMO (correção inversa) e feita nova análise de velocidades, mais precisa, já que esta utilizará as informações de mergulho de refletores obtidas com o DMO. Esta nova velocidade será utilizada em nova correção de NMO e empilhamento e também no processo seguinte, a migração pós-empilhamento.

j. Atenuação de múltiplas

A atenuação de múltiplas e reverberações é feita através de técnicas baseadas em sua periodicidade ou na diferença de velocidade em relação a reflexões primárias com mesmo tempo de registro – refletida na diferença de *moveout*.

A deconvolução preditiva é um método que se baseia na hipótese de que, dado um sinal de entrada $x(t)$, é possível prever o valor deste pulso em um tempo futuro, $(t+dt)$, a partir da convolução do filtro preditivo de Wiener (Yilmaz, 2001, p. 255-258) com o pulso de entrada. O filtro preditivo $a(t)$ pode ser obtido da equação

$$\overline{x(t)} * a(t) = x(t) \wedge x(t + \Delta t) \quad (18)$$

onde $\overline{x(t)}$ é a autocorrelação de $x(t)$ e $x(t) \wedge x(t+dt)$ é a correlação cruzada de $x(t)$ com $x(t+dt)$.

Devido ao caráter periódico das múltiplas e reverberações, elas podem ser modeladas pelo filtro preditivo, se for utilizado o *lag* de predição Δt correto. Uma vez modeladas, estas podem ser subtraídas do dado original.

Uma desvantagem deste método é que o meio geológico pode ter características que forneçam um caráter periódico a alguns eventos registrados no dado sísmico. Com o uso da deconvolução preditiva estes eventos teriam suas amplitudes atenuadas.

Outra técnica muito usada para atenuação de múltiplas é a filtragem $f-k$. Esta se baseia no fato de que eventos ruidosos como *ground roll* (componente vertical das ondas de superfície), ondas guiadas (confinadas entre duas interfaces), além das múltiplas, aparecem no domínio da frequência e número de onda bem separadas das reflexões primárias (Figura 2.8).

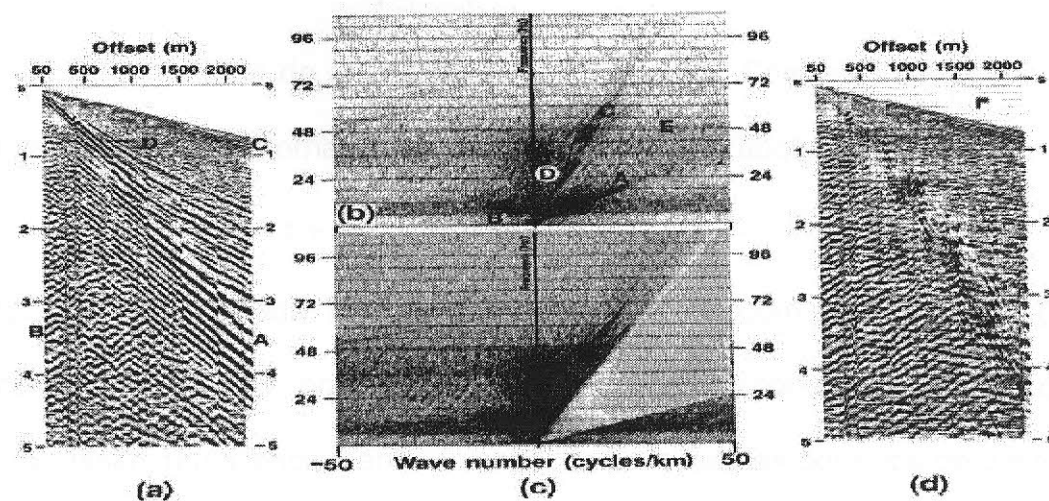


Figura 2.8: Filtragem $f-k$. Em (a) o sinal de entrada com ruídos. (b) e (c) são os eventos no domínio $f-k$ e (d) o dado filtrado. D são as primárias, os demais eventos são ruídos, inclusive as múltiplas.

O procedimento consiste em se gerar um modelo de velocidades intermediárias entre as primárias e as múltiplas e aplicar no dado uma correção de NMO com estas velocidades. Com isto, as primárias ficam sub-corrigidas e as múltiplas super-corrigidas. Após a transformada $f-k$, as primárias e aparecem no espectro isoladas em um quadrante, enquanto que as múltiplas e ruídos coerentes aparecem no outro. Com o silenciamento do quadrantes com os ruídos e a transformada inversa para o domínio $t-x$, o dado aparecerá com boa parte dos ruídos e das múltiplas removidos, exceto pelos eventos em afastamentos curtos, já que estes possuem pequenos *moveouts*.

Um terceiro mas também comum método é o Radon Parabólico, no qual se realiza uma transformada para o domínio τ - q , onde τ é o tempo duplo de afastamento zero e q é o parâmetro que define a curvatura de uma parábola. No caso do Radon Parabólico, o tempo de coreção de NMO é dado por

$$t_n = \sqrt{t^2 - \frac{4h^2}{v^2}} \quad (19)$$

onde h é a metade do afastamento fonte-receptor. Com esta correção, os eventos, antes hiperbólicos, tornam-se aproximadamente parabólicos, dados pela equação

$$t_n = \tau + qh^2 \quad (20)$$

Após a transformada Radon, as primárias aparecem como pontos (na prática, manchas) com $q=0$, enquanto múltiplas aparecem como pontos com $q>0$ (Figura 2.9). Assim, um silenciamento do espectro para valores positivos de q e retorno para o domínio t - x fornecerá o dado sísmico com múltiplas atenuadas.

Também no caso do Radon Parabólico, a eliminação de múltiplas é menos eficiente para afastamentos curtos, devido à menor diferença do *moveout* destas em relação às primárias.

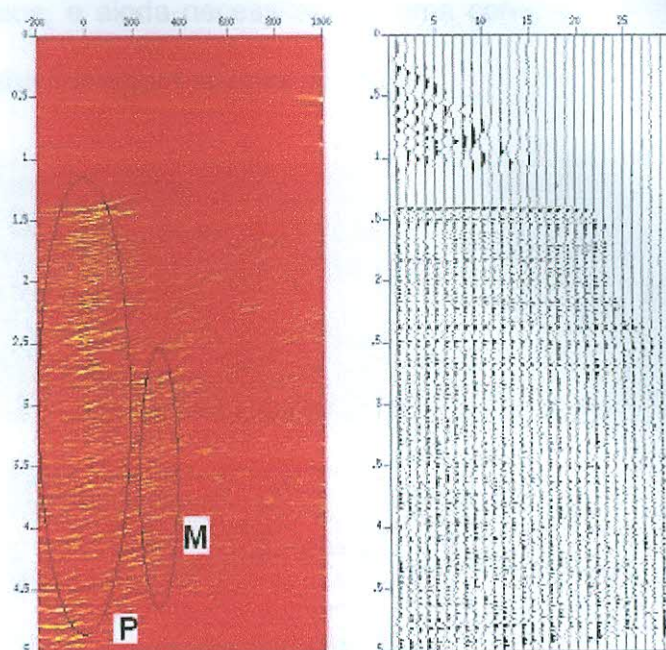


Figura 2.9: Radon Parabólico. P e M são as reflexões primárias e múltiplas, respectivamente.

k. Migração

A onda sísmica sofre diversas refrações, devido à variação de sua velocidade, tendo sua direção de propagação modificada por diversas vezes no percurso desde a fonte até os refletores e destes até os receptores. Onde há mudanças abruptas na estrutura geológica ocorrem também difrações.

