



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
FACULDADE DE GEOFÍSICA**

ANTONIO RIZIMAR DE ANDRADE CUNHA

**CONVERSÃO EM PROFUNDIDADE DE DADOS MIGRADOS EM
TEMPO DA BACIA DO PARNAÍBA**

**BELÉM – PA
2012**

ANTONIO RIZIMAR DE ANDRADE CUNHA

**CONVERSÃO EM PROFUNDIDADE DE DADOS MIGRADOS EM
TEMPO DA BACIA DO PARNAÍBA**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado à
Faculdade de Geofísica do Instituto de Geociências da
Universidade Federal do Pará – UFPA, em cumprimento
às exigências para obtenção de grau de bacharel em
Geofísica.

Orientador: Prof. Dr. João Carlos Ribeiro Cruz

BELÉM – PA
2011

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)
Biblioteca Geólogo Raimundo Montenegro Garcia de Montalvão

C972c Cunha, Antonio Rizimar de Andrade

Conversão em profundidade de dados migrados em tempo da Bacia do Parnaíba / Antonio Rizimar de Andrade Cunha; Orientador: João Carlos Ribeiro Cruz – 2012
101 f. : il.

Trabalho de Conclusão de Curso (graduação em geofísica) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Faculdade de Geofísica, Belém, 2012.

1. Prospecção – Métodos geofísicos. 2. Técnicas de Processamento Sísmico. 3. Conversão de Tempo para Profundidade. 4. Bacia do Parnaíba. I. Cruz, João Carlos Ribeiro, *orient.* II. Universidade Federal do Pará. III. Título.
CDD 20ª ed.: 622.153

ANTONIO RIZIMAR DE ANDRADE CUNHA

**CONVERSÃO EM PROFUNDIDADE DE DADOS MIGRADOS EM
TEMPO DA BACIA DO PARNAÍBA**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado à
Faculdade de Geofísica do Instituto de Geociências
da Universidade Federal do Pará – UFPA, em
cumprimento às exigências para obtenção de grau
de bacharel em Geofísica.

Data de aprovação: ____/ ____/ ____

Conceito: _____

Banca examinadora:

Prof. João Carlos Ribeiro Cruz - Orientador
Doutor em Geofísica
Universidade Federal do Pará

Prof. Pedro Andrés Chira Oliva – Membro
Doutor em Geofísica
Universidade Federal do Pará

Prof. Manoel de Jesus dos Santos Costa - Membro
Doutor em Geofísica
Universidade Federal do Pará

Aos meus Pais (Ribamar e Zilda), irmãos (Denise e Diego), esposa (Cristiane) e filha (Lara) por todo incentivo, carinho e compreensão.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus por ter me concedido saúde e inspiração para que fosse possível a conclusão deste trabalho e por ter colocado muitas pessoas maravilhosas no meu caminho;

Aos meus amados pais, Manoel Ribamar e Zilda, que nunca hesitaram em me ajudar por toda minha vida e, principalmente nos momentos que mais precisei. Foram meus pilares, ensinando-me com seus exemplos a lutar pelas conquistas;

Aos meus amados irmãos, Diego e Denise, os quais sempre ofereceram apoio e companheirismo desde o início de nossas vidas;

À minha tia Maria Rita e ao meu primo Sérgio Romário, pessoas que sempre se mostraram companheiros e crentes em minhas expectativas me incentivando na luta contra as dificuldades;

À minha filha Maria Lara e esposa Cristiane, pessoas que me fizeram enxergar além de minhas fronteiras e querer buscar o que antes eu não conhecia;

Aos meus amigos-irmãos Josafat Lopes e Wilber Stewart, que desde o início do curso sempre foram meus companheiros sinceros em todos os momentos de nossa caminhada, ajudando-me sem cessar;

Aos meus queridos tios, Juracy e Tereza por terem me adotado como filho durante todo esse tempo, oferecendo-me carinho, confiança, incentivo, amizade e afeição;

À Agência Nacional do Petróleo (ANP) pelo convênio com a UFPA/ANP/PRH-06, e pela concessão de minha bolsa de iniciação científica na graduação;

Ao Professor João Carlos Ribeiro por ter aceitado ser meu orientador no momento em que eu mais precisei e por sua dedicação incessante, paciência e disponibilidade no decorrer deste trabalho;

Aos Professores Pedro Chira e Manoel de Jesus por terem aceitado participar da minha bancada;

Ao Professor André Andrade por ter sido paciente em relação às entregas dos relatórios semestrais sobre o desenvolvimento do trabalho, sobretudo, por seus conselhos e apoio;

À Professora Ellen Gomes que ofereceu a primeira bolsa estágio na graduação, ensinando-me a ser uma pessoa mais ativa nas diversas situações;

À Universidade Federal do Pará, pelos equipamentos e espaço cedido durante minha formação acadêmica;

Aos demais amigos da faculdade de geofísica pelos momentos de alegria e descontração, tornando o curso divertido e acolhedor.

RESUMO

Atualmente, a Bacia do Parnaíba é considerada por muitos uma ‘fronteira exploratória’ em vista a tantos insucessos no que diz respeito à exploração petrolífera. Por exemplo, dos 33 poços distribuídos em toda sua extensão, apenas três possuem indícios de Hidrocarbonetos (HC). Porém, geologicamente falando, esta bacia é uma das mais desconhecidas a julgar por suas proporções gigantescas. Nesse contexto, a Agência Nacional do Petróleo (ANP) lança mão de um projeto de processamento sísmico com intuito de ampliar o conhecimento sobre a mesma. No presente trabalho foram realizadas técnicas de processamento sísmico com auxílio do *software* ProMAX® da Land Mark Corporation, com intuito de promover a conversão em profundidade de uma seção migrada em tempo da Linha 295_0007 a partir de uma tabela de velocidade intervalar em tempo e da retropropagação do raio imagem. Desta forma, pretende-se obter uma melhora na qualidade da imagem sísmica, tornando-a mais satisfatória ao interprete. O resultado da conversão em profundidade foi comparado com resultados de trabalhos de outros autores, os quais utilizaram métodos geofísicos distintos, tais como: perfil composto de poço possibilitando à calibração de dados de poço com dados sísmicos, importante na identificação dos horizontes sísmicos mais relevantes; mapa de anomalia Bouguer e do Relevo Topográfico do Embasamento da Bacia, os quais dão uma boa indicativa de regiões que possuem baixos estruturais bastantes marcantes. A correlação da seção sísmica com outros tipos de dados reforça os resultados implicando em uma interpretação geológica mais coerente e, conseqüentemente, sugerindo um modelo adequado para área em estudo.

Palavras-chave: Prospeção – Métodos geofísicos. Técnicas de processamento sísmico. Conversão de tempo para profundidade. Métodos geofísicos. Bacia do Parnaíba.

ABSTRACT

Nowadays, the Parnaíba basin is considered by many authors as an ‘exploratory frontier’ due to many unsuccessful trials in oil exploration. For example, considering 33 wells distributed along of its extension, only three have evidences of hydrocarbons (HC). However, in geological terms, this basin is one of the most unknown basins, pondering its giant proportions. In this context, the National Petroleum Agency (NPA) has released a seismic processing project aiming to improve the knowledge about the basin. At the present work, it was applied seismic processing techniques supported by ProMAX@ software, property of the LandMark Corporation, in order to perform the depth conversion of a time-migrated section of Line 295_0007 from a time interval velocity table and retropropagation of the image ray. By this method, it is aimed to improve the quality of the seismic image, turning it more reasonable to the interpreter. The result of the time-to-depth conversion was compared to the results obtained by other authors who used different geophysical methods such as: composite well log profiles, which enable to calibrate well log data and seismic data, important factor to the identification of the most relevant seismic horizons; Bouguer Anomaly Map and the Topographic Relief of Basin Basement, which proportionate good indications of regions that have remarkable structural lows. The correlation of the seismic section with other kinds of data reinforces the results, providing more coherent geological interpretation and, consequently, a better accurate model for the studied field.

Keywords: Prospecting - Geophysical methods. Processing techniques for deep seismic. Conversion time. Geophysical methods. Parnaíba Basin.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 - Mapa de localização da Bacia do Parnaíba e da área alvo (vermelho) e estudada (em azul).....	18
Figura 2 - Limites Geológicos das bacias do Parnaíba, Grajaú e São Luís.....	20
Figura 3 - Seção geológica esquemática da Bacia Parnaíba.....	21
Figura 4 - Relação entre os eixos deposicionais dos grupos Serra Grande e Canindé, e os lineamentos Transbrasiliano e Picos-Santa Inês	22
Figura 5 - Esboço do posicionamento geotectônico do início da sedimentação da Bacia do Parnaíba no Gondwana Ocidental durante o fim do Ciclo Pan-africano/Brasiliano.....	23
Figura 6 - Estruturas de compartimentação no Mesozóico.....	25
Figura 7 - Carta estratigráfica da Bacia do Parnaíba.....	26
Figura 8 - Carta estratigráfica mostrando os possíveis <i>plays</i> exploratórios da bacia.....	34
Figura 9 - Percurso das Reflexões das ondas sísmicas com arranjo fonte – receptores.....	35
Figura 10 - Onda refletida em meios com diferentes valores de impedância acústica. As reflexões seguem a lei de Snell	36
Figura 11 - Representação das ondas refletidas, diretas e refratadas no gráfico Tempo X Posição e suas formas.....	37
Figura 12 - Elementos necessários para se determinar a equação do tempo de transito da onda refletida.....	38
Figura 13 - Curva simétrica com relação ao eixo dos tempos da onda refletida.....	39
Figura 14 - Gráfico tempo X distância.....	40
Figura 15 - Representação de um refletor inclinado.....	41
Figura 16 - Influência do mergulho do refletor sobre a hipérbole deslocada.....	42
Figura 17 - Movimento das partículas durante a passagem da onda P (a) e S.....	44

Figura 18 - Valores corriqueiros de velocidades em trabalhos de prospecção.....	45
Figura 19 - São geradas ondas S refletidas e transmitidas a partir da onda P.....	46
Figura 20 - Exemplo de sismograma sintético. (A) litologia, (B) impedância acústica, (C) função refletividade, (traço sísmico final) e (E) reflexões individuais de cada interface.....	47
Figura 21 - Resolução sísmica vertical.....	49
Figura 22 - A Zona de Fresnel diminui com o aumento da frequência, porém há um ganho na resolução.....	50
Figura 23 - Etapas básicas do processamento sísmico.....	51
Figura 24 - Família de tiro comum. Deslocando-se os receptores com espaçamento constante é determinada a cobertura desejada.....	52
Figura 25 - Vários pares de fontes/receptores realizam a cobertura de um ponto comum em profundidade.....	53
Figura 26 - Deslocamentos dos picos de reflexão e nivelamento das reflexões para um datum de referência.....	54
Figura 27 - Velocidades intervalares de cada camada.....	55
Figura 28 - Geometria para o cálculo da velocidade média quadrática e intervalar	55
Figura 29 - Correção dinâmica ou normal moveout.....	57
Figura 30 - Família de Ponto Médio Comum (a), corrigida de NMO (b) e posteriormente empilhada para produzir o traço simulado de afastamento nulo(c).....	58
Figura 31 - Seção sísmica não migrada em tempo mostrando uma imagem não real em subsuperfície.....	59
Figura 32 - Profundidade aparente do refletor inclinado na seção sísmica não migrada.....	59
Figura 33 - Efeito do processo de migração sobre a influência das feições geológicas.....	60
Figura 34 - Raio imagem, raio normal e a curvatura $T - X$ hiperbólica. O raio imagem é perpendicular à superfície da Terra e o raio normal é perpendicular ao refletor.....	62

Figura 35 - Posicionamento regional das linhas 07 e 09.....	66
Figura 36 - Posicionamento local das linhas 07 e 09.....	67
Figura 37 - Seção sísmica migrada em tempo da linha 07 da Bacia do Parnaíba.....	68
Figura 38 - Modelo de velocidade intervalar em tempo.....	69
Figura 39 - Modelo de velocidade intervalar em tempo com a seção sísmica em tempo de fundo.....	69
Figura 40 - Modelo de velocidade intervalar em profundidade.....	70
Figura 41 - Modelo de velocidade intervalar em profundidade com a seção sísmica convertida em profundidade como pano de fundo.....	70
Figura 42 - Seção sísmica convertida em profundidade.....	71
Figura 43 - Representação para identificação das litologias.....	72
Figura 44 - Perfil composto do <i>play</i> secundário Poti/Longá.....	73
Figura 45 - Cabeças/Pimenteiras, principal <i>play</i>	74
Figura 46 - Perfil composto do <i>play</i> Jaicós/Tianguá.....	75
Figura 47 - Comportamento padrão entre os perfis compostos dos poços Floriano e 2-CP-1-MA para a Formação Pimenteiras.....	76
Figura 48 - Comportamento padrão entre os perfis de raio gama dos poços Floriano e 2-PC-1-MA para a Formação Tianguá.....	77
Figura 49 - Principais <i>plays</i> exploratórios da Bacia do Parnaíba.....	77
Figura 50 - O pulso Ricker é simétrico e cria a convolução do sinal.....	78
Figura 51 - Metodologia utilizada na calibração Poço/Sísmica.....	79
Figura 52 - Calibração Sísmica/Poço a partir dos perfis sônico e raio gama.....	80
Figura 53 - Seção sísmica migrada em tempo da linha 07 da Bacia do Parnaíba.....	82
Figura 54 - Seção sísmica convertida em profundidade da linha 07 da Bacia do Parnaíba.....	82

Figura 55 - Linha 09 com o perfil de poço de raio gama e sônico.....	83
Figura 56 - Seção sísmica em tempo da linha 07 antes da interpretação dos horizontes mais significativos.....	84
Figura 57 - Seção sísmica em tempo da linha 07 com os horizontes mais significativos interpretados.....	85
Figura 58 - Seção sísmica convertida em profundidade da linha 07 antes da interpretação dos horizontes.....	85
Figura 59 - Seção sísmica convertida em profundidade da linha 07 com os horizontes mais significativos interpretados.....	86
Figura 60 - Seção sísmica convertida em profundidade, truncada a partir de 6 km, antes da interpretação para que fosse facilitada a correlação e interpretação com outros métodos.....	87
Figura 61 - Seção sísmica convertida em profundidade, truncada a partir de 6 km para que fosse facilitada a correlação e interpretação com outros métodos.....	87
Figura 62 - Seção sísmica em tempo que ilustra continuidade para cima do refletor em vermelho.....	88
Figura 63 - O refletor em vermelho na seção convertida em profundidade sofre um deslocamento para baixo quando comparado com a seção sísmica migrada no domínio do tempo.....	88
Figura 64 - Mapa do Relevo Topográfico do Embasamento da Bacia. As regiões em lilás mostram baixos estruturais da bacia.....	89
Figura 65 - Comparação entre o mapa do embasamento da bacia com a seção sísmica convertida em profundidade mostrando a coincidência entre os baixos estruturais e a anomalia em lilás.....	90
Figura 66 - Mapa de anomalia Bouguer. A linha 07 corta um baixo estrutural mostrado pela anomalia de massa indicada pela superfície fechada	90

Figura 67 - Correlação entre o mapa de bouguer com a seção sísmica e profundidade. Observe que a posição da anomalia de massa coincide com o baixo estrutural observado.....	91
Figura 68 - Perfil gravimétrico modelado que pode ser relacionado com a seção sísmica da linha 07	91
Figura 69 - As comparações entre o modelo gravimétrico proposto por Teixeira (2010) e a seção sísmica convertida em profundidade guardam semelhança tanto na geometria quanto nas comparações entre as profundidades dos estratos.....	92
Figura 70 - Semelhanças entre as profundidades dos estratos da bacia quando somados individualmente até a Formação Jaibaras e da seção sísmica convertida em profundidade.....	92
Figura 71 - Os horizontes interpretados no domínio do tempo auxiliaram Pinheiro (2011) na construção do modelo 2,5D da bacia.....	93
Figura 72 - Construção das curvas de contorno a partir dos principais horizontes da linha sísmica 07.....	93
Figura 73 - Modelo estrutural 2,5D construído a partir da linha 07 da bacia mostrando a possível forma do arcabouço da bacia.....	94
Figura 74 - Visão frontal do modelo 2,5D.....	94
Figura 75 - Modelo 2,5D do principal <i>play</i> da bacia.....	95

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	16
1.1 OBJETIVO	17
1.2 LOCALIZAÇÃO E JUSTIFICATIVA DA ESCOLHA DA ÁREA	17
2 GEOLOGIA DA REGIÃO	19
2.1 GENERALIDADES	19
2.2 EVOLUÇÃO TECTONO-SEDIMENTAR	21
2.3 ESTRATIGRAFIA	25
2.3.1 Sequência Siluriana	27
2.3.2 Sequência Mesodevoniana Eocarbonífera.....	28
2.3.3 Sequência Neocarbonífera Eotriássica.....	29
2.3.4 Sequência Jurássica	30
2.3.5 Sequência Cretácea	31
2.3.6 Rochas Magmáticas	32
2.4 SISTEMAS PETROLÍFEROS	33
3 FUNDAMENTOS TEÓRICOS.....	35
3.1 SÍSMICA DE REFLEXÃO.....	35
3.1.1 Lei de Snell	36
3.1.2 Comportamento dos Tipos de Ondas em um Sismograma	37
3.1.3 Determinação do Tempo, Velocidade e Profundidade do Refletor	38
3.1.4 Ondas P e S	43
3.1.5 Impedância, Coeficiente de Reflexão e Sismograma Sintético	45
3.1.6 Amplitude do Sinal Sísmico	47
3.1.7 Resolução Sísmica Vertical	48
3.1.8 Resolução Sísmica Horizontal ou Zona de Fresnel	49
4 O PROCESSAMENTO SÍSMICO	51
4.1 EDIÇÃO DE TRAÇOS	51
4.2 ORDENAÇÃO EM FAMÍLIAS CMP	52
4.3 CORREÇÃO ESTÁTICA	53
4.4 ANÁLISE DE VELOCIDADE	54
4.5 CORREÇÃO DINÂMICA OU DO NORMAL MOVEOUT (NMO)	56

4.6 EMPILHAMENTO DOS DADOS	58
4.7 A MIGRAÇÃO EM TEMPO E O RAIOS IMAGEM	58
4.8 A CONVERSÃO EM PROFUNDIDADE	61
5 TRATAMENTO DOS DADOS (METODOLOGIA)	65
5.1 GENERALIDADE SOBRE OS DADOS	65
5.2 TRATAMENTO DOS DADOS SÍSMICOS	67
5.3 INTERPRETAÇÃO DO PERFIL COMPOSTO	71
5.3.1 <i>Play Poti/Longá</i>	72
5.3.2 <i>Play Cabeças/Pimenteiras</i>	73
5.3.3 <i>Play Jaicós/Tianguá</i>	75
5.3.4 <i>Comparação Entre os Perfis Compostos dos Poços Floriano e 2-CP-1-MA .</i>	76
5.4 CALIBRAÇÃO COM OS DADOS DE POÇO COM A SEÇÃO SÍSMICA	78
6 RESULTADOS	81
6.1 MELHORIAS NA QUALIDADE DOS DADOS	81
6.2 INTERPRETAÇÃO DOS HORIZONTES SÍSMICOS	83
6.3 CORRELAÇÕES DA SÍSMICA COM MAPA DO RELEVO TOPOGRÁFICO DO EMBASAMENTO DA BACIA E GRAVIMÉTRICO DE ANOMALIA BOUGUER.	89
6.4 COMPARAÇÃO COM OUTROS TRABALHOS	93
7 CONCLUSÃO	96
8 RECOMENDAÇÕES	97
REFERÊNCIAS	98

1 INTRODUÇÃO

É de fundamental importância para a indústria petrolífera o entendimento sobre o contexto tectono-sedimentar de formação das bacias paleozóicas intracratônicas brasileiras, visto que, atualmente existem muitas incógnitas sobre suas Formações. Alguns cientistas propõem um sistema tectônico lento e uma ampla subsidência em meio à crosta continental para a formação destas. Bacias formadas neste âmbito são denominadas sinéclises intracratônicas ao longo de regiões altamente catacladasas e tectonicamente instáveis. Tais faixas denunciam zona de fragilidade crustal, as quais são facilmente afetadas por reativações tectônicas posteriores que podem ou não estar associadas com manifestações vulcânicas e, também, possuem como características estruturas formadas por esforços direcionais (transpressivo ou transtensivo), distensionais e compressionais.

Nos textos geológicos mais antigos, a Bacia do Parnaíba é identificada pelos nomes de Bacia do Maranhão ou do Piauí-Maranhão. Ocupa uma área de cerca de 600 mil km² da porção noroeste do Nordeste brasileiro e, no depocentro, a espessura total de suas rochas atinge cerca de 5000 m. Esta bacia foi, e continua sendo, objeto de estudos sedimentológicos, estratigráficos, geofísicos e de recursos minerais e energéticos (PETROBRAS, 2007). Trata-se de uma bacia intracratônica, posicionada entre faixas de dobramentos que bordejam os crátons do Amazonas, São Luis e São Francisco, onde se encontram sedimentos depositados do Ordoviciano ao Terciário, e rochas intrusivas e extrusivas relacionadas a eventos magmáticos de idades Jurotriássica a Eocretácia.

Devido a sua grande extensão, esta bacia é uma das mais desconhecidas em se falando de geologia. Um dos motivos para esta falta de informação diz respeito à fraca expectativa petrolífera. O esforço exploratório da Bacia concentrou-se principalmente nas décadas de 60 e 80, sem grandes resultados prospectivos. Existem ao todo 33 poços exploratórios em toda sua extensão, porém apenas três deles possuem indícios de petróleo ou gás. Atualmente, ela é considerada por alguns estudiosos como uma “fronteira exploratória”, devido a tantos insucessos.

Foram realizados alguns estudos geológicos e geofísicos na bacia que permitissem um maior conhecimento estratigráfico, litológico e estrutural, bem como aspectos paleoestratigráficos ocorridos durante todo o seu desenvolvimento. No entanto, a quantidade de dados não é o suficiente para que possa ser criado um modelo de toda a

bacia, consequentemente, algumas áreas estão totalmente descobertas. Porém, os insucessos não eliminam as chances da Bacia do Parnaíba vir a se tornar um *play* exploratório futuramente.

Este trabalho baseia-se no tratamento de dados sísmicos migrados em tempo, velocidades intervalares em tempo da linha sísmica 0295_0007 fornecida pela Agência Nacional do Petróleo, Gás e Biocombustíveis (ANP), lançando mão de ferramentas e dados de outros trabalhos de métodos potenciais geofísicos, na busca de entender um pouco mais sobre a Bacia do Parnaíba. A linha 0295_0009 foi usada para fazer uma correlação com dados de poço.

1.1 OBJETIVO

A principal finalidade deste trabalho é realizar a conversão para profundidade dos dados migrados em tempo da Bacia do Parnaíba e posteriormente fazer correlações com outros trabalhos que utilizaram diferentes métodos geofísicos que tiveram respostas, tais como: mapas de amplitude e gravimétrico, perfis de poço para que sejam correlacionados a seção sísmica (em profundidade) 2D.