O processo de migração se caracteriza pelo colapso das difrações e retorno das reflexões registradas na superfície às suas origens, resultando no correto posicionamento dos refletores e difratores (Figura 2.10). Pode ser feito em tempo ou em profundidade, sendo que a migração em tempo é menos afetada por erros na estimativa do modelo de velocidades, porém os resultados, especialmente em lugares com geologia complexa, com grandes variações laterais de velocidade, são

menos precisos, e ainda necessitam de uma conversão para a profundidade para que se obtenha a imagem sísmica do meio.

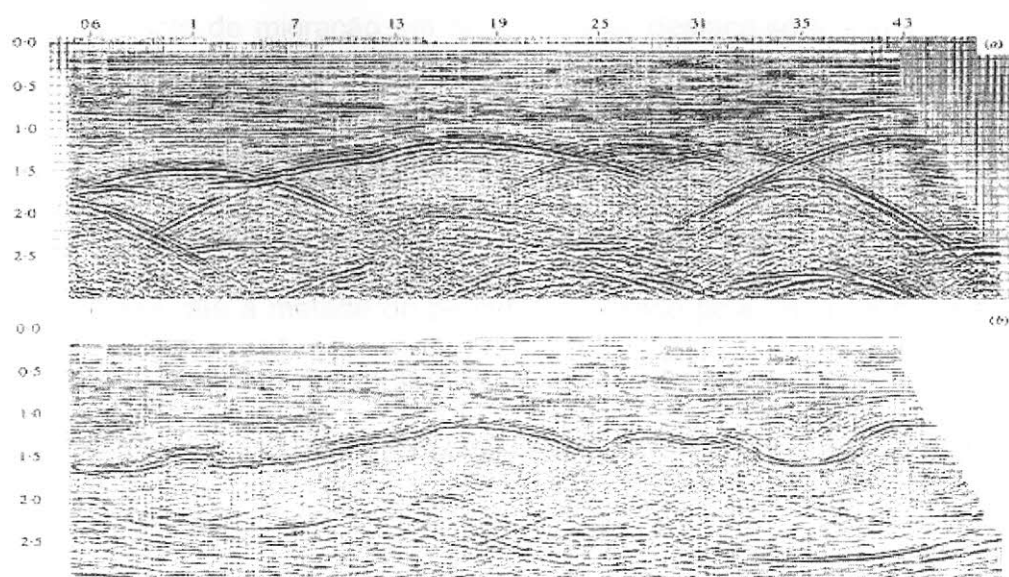


Figura 2.10: Seção sísmica antes (a) e após (b) a migração. Fonte: Sheriff, 1983.

Em geral, a migração em tempo é mais rápida do que a migração em profundidade, o que faz com que esta última seja realizada em situações mais específicas, como por exemplo no caso de existência de diápiros de sal ou estruturas associadas a falhas de empurrão, a que são atribuídas fortes variações horizontais da velocidade, ou grandes irregularidades na topografia do fundo do mar.

Entre os métodos de migração em tempo, a migração Kirchhoff é um dos mais utilizados. É baseado em uma forma integral da equação da onda, e estabelece que o valor do campo potencial em um ponto interno a uma superfície fechada pode ser descrito pelo do valor do campo potencial e sua derivada em todo os ponto da superfície. Considerando uma hipérbole registrada no domínio $x-t$, a energia distribuída ao longo desta é somada e colapsada para um ponto, em seu ápice.

Realizando esta soma para cada uma das hipérbolas, obtém-se os vários pontos que configuram a seção migrada.

Como exemplo de migração em profundidade, destaca-se a migração por rotação (ou deslocamento) de fase, *phase shift*. Este método utiliza a equação acústica unidirecional da onda. Nele é feita uma transformada de Fourier no tempo e outra no espaço, passando ao domínio $f-k$, seguidas da depropagação do campo em profundidade, até a metade do percurso realizado pela onda da fonte ao receptor, ou seja, até o ponto em que se originou a reflexão registrada. Então são aplicadas as transformadas inversas de Fourier, retornando o campo para o domínio $t-x$, em que é feito o imageamento.

2.5 Interpretação Sísmica

Após o processamento, a seção sísmica empilhada e migrada (ou vice-versa) é submetida a uma equipe de intérpretes, que irão tentar identificar na seção feições com boas possibilidades de ser algum reservatório de hidrocarbonetos, principalmente estruturas com boas trapas. Como nem todas as estruturas favoráveis contêm óleo ou gás, e como a perfuração de poços petrolíferos tem altíssimos custos, a interpretação tem também como objetivo extrair o máximo de informação possível do dado sísmico, tanto da história geológica da área quanto da natureza das rochas, para que se forme uma boa estimativa da probabilidade de haver hidrocarbonetos nas estruturas mapeadas.

Anomalias que apareçam nas seções podem também dar condições ao intérprete de distinguir eventos locais de eventos regionais, bem como informação

geológica de ruídos coerentes não removidos durante o processamento. Das inconformidades é possível ainda inferir variações do nível do mar (eustasia), relacionando-as com o tempo geológico, o que ajuda na datação dos sedimentos. Padrões no dado podem indicar o ambiente de deposição. As velocidades das ondas nas rochas estão relacionadas à sua litologia e origem. Estes tipos de análise são integrantes da estratigrafia sísmica.

A velocidade, a refletividade e outras propriedades das rochas podem ser sensivelmente alteradas pela presença de fluido nos poros, assim, efeitos do acúmulo de hidrocarbonetos são vistos.

São várias as técnicas utilizadas na interpretação, e algumas são listadas a seguir.

a. Mapeamento de horizontes

Os horizontes desenhados nas seções sísmicas fornecem apenas imagens bi-dimensionais. Para a determinação de fechamento de uma estrutura, localização do seu ponto mais alto e outras características, é necessária uma imagem tri-dimensional. Para isso, esta estrutura (horizonte) é marcada em seções intervaladas, algumas, as demais sendo interpoladas. Assim é possível obter uma imagem clara de uma interface em toda ou em uma parte do levantamento 3D.

b. Características estruturais

A interpretação dos dados sísmicos é mais eficiente quando utiliza o conhecimento prévio de algumas características do meio. Trapas estruturais, como anticlinas ou de falhas, *leads* (possíveis trapas), trapas resultantes de *pinchouts*, etc., são objetivos prévios, que recebem mais atenção, tanto no processamento quanto na interpretação dos dados.

c. História geológica

Após a extração das informações estruturais, o próximo passo é trabalhar ao máximo a história geológica da região. A determinação da idade dos horizontes é fundamental na conexão desta história com a seção. Linhas sísmicas que passem perto o suficiente de poços petrolíferos na região podem ajudar na correlação entre os horizontes sísmicos e horizontes geológicos.

d. Compilação das observações

A união de todas as informações, construção de um cubo tridimensional com os horizontes e estruturas mapeadas (Figura 2.11), adição dos dados de poço, criação de sismogramas sintéticos, enfim, nesta etapa, são feitas as conclusões de todo o trabalho de interpretação sísmica.

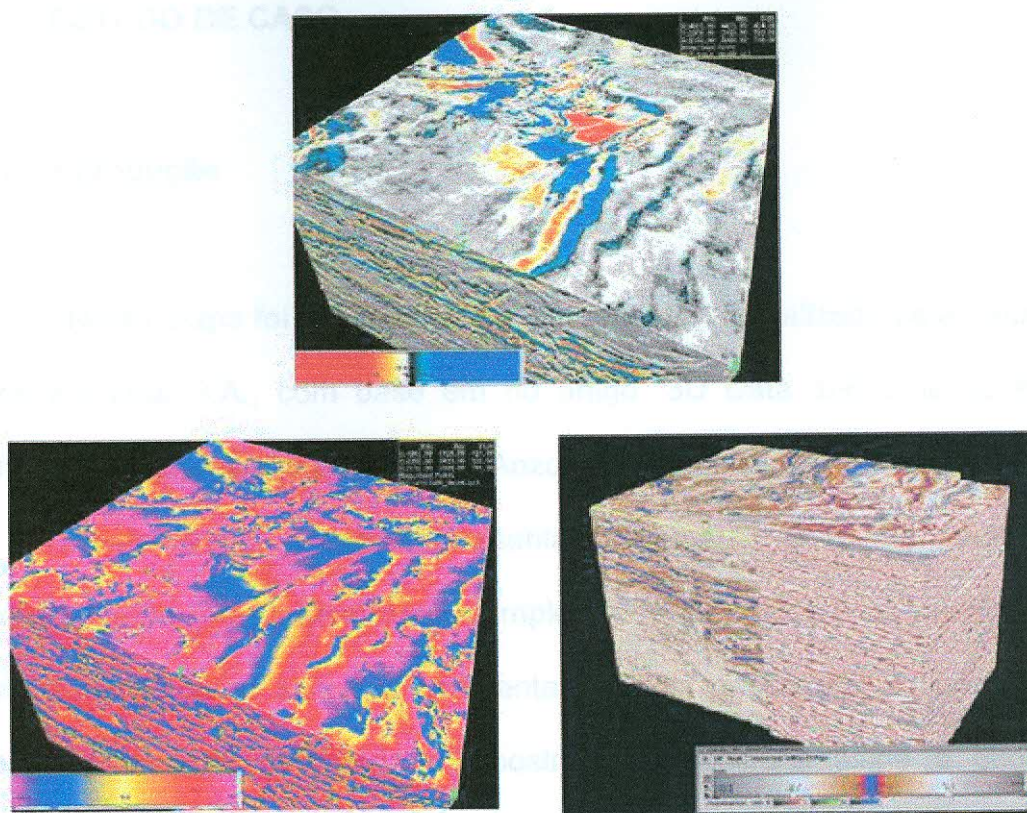


Figura 2.11: Cubo 3D após a interpretação. Fonte: Damasceno, 2007, extraído de Taner, 2001.

3 ESTUDO DE CASO

3.1 Introdução

Nesta etapa foi estudado um levantamento 3D realizado pela empresa Petrotech Peruana S.A., com base em no artigo "3D Data and Seismic Attributes in Offshore Talara" escrito por Rodolfo Anzoleaga e publicado no INGEPET em 2002.

Neste artigo, o autor apresenta brevemente a região onde foi feito o levantamento, mencionando sua complexidade geológica e os principais objetivos do trabalho com a sísmica. Apresenta também a área da aquisição, com suas características de geometria e amostragem. Menciona ainda a geometria e a amostragem utilizadas no processamento sísmico. Quanto à interpretação dos dados, o autor explica os principais aspectos estudados, com os principais prospectos, as técnicas utilizadas e as conclusões do trabalho.

3.2 Geometrias de aquisição e processamento

A região explorada é onde se localiza o bloco Z2-B, bloco essencialmente marítimo que compreende toda a área costeira da bacia de Talara, como pode ser visto na figura 6.1 e em maior detalhe na figura 6.2.

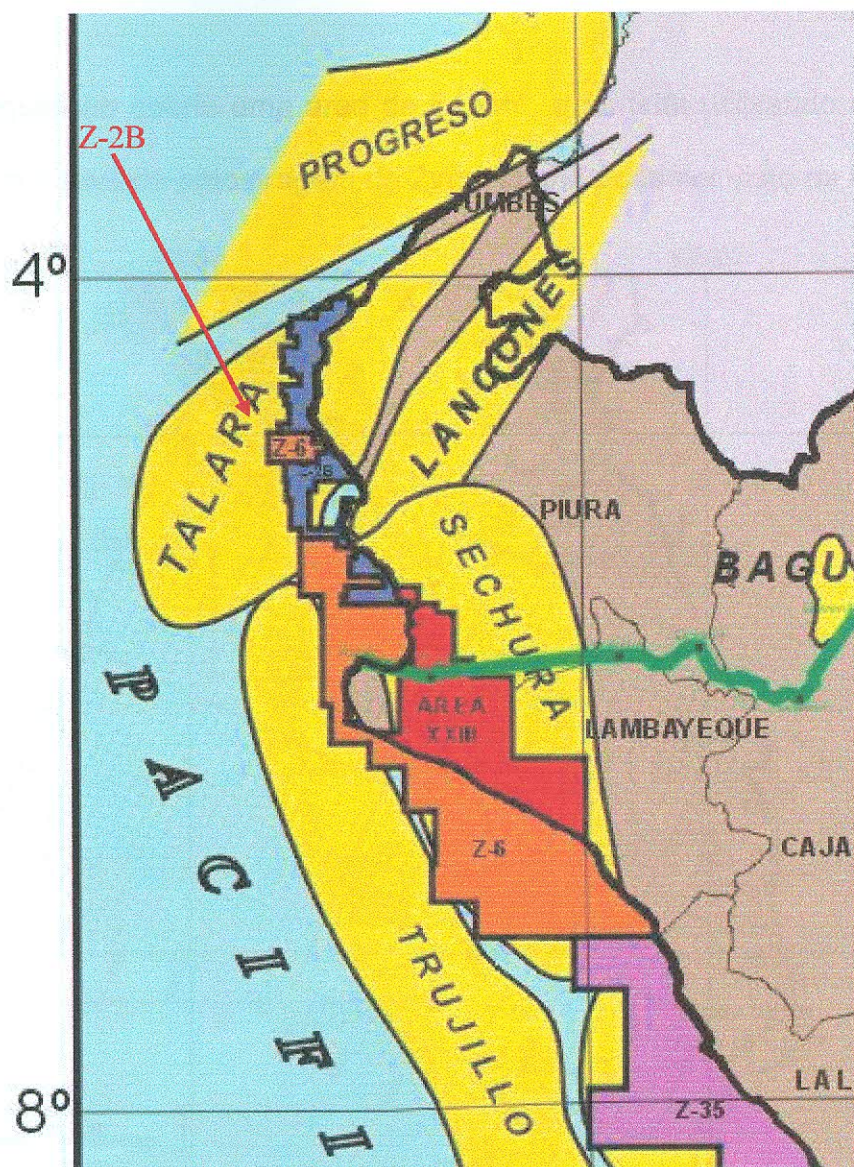


Figura 6.2: Detalhe: bloco Z-2B. Fonte: Apresentação Petro-Tech, 2007.

A área é conhecida por sua complexidade geológica e o objetivo principal do levantamento foi de melhor entender as variações estruturais e estratigráficas nos campos petrolíferos já existentes e as áreas que os cercam.

O artigo mostra os resultados do mapeamento da Formação Parinas na área de Lobitos Sul, onde alguns poços foram furados ao longo dos anos. A interpretação estrutural foi complementada com o mapeamento de atributos sísmicos, de forma a projetar possíveis topos de reservatórios.

A aquisição cobriu uma área de 54 km², e foi feita utilizando cela de 6,25 m por 18,75 m e taxa de amostragem de 2 ms. O grid pode ser visto na figura 6.3.