1.2 LOCALIZAÇÃO E JUSTIFICATIVA DA ESCOLHA DA ÁREA

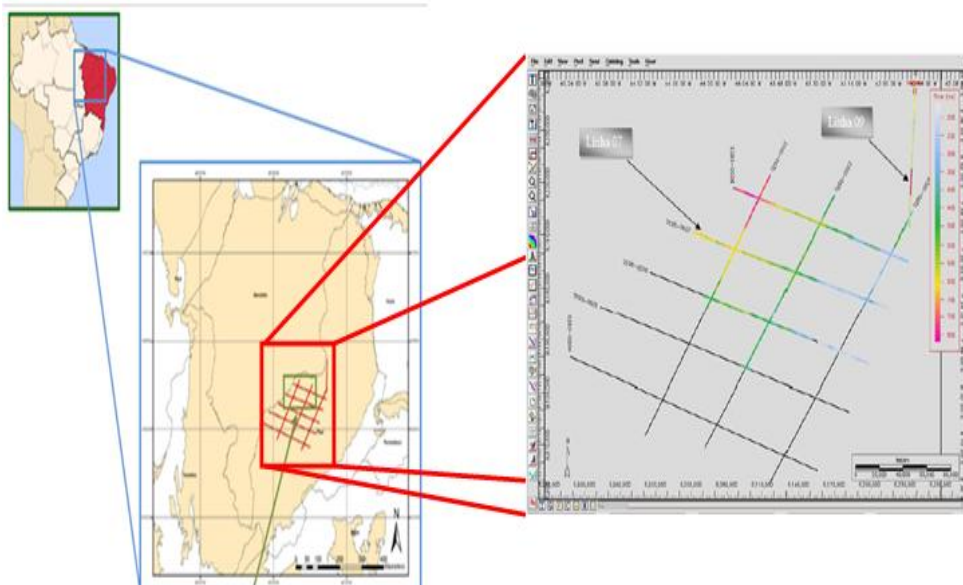
A Bacia do Parnaíba, localizada na Província Estrutural Parnaíba, na parte nordeste ocidental do território brasileiro, abrange quase que totalmente os estados do Maranhão e Piauí, além de parte dos estados do Tocantins, Pará, Ceará e Bahia. A área alvo terá como foco a porção sudeste da Bacia do Parnaíba, na região centro-sul do estado do Piauí, passando pelos municípios de Ladri Sales, Canavieira, Antônio Almeida, Porto Alegre do Piauí, Marcos Parente e Jerumenha (Fig. 1).

A área escolhida para a realização deste trabalho fez parte de um projeto da Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ), patrocinado pela Petrobras S/A para o mapeamento estrutural e estudos geofísicos da região, com intuito de incentivo a estudos e exploração na área, no que diz respeito à geologia do petróleo.

Outro fator determinante para a localização da área de estudos foi com base em um projeto da Agência Nacional do Petróleo Gás e Biocombustíveis (ANP), em convênio com a

Universidade de São Paulo (USP), realizados entre os anos de 2006/08, objetivando realizar um mapeamento geofísico que teve como resultados mapas e perfis aeromagnéticos e aerogravimétricos, que posteriormente serviriam como base para um segundo projeto da Agência, agora voltado ao método geofísico de sísmica de reflexão da porção centro-sul do estado do Piauí. Como resultados, foram realizados levantamentos em nove linhas sísmicas na (Fig. 1). Neste trabalho vamos focalizar nossos esforços na linha 07.

Figura 1 - Mapa de localização da Bacia do Parnaíba e da área alvo (vermelho) e estudada (em azul)



Fonte: Modificado de ANP (2006).

2 GEOLOGIA DA REGIÃO

2.1 GENERALIDADES

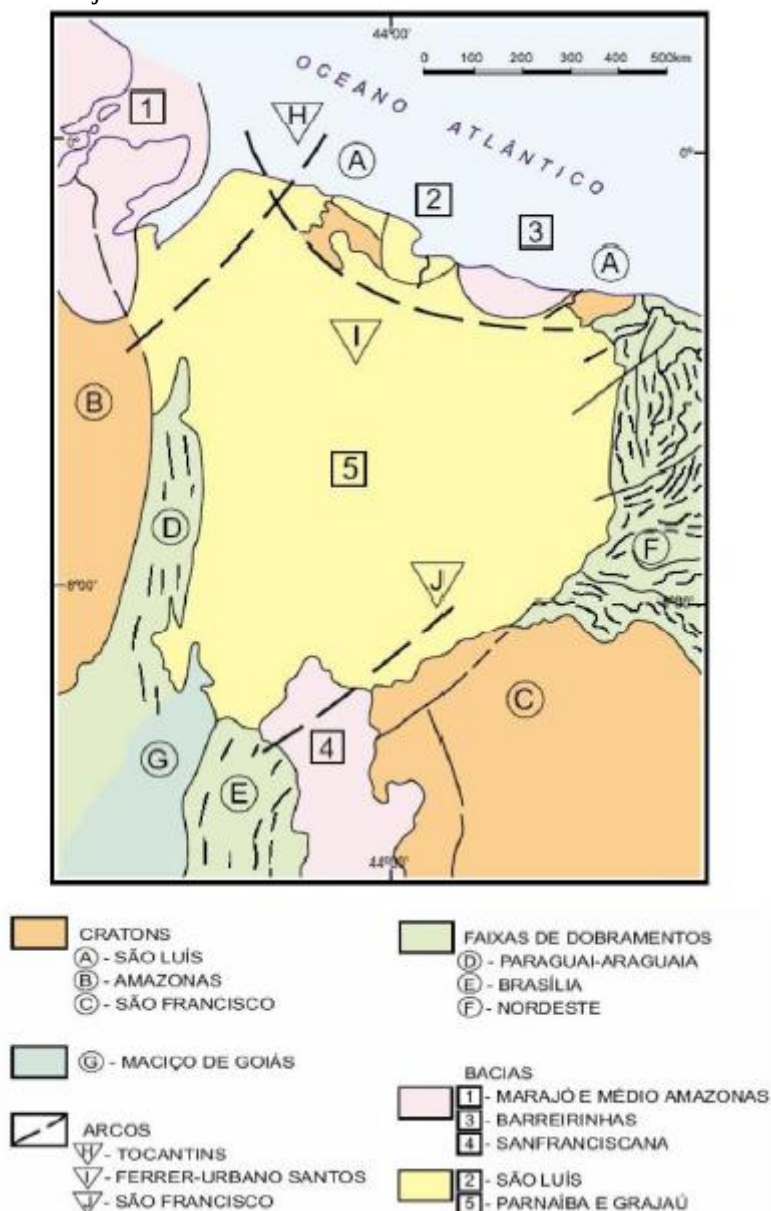
A Bacia do Parnaíba ocupa uma área de aproximadamente 600.000 km², no Nordeste brasileiro, ocupando parte dos estados do Pará, Maranhão, Piauí, Tocantins, Ceará e Bahia. Esta sinéclise possui grande dimensão abrigando um pacote de 3400m de espessura máxima de sedimentos (PETROBRAS, 2007). Sua forma é elipsoidal, com diâmetro longitudinal medindo aproximadamente 1000 km, e o diâmetro perpendicular a este com aproximadamente 800 km.

A bacia é estruturalmente assimétrica arranjada segundo um eixo NE-SW, o qual passa pela capital do estado do Piauí, Teresina. O mergulho das camadas na borda sul/sudeste é mais acentuado que o da borda noroeste. Na porção central da bacia, as camadas têm inclinações variando de apenas 7m/km a 10m/km, fazendo com que as feições estruturais de grande extensão da área, como dobras, arcos e falhas passem despercebidos, sendo visíveis apenas em nivelamentos encontrados em afloramentos mais extensos (CUNHA, 1986). A borda sul da bacia do Parnaíba é delimitada pelo Arco de São Francisco. As bordas leste e oeste são delimitados por rochas da orogenia Brasileira. A borda noroeste da bacia é delimitada pelo arco de Tocantins, que separa esta bacia da Bacia do Amazonas. Ao norte existem duas bacias costeiras (Bacias de São Luiz e de Barreirinhas), que são separadas da Bacia do Parnaíba pelo Arco de Ferrer - Urbano Santos (Fig. 2).

A origem ou subsidência inicial da Bacia do Parnaíba provavelmente está ligada às deformações e eventos térmicos fini- e pós-orogênicos do Ciclo Brasileiro ou ao estágio de Transição da plataforma (ALMEIDA;CARNEIRO, 2004). Estruturas grabeniformes interpretadas (com base em dados de sísmica, gravimetria e magnetometria) no substrato da Bacia do Parnaíba, segundo Oliveira e Mohriak (2003), teriam controlado o depocentro inicial dessa bacia. No entanto, tais sítios deposicionais, ou riftes precursores da Bacia do Parnaíba, seriam correlacionáveis ao Gráben Jaibaras e também a outros grábens, como, por exemplo, Jaguarapi, Cococi e São Julião, situados na Província Borborema, que foram gerados num sistema de riftes do Neoproterozóico - Eopaleozóico.

A idéia mais aceitável para explicar a origem da bacia propõe uma contração térmica e adensamento litosférico ocorrido no final da Orogênese Brasileira, provocando fragmentação de um supercontinente no Neoproterozóico. A possível quebra deste supercontinente tem sido discutida por diversos estudiosos (ABREU, 2002).

Figura 2 - Limites Geológicos das bacias do Parnaíba, Grajaú e São Luís.



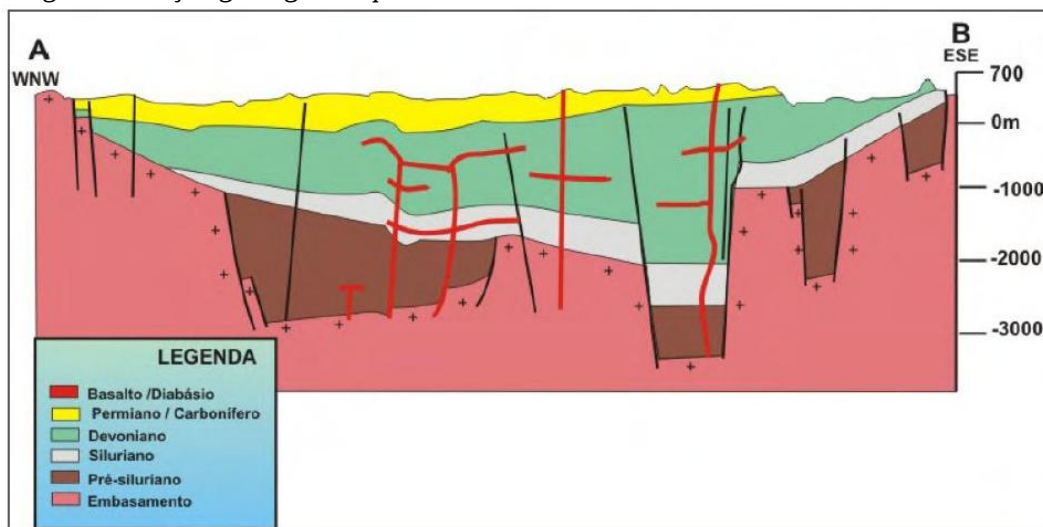
Fonte: Modificado de Marchesini, Sardenberg (2004).

2.2 EVOLUÇÃO TECTONO-SEDIMENTAR

A bacia do Parnaíba desenvolveu-se sobre um embasamento continental durante o estágio de estabilização da plataforma Sul-Americana (ALMEIDA e CARNEIRO, 2004). O substrato desta bacia é constituído de rochas metamórficas, ígneas e sedimentares, cujas idades vão do Arqueano ao Ordoviciano, porém, predominam rochas formadas entre o final do Proterozóico e o início do Paleozóico, que correspondem ao tempo de consolidação desta plataforma.

O desenvolvimento tectono-sedimentar da Bacia do Parnaíba é atribuído a estruturação precursora relacionada aos pulsos terminais do Ciclo Brasileiro, responsável pela formação de grábens distribuídos por toda a bacia, com eixos orientados de nordeste a norte (Fig. 3). A influência desta tectônica no desenvolvimento da sedimentação pós-ordoviciano marcou decisivamente as primeiras fases deposicionais na bacia.

Figura 3 - Seção geológica esquemática da Bacia Parnaíba.

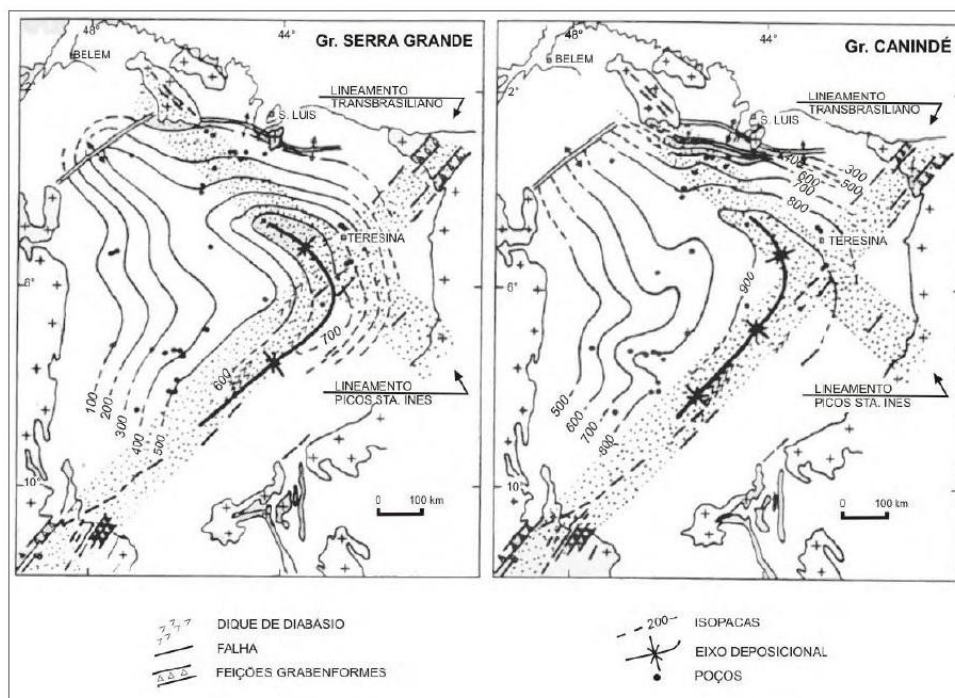


Fonte: Modificado de Góes et al. (1994).

Os pulsos termais do Ciclo Brasileiro cambro-ordovicianos tiveram uma grande influência sobre a sedimentação subsequente da Bacia do Parnaíba (CUNHA, 1986). A tectônica condicionou a formação de grábens e riftes com eixos orientados de nordeste a norte-sul inicialmente preenchidos por sedimentos imaturos (Fig. 4). As regiões que sofreram subsidência devido à ação dos riftes precursores, como, por exemplo, os Lineamentos Picos-Santa Inês, Marajó- Parnaíba e a Zona de Falha Transbrasileira são as

três feições morfo-estruturais mais notáveis da bacia, sendo essa última a mais relevante, atravessando toda sua porção nordeste e sul-sudeste. As mais significativas fraturas e falhas herdadas do embasamento foram de suma importância na fase inicial da bacia e em sua evolução, pois controlaram as direções dos eixos deposicionais até o Eocarbonífero (PETROBRAS, 2007) influenciando a sedimentação ocorrida durante o Devoniano (CUNHA, 1986; GÓES et. al., 1989).

Figura 4 - Relação entre os eixos deposicionais dos grupos Serra Grande, Canindé e os lineamentos Transbrasiliano e Picos-Santa Inês.



Fonte: Modificado de Góes et. al. (1990).

Do Neocarbonífero até o Jurássico, os depocentros deslocaram-se para a parte central da bacia e a sedimentação passou a ter um padrão concêntrico tornando a forma externa da bacia ovalada, típica de uma sinéclise interior (Fig. 5). O Arco Ferrer-Urbano Santos, uma feição flexural positiva relacionada com a abertura do Oceano Atlântico Equatorial (no Mesozóico), define o limite norte da Bacia do Parnaíba, onde o rifteamento Atlântico quebrou a conexão então existente dessa imensa sinéclise com bacias análogas que, atualmente, estão assentadas no noroeste da África (MILANI, THOMAZ FILHO, 2000). Acrescentando-se blocos falhados de pequenos rejeitos, assim como também dobras e outras estruturas resultantes da intrusão de corpos ígneos mesozóicos nas camadas sedimentares, delineia-se o panorama estrutural fundamental dessa bacia.

Figura 5 - Esboço do posicionamento geotectônico do início da sedimentação da Bacia do Parnaíba no Gondwana Ocidental durante o fim do Ciclo Pan-Africano/Brasiliano.



Fonte: Modificado de Cunha (1996).

Segundo Caputo e Lima (1984) após o término do Ciclo Brasiliano (Cambro-Ordoviciano), os grábens foram preenchidos pelo progressivo afundamento ao longo das faixas tectonicamente instáveis, a partir do final do Ordoviciano devido à subsidência termomecânica.

Durante o paleozoico até o carbonífero, os lineamentos Transbrasiliano e Picos-Santa Inês comportaram-se como eixos deposicionais. A partir do carbonífero superior, foram iniciados os movimentos precursores de agregação do supercontinente Pangea ligado à Orogenia Eoherciniana (GÓES; FEIJÓ, 1994), o que promoveu o

deslocamento do depocentro para noroeste, dando início a retração da área deposicional e o processo de continentalização da bacia.

A evolução termomecânica da área influenciou na formação de uma grande depressão ordoviciana, acima da qual se depositaram sedimentos flúvio-deltaicos a marinhos rasos do Grupo Serra Grande. O término desta sedimentação são evidências dos efeitos da orogenia caledoniana que resultou em uma discordância de caráter regional (GÓES et al., 1990). O desenvolvimento ininterrupto de ações termais, somados a influências de natureza flexural, culminou em um considerável aumento da sedimentação durante o Devoniano, registrado pela Formação Jaicós do Grupo Serra Grande. O término desta sedimentação é caracterizado por uma expressiva discordância regional associada aos efeitos da Orogenia Eoherciniana ocorrida no Eocarbonífero, também representada na porção central da bacia por falhas normais e estruturas ligadas a falhas reversas (GÓES et. al., 1990).

No permiano, as regiões a noroeste e a oeste, conhecido por Lineamento Tocantins elevaram-se, e as comunicações entre as Bacias Amazonas e Parnaíba foram encerradas. No triássico, a área deposicional foi deslocada para o centro da bacia finalizando o ciclo continental com as formações Motuca e Sambaíba.

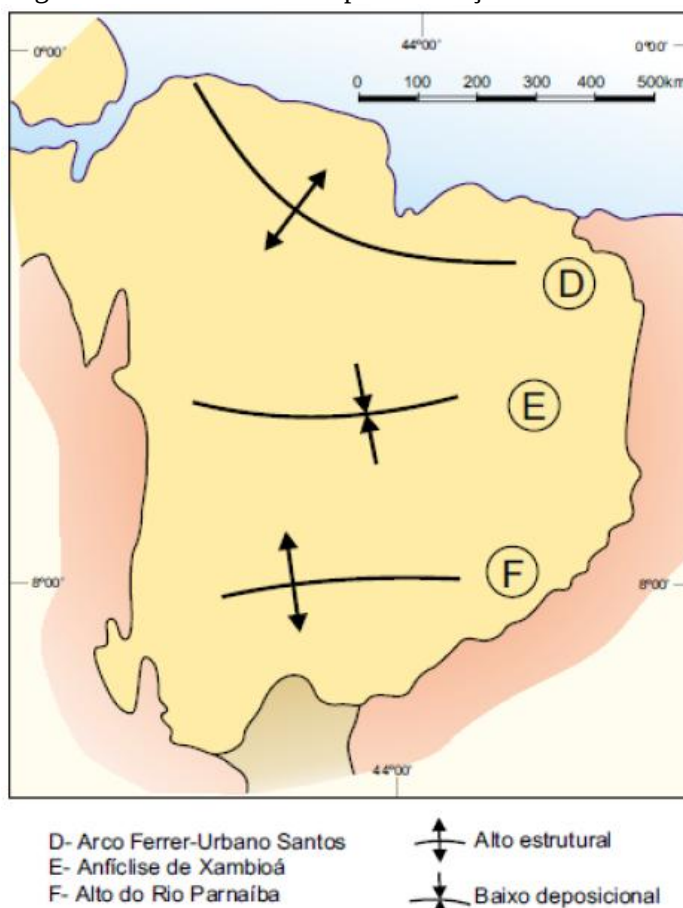
No Mesozóico, os principais elementos tectônicos regionais foram: a estrutura de Xambioá de orientação leste-oeste, situada no centro da bacia; o Arco Ferrer-Urbano Santos delimitando as pequenas bacias marginais associadas à abertura do Atlântico Sul Equatorial, e o Alto do Rio Parnaíba (Fig. 6).

No jurássico e cretáceo, os derrames e diques de rochas básicas de ambientes distensionais indicam os efeitos da separação dos continentes (Magmatismo Penatecaua). Estas rochas apresentam forte orientação E-W e NW-SE. A direção E-W correspondem à feição denominada por Aguiar (1969) de Arco de Xambioá e corresponde a um alto interno durante o paleozóico. No mesozóico, a fragmentação do Pangea modificou o arcabouço tectônico da bacia, passando a estrutura de Xambioá a compor um novo eixo deposicional.

A partir do aptiano, com a evolução da separação dos continentes Africano e Sul-americano edesenvolvimento do Oceano Atlântico, ocorreu à formação do Sistema de Grábens Gurupi, onde a Bacia de São Luís-Grajaú está inserida. Através de estudos faciológicos, estratigráficos e tectônicos, foi demonstrado que as bacias do Grajaú e São

Luís se comportaram como depressões individualizadas somente até o Albiano (cerca de 112 milhões de anos), quando então houve a transposição de Arco Ferrer–Urbano Santos que servia de barreira ao avanço da sedimentação para sul (GÓES, ROSSETTI, 2001).

Figura 6 - Estruturas de compartimentação no Mesozóico.

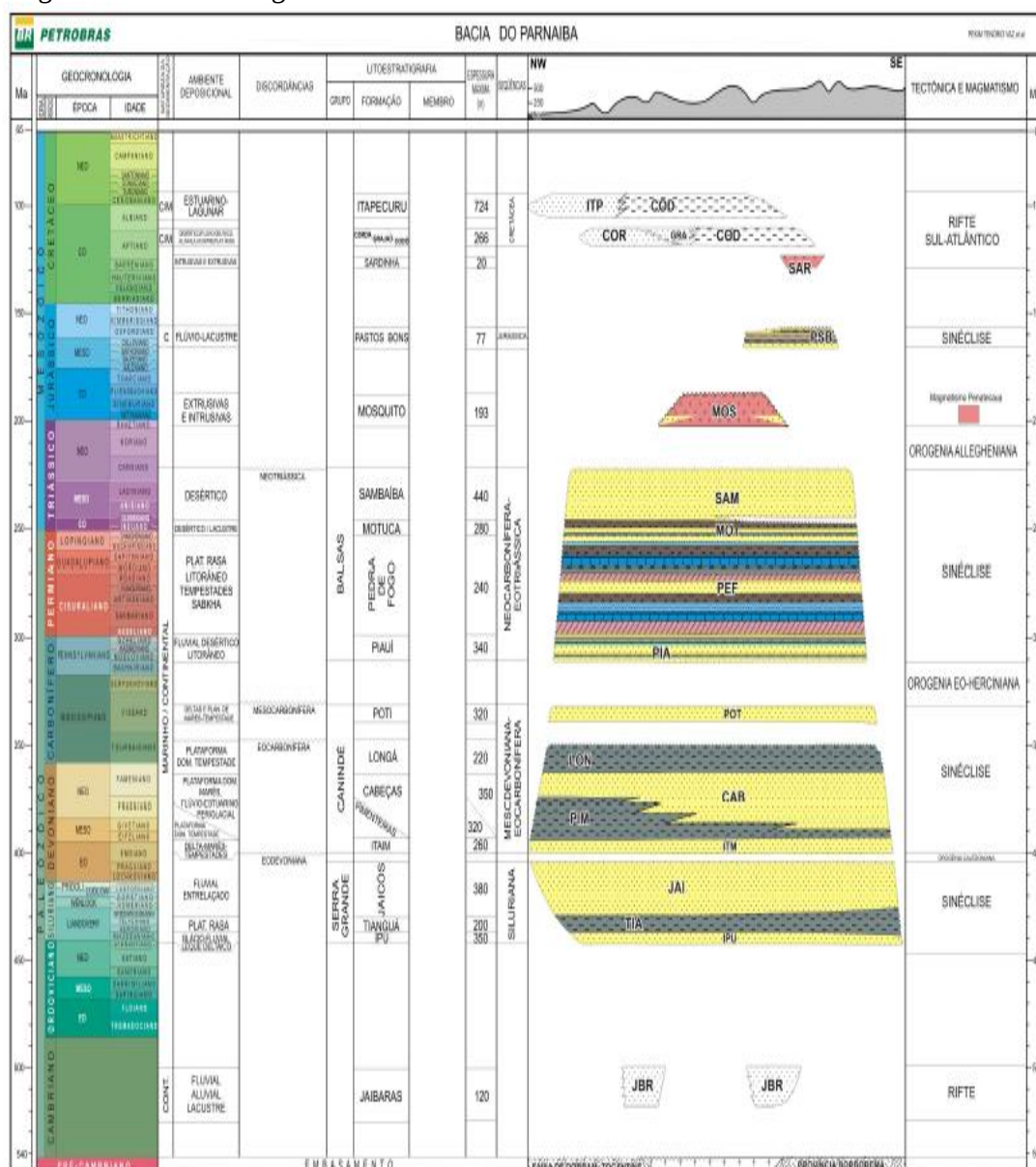


Fonte: Modificado de Marchesini; Sardenberg, 2004.