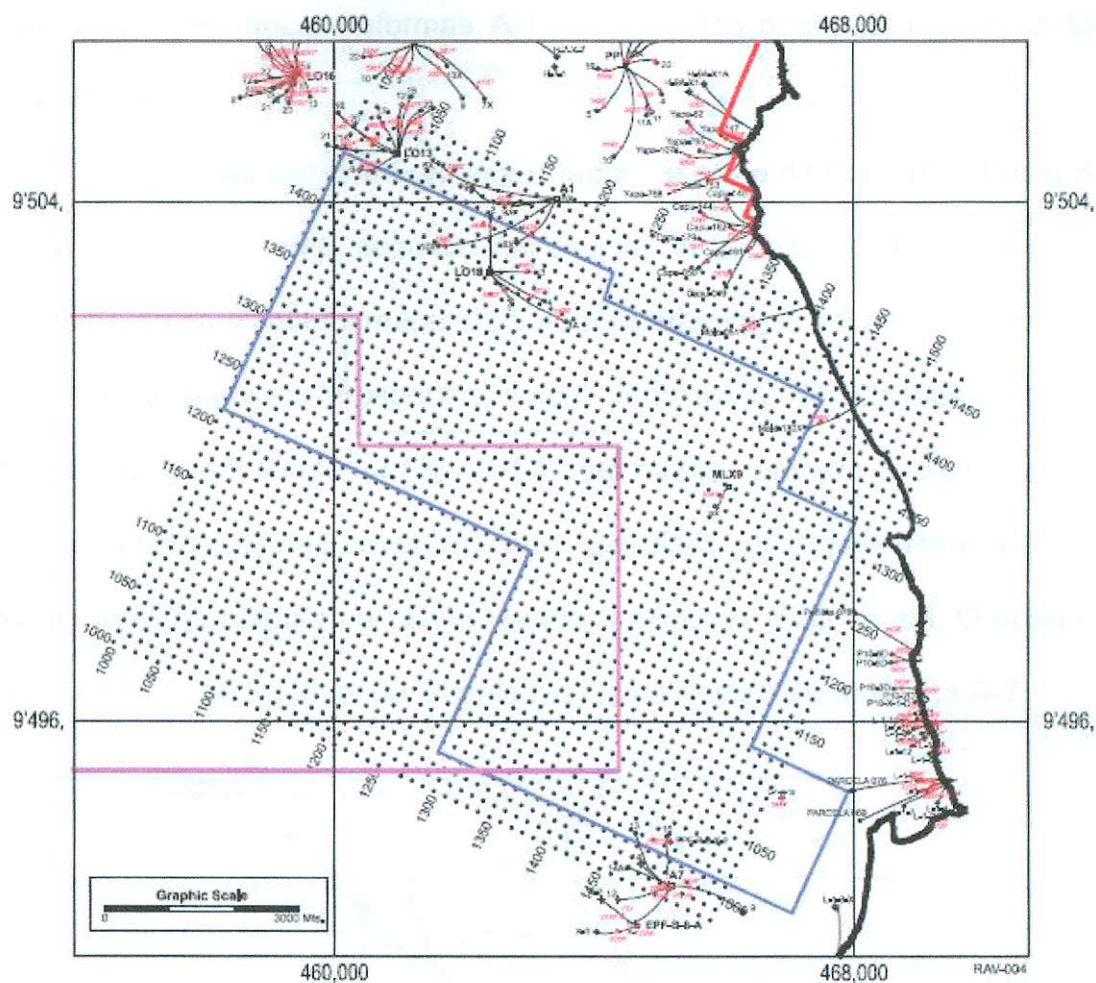


Figura 6.3: Grid do levantamento Lobitos Sul 3D. Fonte: Anzoleaga, 2002.

O processamento dos dados foi feito com taxa de amostragem de 4 ms, e a qualidade dos mesmos, segundo o autor, variou de regular a muito ruim (Figura 6.6).

3.3 Interpretação

Para a interpretação, o dado foi amarrado aos dados de poços do campo de Lobitos LO-18, das plataformas A-1 e A-7 e dos poços EPFB-8X2 e MLX9-15X (Figura 6.4).

Foram mapeadas a Formação Parinas e parte da Formação Basal Salina, na área do 3D. Para tanto, segundo Anzoleaga, foi “picado” um bom número de linhas e o resto do horizonte foi mapeado automaticamente no volume.

Três *plays* (ou prospectos) foram definidos e identificados como A, B e C. Estes podem ser vistos na Figura 6.4, que mostra também as falhas que cercam a Formação Parinas nas áreas próximas aos *plays*. Os prospectos A e B encontram-se na área da plataforma LO-18, sendo o segundo mais ao sul. O prospecto C se localiza na parte Sudeste do levantamento, ao Norte da plataforma A-7.

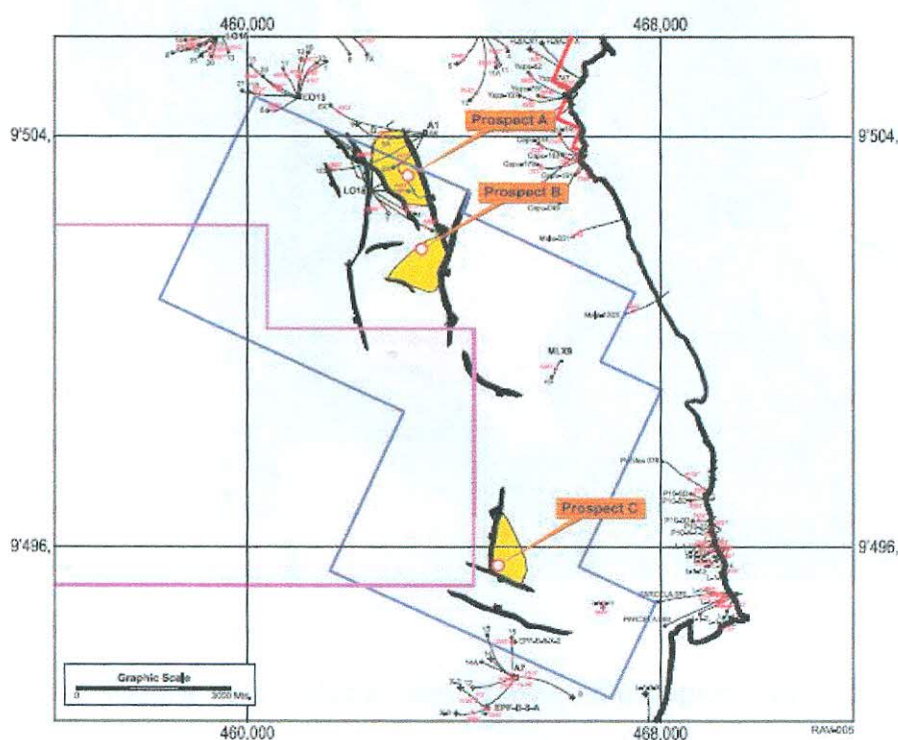


Figura 6.4: Mapa da Formação Parinas e prospectos. Fonte: Anzoleaga, 2002.

Prospecto A

Este é um prospecto de desenvolvimento, que cai em um bloco falhado com dois poços produtores ao nível de Parinas, A1-8X e LO18-3. Segundo o autor, o prospecto deveria ser furado por um poço direcional ligado à plataforma LO-18 para atingir as formações Parinas e Basal Salina. A Figura 6.5 é o mapa de tempo geológico da Formação Parinas. A Figura 6.6 é a seção de uma linha arbitrária, mostrando a provável localização do poço e o desvio necessário para alcançar as formações desejadas.