2.3 ESTRATIGRAFIA

A sucessão estratigráfica da Bacia do Parnaíba é dividida em cinco supersequências: Siluriana, Mesodevoniana-Eocarbonífera, Neocarbonífera-Eotriássica, Jurássica e Cretácea, delimitadas por discordâncias que abrangem regiões extensas (Fig. 7).

Figura 7 - Carta estratigráfica da Bacia do Parnaíba.



Fonte: Modificado de Petrobras, 2007.

No contexto da Plataforma Sul-Americana, as três primeiras sequências, situam-se no estágio de estabilização e suas discordâncias são originadas devido às variações dos níveis eustáticos dos mares epicontinentais do Eopaleozóico (PETROBRAS, 2007). As transgressões decorreram do oceano próximo à margem ativa do sudoeste do Gondwana e de bacias do norte atual da África, submergidas pelo Oceano Tethys.

As ascensões epigênicas tiveram grande relevância nas regressões e discordâncias erosivas, em resposta às orogêneses ocorridas na borda ativa do Gondwana. A subsidência

causada por estiramento litosférico, à sobrecarga representada pelos depósitos acumulados e outros processos da dinâmica continental influenciaram na configuração do registro sedimentar da bacia. Desta forma, as ascensões eustáticas respondem, em parte, aos sucessivos ciclos transgressivos durante o Fanerozóico (ALMEIDA, CARNEIRO, 2004).

Os principais eventos orogênicos mundiais como, por exemplo, a Orogênese Eoherciniana, atuou no sul da Europa, leste dos Estados Unidos e norte-nordeste da África, contribuiu grandemente sobre os efeitos das flutuações do nível do mar em se comparando com as taxas de subsidência ou de movimentos ascendentes verificados no substrato desta sinéclise (CAPUTO et. al., 2006). A eustasia foi o fator primordial no controle dos ciclos transgressivo-regressivos e, conseqüentemente, das discordâncias que definem as interfaces entre as seqüências da Bacia do Parnaíba (DELLA FÁVERA, 1990).

2.3.1 Sequência Siluriana

Esta seqüência (ciclo transgressivo-regressivo completo) é sobreposta a rochas proterozóicas ou sobre depósitos cambrianos que fazem parte do Grupo Serra Grande. Em subsuperfície, ocorre praticamente em toda a extensão da bacia. Contudo, sua área de afloramento consiste em uma estreita faixa a leste da bacia, bordejada por rochas do embasamento. Sua unidade mais antiga, Formação Ipu, designa arenitos com seixos, conglomerados com matriz areno-argilosa e matações de quartzo ou quartzito e arenitos de finos a grossos. As rochas dessa unidade foram depositadas numa grande variedade de ambientes, de glacial proximal e glacio-fluvial, a leques ou frentes deltaicas (CAPUTO, 1984). A Formação Tianguá, é composta por folhelhos cinzas-escuro, arenitos cinza-claro, fino a médio. A deposição se deu num ambiente de plataforma rasa (GÓES e FEIJÓ, 1994). Seus contatos com as camadas das Formações Ipu (sotoposta) e Jaicós (sobreposta) são concordantes (CAPUTO, 1984). A Formação Jaicós é constituída de arenitos cinza com tonalidades claras, creme ou amarronzada, grossos, contendo seixos angulares a subangulares, mal selecionados, friáveis, maciços com estratificação cruzada ou lenticular (CAPUTO, 1984), depositados em sistemas fluviais entrelaçados (GÓES e FEIJÓ, 1994).

A Formação Tianguá representa a superfície de inundação máxima, e as camadas Jaicós, o intervalo regressivo dessa sequência, cujas fácies indicam deposição por sistemas fluviais, deltaicos e plataformais, em ambientes continental, transicional e marinho raso (GÓES, FEIJÓ, 1994).

2.3.2 Sequência Mesodevoniana-Eocarbonífera

Os estratos desta sequência afloram nas regiões leste e sudoeste da bacia. Em subsuperfície, está presente quase em toda a bacia. Seus estratos foram depositados discordantemente sobre a sequência mais antiga. O arcabouço litoestratigráfico é composto pelo Grupo Canindé está dividido em quatro Formações, descritas da mais antiga para a mais recente. A Formação Itaim é composta por arenitos finos a médios com grãos subarredondados, bem selecionados e com alta esfericidade. A base desta unidade possui intercalações de folhelhos bioturbados. Nota-se um perfil de granocrescência ascendente (DELLA FÁVERA, 1990). Segundo Góes e Feijó (1994), os sedimentos desta Formação foram depositados em ambientes deltaicos e plataformais, dominados por correntes de marés e tempestades.

A Formação Pimenteiras é composta por folhelhos cinza-escuros a pretos-esverdeados, localmente bioturbados. São radioativos, ricos em matéria orgânica e representam a ingressão marinha mais importante da bacia. Estão presentes intercalações de siltitos e arenitos que foram depositados em ambiente de plataforma rasa dominada por tempestades. Uma mudança de tendência indica ciclicidade deposicional que passam de transgressiva para regressiva na passagem gradacional da Formação Pimenteiras para a Formação Cabeças (DELLA FÁVERA, 1990).

As rochas predominantes da Formação Cabeças são arenitos cinza-claros a brancos, médios a grossos, com intercalações delgadas de siltitos e folhelhos. Diamictitos ocorrem eventualmente e, com maior frequência, na parte superior. Tilitos e seixos estriados indicam um ambiente glacial ou periglacial (CAPUTO, 1984). Um ambiente plataformais sob a influência preponderante de correntes desencadeadas por processos de marés é defendido como o mais importante nesta unidade (GÓES, FEIJÓ, 1994).

A Formação Longá possui folhelhos cinzas-escuro a pretos. Em sua porção média apresenta um pacote de arenitos e siltitos cinza-claros a esbranquiçados, laminados (LIMA, LEITE, 1978). Um ambiente plataformar dominado por tempestades são caracterizados por estas rochas (GÓES, FEIJÓ, 1994).

A Formação Poti possui uma sucessão de estratos dividida em duas porções: a inferior constituída de arenitos cinza-esbranquiçados, médios, com lâminas dispersas de silito cinza-claros e a superior de arenitos cinza, lâminas de siltitos e folhelhos alternados por níveis de carvão (LIMA e LEITE, 1978). A deposição ocorreu em deltas e planícies de maré, às vezes sob a influência de tempestades (GÓES e FEIJÓ, 1994). O contato superior com a Formação Piauí é um hiato erosivo. A regressão que antecedeu a sedimentação Poti pode estar associada à glaciação do Continente Gondwana. Após a deposição dessa Formação, movimentos epirogênicos ascendentes e uma regressão de extensão global, teriam conduzido à erosão na bacia (CAPUTO, 1984). Tais fenômenos podem estar associados à Orogenia Eoherciniana.

2.3.3 Sequência Neocarbonífera Eotriássica

Em subsuperfície esta sequência se faz presente numa extensa região da bacia, e a erosão parece ser o fator mais importante na explicação de sua ausência em algumas das áreas de borda desta sinéclise. Pertence ao pacote sedimentar do Grupo Balsas. Em uma seção norte-sul, controlada por poços, existe uma coincidência entre os depocentros desta unidade e os das duas sequências mais antigas da bacia. Porém, numa seção leste-oeste, constata-se que o depocentro da Sequência Neocarbonífera-Eotriássica, situa-se a oeste daqueles das duas sequências subjacentes. A Formação Piauí foi dividida em duas sucessões (LIMA, LEITE, 1978): a inferior, composta de arenitos cor de rosa, médios, maciços ou com estratificação cruzada de grande porte e intercalações de folhelhos vermelhos e, a superior, formada de arenitos vermelhos, amarelos, finos a médios, contendo intercalações de folhelhos vermelhos, calcários e finas camadas de sílex. Siltitos e lentes conglomeráticas também ocorrem (CAPUTO, 1984). Esta unidade é de idade Pensilvaniana (MELO et. al., 1998). O ambiente deposicional interpretado foi o fluvial

com contribuição eólica e breves invasões marinhas, num clima semiárido a desértico (LIMA, LEITE, 1978).

A Formação Pedra de Fogo, de idade permiana (DINO et. al., 2002), é caracterizada por uma considerável variedade de rochas - sílex, calcário oolítico e pisolítico creme a branco, eventualmente estromatolítico, intercalado com arenito fino a médio amarelado, folhelho cinzento, siltito, anidrita e, eventualmente, dolomito. depositados num ambiente marinho entre raso e litorâneo com planícies de sabkha, sob influência de tempestades (GÓES, FEIJÓ, 1994). Ciclos deposicionais são identificados na sucessão das camadas desta unidade (AGUIAR, 1971). Os contatos são concordantes com as Formações Piauí que está sotoposta e, a Formação Motuca, sobreposta.

A Formação Motuca, caracteriza-se por conter siltito vermelho e marrom, arenito branco de fino a médio, subordinadamente folhelho, anidrita e raros calcários. De acordo com Góes e Feijó (1994), os sedimentos Motuca foram depositados num sistema desértico com lagos associados. Sua idade estende-se do Permiano terminal ao início do Eotriássico (CAPUTO, 1984).

A Formação Sambaíba é uma seção tipo em que suas camadas arenosas estão posicionadas sobre a Formação Motuca e subjacentes aos basaltos (LIMA, LEITE, 1978). Os arenitos Sambaíba são vermelhos a cor-de-rosa, creme claro/esbranquiçado, em geral, finos a médios, subangulosos a subarredondados. As dunas com estratificação cruzada de grande porte, contendo diversas feições típicas de sedimentos eólicos caracterizam rochas de um sistema desértico, com contribuição fluvial. Próximo ao povoado de Estreito, observa-se que os basaltos recobrem os psamitos Sambaíba em superfície ondulada onde são observados, já que ocorrem em dois níveis de basaltos intercalados entre os arenitos Sambaíba (LIMA, LEITE, 1978). Este dado permite inferir uma contemporaneidade entre as camadas do topo da Formação Sambaíba e a porção mais inferior de basaltos Mosquito. Lima e Leite (1978) inferem uma idade triássica média-superior para essa unidade, que recobre discordantemente as Formações Piauí e Pedra de Fogo.

A deposição desta sequência coincidiu com as mudanças ambientais tectônicas profundas na região ocupada pela Bacia do Parnaíba. Mares abertos com ampla circulação e clima temperado passaram a ser restritos e rasos tornando o clima quente e árido. Uma regressão de alcance mundial ocorrida no final do Permiano (CAPUTO, 1984) foi a

principal causa da progressiva desertificação que culminou com o estabelecimento do amplo deserto, no qual foram depositados os arenitos Sambaíba.

2.3.4 Sequência Jurássica

A subsidência mecânica que culminou com a deposição de sedimentos de idade Jurássica, Formação Pastos Bons, foi causada pelo peso das rochas básicas Mosquito somado ao da carga sedimentar existente. O final dessa fase sedimentar foi uma consequência das atividades tectônicas condicionadas pela abertura do Atlântico Equatorial. Na carta (PETROBRAS, 2007), nota-se que a Formação Pastos Bons, sobrepõe-se parcialmente à Formação Mosquito em concordância, fato confirmado por interpretações sismoestratigráficas.

Os litotipos da Formação Pastos Bons podem ser divididos em três partes: na base predominam arenitos brancos de colorações esverdeadas, amareladas, com granulometria fina a média, grãos subarredondados e, geralmente, apresentam estratificação paralela com raras lentes de calcário. Na parte média da seção ocorrem siltito, folhelho/argilito cinza a verdes, comumente intercalados com arenito. A porção mais superior é formada por arenitos vermelhos/cor-de-rosa, fino, gradando para siltito, com níveis de folhelho (CAPUTO, 1984).

De leste para oeste, a Formação Pastos Bons jaz discordantemente sobre as Formações Paleozóicas Poti, Piauí, Pedra de Fogo e Motuca (LIMA, LEITE, 1978). Com base no conteúdo fóssilífero (peixes, conchostráceos, ostracodes), atribui-se idade jurássica média a superior para a Formação Pastos Bons, depositada em paleodepressões continentais, lacustrinas, com alguma contribuição fluvial, em clima semi-árido a árido.

2.3.5 Sequência Cretácea

No Cretáceo, os depocentros se deslocaram da região central para as proximidades do extremo norte e noroeste da bacia, como reflexo da abertura do Atlântico. Diferentemente das sequências anteriores, os depósitos marinhos devido às transgressões e regressões decorreram do Atlântico no estágio inicial de seu desenvolvimento. Os afloramentos desta sequência ocorrem principalmente na porção noroeste-norte da bacia e são discordantes em relação às sequências mais antigas. Esta sequência é constituída pelas seguintes Formações: Codó, Corda, Grajaú e Itapecuru.

O termo Formação Corda faz referência a arenitos vermelhos, castanho-avermelhados, muito finos a médios, boa seleção granulométrica, semifriáveis a semicoesos, ricos em óxidos de ferro e zeólitas. Estratificações cruzadas de grande porte, climbing translatantes e ripples, fluxos de grãos e outras estruturas típicas de dunas eólicas são comuns nessa unidade. Desse conjunto de informações, deduz-se que tal unidade foi depositada num sistema desértico.

O conteúdo litológico da Formação Grajaú pode ser representado pelas rochas aflorantes, arenitos creme-claro/esbranquiçado, creme-amarelado, médio-grossos, subangulosos/angulosos, mal selecionados. Estruturas cruzadas acanaladas e marcas de carga são abundantes.

Na Formação Codó, folhelhos, calcários, siltitos, gipsita/anidrita e arenitos são os principais litotipos com níveis de sílex e estromatólitos. Os jazimentos de gipsita são recobertos subitamente por folhelho bege a cinza/preto esverdeado, revelando uma ampla inundação (transgressão) do mar/lago Codó. As Formações Grajaú e Codó, ambas do Neoaptiano-Eoalbio, foram depositadas em ambientes marinho raso, lacustre e flúvio-deltaico (ROSSETTI et. al., 2001b).

Os estratos arenosos e pelíticos da Formação Itapecuru, de idade Mesoalbio-Neocretáceo, correspondem a seis ciclos deposicionais atribuídos a sistemas de vales estuarinos incisivos (ROSSETTI et. al., 2001b). Os depósitos mostram uma natureza transgressiva, e o litotipo mais frequente é formado de arenitos, finos, friáveis, com

estruturas contendo estratificações cruzadas swaley, hummocky, acanalada, tabular, mudcouplets e escorregamento de massa.

Num contexto mais geral, a gênese dos depósitos das Formações Grajaú, Codó e Itapecuru estaria associada à movimentação tectônica ou ao processo de quebraamento do Gownduana (separação dos continentes: África e Sul-americano). Em outras palavras, a história da formação do oceano atlântico se manifesta nesta área (ROSSETTI et. al., 2001a).

2.3.6 Rochas Magmáticas

Rochas ígneas básicas intrusivas e extrusivas, com idade entre 215 a 110 Ma (Jurássico-Cretáceo) relacionadas a três pulsos magmáticos principais, ocorrem na bacia (GÓES et. al., 1992). Foram subdivididas em duas unidades litoestratigráficas, ambas extrusivas, denominadas de Formações Mosquito e Sardinha.

A Formação Mosquito (AGUIAR, 1969), de idade Jurotriássica define o basalto preto, intercalado a arenito vermelho com leitos de sílex, posicionado entre os Grupos Balsas e Mearim.

A Formação Sardinha (AGUIAR, 1969) de idade Eocretácia, designa o basalto preto, amigdaloidal, sobreposto ao Grupo Mearim e sotoposto às Formações Itapecuru e Urucuia.

2.4 SISTEMAS PETROLÍFEROS

Ainda não foram encontrados reservatórios de hidrocarbonetos (HC) economicamente viáveis na Bacia do Parnaíba, no entanto as poucas informações disponíveis indicam que condições básicas para a ocorrência de acumulações de HC, tais como: rocha reservatório, rocha geradora, migração primária secundária e armadilhas estruturais e estratigráficas.

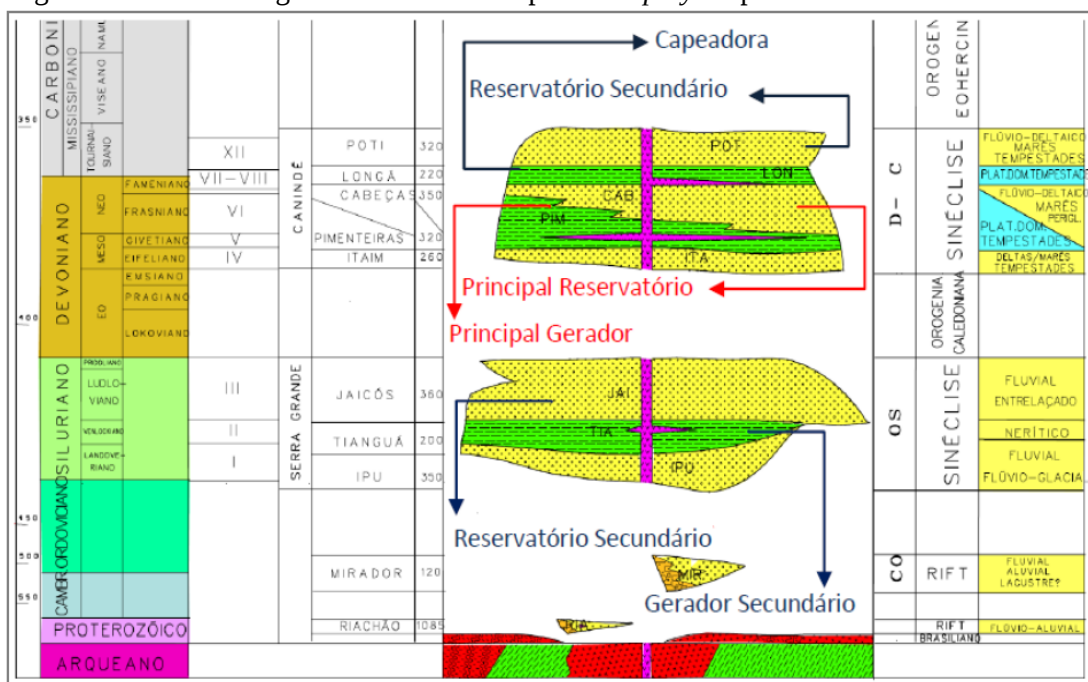
A Formação Pimenteiras (Fig. 8) é a principal rocha geradora de HC desta bacia, com ampla distribuição, alcançando espessuras superiores a 500m. A riqueza orgânica dos folhelhos desta Formação é correlacionável a níveis de radioatividade elevada, atingindo valores de carbono orgânico total (COT) residual de até 6% e isólitais máximas em torno de 60m. A matéria orgânica predominante é do tipo II e III.

Apesar do pequeno volume de informações, interpretou-se que a maturação dos geradores Pimenteiras ultrapassou os limites devido a processos de soterramento e efeitos térmicos das intrusivas juro-triássicas (Magmatismo Penatecaua).

As Formações Longá e Tianguá podem ser consideradas geradoras secundárias, pois as suas camadas geradoras são delgadas.

Os principais reservatórios são os arenitos devonianos da Formação Cabeças capeados por folhelhos Devonianos. A Formação Longá pode funcionar como uma rocha selante, o que impediria a migração terciária do HC formado nas geradoras da Formação Pimenteiras. A Formação Poti é um reservatório secundário, pois só poderia armazenar pouca quantidade devido à Formação Longá funcionar como capeadora. Arenitos silurianos, capeados por folhelhos transgressivos silurianos e reservatórios Carboníferos e Permianos, selados por evaporitos Permianos, são reservatórios potenciais.

Figura 8 - Carta estratigráfica mostrando os possíveis *plays* exploratórios da bacia.



Fonte: Modificado de Góes, Feijó (1994).

3 FUNDAMENTOS TEÓRICOS

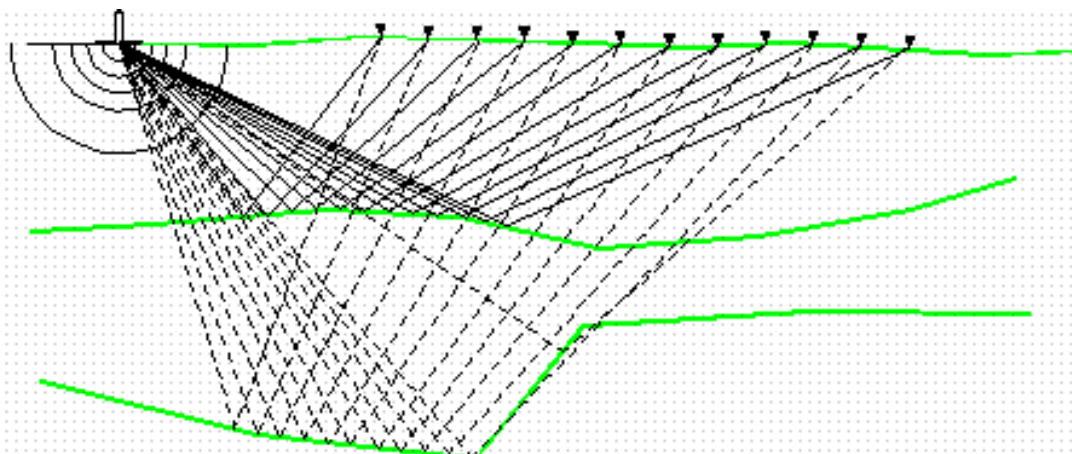
Neste capítulo será apresentada uma revisão teórica sobre sísmica de reflexão e conceitos fundamentais sobre migração sísmica, estabelecimento da relação entre as velocidades em subsuperfície e de migração em tempo e conceitos sobre raio imagem utilizados na conversão tempo/profundidade dos dados sísmicos migrados em tempo.

3.1 SÍSMICA DE REFLEXÃO

A Sísmica se baseia na medição, em vários pontos, do tempo de percurso de ondas elásticas induzidas, em geral, artificialmente na superfície do terreno. Existem duas técnicas distintas: uma que faz uso das ondas refletidas (sísmica de reflexão) e técnicas que fazem uso de ondas refratadas (sísmica de refração). Iremos nos deter a primeira.

Rochas com diferentes elasticidades permitem a propagação de ondas com velocidades diferentes. Essas ondas, ao encontrarem meios com propriedades físicas distintas, têm parte da energia refletida e outra parte refratada. No levantamento sísmico é usado um conjunto de fontes, que excitam o meio em subsuperfície e receptores, os quais captam a informação do meio geológico. Segundo ENVIRONMENTAL ENGINEERING GEOPHYSICS (EEG), observa-se na (Fig. 9) a seguinte geometria para as reflexões:

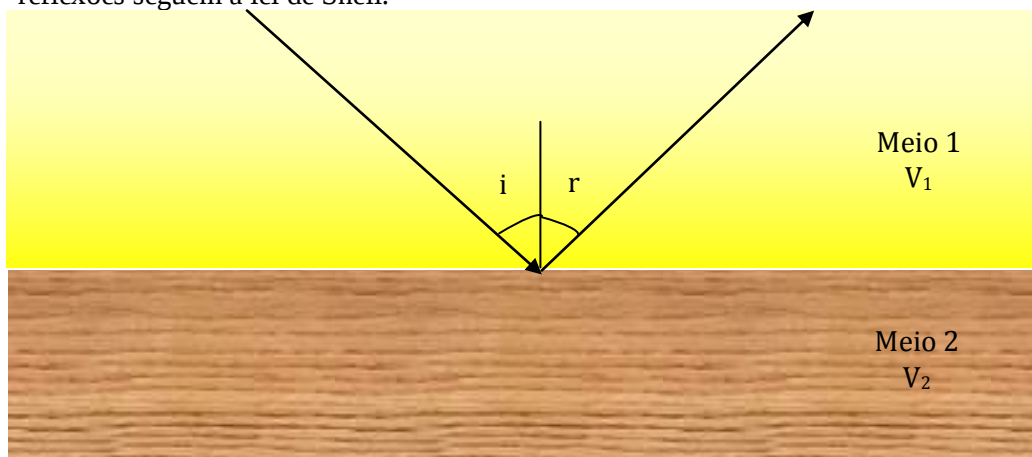
Figura 9 - Percurso das Reflexões das ondas sísmicas com arranjo fonte – receptores.



Fonte: EEG, 2011.

O conhecimento do tempo de transito das ondas em diferentes pontos permite determinar a velocidade de propagação da onda e a posição das interfaces que separam os meios com diferentes valores de impedância acústica (Fig. 10). As interfaces acústicas separam meios com diferentes litologias e, conseqüentemente com diferentes velocidades de propagação (LUIZ, SILVA, 1995).

Figura 10 - Onda refletida em meios com diferentes valores de impedância acústica. As reflexões seguem a lei de Snell.



Fonte: autor.

3.1.1 Lei de Snell

A lei de Snell da reflexão afirma que o ângulo de reflexão é igual ao ângulo de incidência e que o raio de incidência, o raio refletido e a normal a interface são coplanares. O fato de o ângulo de incidência ser igual ao ângulo de reflexão pode ser comprovado pela seguinte expressão (Equação 1):

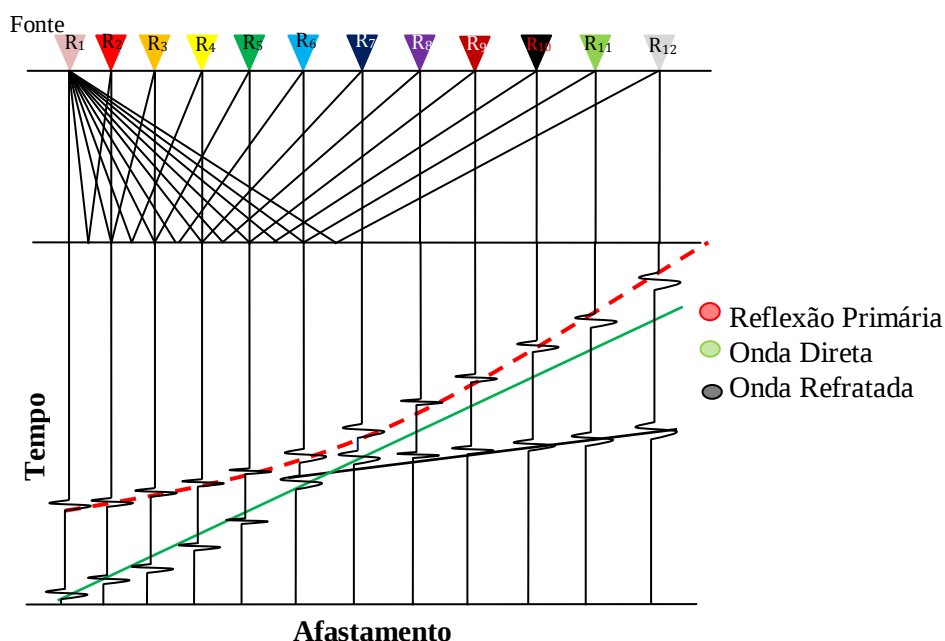
$$\frac{\sin i}{\sin r} = \frac{V_1}{V_2} \rightarrow i = r \quad (1)$$

onde i é o ângulo de incidência da onda, r é o ângulo de reflexão, V_1 é a velocidade da onda no meio 1 (primeira camada) e V_2 é a velocidade da onda no meio 2 (segunda camada).

3.1.2 Comportamento dos tipos de ondas em um sismograma

Observando as ondas refletidas, diretas e refratadas em um gráfico Tempo X Distância, vemos que, as ondas refletidas são representadas por uma curva e as ondas diretas e refratadas são representadas por uma reta (Fig. 11).

Figura 11 - Representação das ondas refletidas, diretas e refratadas no gráfico Tempo X Posição e suas formas.



Identificar o comportamento de cada uma destas ondas é de fundamental importância para o interprete, pois é desta forma que se pode diferenciar o sinal (reflexões primárias) dos ruídos (ondas diretas e refratadas, por exemplo) em um sismograma.

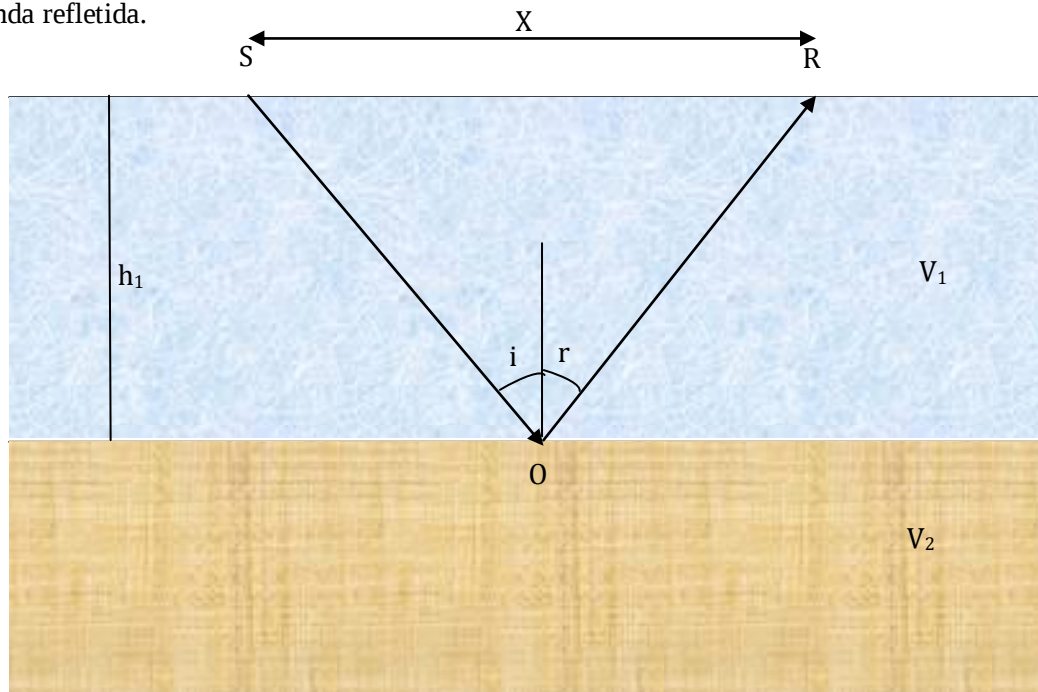
3.1.3 Determinação dos Parâmetros Tempo, Velocidade e Profundidade de um Refletor

A sísmica de reflexão é aplicada na determinação das profundidades a que se encontram as superfícies refletoras, bem como na determinação das velocidades sísmicas

das rochas que compõem as varias camadas. A técnica mais utilizada na exploração sísmica consiste em gerar artificialmente ondas elásticas na subsuperfície da terra através de uma fonte (um explosivo, por exemplo) e medir o tempo que a onda percorreu dentro da camada no caminho entre a fonte e um conjunto de receptores. Esse tempo de viagem é conhecido como tempo de transito. Observe que as ondas refletidas chegam a todos os geofones, ao contrário da refratada que é tangente a onda refletida e se aproxima assintoticamente da onda direta.

É relevante para o geofísico entender como cada tipo de onda se comporta no meio. Para isso, devemos conhecer as equações que regem cada uma, em especial a da onda refletida que é o sinal de interesse. Conhecendo-se o tempo de reflexão da onda refletida (Equação 2), é possível determinar a profundidade do refletor e também a velocidade de propagação do meio. Observe os elementos necessários para que seja realizado o cálculo (Fig. 12):

Figura 12 - Elementos necessários para se determinar a equação do tempo de transito da onda refletida.



Fonte: autor.

A equação da curva da onda refletida é uma hipérbole (Equação 2). Como V_1 e h_1 são constantes, a curva é simétrica com relação ao eixo dos tempos (Fig. 13).

$$\frac{t_x^2}{\frac{4h_1^2}{V_1^2}} - \frac{x^2}{4h_1^2} = 1 \quad (2)$$

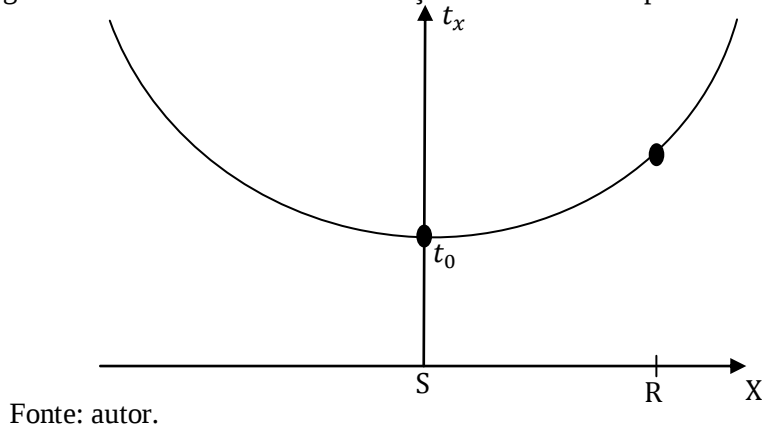
Para $x = 0$, temos

$$\frac{4h_1^2}{V_1^2} = t_0^2 \quad (3)$$

onde t_x é o tempo total de trânsito da onda refletida, x é a distância entre a fonte e o receptor, h_1 é a profundidade do primeiro refletor, V_1 é a velocidade do meio 1 e t_0 é denominado de tempo de afastamento mínimo ou tempo zero offset (zero offset time). Substituindo a equação (3) em (2), obtém-se:

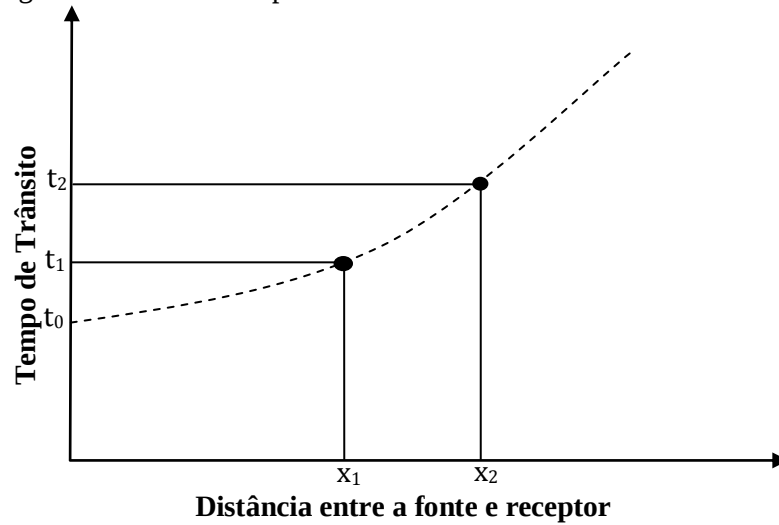
$$\frac{t_x^2}{t_0^2} - \frac{x^2}{V_1^2 t_0^2} = 1 \quad (4)$$

Figura 13 - Curva simétrica com relação ao eixo dos tempos da onda refletida.



Em primeira instância, a velocidade de uma camada e sua espessura pode ser calculada através das leituras do gráfico do tempo X distância (Fig. 14) no caso em que as camadas em subsuperfície são planoparalelas.

Figura 14 - Gráfico tempo X distância.



Fonte: autor.

Analisando o gráfico no tempo t_0 e, tendo em vista a equação (4), fica fácil a expressão que calcula a espessura da camada a partir da seguinte expressão:

$$h_1 = \frac{V_1 t_0}{2} \quad (5)$$

No caso em que t_x não é visível no sismograma, podemos determiná-lo pela expressão:

$$t_0 = \sqrt{t_x^2 - \frac{x^2}{V_1^2}} \quad (6)$$

t_1 e t_2 e dois pontos distintos x_1 e x_2 . Desta forma podemos fazer uso da equação (7) abaixo:

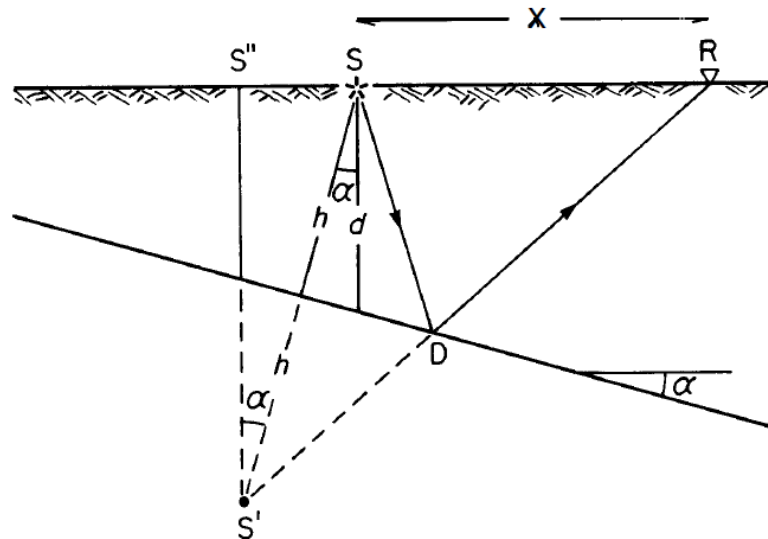
$$V_1 = \sqrt{\frac{(x_2^2 - x_1^2)}{(t_2^2 - t_1^2)}} \quad (7)$$

Os termos h_1 , V_1 , x_1 , x_2 , t_1 e t_2 são respectivamente: espessura da camada1, velocidade da primeira camada, coordenadas das fontes e tempos de chegadas aos receptores.

É importante frisarmos que na grande maioria dos casos as camadas não estão dispostas de maneira planas horizontalmente, sobretudo, encontram-se inclinadas. Neste

contexto, o tempo de chegada da onda refletida vai depender da distância entre fonte/receptores e das propriedades físicas do meio, além disso, do ângulo de mergulho dos refletores em subsuperfície (Fig. 15).

Figura 15 - Representação de um refletor inclinado.



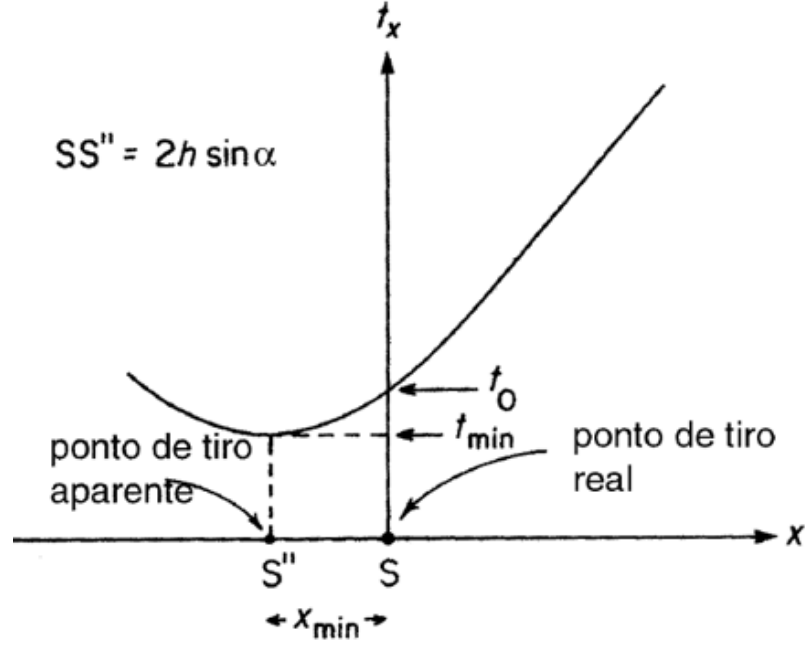
Fonte: Modificado de Dourado (2011).

A equação que governa o tempo de chegada da onda refletida em um refletor inclinado é:

$$t_x = \sqrt{\left(\frac{2h \sin \alpha + x}{V_1}\right)^2 + \left(\frac{2h \cos \alpha}{V_1}\right)^2} \quad (8)$$

O refletor inclinado vai influenciar na forma da função no gráfico tempo X distância. A curva continua sendo uma hipérbole, porém, deslocada no eixo do espaço. Para que a profundidade do ponto em subsuperfície referente ao refletor e o ângulo de mergulho seja calculada devemos conhecer a posição do vértice da hipérbole, ou seja, a coordenada t_{min} e x_{min} ilustrados na (Fig. 16).

Figura 16 - Influência do mergulho do refletor sobre a hipérbole deslocada.



Fonte: Modificado de Dourado (2011).

Fazendo uma análise do gráfico conjuntamente à (Fig. 16), vemos facilmente que em $x = 0$, t_0 possui expressão descrita na equação (3). Para o ponto de tiro aparente (S'') vemos que t_{min} é a ordenada regida pela equação (9)

$$t_{min} = \frac{2h \cos \alpha}{V_1} \quad (9)$$

A distância entre o ponto de tiro aparente (S'') e o ponto de tiro real (S) é descrita pela equação (10):

$$x_{min} = \frac{2h \sin \alpha}{V_1} \quad (10)$$

A inclinação do mergulho do refletor pode ser calculada tendo em vista t_0 e t_{min} , expresso na seguinte expressão (11):

$$\alpha = \arccos \frac{t_{min}}{t_0} \quad (11)$$

A profundidade d para o refletor inclinado pode ser calculada a partir da seguinte relação (12)

$$d = h \frac{t_0}{t_{min}} \quad (12).$$

3.1.4 Ondas P e S

Nos meios isotrópicos e homogêneos, propagam-se basicamente dois tipos de ondas: onda P e onda S. A onda P é chamada onda longitudinal ou compressional. As ondas P, também conhecidas como compressionais, possuem maiores velocidades se comparadas à velocidade da onda S e, promovendo a vibração longitudinal das partículas, ou seja, paralelamente ao sentido do movimento, além de possuírem a liberdade de se propagar em materiais de qualquer natureza. A expressão que rege a velocidade da onda P é:

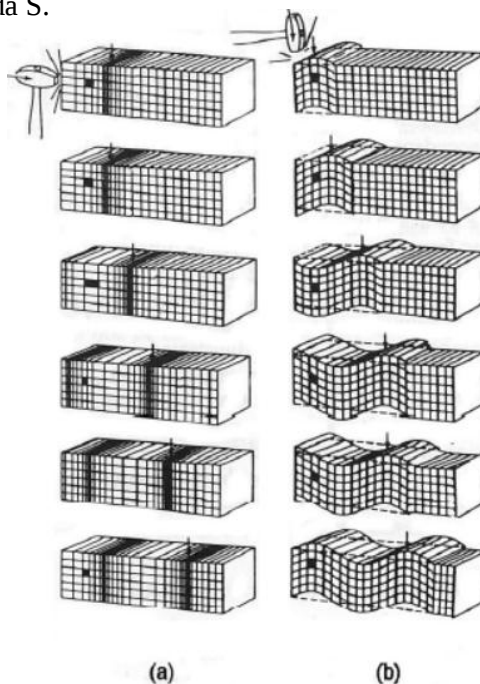
$$V_P = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad (13)$$

onde V_P é a velocidade da onda P, λ é a constante de Lamé, μ módulo de rigidez e ρ é a densidade das rochas. Já a onda S é conhecida como onda transversal, rotacional ou cisalhante por deslocar as partículas perpendicularmente à direção de propagação da onda. Este tipo de onda não se propaga em meios líquidos e possui velocidades menores que as ondas P. A expressão que rege a onda S é

$$V_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (14)$$

em que V_S é a velocidade da onda S. A (Fig. 17) ilustra o comportamento das ondas P e S.

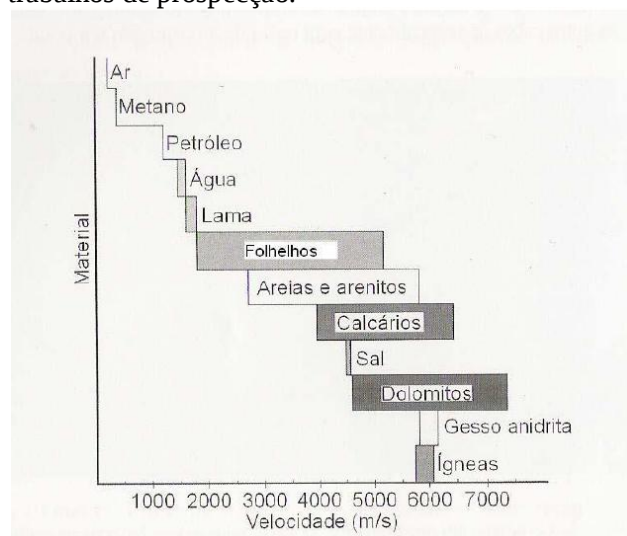
Figura 17 - Movimento das partículas durante a passagem de uma onda. (a) onda P e (b) onda S.



Fonte: Modificado de Sherrif, Geldart (1995).

Com base nas equações (13 e 14), pode-se dizer que as velocidades com que as ondas P e S se propagam dependem da densidade e das constantes elásticas do meio no qual estão inseridas. Desta forma, são intrinsecamente relacionadas com propriedades como: compactação, porosidade, saturação, constituição mineralógica da rocha, entre outras. Conhecendo-se a velocidade é possível estimar os parâmetros das rochas (Fig. 18).

Figura 18 - Valores corriqueiros de velocidades em trabalhos de prospecção.



Fonte: Modificado de Lima (2005).

3.1.5 Impedância, Coeficiente de Reflexão e o Sismograma Sintético

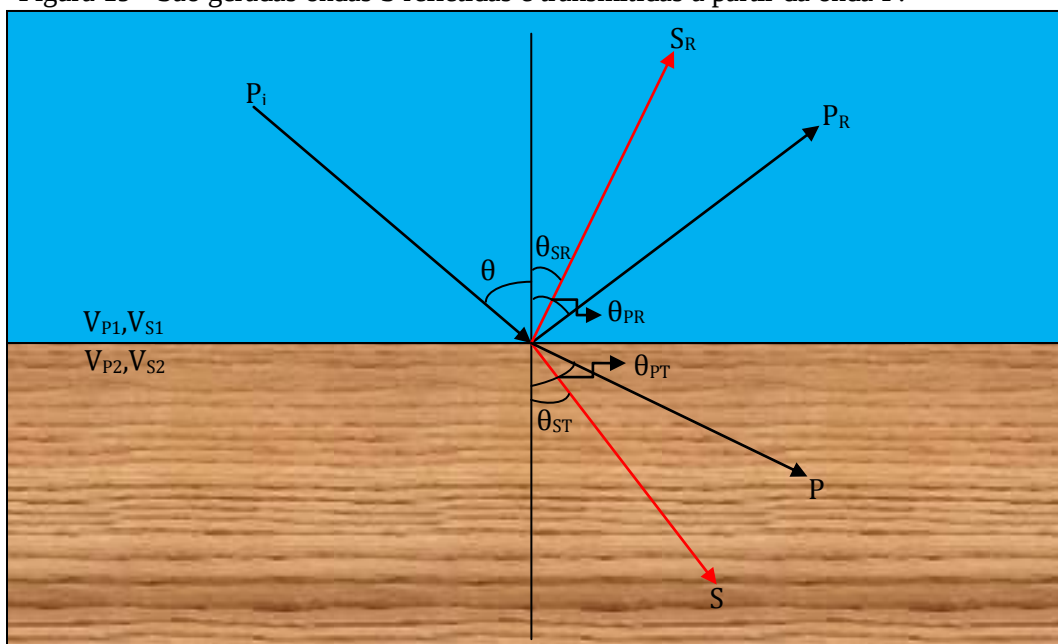
Ao se propagarem no meio em subsuperfície, as ondas P e S, eventualmente, encontram mudança nas propriedades físicas dos materiais, isso faz com que parte da onda seja refletida e a outra parte seja transmitida para as camadas inferiores. Vamos considerar que temos em mãos uma fonte que só gera onda P.