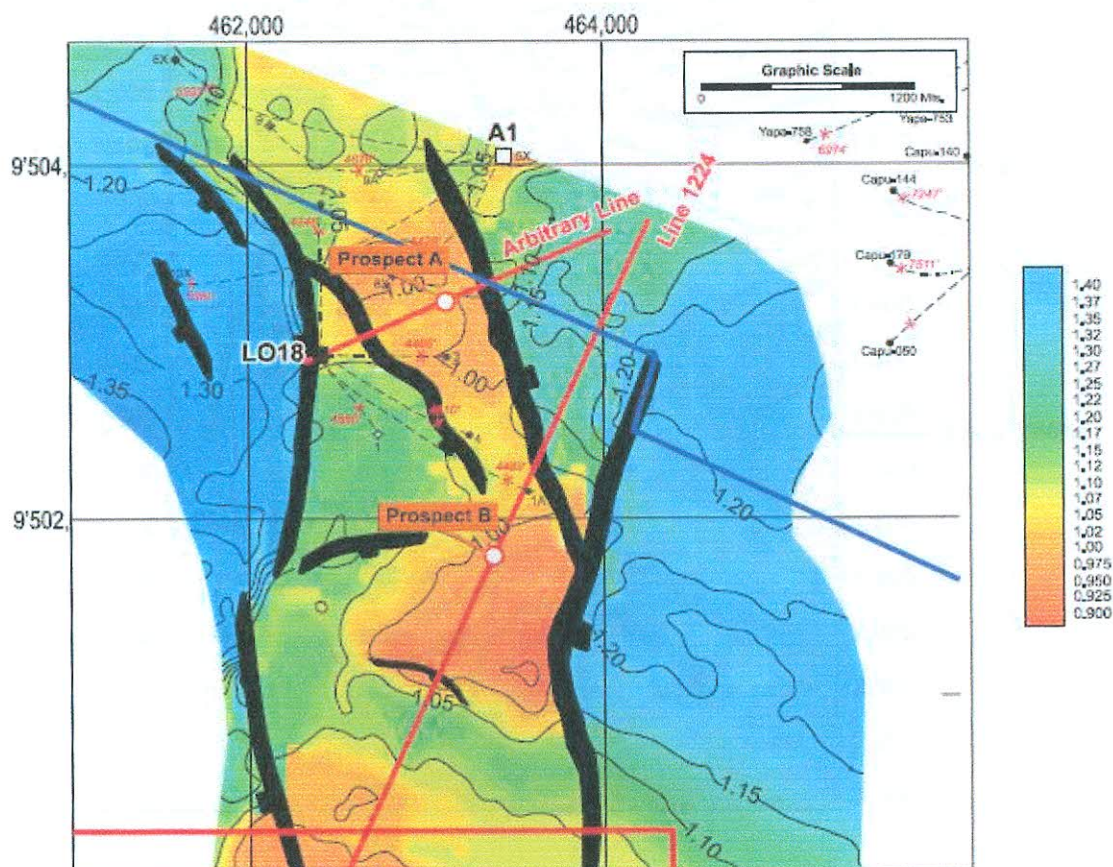


Figura 6.5: Mapa de Tempo Geológico da Formação Parinas. Fonte: Anzoleaga, 2002.

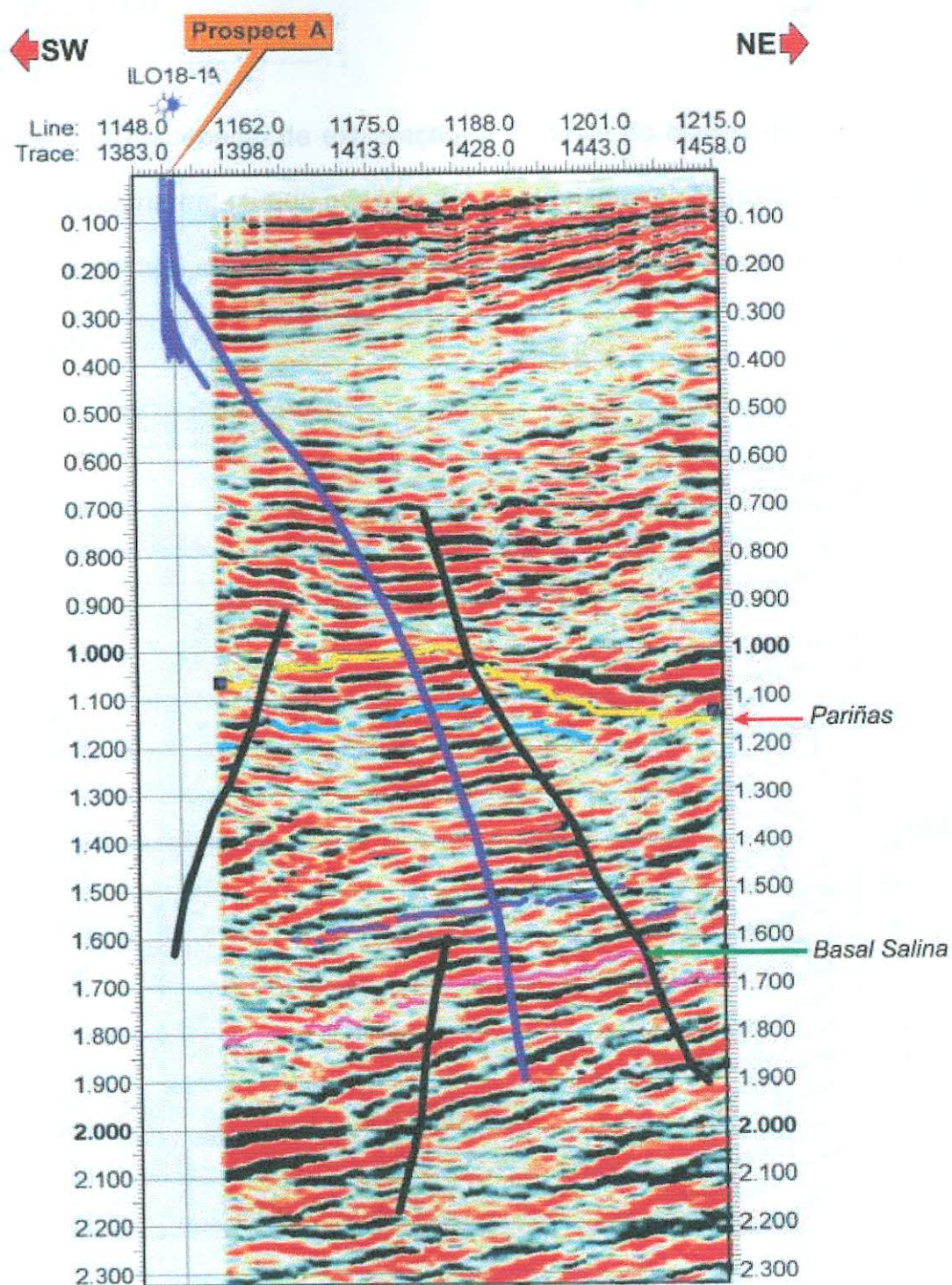


Figura 6.6: Linhas sísmica cortando o prospecto A. Fonte: Anzoleaga, 2002.

Prospecto B

Este é um prospecto de exploração, a Sudeste do campo de Lobitos. Trata-se de um alto estrutural gerado por uma falha de orientação Norte-Sul. A figura 6.7 é uma linha sísmica Sudoeste-Nordeste que mostra a locação deste prospecto.