No limite de mudança de impedância acústica (equação 15), parte da energia da onda P é refletida e parte é transmitida e, também são geradas ondas S a partir das ondas P (onda convertida P-S). A (Fig. 19) ilustra muito bem este fenômeno físico:

$$I_i = \rho V_i \quad (15)$$

onde I_i é a impedância acústica da camada i , ρ é a densidade média do material (g/cm^3) e V_i é a velocidade intervalar (m/s) da camada i .

Figura 19 - São geradas ondas S refletidas e transmitidas a partir da onda P.



Fonte: autor.

A quantidade de energia refletida em cada interface é dada pelo coeficiente de reflexão, que é um parâmetro relacionado com o contraste de impedância acústica entre duas camadas. A definição matemática para o caso de ondas com incidência normal à interface é

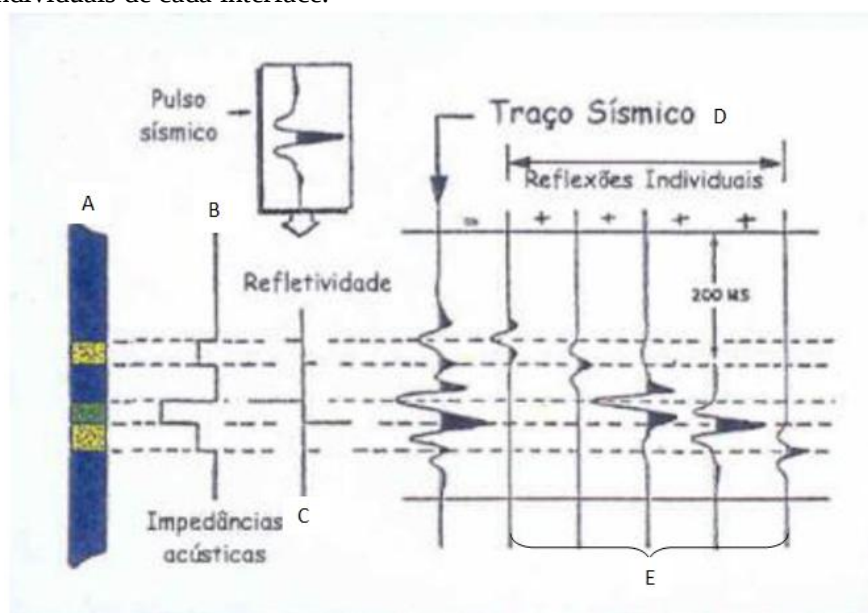
$$CR = \frac{I_2 - I_1}{I_2 + I_1} \quad (16)$$

em que CR é o coeficiente de reflexão, I_2 impedância acústica da camada, na qual a onda incidiu, I_1 impedância acústica da camada a partir da qual a onda incide. Esse processo de partição de energia se repete a cada nova transição entre rochas, até que a energia da onda propagada se disperse e não mais retorne à superfície.

O cálculo da impedância acústica e do coeficiente de reflexão em cada interface permite determinar e montar registros sísmicos teóricos a partir de modelos geológicos ou de dados de poço, simulando a resposta sísmica de um conjunto de camadas de rochas, nas quais se conhece os valores de densidades e velocidades. Esse registro sísmico teórico é denominado de sismograma sintético.

Tendo por base a litologia obtida do poço, gera-se a impedância acústica, da qual pode ser calculado o coeficiente de reflexão e, em seguida a função refletividade que é expressa como uma função temporal formada pelos coeficientes de reflexão das interfaces acústicas de subsuperfície. Nesta função, cada coeficiente vai refletir para a superfície a mesma assinatura da fonte gerada no ponto de tiro, mantendo as mesmas relações de amplitude e polaridade (THOMAS, 2001). Em outras palavras, através do procedimento matemático da autocorrelação do traço a ser deconvolvido teremos o pulso (DUARTE, 2007). A resposta sísmica final para a sequência sedimentar é representada pelo somatório das reflexões individuais de cada interface. A (Fig. 20) ilustra o mecanismo de geração do sismograma sintético.

Figura 20 - Exemplo de sismograma sintético. (A) litologia, (B) impedância acústica, (C) função refletividade, (traço sísmico final) e (E) reflexões individuais de cada interface.



Fonte: Modificado de Lima (2005).

3.1.6 Amplitude do Sinal Sísmico

A amplitude do sinal sísmico é a magnitude do sinal registrado (DUARTE, 2007). Esse parâmetro está relacionado com a energia transportada pelas ondas sísmicas. Quando as ondas incidem em uma interface são geradas ondas refletidas e transmitidas. Essa partição da onda incidente está relacionada à impedância acústica, ou seja, quanto maior

for o contraste de impedância acústica maior será a amplitude do coeficiente de reflexão. As relações matemáticas para amplitude da onda refletida e para onda transmitida são descritas nas equações abaixo:

$$A_R = CR.A_I \quad (17)$$

$$A_T = (1 - CR).A_I \quad (18)$$

onde, A_R é a amplitude da onda refletida, A_I é a amplitude da onda incidente e A_T é a amplitude da onda transmitida.

3.1.7 Resolução Sísmica Vertical

Em sísmica de reflexão, a resolução vertical é a distância mínima para que dois eventos próximos possam ser discriminados na direção vertical (DUARTE, 2007). A resolução máxima vertical depende da faixa de frequência, da frequência dominante do sinal registrado e, também, do nível de ruído na profundidade do alvo (BUYL et. al., 1988). A habilidade de individualização do topo e da base de um intervalo é proporcionalmente relacionada às frequências citadas acima.

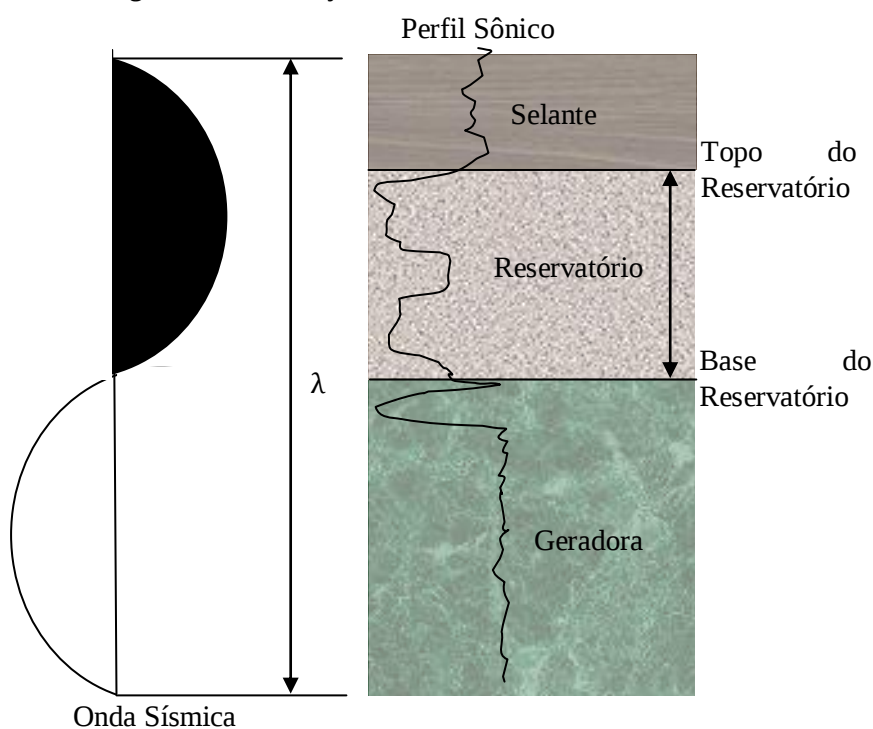
Existe um limite físico para a resolução sísmica vertical devido à atenuação que as mais altas frequências sofrem no decorrer da propagação da onda até o receptor. Assim, quanto mais profundo o alvo ou maior a distância percorrida pela onda, maior a absorção das altas frequências diminuindo a resolução. Sheriff (1986) e Lima (2005) afirmam que a resolução sísmica vertical é o grau de detalhe estratigráfico a ser extraído do dado sísmico, ou seja, é a capacidade identificar as feições que possuem maior relevância no dado sísmico observado.

Para melhor compreensão vamos considerar que em um perfil sônico de poço com frequência (f) de 50 Hz é inserido em um meio com velocidade de 3500 m/s. O comprimento de onda λ , expresso na equação (19), calculado para essa situação é de 70 metros.

$$\lambda = \frac{V}{f} = \frac{3500 \text{ (m/s)}}{50 \text{ (Hz)}} = 70 \text{ (m)} \quad (19)$$

Neste caso 70 metros será a resolução vertical topo e base de uma camada, ou seja, caso exista mais de uma camada dentro deste intervalo, apenas uma será identificada pelo perfil sônico. Observe a ilustração abaixo:

Figura 21 - Resolução sísmica vertical.



Fonte: autor.

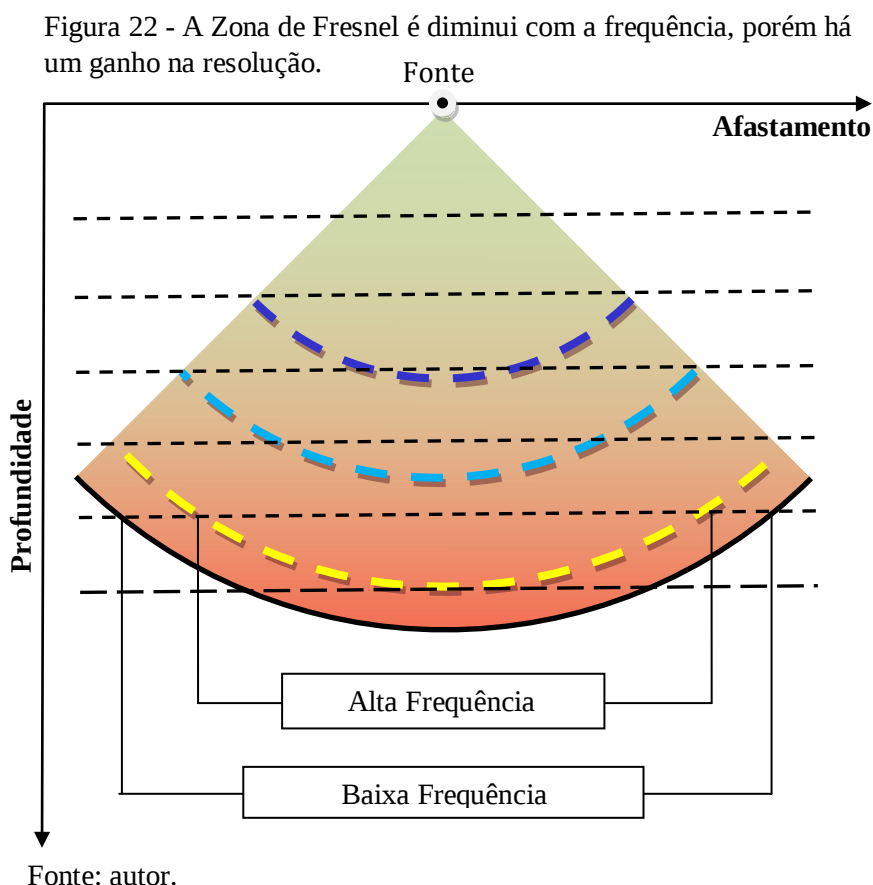
3.1.8 Resolução Sísmica Horizontal ou Zona de Fresnel

A resolução sísmica horizontal denominada de Zona de Fresnel é uma área circular que define a resolução horizontal dos dados de reflexão sísmica, para um modelo de camadas horizontais, antes da migração (DUARTE, 2007). Esta resolução se refere ao limite de distância, na qual dois pontos refletivos podem estar situados horizontalmente para que sejam distinguidos como dois pontos separados. Internamente a esta região dois ou mais pontos refletivos distintos serão visualizados como único.

Considere uma frente de onda esférica incidente em um refletor plano horizontal (Fig. 22). Para cada profundidade, a Zona de Fresnel equivale ao diâmetro da calota da frente de onda, com espessura máxima igual a $1/4$ de um determinado comprimento de onda λ . O raio r da calota é dado pela expressão:

$$r = \frac{V}{2} \sqrt{t/f} \quad (20)$$

em que V é a velocidade do meio, t é o tempo de reflexão da onda e f é a frequência adotada. Analisando a equação (20) podemos concluir que quanto maior a frequência menor o raio da calota, porém, há um ganho na resolução. A (Fig. 22) ilustra o a resolução horizontal em função da frequência e do raio da calota:

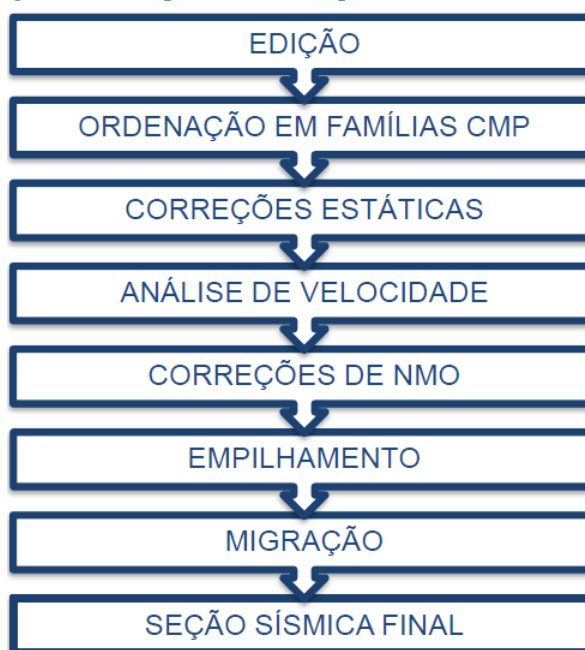


4 O PROCESSAMENTO SÍSMICO

O processamento sísmico consiste em um conjunto de técnicas aplicadas computacionalmente com intuito de melhorar a qualidade dos dados obtidos na aquisição sísmica, desta forma ruídos presentes nos dados são minimizados, tais como: reflexões múltiplas, ondas diretas, ondas refratadas, ruídos de cabo, que ao serem tratados condicionam um aumento na razão sinal/ruído deixando o sinal mais nítido e amigável ao interprete.

O núcleo do processamento sísmico convencional está inserido nas seguintes etapas básicas: edição de traços, ordenação em famílias CMP, correções estáticas, análise de velocidade, correções de NMO, empilhamento e migração (Fig. 23).

Figura 23 - Etapas básicas do processamento sísmico.



Fonte: Modificado de Ribeiro (2001).

4.1 EDIÇÃO DE TRAÇOS

A edição de traços é a etapa do processamento sísmico em que os dados são preparados para o processamento sísmico propriamente dito. Os traços ruidosos são analisados e retirados do dado. Em seguida os dados são gravados para que seja carregada

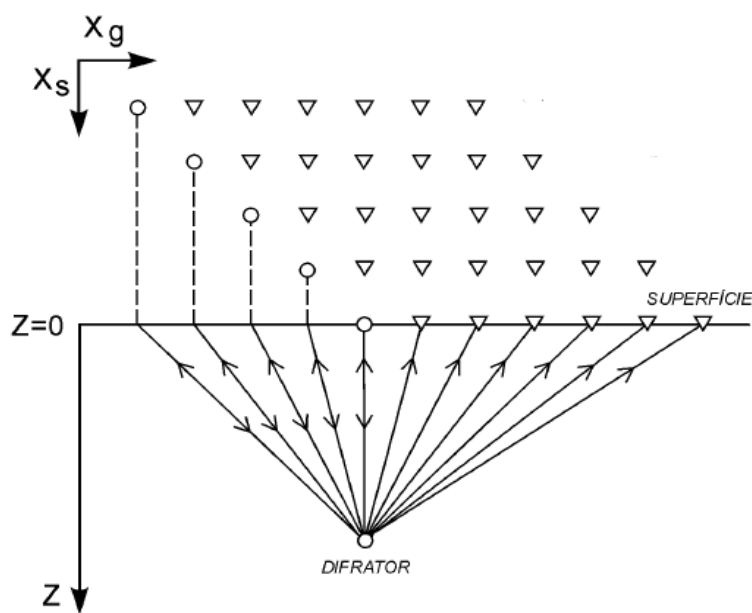
a geometria de aquisição nos *headers* dos traços sísmicos que é outro importante procedimento executado. As etapas de processamento posteriores dependem diretamente das informações da geometria de tiros nos traços.

4.2 ORDENAÇÃO EM FAMÍLIAS CMP

A ordenação em famílias CMP (*common mid point*) é um tipo de arranjo geométrico de suma importância no processamento sísmico, pois possibilita que um único ponto em subsuperfície tenha um determinado número de cobertura que depende do número de fontes/receptores existentes na aquisição de dados.

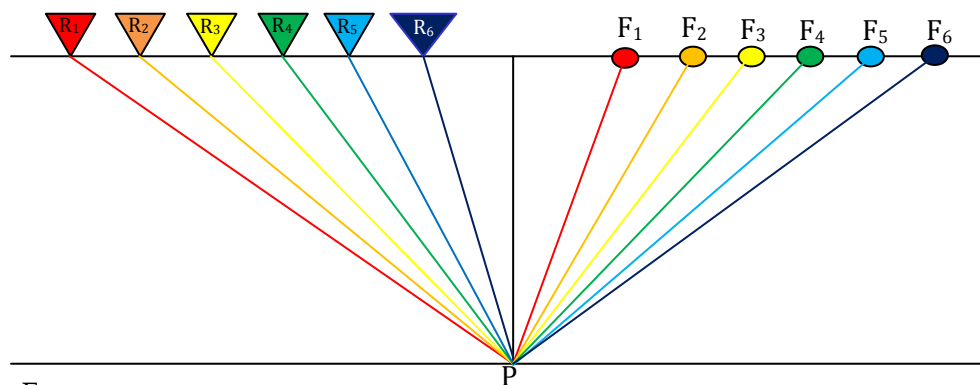
A abreviatura CMP significa que existe um ponto em profundidade comum para determinado número de receptores se o refletor for plano. Desta forma, vários receptores dão informação de um único ponto (Fig. 25), conseqüentemente, ocorre uma melhora na relação sinal/ruído. As amostragens do ponto em subsuperfície são obtidas deslocando-se o arranjo com espaçamento tal que se consiga a cobertura desejada (Fig. 24).

Figura 24 - Família de tiro comum. Deslocando-se os receptores com espaçamento constante é determinada a cobertura desejada.



Fonte: Modificado de Romanelli (2004).

Figura 25 - Vários pares de fontes/receptores realizam a cobertura de um ponto comum em profundidade.



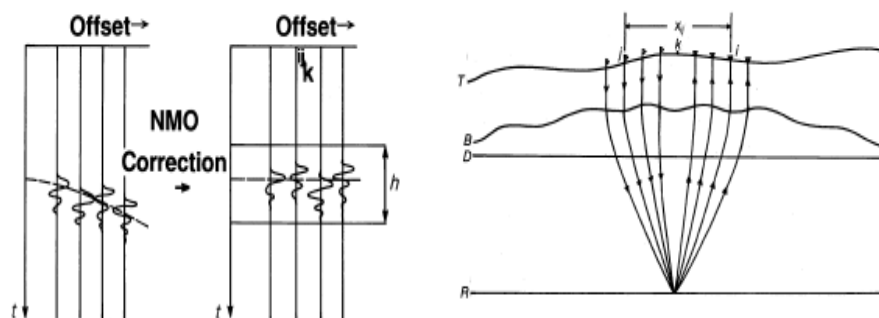
Fonte: autor.

4.3 CORREÇÃO ESTÁTICA

A correção estática consiste em nivelar os traços do sismograma para o mesmo datum, eliminando desta maneira deslocamentos dos picos de reflexão causados por irregularidades topográficas (Fig. 26) ou mudanças abruptas na camada superficial de baixa velocidade (camada de intemperismo) uma vez que possuem velocidades das ondas P muito baixas. Essas zonas próximas à superfície são constituídas por materiais muito heterogêneos. Geralmente são consideradas espessas em regiões tropicais e são responsáveis pela geração de ruídos, tais como, *Ground-roll*, os quais interferem de forma destrutiva nas reflexões.

Para eliminar a influência da zona de intemperismo, cada traço CMP recebe uma correção em tempo. Esse procedimento é executado como se a Zona de Baixa Velocidade (ZBV) estivesse sendo fisicamente removida da região onde os dados foram registrados em relação a uma superfície de referência (datum - K).

Figura 26 - Deslocamentos dos picos de reflexão e nivelamento das reflexões para um datum de referência.



Fonte: Modificado de Yilmaz (2001).

4.4 ANÁLISE DE VELOCIDADE

Quando o levantamento sísmico é realizado pela técnica CMP (Common Depth Point), se faz necessário corrigir o tempo de chegada das ondas refletidas em cada receptor, já que a informação obtida é do mesmo ponto e em seguida se faça o empilhamento (soma) dos dados. Esta correção é conhecida de Correção NMO. Para que seja realizada tal correção é preciso, primeiramente, conhecer a função velocidade do meio, no qual foi realizado o levantamento. A velocidade Normal Moveout (NMO) é o parâmetro que descreve a linha de reflexão sísmica armazenada para diferentes distancias de offset (distância entre a fonte e o receptor). Uma vez que a velocidade NMO é estimada, os tempos de viagem podem ser corrigidos para remover a influência do offset (YILMAZ, 2001).

As velocidades mais conhecidas são: velocidade intervalar (V_i), velocidade normal moveout (V_{NMO}) e velocidade média quadrática (V_{RMS}). Para camadas planas horizontais, a velocidade normal moveout é aproximadamente igual à velocidade média quadrática. Para simplificar nosso estudo vamos considerar esse fato. A velocidade intervalar é a média de um intervalo de uma determinada profundidade para uma camada. Para uma camada homogênea e isotrópica, tem-se que a velocidade intervalar é a velocidade da camada. A velocidade média é obtida calculando-se a média de todas as velocidades das camadas a partir da superfície até uma determinada profundidade (Fig. 27).

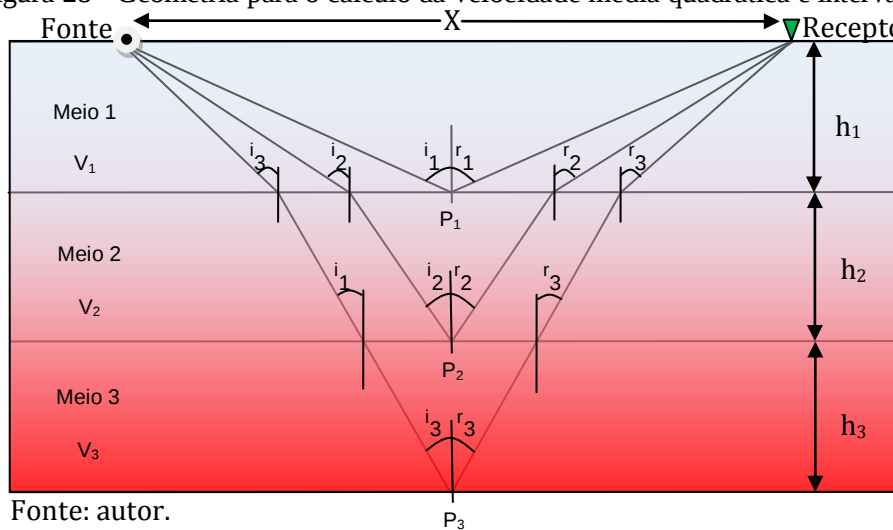
Figura 27 - Velocidades intervalares de cada camada.



Fonte: autor.

A velocidade V_{RMS} se refere a uma trajetória que a onda percorreu e representa a velocidade combinada de todas das camadas que a onda atravessou (Fig. 28). Podemos afirmar que a V_{RMS} é a média quadrática das velocidades intervalares das camadas que a onda percorreu, portanto, é possível calcular a velocidade intervalar para cada camada a partir de V_{RMS} usando a Equação de Dix.

Figura 28 - Geometria para o cálculo da velocidade média quadrática e intervalar.



Fonte: autor.

Dix (1955) estabeleceu a relação entre as velocidades de migração e de subsuperfície para o caso em que as velocidades dependem unicamente da profundidade. Ele mostrou que as velocidades de migração são as velocidades *Root Mean Square* (RMS), se as distâncias entre fontes e receptores são pequenas, e assim sugeriu o método de inversão para determinação das velocidades do meio.

Dado o modelo (Fig. 28), com intervalos horizontais e velocidades constantes para cada um deles. Conhecem-se as velocidades V_i e os tempos t_i , com $i = 1; 2; \dots; n$, sendo V_i a velocidade RMS dos primeiros i intervalos em relação ao tempo e t_i o tempo de trânsito vertical duplo desde a superfície até a base do i -ésimo intervalo (VALENTE, 2008). Desse modo, as velocidades nesses intervalos, denominadas velocidades intervalares v_{vit} em tempo, podem ser encontradas sucessivamente de $i = 2$ até n , por:

$$v_{vit} = \sqrt{\frac{V_i^2 t_i - V_{i-1}^2 t_{i-1}}{t_i - t_{i-1}}} \quad (21)$$

e as profundidades das bases por

$$H_i = H_{i-1} + v_{vit} \frac{t_i - t_{i-1}}{2} \quad (22)$$

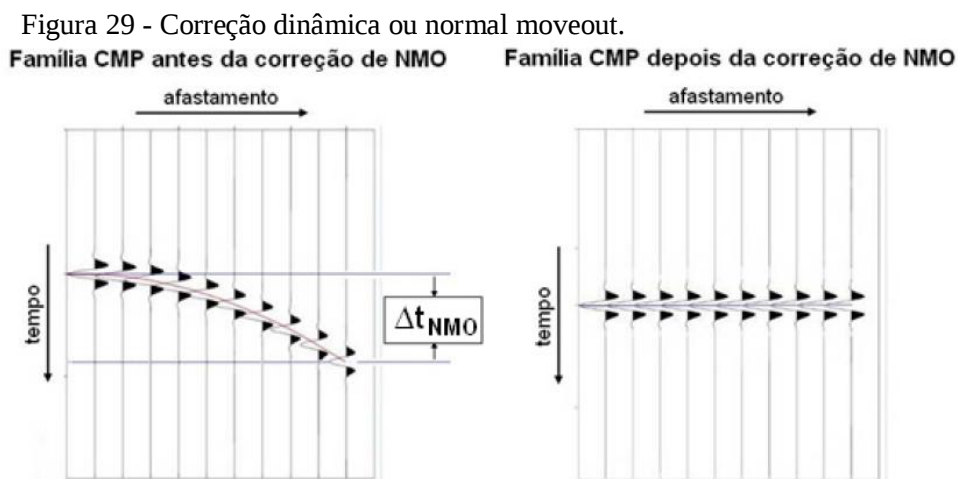
onde H_i é a profundidade da i -ésima camada e H_{i-1} é a profundidade obtida por dado de poço (ROBEIN, 2003). O cálculo de H_i possibilita estimar a velocidade intervalar em profundidade (v_{vid}) que auxilia no processo de conversão em profundidade:

$$v_{vid} = \frac{2H_i}{t_i} \quad (23)$$

4.5 CORREÇÃO DINÂMICA OU DO NORMAL MOVEOUT (NMO)

A análise de velocidade possibilita corrigir o efeito de chegada das ondas refletidas e, em seguida, realizar o empilhamento dos dados gerando o supertraço que é a soma dos tempos de chegada ao mesmo ponto em receptores diferentes. A correção do *Normal Moveout* (NMO) consiste em alinhar os eventos de chegada no sismograma, afim de que as reflexões existentes nos traços mais afastados encontrem coerência traço a traço, isto é,

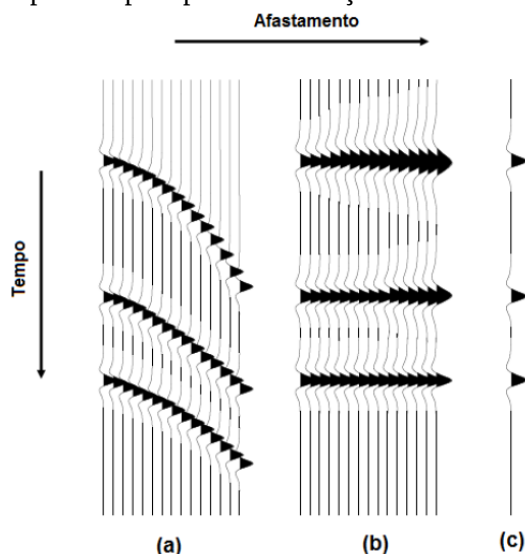
considera-se o afastamento fonte/receptor igual a zero. Na prática isto não é possível, porém, tal abstração nos fornece uma ferramenta de grande relevância no processamento sísmico (Sísmica de Multe-canal). A (Fig. 29) ilustra o dado sísmico antes e após a correção NMO.



Fonte: Modificado de Yilmaz (1987).

Após a correção NMO, os picos de reflexão deixam de ser hiperbólicos e passam a ser alinhados. Feito esta correção os traços pertencentes ao mesmo ponto em subsuperfície podendo ser somados, aumentando a relação sinal/ruído (Fig. 30).

Figura 30 - Família de Ponto Médio Comum (a), corrigida de NMO (b) e posteriormente empilhada para produzir o traço simulado de afastamento nulo (c).



Fonte: Modificado de Ferreira (2009).

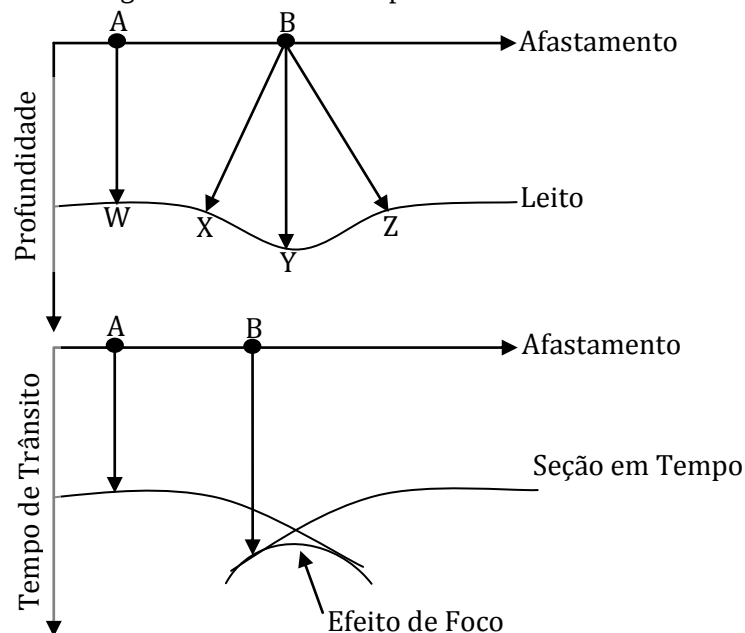
4.6 EMPILHAMENTO DOS DADOS

O empilhamento dos dados é uma operação realizada após a correção estática e NMO. Para cada amostra de tempo é realizado o somatório dos traços de um único ponto e um único traço sísmico é gerado para cada CMP empregado (supertraço). O conjunto de todos os supertraços constitui a seção sísmica sem as devidas correções que devem ser realizadas em virtude de alguns refletores estarem dispostamente inclinados em subsuperfície. No entanto, procedimentos mais sofisticados como migração pós-empilhamento são capazes de gerar seções sísmicas com os refletores mais coerentemente posicionados em subsuperfície. Uma das vantagens do empilhamento CMP é a atenuação dos ruídos incoerentes e, eventos que possuem coerência lateral nos traços têm a amplitude reforçada após o empilhamento, pois, no momento em que está sendo realizada a aquisição de dados, a amplitude do sinal decai por divergência esférica, transmissão e absorção.

4.7 A MIGRAÇÃO EM TEMPO E O RAIOS IMAGEM

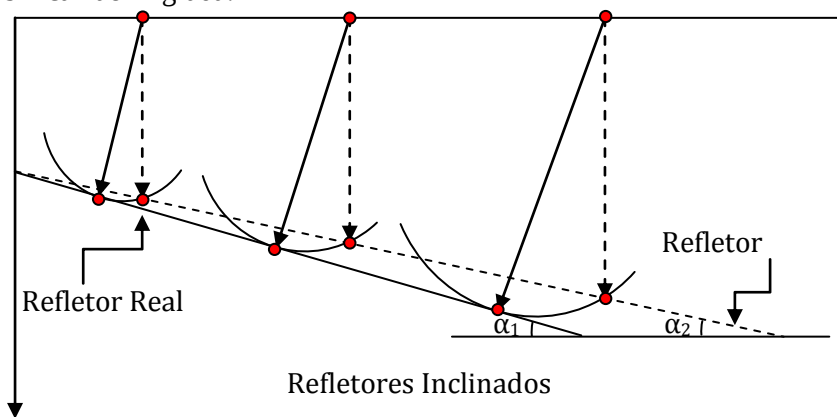
Em uma seção sísmica em tempo não migrada, os refletores não representam a geometria real em subsuperfície. Por exemplo: um sinclinal, cujo centro de curvatura encontra-se abaixo do assoalho oceânico é imageado como efeito de foco enterrado (Bow-tie) e um refletor inclinado em uma seção sísmica não migrada estará posicionado em uma profundidade aparente (Fig. 31 e 32).

Figura 31 - Seção sísmica não migrada em tempo mostrando uma imagem não real em subsuperfície.



Fonte: Modificado de Yilmaz (2001).

Figura 32 - Profundidade aparente de um refletor inclinado numa seção sísmica não migrada.

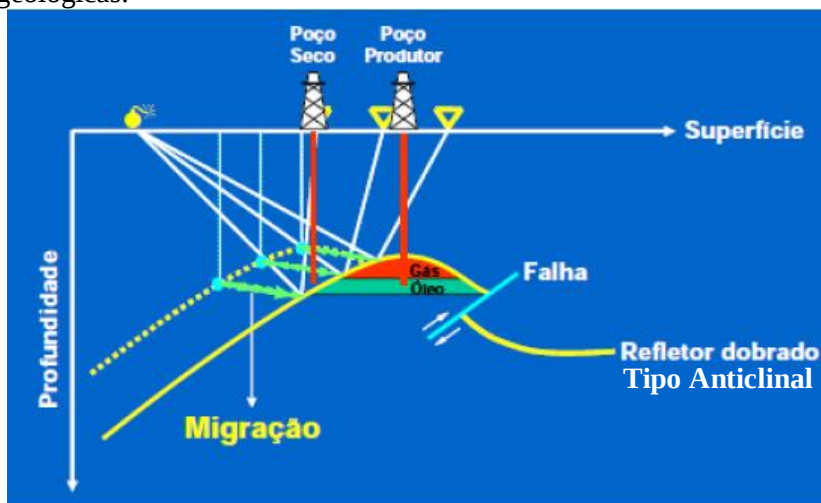


Fonte: Modificado de Romanelli (2004).

Após a aplicação da migração, em tempo para variações suáveis na geologia ou em profundidade para regiões geologicamente complexas, as implicações das feições geológicas no posicionamento das reflexões mapeadas na seção sísmica não migrada, como por exemplo, inclinação de camadas, falhas e sinclinais, são corrigidas e posicionadas aproximadamente no seu devido lugar em subsuperfície. Ou seja, espera-se que os eventos correspondentes às reflexões primárias apresentem certa semelhança com as interfaces geológicas e, assim, a seção migrada forneça uma imagem da estrutura

geológica em subsuperfície. Isso só estaria totalmente correto caso não ocorresse variações laterais de velocidade. Com tudo, vamos considerar que a seção sísmica final migrada é o produto da migração, e fornece uma imagem mais realística das feições geológicas em subsuperfície (Fig. 33).

Figura 33 - Efeito do processo de migração sobre a influência das feições geológicas.



Fonte: Modificado de Eiras (2003).

A Migração do tipo Kirchhoff não apenas reposiciona os refletores em seus respectivos lugares, mas, também, promove o colapso das difrações em um ponto no ápice da hipérbole, o qual está associado a um dado refletor. Outro fato importante que a migração possibilita é a retirada de eventos, os quais não condizem com nenhuma estrutura geológica. Tais eventos são denominados de artefatos.

Para que seja possível a realização da migração em tempo é preciso que se tenha conhecimento da função velocidade do meio, no qual está sendo realizada a aquisição. Isto se torna um problema para regiões inexploradas que não se tenha nenhum conhecimento prévio ou para estruturas complexas, tais como: domos de sal, intrusões, dobras, entre outras. Nestes casos, pode-se realizar a migração pré-empilhamento. Mesmo sendo um processo mais demorado, computacionalmente falando, a migração pré-empilhamento é capaz de fornecer seções sísmicas com refletores mais corretamente localizados em subsuperfície, tanto para migração em tempo como para migração em profundidade.

O processo de migração em tempo de dados sísmicos pode ser implementado de várias maneiras. Um método clássico consiste na soma ponderada dos sinais dispersos em

curvas de difrações, na direção dos ápices, ou mínimos, das hipérboles. Tal processo é conhecido, entre outros, como Migração Kirchhoff, uma vez que se baseia na solução da integral de Kirchhoff, da equação da onda.

O processo de migração tem como objetivo final a determinação das coordenadas de pontos inacessíveis, a partir de medições em superfície das reflexões sísmicas.

Dentre todos os raios que conectam os pontos da superfície com a subsuperfície da terra, dois são de especial importância: Raio Normal à superfície refletora e Raio Imagem, o qual emerge perpendicularmente à superfície da terra (HUBRAL, 1977). Caso as camadas da Terra sejam todas planas horizontais o raio normal coincide com o raio imagem. Desse modo, apenas um sinal relacionado a um raio imagem permanece na mesma posição antes e depois da migração em tempo.

Os raios imagem, apesar de emergirem perpendicularmente à superfície da terra, apenas em meios lateralmente homogêneos, são verticais em todo o seu percurso até certo refletor, ou seja, não sofre nenhum desvio. Neste caso, as reflexões migradas em tempo se localizarão verticalmente acima de seus pontos correspondentes em profundidade. Assim, o processo de migração estará completo e a conversão em profundidade pode ser obtida de maneira bastante simples, quando as camadas são planas horizontais. Entretanto, como os raios imagem se refratam nas interfaces, é fácil ver que a migração em tempo não será suficiente para um refletor localizado abaixo de um meio cuja velocidade varie lateralmente. Nesse caso, toda a informação contida na seção migrada em tempo corresponderá a raios imagens, e não a um ponto verticalmente abaixo.

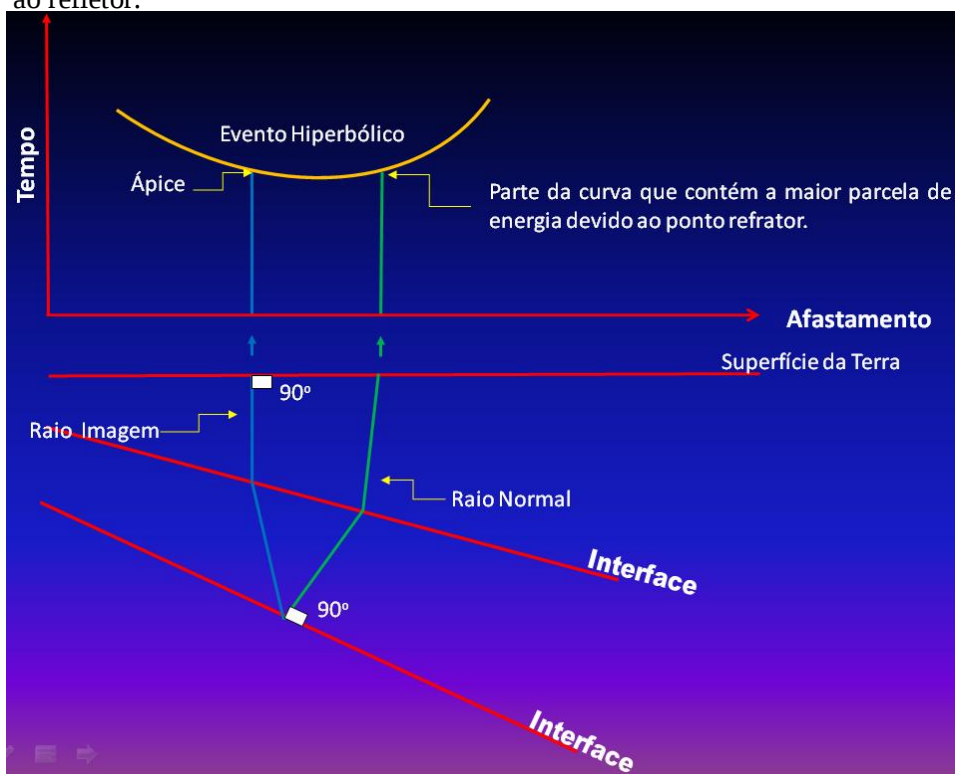
4.8 A CONVERSÃO EM PROFUNDIDADE

Na maioria das situações, a migração em tempo não é suficiente para localizar o refletor acima de seu ponto correspondente em subsuperfície. Neste caso devemos aplicar técnicas que corrijam o efeito das heterogeneidades do meio. A conversão em profundidade dos dados migrados em tempo pode resolver este problema.

Quando temos em mãos uma seção sísmica convertida em profundidade, podemos assumir, com certa segurança, que os eventos devido aos refletores estão posicionados corretamente acima de seus pontos correspondentes em profundidade se foi feita uma boa escolha do modelo de velocidade.

Os processos de conversão em profundidade que utilizam a teoria do raio, são técnicas de traçamento de raio, que aplicadas a um modelo de velocidade previamente determinado, devem fornecer a posição correta dos pontos em profundidade. Na conversão em profundidade, o modelo de velocidade em profundidade deve ser muito mais acurado do que o modelo de velocidade utilizado na migração em tempo que não necessita de tamanha precisão, pois no domínio do tempo, considera-se apenas variação vertical da velocidade, enquanto, em profundidade, a função velocidade depende tanto das coordenadas das fontes como da profundidade dos refletores. A conversão para profundidade de reflexões migradas no tempo é obtida a partir do uso do raio imagem (Fig. 34).

Figura 34 - Raio imagem, raio normal e a curvatura T – X hiperbólica. O raio imagem é perpendicular à superfície da Terra e o raio normal é perpendicular ao refletor.



Fonte: Modificado de Amorim (1984).

Se as velocidades intervalares das $n-1$ camadas superiores forem conhecidas, então o ponto em profundidade da n -ésima camada pode ser determinado a partir do conhecimento do tempo duplo de reflexão do evento migrado em tempo. A posição em profundidade depende apenas do tempo duplo de reflexão do raio imagem relativo a este ponto. Basta somente traçar o raio imagem para baixo até que a metade do seu tempo duplo seja consumida.

A grande vantagem de se trabalhar com raio imagem em vez de raios normais, está no fato de que as incertezas nos gradientes em tempo observados para refletores com mergulhos acentuados influenciam menos nos resultados (AMORIM, 1984). Ou seja, as posições convertidas em profundidade de refletores com mergulhos acentuados são menos sensíveis a incertezas no gradiente em tempo observadas nos dados migrados em tempo do que em dados não migrados. Lerner et. al. (1981) introduziram um método de conversão que utiliza raios imagem. O primeiro passo nesse método utiliza a migração em tempo convencional para determinar as curvas de difração e mover os eventos para as posições dos raios imagem. Nesta fase são usadas funções de velocidades unidimensionais derivadas da análise de velocidade ou de dados de poços.

O segundo passo é a identificação das principais interfaces na seção migrada em tempo. As posições e as formas dos horizontes selecionados estarão deslocados ou distorcidos se comparados com suas posições reais. Mesmo assim a seção migrada em tempo é mais facilmente interpretável do que a seção não migrada. Em seguida uma função de velocidade bidimensional $V(X, Z)$ deve ser determinada. O resultado final da conversão em profundidade depende diretamente da função $V(X, Z)$. Deve ser feita uma boa escolha. As velocidades podem ser determinadas com base em dados de poço e análises de velocidades em áreas vizinhas.

Uma vez que a função $V(X, Z)$ é determinada, pode-se aplicar técnicas de traçamento de raios para a determinação dos raios imagem. Sabe-se que cada raio imagem se dirige para cima, perpendicularmente à superfície da Terra. Assim, sabemos a sua direção quando é dado início ao processo de retropropagação do raio. Deste modo é aplicada a Lei de Snell em cada interface, na medida em que os raios se propagam para camadas mais inferiores.

Em dados reais, obtidos em um levantamento sísmico, o modelo de velocidade 2D não é conhecido e nem o modelo geológico. Apenas o conhecimento parcial deve ser usado na solução do problema inverso. Tanto Larner et. al. (1981) como Hubral e Krey (1980), descrevem métodos de traçamento de raios imagem para a solução do problema inverso, usando o conhecimento parcial.

O mergulho espacial das interfaces pode ser computado a partir da razão da variação de profundidade pela distância horizontal (DUARTE, 2007) do evento observado (Slope). A consideração do mergulho espacial é o que distingue a conversão em profundidade da migração em tempo. Neste caso o raio imagem pode mudar sua direção a cada interface possibilitando um posicionamento mais correto do ponto em profundidade.

A função velocidade $V(X, Z)$ controla a deflexões dos raios imagem e, na prática, esta função será sempre um pouco imprecisa. Entretanto, podemos usar a conversão em profundidade como um processo iterativo. Isto é, pode ser repetido o processo de conversão e a cada passo, utiliza-se uma função velocidade mais refinada, resultante da etapa anterior.

O último passo é o que Larner et. al. (1981) chama de mapeamento em profundidade. Neste processo as amplitudes dos traços são mapeadas ao longo dos raios imagem que foram computados e, dessa forma, uma seção convertida em profundidade é obtida.

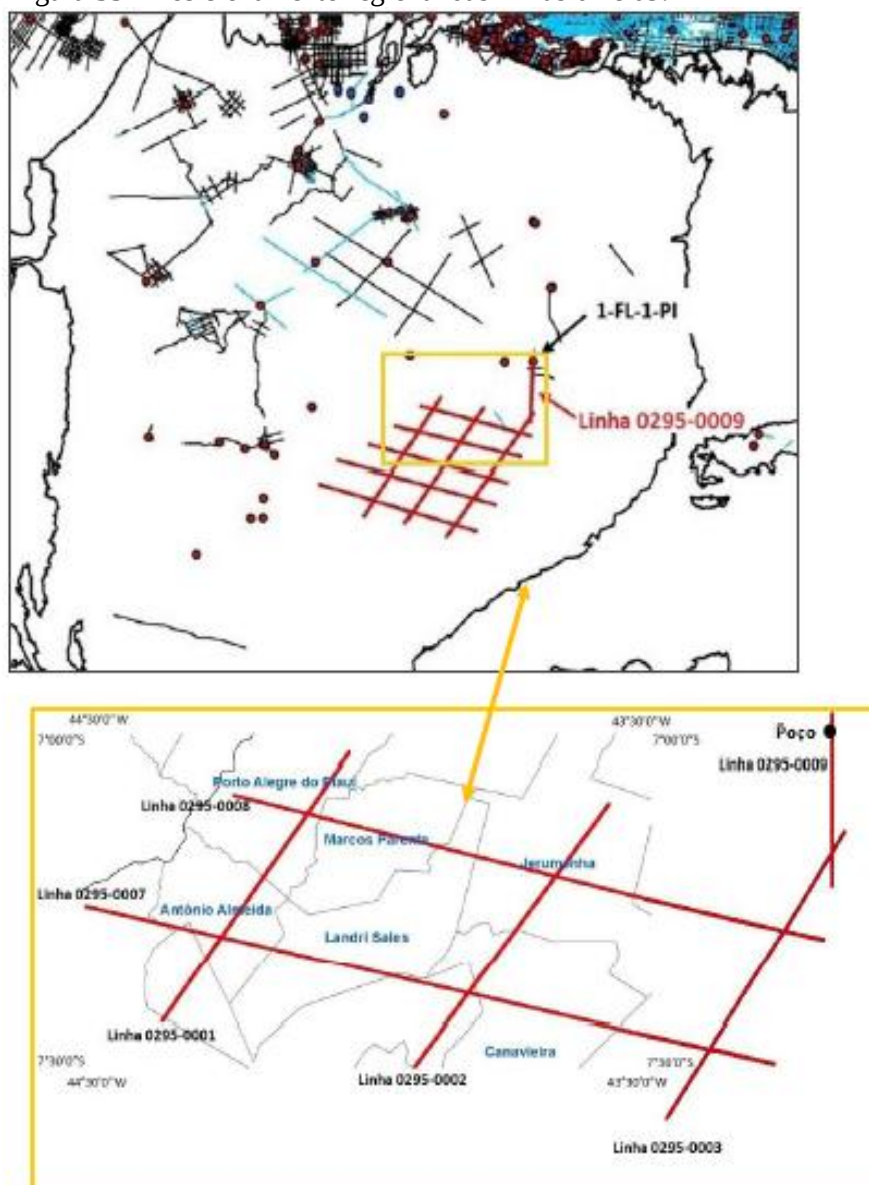
5 TRATAMENTO DOS DADOS

Neste capítulo iremos apresentar os dados que foram utilizados e descrever com detalhes as etapas de processamento sísmico empregadas na realização da conversão em profundidade dos dados migrados em tempo da Bacia do Parnaíba.