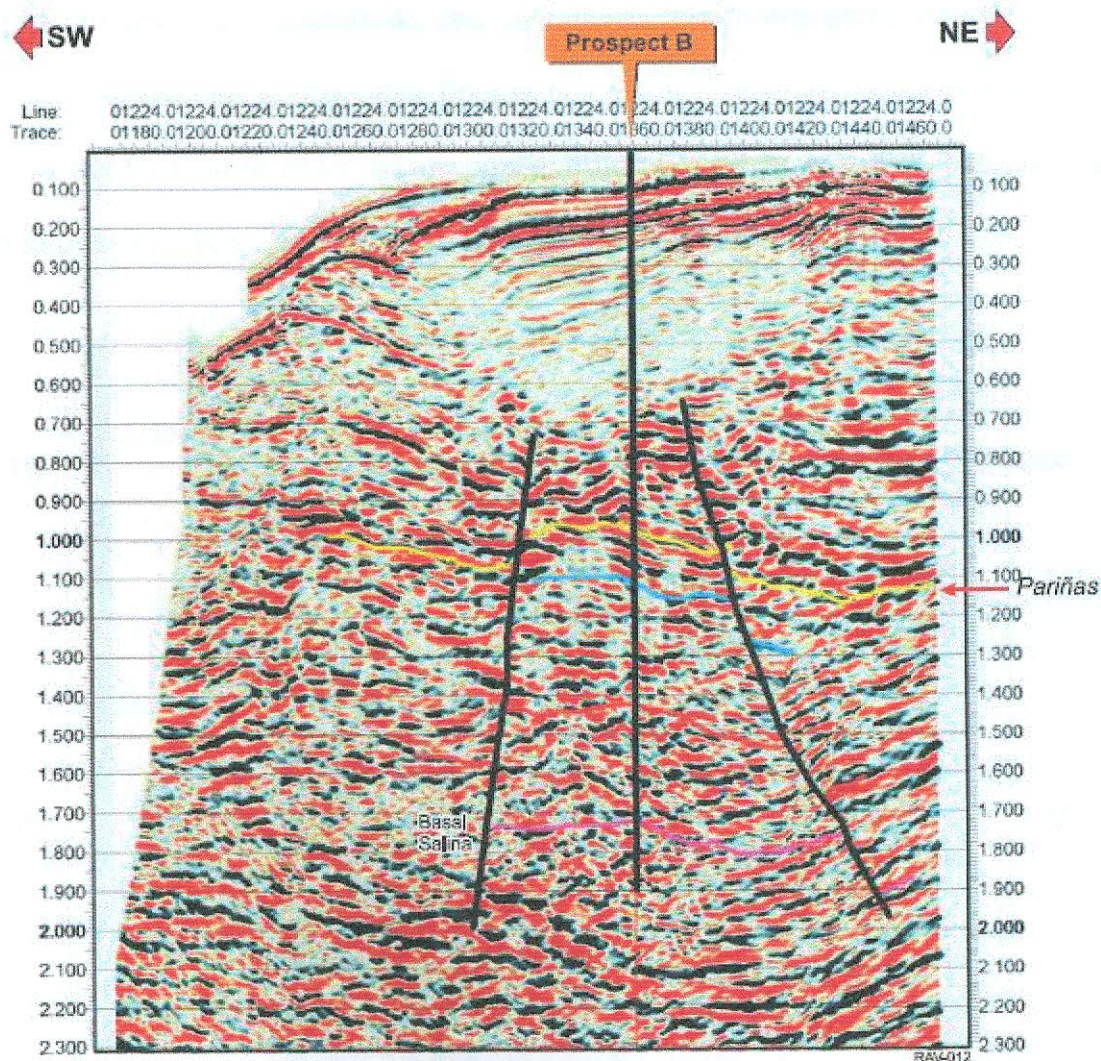


Figura 6.7: Linhas sísmica cortando o prospecto B. Fonte: Anzoleaga, 2002.

Atributos Sísmicos

A Figura 6.8 é um mapa de amplitudes *rms* para uma janela de 0.1 s abaixo da Formação Pariñas. Ela mostra uma anomalia interessante associada a esta

formação na região de interesse, incluindo a área onde se encontram dois poços produtores (A1-8X e LO18-3).

Este mapa de amplitudes foi construído através do cálculo do espectro de amplitudes e sua média (*rms*) no intervalo de tempo especificado. Segundo o autor, as amplitudes *rms* são sensíveis a arenitos, ajudando na identificação de *leads* que não são aparentes quando do uso de estudos puramente estruturais.

Através da análise das figuras 6.5 e 6.8 é possível notar que nesta área há uma conformidade entre os mapas estrutural e de amplitudes, fazendo dela uma boa possibilidade de locação ao nível da Formação Parinas.

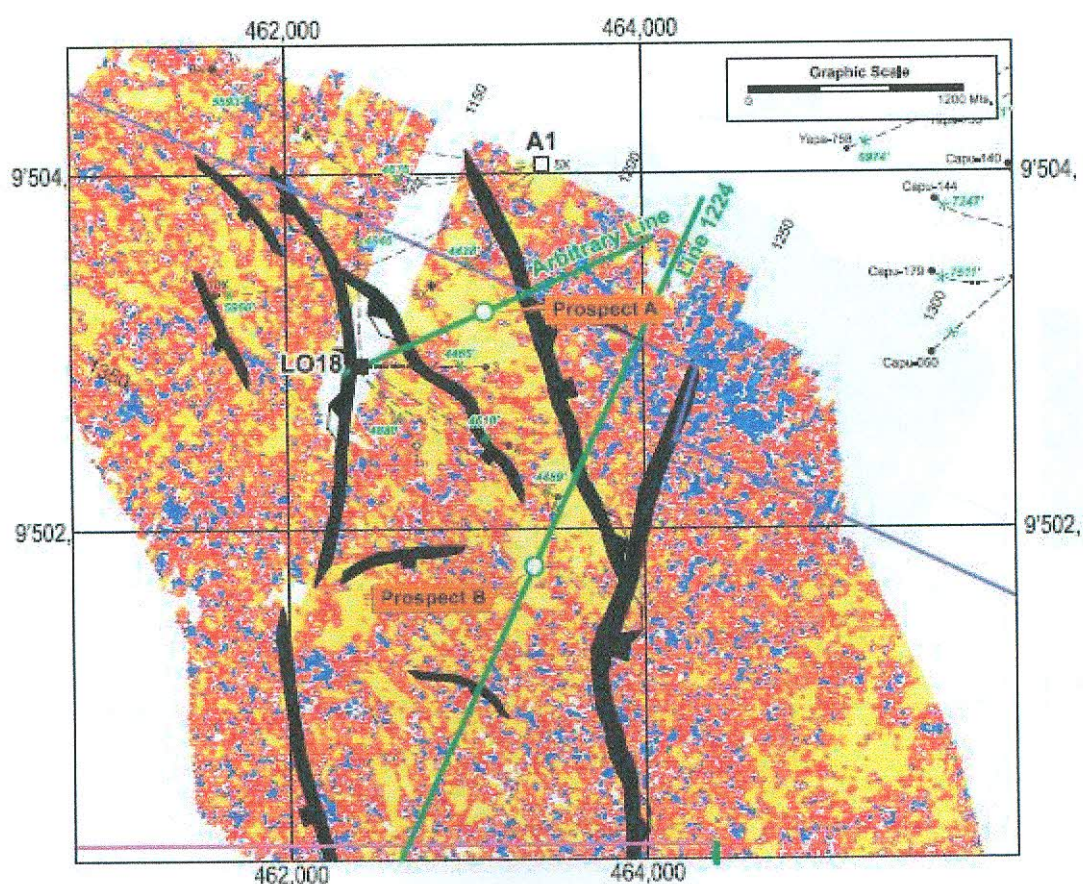


Figura 6.8: Mapa de amplitudes *rms* - Formação Parinas. Fonte: Anzoleaga,

2002.