5.1 GENERALIDADES SOBRE OS DADOS

Os dados usados neste trabalho são relativos à linha sísmica 0295-0007 e 0295-0009, localizadas na porção sudeste da Bacia do Parnaíba, na região centro-sul do estado do Piauí, passando pelos municípios de Ladri Sales, Canavieira, Antônio Almeida, Porto Alegre do Piauí, Marcos Parente e Jerumenha (Fig. 35). Essas linhas fazem parte de um conjunto de nove linhas sísmicas de um projeto da Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP) que recebeu o nome de 0295_ANP_2D_PARNAIBA, com 1600 km de extensão linear, abrangendo mais de 55.000Km². Essa malha foi traçada por geólogos e geofísicos da ANP, a partir de mapas gravimétricos pertencentes à área, acompanhando a trajetória *dip strike* do lineamento estrutural Transbrasiliano, com o objetivo de avaliar o potencial petrolífero da Bacia do Parnaíba.

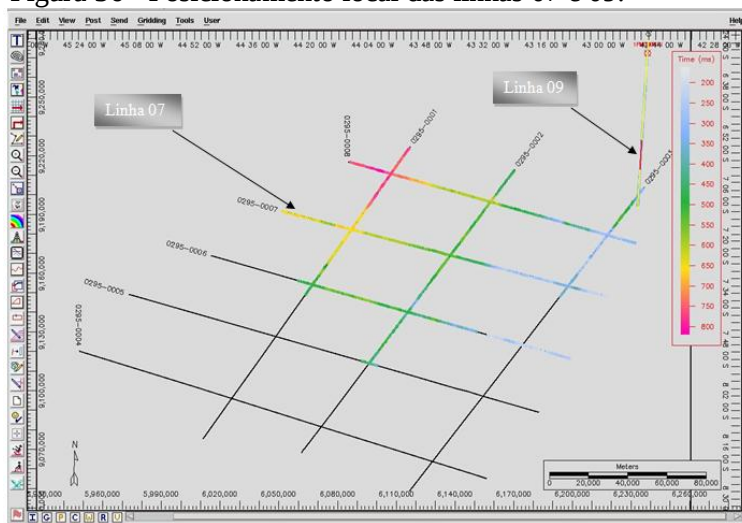
Figura 35 – Posicionamento regional das linhas 07 e 09.



Fonte: Modificado de ANP (2006).

Neste trabalho foram utilizadas apenas as linhas 0295-0007 e 0295-0009 (Fig. 36). A linha 0295-0009 foi estrategicamente planejada para passar sobre o poço 1-FL-1-PI com intuito de melhorar integração dos dados possibilitando uma interpretação sismoestratigráfica dos horizontes sísmicos correspondentes, correlacionando-os ao perfil de poço e, consequentemente, fazendo uma interpretação coerente.

Figura 36 - Posicionamento local das linhas 07 e 09.



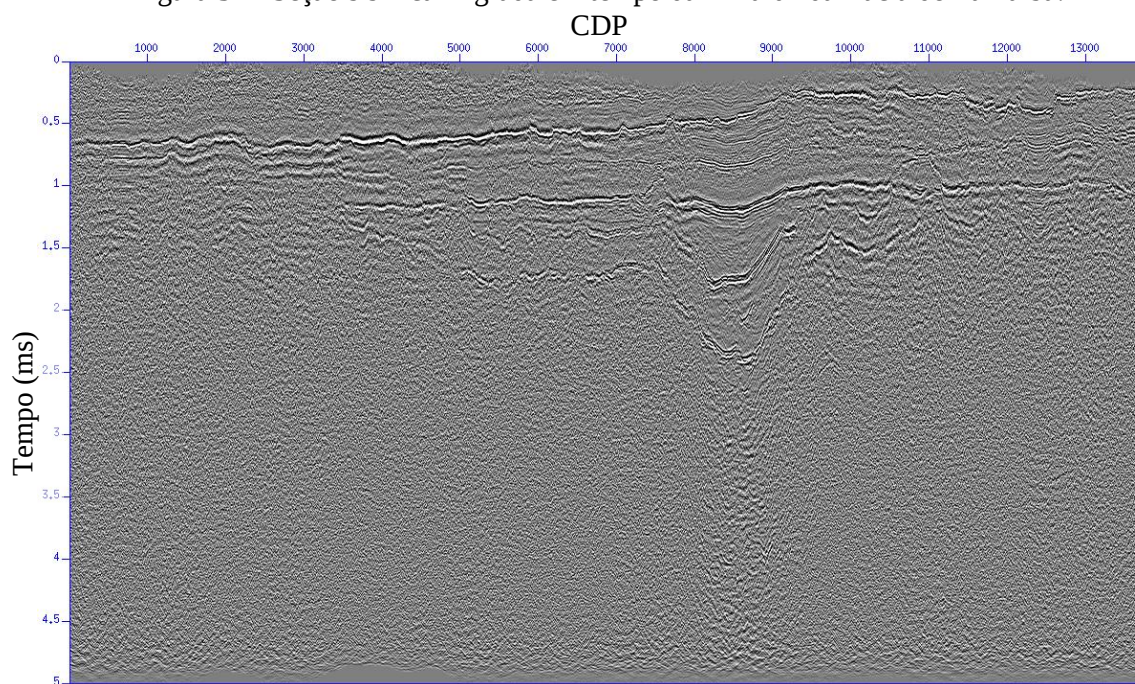
Fonte: Modificado de Teixeira (2010).

Os dados utilizados neste trabalho foram disponibilizados pela ANP para o Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará (IG-UFPA) objetivando o desenvolvimento acadêmico.

5.2 TRATAMENTO DOS DADOS SÍSMICOS

Fizemos uso do software comercial de processamento sísmico ProMAX da Landmark Graphics Corporation, empresa da Halliburton Ltda. Os dados necessários para que fosse realizada a conversão foram: tabela de velocidade intervalar em tempo e os dados referentes à seção migrada em tempo da linha 0295_0007 da Bacia do Parnaíba. É importante frisarmos que não foram realizadas etapas de processamento sísmico sobre os dados referentes à linha 09, pois não tínhamos o seu dado bruto. Ela foi usada apenas como referência devido o perfil de poço (Poço Floriano) usado neste trabalho está localizado sobre a mesma e nas adjacências da linha 07, conforme foi mostrado na (Fig. 36). O processamento sísmico realizado teve início com a conversão dos dados em formato SEG-Y para o formato do ProMAX objetivando a visualização da seção migrada em tempo (Fig. 37).

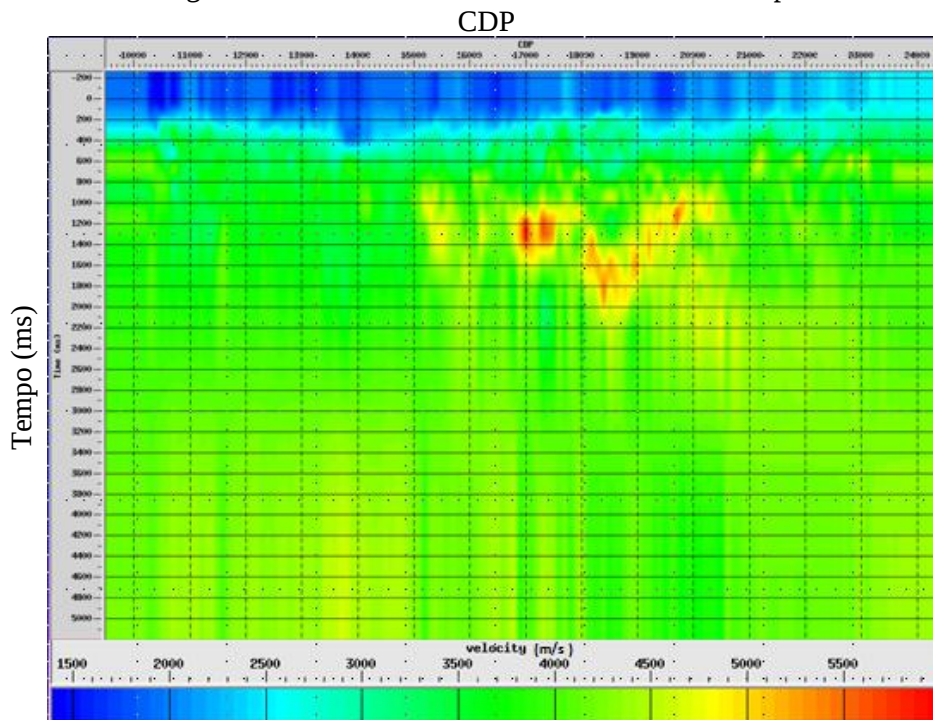
Figura 37 - Seção sísmica migrada em tempo da linha 07 da Bacia do Parnaíba.



Fonte: autor.

A visualização da seção sísmica fornece uma noção relativa à cerca da disposição geométrica em subsuperfície, a qual é indicada pelos horizontes sísmicos de reflexão primária. A partir de uma tabela de velocidade intervalar em tempo, obtém-se um modelo de velocidade (Fig. 38) para migração em tempo, o qual pode ser visualizado e relacionado com a seção migrada em tempo.

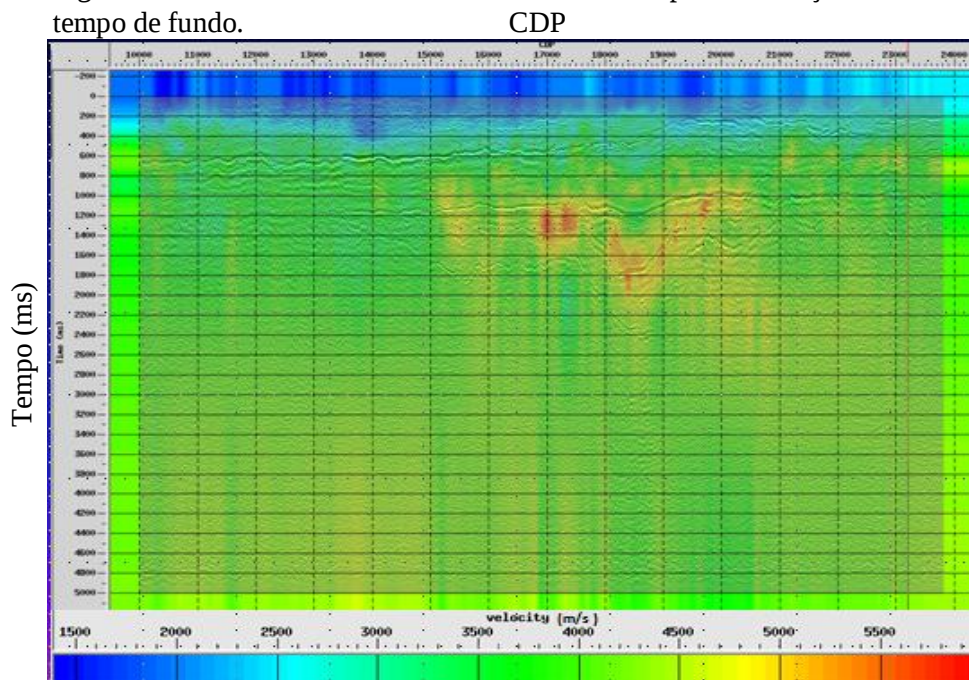
Figura 38 - Modelo de velocidade intervalar em tempo.



Fonte: autor.

Tal relação nos fornece uma idéia da coerência do modelo de velocidade do meio, no qual foi realizada a aquisição dos dados. O modelo de velocidade guarda uma coerência com a geologia do meio. Quanto mais acurada é a função velocidade do meio, maiores são as chances de se obter uma seção sísmica mais condizente com a realidade. O modelo de velocidade abaixo possui a seção sísmica de fundo para que seja mais facilmente observada a coerência (Fig. 39):

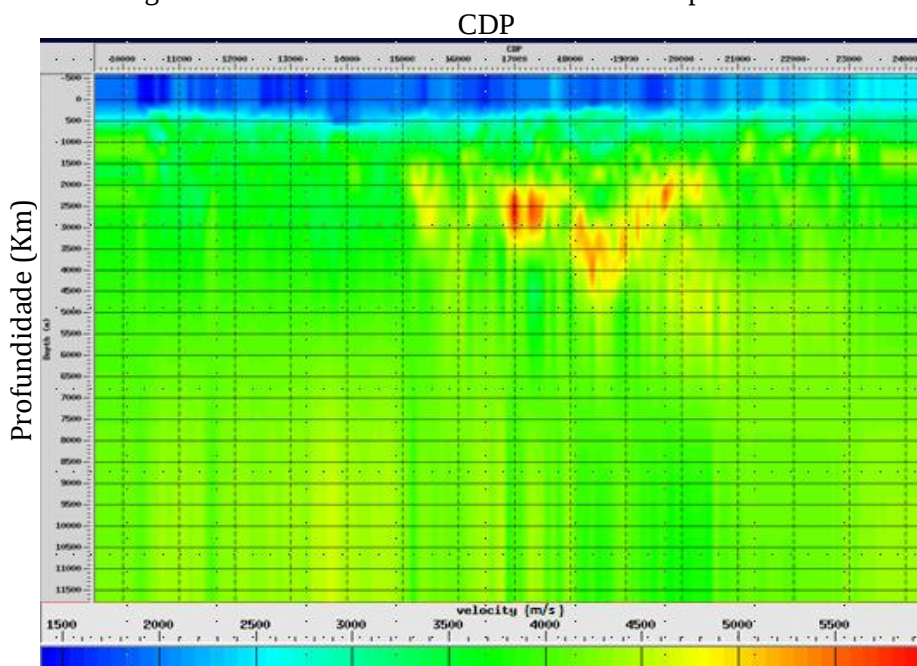
Figura 39 – Modelo de velocidade intervalar em tempo com a seção sísmica em tempo de fundo.



Fonte: autor.

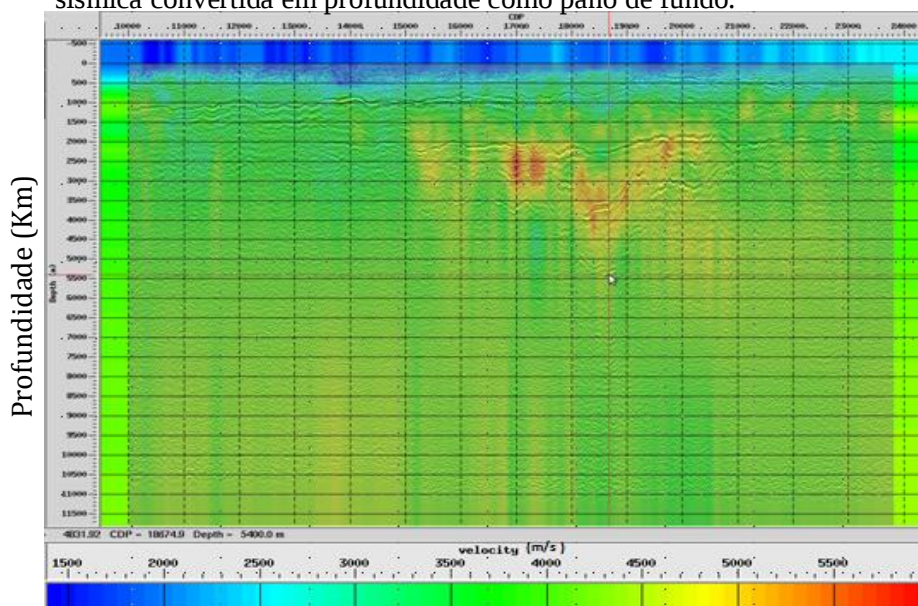
Para que seja realizada a conversão em profundidade da seção em tempo, devemos conhecer a velocidade do meio. Esta pode ser estimada a partir de dados de poço ou por métodos de inversão de dados (DIX, 1995). A natureza da tabela de velocidade intervalar que necessitamos no caso da conversão para profundidade é intervalar em profundidade. A partir da tabela de velocidade intervalar em tempo, pode-se obter uma tabela de velocidade intervalar em profundidade usando a equação de Dix. Essa função tem como fundamento teórico o método de inversão proposto por Dix em 1995. Feita a conversão da tabela de velocidade, podemos visualizar o modelo de velocidade em profundidade (Fig. 40 e 41):

Figura 40 - Modelo de velocidade intervalar em profundidade.



Fonte: autor.

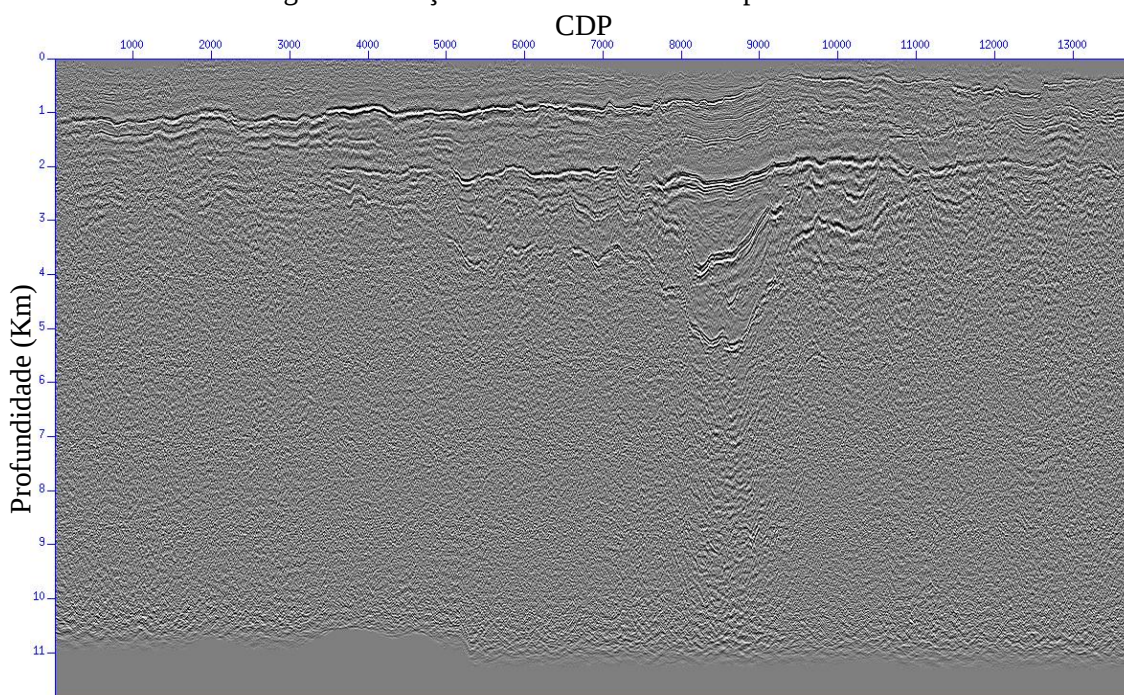
Figura 41 – Modelo de velocidade intervalar em profundidade com a seção sísmica convertida em profundidade como pano de fundo.



Fonte: autor.

Para realizar a conversão em profundidade, deve-se: aplicar a seção migrada em tempo como dado de entrada juntamente com a tabela de velocidade intervalar em profundidade, pois a seção sísmica no domínio do tempo guarda informações sobre o tempo de transito da onda, em que seu produto com a velocidade intervalar em profundidade resulta no ponto em subsuperfície localizado exatamente acima do receptor, ou seja, na seção convertida em profundidade (Fig. 42).

Figura 42 - Seção sísmica convertida em profundidade.



Fonte: autor.

No quinto capítulo discutiremos sobre as principais diferenças entre os dados migrados em tempo e a seção sísmica convertida em profundidade.

5.3 INTERPRETAÇÃO DO PERFIL COMPOSTO

A interpretação dos horizontes sísmicos só foi possível com o auxílio do perfil composto do poço Floriano localizado sobre a linha 09 indicada na (Fig. 1), pois os perfis de raio gama, sônicos e de potencial espontâneo, indicam as variações nas propriedades físicas das rochas possibilitando a calibração e a correlação com os horizontes da sísmica.

O perfil de potencial espontâneo não foi utilizado na calibração dos dados de poço com os da sísmica, porém, nos auxiliou em algumas interpretações a cerca dos perfis compostos.

Os perfis elétricos usados para fazer a correlação dos perfis de poço com a estratigrafia da bacia são: Raios Gama (GR), em cor azul; Potencial Espontâneo (SP), em vermelho; Sônico (DLT), em preto e perfil Neutrônico (NEUT), em verde. Apenas o perfil de raio gama, que mede a radioatividade natural das formações e, o perfil sônico, que mede o tempo de transito das ondas sonoras e convertem em sinais elétricos possibilitando uma estimativa de porosidade da rocha e o perfil de Potencial Espontâneo, que nos fornece uma estimativa de fluxo de material (permeabilidade ou porosidade efetiva), serão utilizados. As linhas vermelhas horizontais indicam o topo de cada Formação. As representações litológicas estão presentes na (Fig. 43):

Figura 43 - Representação para identificação das litologias.

Litologia / Lithology				
 conglomerado/conglomerate	 calcirudito/calcirudite	 dolomita/dolomite	 basalto/basalt	
 arenito/sandstone	 calcarenito/calcarenite	 sal/salt	 tufo/tuff	
 siltito/siltstone	 coquina/coquina	 halita/halite	 rochas metamórficas metamorphic rocks	
 argilito/mudstone	 calcissiltito/calcisiltite	 carnalita/carnallite	 ígneas/igneous rocks	
 folhelho/shale	 calcilutito/calcilutite	 anidrita/anhydrite	 brechas/breccia	
	 marga/marl	 silvinita/sylvinite	 tilito/tillite	
	 calcáreo/limestone	 diabásio/diabase	 diamictito/diamictite	

fonte: PETROBRAS

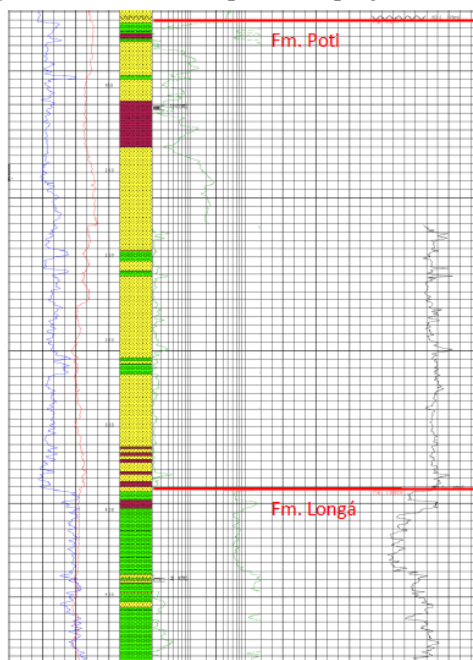
Fonte: Petrobras, 2007.

5.3.1 Play Poti/Longá

O conjunto de características estratigráficas presentes em Formações litológicas que guardam condições propícias à gênese e acumulação de hidrocarbonetos é tecnicamente denominado de *play*. Por exemplo, o *play* Poti/Longá (Fig. 44) é constituído pelas Formações Poti (reservatório) e Longá (geradora). A Formação Poti é formada por arenitos, com intercalações de finas camadas de folhelho e siltito apresentando uma espessura de aproximadamente 260 metros. A camada de siltito possui 25 metros apresentando um nível de carvão. No topo da Formação Poti existe uma discordância erosiva que coincide com a base da Formação Piauí. Esta Formação é considerada um reservatório secundário, em função de a rocha sotoposta servir como

uma selante. A Formação Longá de aproximadamente 110 metros, contendo, com predominância de folhelho com finas intercalações de siltito e arenito. Esta Formação pode representar uma rocha selante se considerarmos que o HC foi formado na Formação Pimenteiras, sotoposta à Formação Longá.