Prospecto C

Localizado ao Sudeste do levantamento, é dado por uma anticlinal ao nível de Parinas, como pode ser visto no mapa de tempo geológico da Figura 6.9. Uma linha sísmica Leste-Oeste (Figura 6.10) mostra a locação deste prospecto. A Figura 6.11 é um corte no tempo (*time slice*) próximo ao topo da estrutura, definindo a mesma e os falhamentos presentes na área.

Segundo Anzoleaga, essa parte da Bacia de Talara é muito falhada, por isso é raro se ver uma anticlinal tão bem definida em um *time slice*.

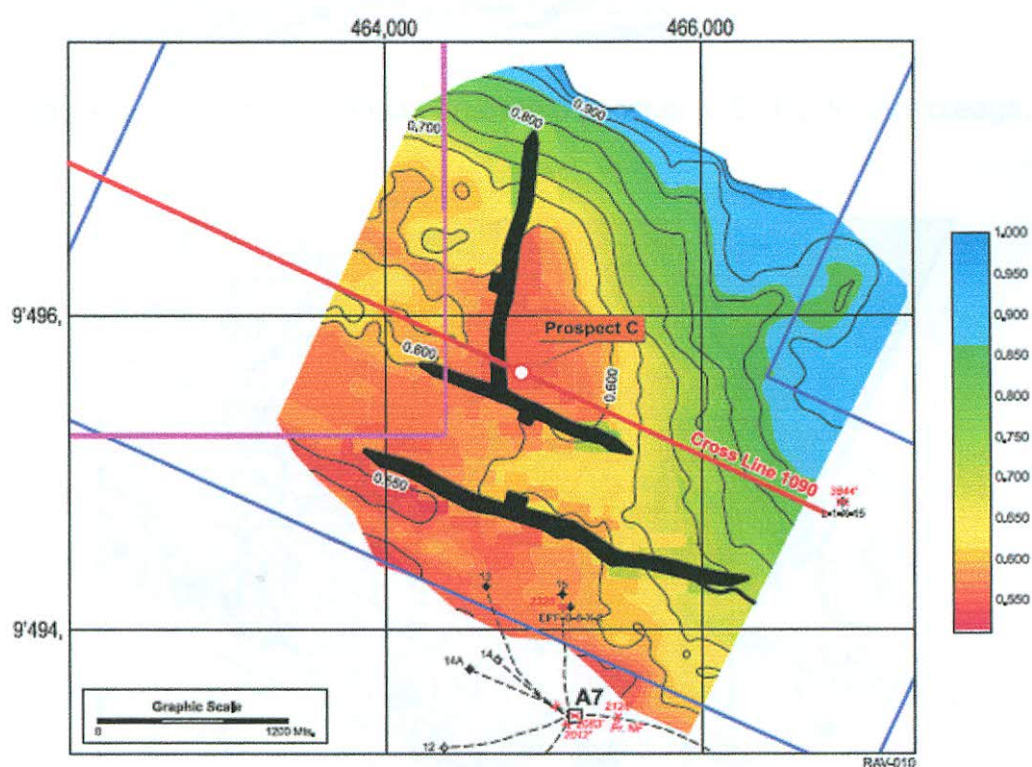


Figura 6.9: Mapa de Tempo Geológico da Formação Parinas na área do prospecto C. Fonte: Anzoleaga, 2002.

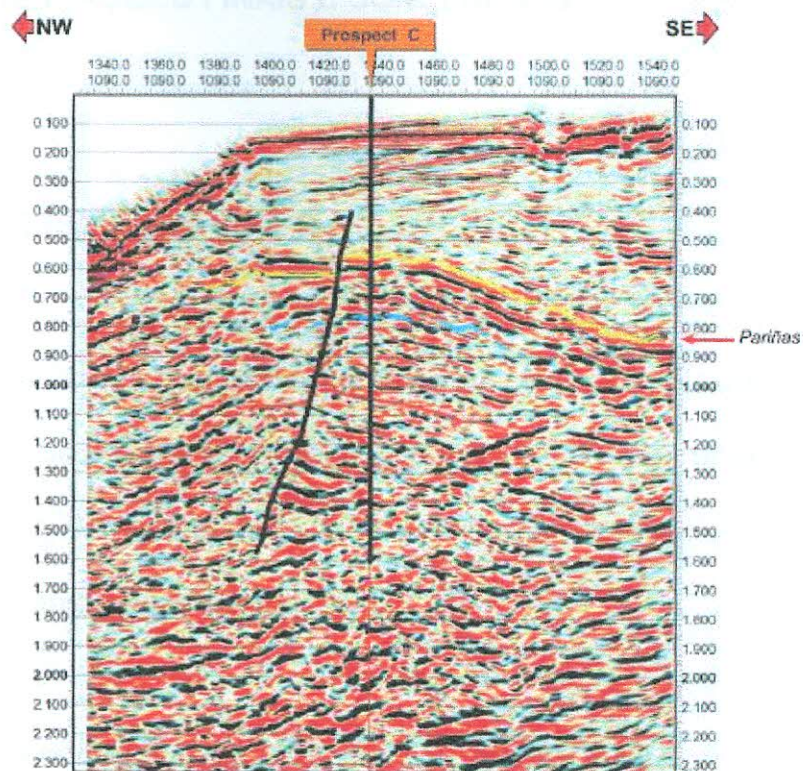


Figura 6.10: Linhas sísmica cortando o prospecto B. Fonte: Anzoleaga, 2002.

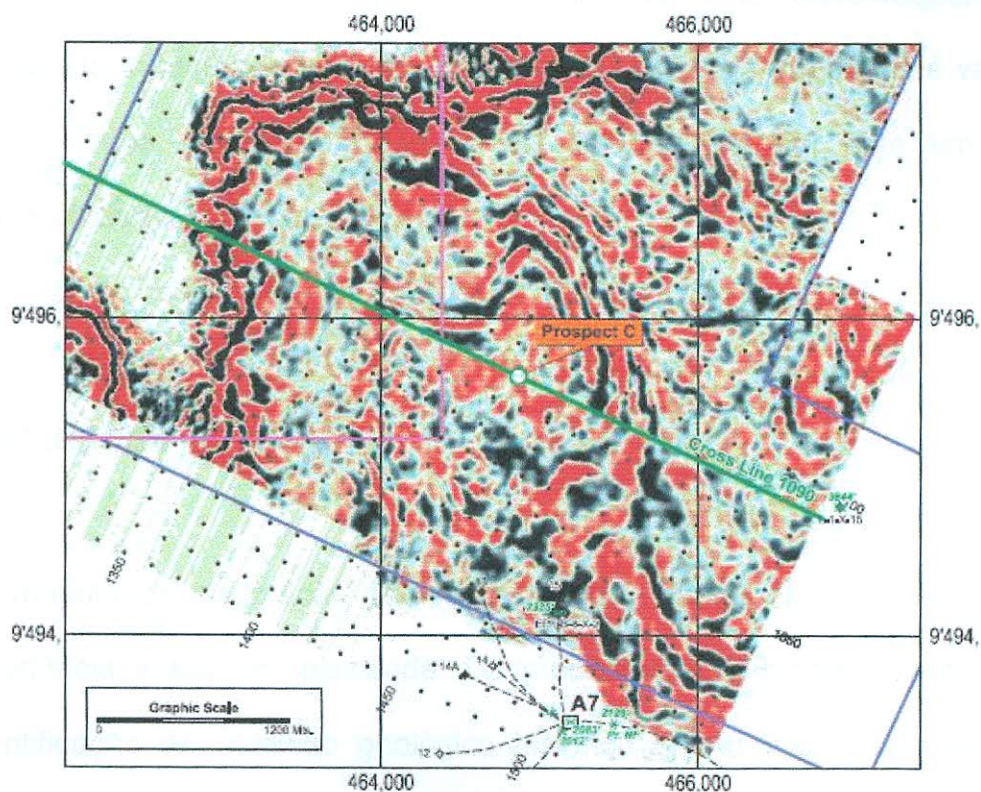


Figura 6.11: *Time Slice* ao nível da Formação Paríñas, na área do prospecto C. Fonte: Anzoleaga, 2002.

4 OBSERVAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES

4.1 OBSERVAÇÕES FINAIS

- Em áreas com estruturas geológicas complexas em que há grandes variações laterais de velocidade, a consideração das reflexões como hipérbolas no registro sísmico não é válida. Nestes casos, a migração em profundidade e antes do empilhamento se torna imperativa.
- Métodos que trabalham no domínio da frequência possuem a conveniência de facilitar o processamento em paralelo (em clusters de computadores), aproveitando ao máximo o desempenho das máquinas, já que cada frequência pode ser processada independentemente. Esta é uma das mais importantes vantagens dos métodos que operam no domínio de Fourier, por ser este um recurso largamente utilizado.

4.2 CONCLUSÕES

O trabalho de exploração de petróleo envolve muitas etapas, cada uma com sua importância e sua complexidade. Os procedimentos iniciais devem envolver uma identificação do contexto geológico histórico em que se encontra a bacia sedimentar em estudo e a história da produção e exploração de petróleo da mesma. Se possíveis, observações de campo são bastante úteis na formulação de hipóteses

sobre o comportamento do meio ao longo dos anos. A utilização de fotos de satélites e mapas de densidades e elevações também contribuem na caracterização da bacia.

No caso de não haver exploração prévia na região, um trabalho de sísmica 2D e talvez até um poço pioneiro fornecem um bom arcabouço de informações preliminares para que então se planeje um levantamento 3D.

Durante o desenvolvimento deste trabalho ficou claro que o trabalho de sísmica 3D é hoje indispensável para a identificação de qualquer reservatório que possa conter hidrocarbonetos, e as técnicas de processamento permitem chegar a imagens cada vez mais precisas e destas obter cada vez mais informações sobre a natureza do reservatórios e fluidos em seu interior.

Foi possível concluir também que a Bacia de Talara possui um bom potencial para exploração de petróleo, já que é classificada com um sistema petrolífero completo, conseqüência principalmente de sua natureza compressiva, e em relação às suas regiões vizinhas possui uma boa produção. Além disso, foi pouco explorada em sua porção marítima.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANZOLEAGA, Rodolfo, 3D Data and Seismic Attributes in Offshore Talara, Informe de Geofísica del Petróleo, Peru, 2002
- BPZ, 2004: "INFORME ANUAL DE PROGRESO CONVENIO DE EVALUACION TECNICA AREA VI, LANCONES – TALARA".
- BPZ, 2005. "INFORME DEL VIAJE DE RECONOCIMIENTO GEOLÓGICO DE CAMPO A LA REGIÓN NOROESTE DEL PERÚ".
- CLAERBOUT, J. F., *Imaging the Earth's Interior*, Blackwell Scientific Publications, 1985
- CAROZZI, A.V., PALOMINO, J.R., The Talara Forearc Basin, NW Peru: Depositional Models of Oil-Producing Cenozoic Clastic Systems. *Journal of Petroleum Geology*, 1993
- DAMASCENO, Andrea, Trabalho de Conclusão de Curso, Especialização em Geofísica do Petróleo, Departamento de Geologia, UFRJ, 2007
- DAUDT, J.; GROSSO, S.; SULLIVAN, M. D. Sea-level changes and tectonic influence in the deposition of the Cabo Blanco Member : Example of an Eocene Fluvio-Estuarine system in Talara Basin, NW Peru. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, v. 97, p. 67-80, 2004.
- DAUDT, J.; SCHERER, C. Arquitetura de Fácies e Evolução Estratigráfica dos Reservatórios Flúvio-Deltaicos da Formação Echinocyamus (Eoceno Inferior) na área do lote 10 (Bacia de Talara, Noroeste do Peru), B. GEOCI. PETROBRAS, v. 14, n.1, p. 27-45, nov. 2005 / maio 2006
- GOMES, Álvaro, Notas de aula, Curso de Introdução à Geofísica, Universidade Petrobrás, 2007.
- GROBA, C.; GALLOSO, J.; REJAS, J.; LEYVA, J.; TOLEDO, R.; DAUDT, J. Analisis del Potencial por Recuperación Secundaria de la Formación Echinocyamus, Lote 10, Cuenca Talara, Perú. In : SEMINARIO INTERNACIONAL EN PRÁCTICAS DE EXPLORACIÓN Y EXPLOTACIÓN DE PETRÓLEO Y GAS - INGEPET, 5., 2005, Lima, Perú. *Anais...* [S.l.: s.n.], 2005
- IDDINGS ARTHUR & OLSSON, 1928: "THE GEOLOGY OR NORTHWESTERN PERÚ" *Bulletin AAPG*, vol 12, pp 1-39.
- MANRIQUE CACERES PERCY, 1993: "INTERPRETACION ESTRUCTURAL Y POSIBILIDADES PETROLIFERAS DEL ÁREA CARPITAS", Departamento de Exploración de GMP S.A, 100pags.

- PALACIOS, J.C.Q., Arquitectura estructural y etapas de deformación de las Cuencas Talara y Lancones, y sus implicancias petrolíferas, Trabalho de Conclusão de Curso, Engenharia Geológica. Departamento de Engenharia Geológica, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Peru, 2006
- PETRO-TECH. Exploration Activities of Petro-Tech Peruana, S.A., NAPE Expo, Houston, Tx - USA, 2007
- POZO, G. Bioestratigrafía de Alta Resolución y su Aplicación en la Identificación de Secuencias Cronoestratigráficas de Tercer Orden en el Paleógeno del Lote 10, Cuenca Talara, Perú. In : CONGRESSO PERUANO DE GEOLOGIA, 11., 2002, Lima, Peru. Sociedad Geologica del Perú, 2002. p. 249-264.
- SERRANE MICHEL, 1987: "INFORME GEOLÓGICO SOBRE LA EVOLUCION TECTONICA Y SEDIMENTARIA DE LA CUENCA TALARA", parte I y II, del Instituto Francés de Estudios Andinos y Petróleos del Perú (Dpto. de Geología). 73pags.
- SHERIFF, R.E., 1984, Encyclopedic Dictionary of Exploration Geophysics. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa
- TANER, M.T., "Seismic attributes", CSEG Recorder, 2001
- TELFORD, W.M., L.P. Geldart, R.E. Sherrif and D.A. Keys, 1976, Applied Geophysics. Cambridge University Press
- VICENTINI, Armando, Notas de aula, Curso de Introdução à Geofísica, Universidade Petrobrás, 2007.
- VIEIRA, J.M.B., Migração Pré-Empilhamento por Rotação de Fase com Interpolação, PSPI e Aplicações, M.Sc., Dissertação, Departamento de Engenharia Civil, COPPE/UFRJ, 2005
- VILLAR, Héctor, PARDO, Alfredo, Potencial de Hidrocarburos y Sistemas de Petróleo em las Cuencas Costeras del Peru, Informe de Geofísica del Petróleo, Peru, 1999
- www.wikipedia.org
- YILMAZ, O., Seismic data processing, Investigation in Geophysics, 2, SEG, 1987