Figura 44 - Perfil composto do *play* secundário



Fonte: Modificado de ANP (2010).

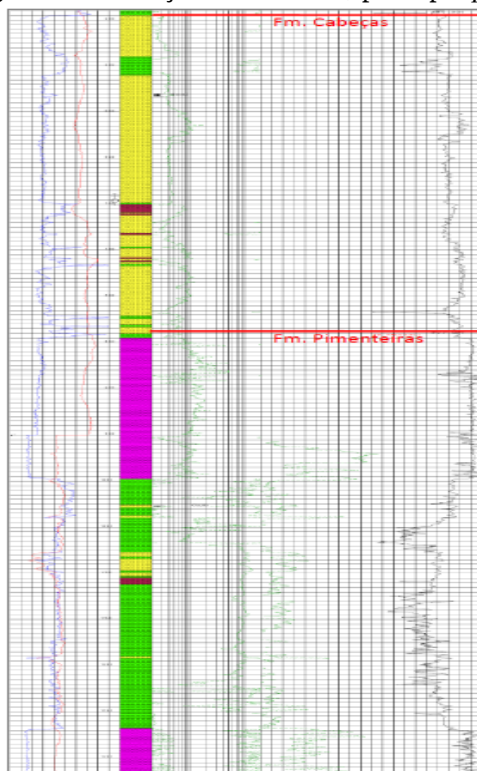
Analisando três perfis de poço (raio gama em azul, potencial espontâneo em vermelho e sônico em preto), é possível inferir algo sobre a geologia das Formações. Na Formação Longá, podemos notar que o perfil de raio gama é elevado em praticamente toda sua extensão o que nos fornece indicativo de que o material em seu conteúdo é rico em matéria orgânica, a qual possui grande afinidade por materiais radioativos. O perfil de potencia espontâneo apresenta baixos valores dando uma indicativa de que a litologia possui baixa permeabilidade. O perfil sônico desta Formação nos fornece uma indicativa de que o material possui porosidade variável em sua extensão, sendo o topo mais poroso que a base. A litologia da Formação em questão é o folhelho, o qual confirma nossas observações principalmente para os perfis de raio gama e potencial espontâneo.

5.3.2 *Play* Cabeças/Pimenteiras

Cabeças/Pimenteiras (Fig. 45) é o principal *play* da Bacia do Parnaíba. Possui duas Formações inseridas no Grupo Canindé de idade mesodevoniana e seus sedimentos são característicos de ambiente plataformar. Um dos fatores que levou a Formação Cabeças à categoria de reservatório principal da bacia foi o seu potencial permoporoso elevado. Seu pacote rochoso é de aproximadamente 350 metros, formado em sua totalidade por arenitos intercalados por delgadas camadas de folhelho e siltito. Sua litologia apresenta características de ambiente plataformar com marcas de marés e tempestades.

A Formação Pimenteiras contém a principal rocha geradora da bacia e sua espessura atinge cerca de 540 metros, dos 100 metros são formados por folhelhos negros, radioativos, ricos em matéria orgânica. Finas intercalações de arenito com siltito eventualmente aparece. Esse pacote rochoso evidencia caracteristicamente um ambiente de plataforma rasa com influencia de tempestade. O topo e a base são limitados por rochas básicas intrusivasque podem ter causado um aumento no gradiente térmico, condicionando inicialmente a maturação do HC e, posteriormente a degradação da maior parte.

Figura 45 - Cabeças/Pimenteiras, principal *play*.



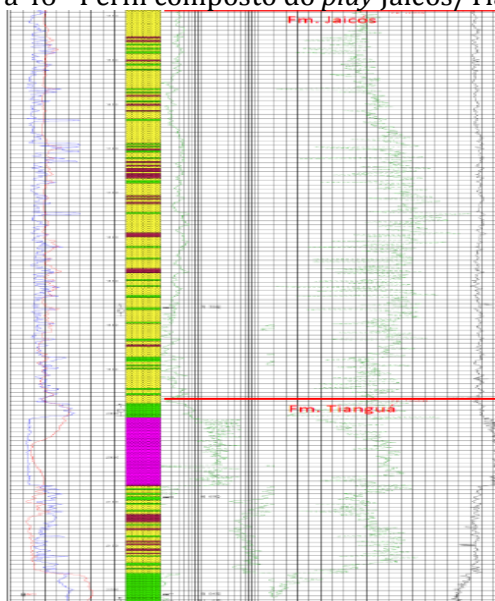
Fonte: Modificado de ANP (2010).

É importante frisarmos que o perfil sônico possui altos valores na maior parte da formação pimenteiras o que pode caracterizar que a rocha em questão pode ser possuir muitos poros, porém, o perfil de potencia espontâneo nos diz que sua permeabilidade é baixa. É Interessante que na rocha ígnea (lilás), o perfil sônico possui baixos valores, no entanto, o perfil de potencial espontâneo nos indica que a rocha possui porosidade efetiva elevada quando comparada com o restante do pacote da Formação Pimenteiras, o que nos leva a suspeitar sobre existências de fraturas na mesma.

5.3.3 *Play* Jaicós/Tianguá

As Formações Jaicós e Tianguá são partes do Grupo Serra Grande, com idades neosilurianas, e ambiente de sedimentação de plataforma rasa. Constituem o *play* Jaicós/Tianguá (Fig. 46). A Formação Jaicós apresenta uma espessura de 440 metros, com camadas de arenito médio/grossos, além de eventuais pelitos e finas intercalações de folhelho e siltito, depositados em ambiente fluvial entrelaçado. Contém seixos angulosos causando um aumento na porosidade efetiva da camada. Esta Formação marca a regressão marinha mais importante da sequência apresentando uma discordância erosiva, a qual constitui a base da Formação Itaim. A Formação Tianguá é caracterizada como rocha geradora. Sua espessura é de 240 metros, com predominância de folhelhos intercalados a lâminas de arenito e siltito.

Figura 46 - Perfil composto do *play* Jaicós/Tianguá.



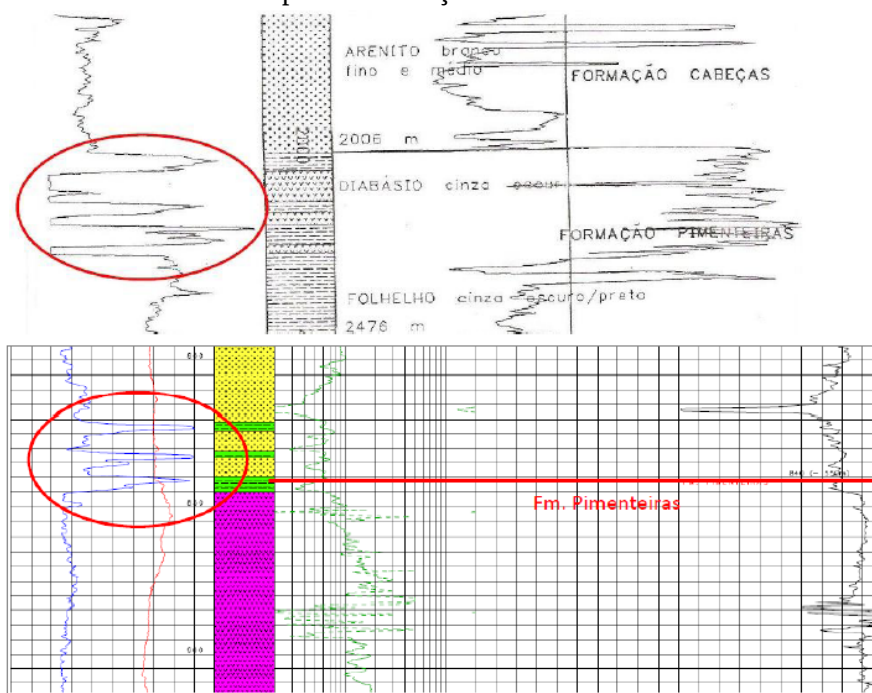
Fonte: Modificado de ANP (2010).

5.3.4 Comparação entre os perfis compostos dos poços Floriano e 2-CP-1-MA

Ao compararmos o Perfil Composto do poço Floriano ao de outros poços como, por exemplo, o poço 2-CP-1-MA, ver-se que muitos dos perfis elétricos são coerentes com as litologias descritas em trabalhos anteriores e mostram um comportamento padrão (GÓES, FEIJÓ, 1994).

O topo da Formação Pimenteiras, em ambos os perfis, é marcado por três picos para raio gama (indicado pelas elipses), os quais indicam as camadas de folhelho (Fig. 47).

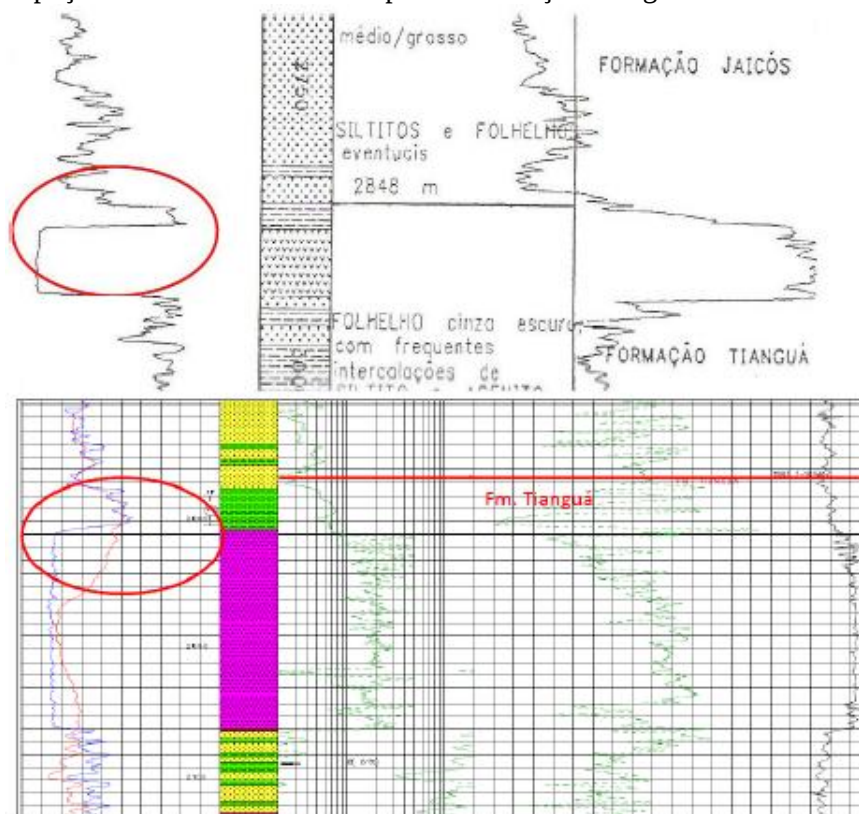
Figura 47 - Comportamento padrão entre os perfis compostos dos poços Floriano e 2-CP-1-MA para a Formação Pimenteiras.



Fonte: Modificado de Góes, Feijó (1994).

A Formação Tianguá possui uma intrusão de rocha básica, no topo, na faixa de 75 metros. Essa intrusão é marcada por um pico de raios gama que, comparado com o perfil de raios gama do poço 2-CP-1-MA, constata-se grande semelhança (Fig. 48).

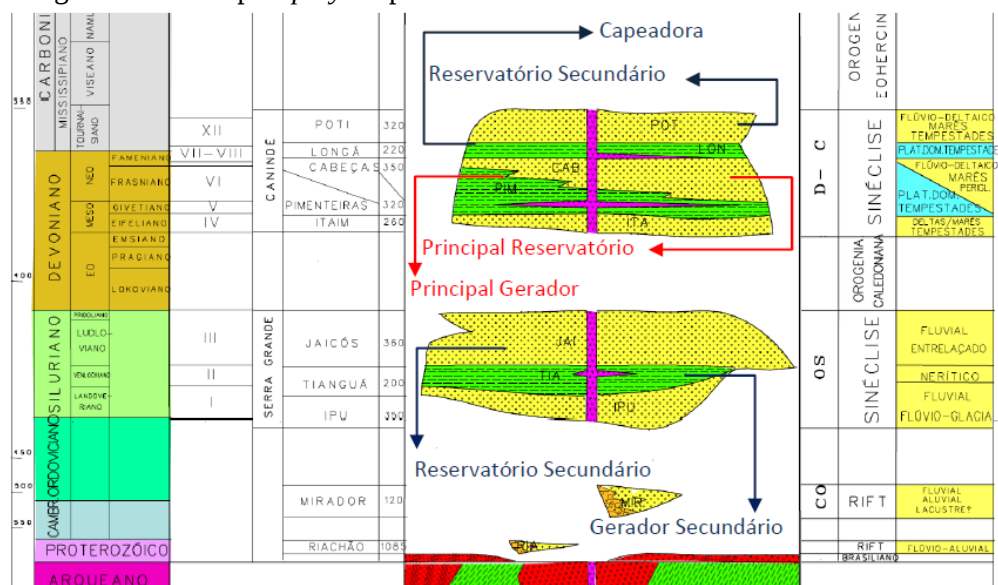
Figura 48 - Comportamento padrão entre os perfis de raio gama dos poços Floriano e 2-PC-1-MA para a Formação Tiangá.



Fonte: Modificado de Góes, Feijó (1994).

Graças a este fato foi possível identificar e diferenciar seu empilhamento estratigráfico e organizá-lo segundo a carta estratigráfica da bacia (Fig. 49).

Figura 49 - Principais plays exploratórios da Bacia do Parnaíba.

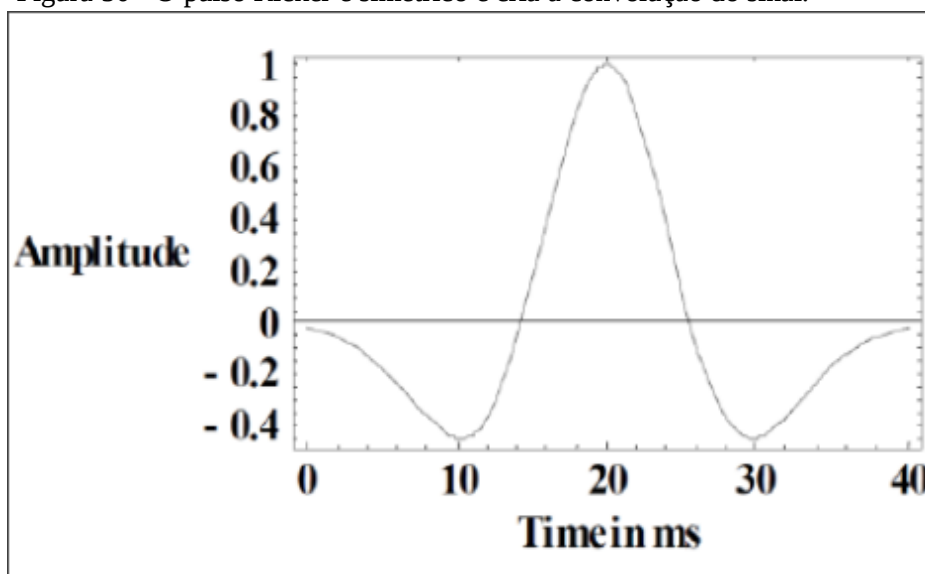


Fonte: Modificado de Góes, Feijó (1994).

5.4 CALIBRAÇÃO DOS DADOS DE POÇO COM A SEÇÃO SÍSMICA

A calibração dos perfis de poço com a seção sísmica é realizada por meio de um sismograma sintético. O processo de convolução do coeficiente de reflexão com um pulso definido é denominado de pulso Ricker. Esse pulso simétrico é formado por um pico central positivo e dois laterais negativos. Observe a ilustração abaixo (Fig. 50):

Figura 50 - O pulso Ricker é simétrico e cria a convolução do sinal.



Fonte: Modificado de Teixeira, (2010).

Para cada ponto de reflexão é acrescentado um pulso com amplitude proporcional a magnitude da reflexão. O sismograma sintético é o resultado da correlação entre coeficientes de reflexão das principais interfaces litológicas transpassadas pelo poço através de um traço sísmico sintético com o traço sísmico real.

O ajuste das curvas dos perfis nos eventos de reflexões primárias, os quais representam os horizontes litológicos de maior importância, gera uma seção tempo x profundidade para efetuar a calibração sísmica/poço. A calibração entre a Linha 0295-0009 e o poço 1-FL-1-P1 (Poço Floriano) foi realizada por Teixeira (2010) utilizando a metodologia descrita na Tabela abaixo (Fig. 51).

Figura 51 - Metodologia utilizada na calibração Poço/Sísmica.

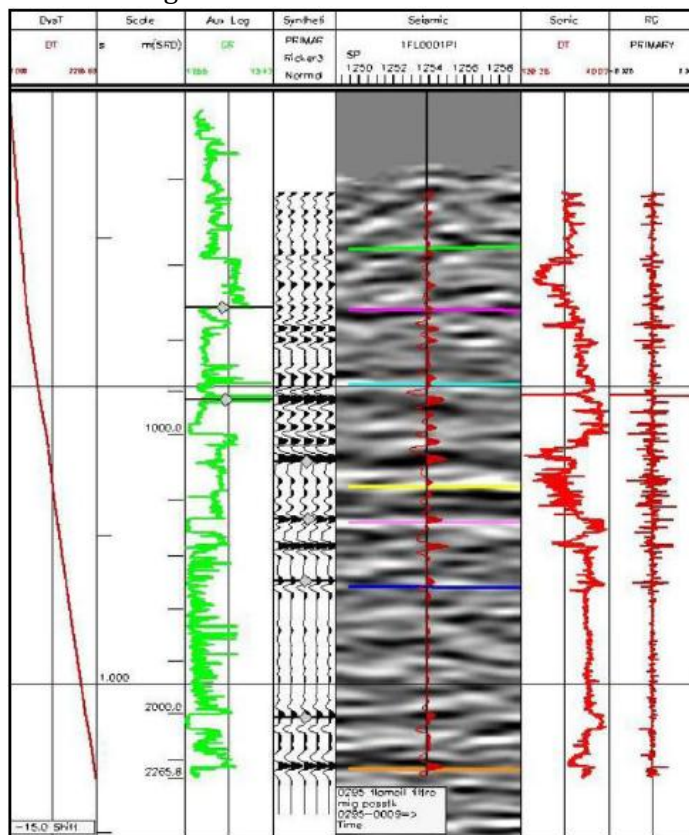
Metodologia para efetuar calibração Sísmica-Poço	
1°	Correção do perfil sísmico usando <i>checkshot</i> , que são pontos do poço com profundidade e tempo conhecidos.
2°	A ponte entre os dados dos poços (em profundidade) e a sísmica (em tempo) é a conversão tempo/profundidade usando: o perfil sísmico corrigido, os <i>checkshots</i> , profundidade dos poços e tempo duplo de trânsito (TWT). A ordem pode ser alterada.
3°	A impedância acústica sintética é calculada usando o perfil sísmico e/ou o perfil de densidade, podendo também usar a velocidade modelo. Ela é calculada multiplicando-se a densidade pela velocidade.
4°	Através do perfil de impedância acústica sintética são calculados os coeficientes de reflexão reais. O coeficiente de reflexão é uma diferencial da impedância acústica que define a porcentagem de reflexão dos vários limites geológicos.
5°	É a criação do sismograma sintético o que é feito a partir da função de refletividade com a <i>wavelet</i> definida. O perfil sísmico é utilizado em conjunto com o perfil densidade.
6°	A calibração entre os registros do levantamento sísmico e os registros dos perfis de poços. Nesta etapa, é realizado um ajuste dos marcadores geológicos entre o sismograma sintético e a seção sísmica.

Fonte: Modificado de Teixeira (2010).

O *software* utilizado na calibração dos dados de poço com os dados da sísmica é denominado de *GeoFrame* da empresa *Schlumberger*. Este *software* é muito utilizado na indústria petrolífera, pois é bastante eficiente quando se trata de interpretação geofísica. Durante o processo de calibração ocorreram alguns imprevistos: não havia o perfil de densidade para auxiliar na calibração; não havia *checkshot* (levantamento sísmico de poço) do poço; a resolução sísmica não estava tão visível, pois alguns horizontes interceptados pelo poço não eram visíveis na seção sísmica. Estes fatos tornaram a interpretação um pouco complicada, subjetiva em algumas ocasiões, sendo obrigatório o uso de apenas o perfil composto do poço e o mapa geológico da região. (TEIXEIRA, 2010).

A partir da calibração do poço com o sismograma fica mais fácil realizar uma interpretação dos horizontes relacionados a um refletor em subsuperfície que seja realmente coerente (Fig.52).

Figura 52 - Calibração Sísmica/Poço a partir dos perfis sônico e raio gama.



Fonte: Modificado de Teixeira (2010).

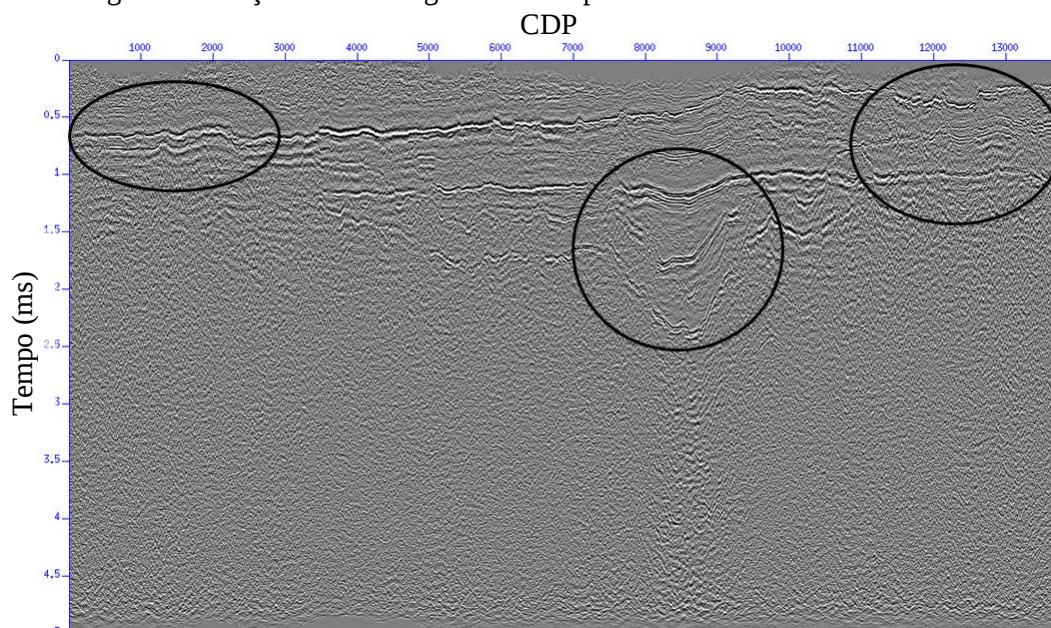
6 RESULTADOS

As etapas de processamento sísmico nos auxiliaram nas criações de tabelas de velocidades e, conseqüentemente na construção de modelos de velocidades em tempo e em profundidade; na conversão dos dados migrados em tempo para dados convertidos em profundidade. Tais resultados correlacionados aos dados de perfis de poço, mapas de anomalia Bouguer e mapa do relevo topográfico do embasamento da bacia podem ser considerados uma ferramenta de grande auxílio ao interprete, uma vez que possibilita uma visão amplificada sobre a ótica geológica da região, sobretudo, dos processos ambientais que influenciaram a construção e formação do arcabouço estrutural e estratigráfico atual da Bacia do Parnaíba. Os resultados deste trabalho foram obtidos com base nas seguintes correlações entre dados sísmicos e os seguintes métodos geofísicos: perfis de poço, mapa do relevo topográfico do embasamento da bacia, mapa de anomalia bouguer e da comparação entre a seção sísmica convertida em profundidade com a carta estratigráfica da bacia (PETROBRAS, 2007).

6.1 MELHORIAS NA QUALIDADE DOS DADOS

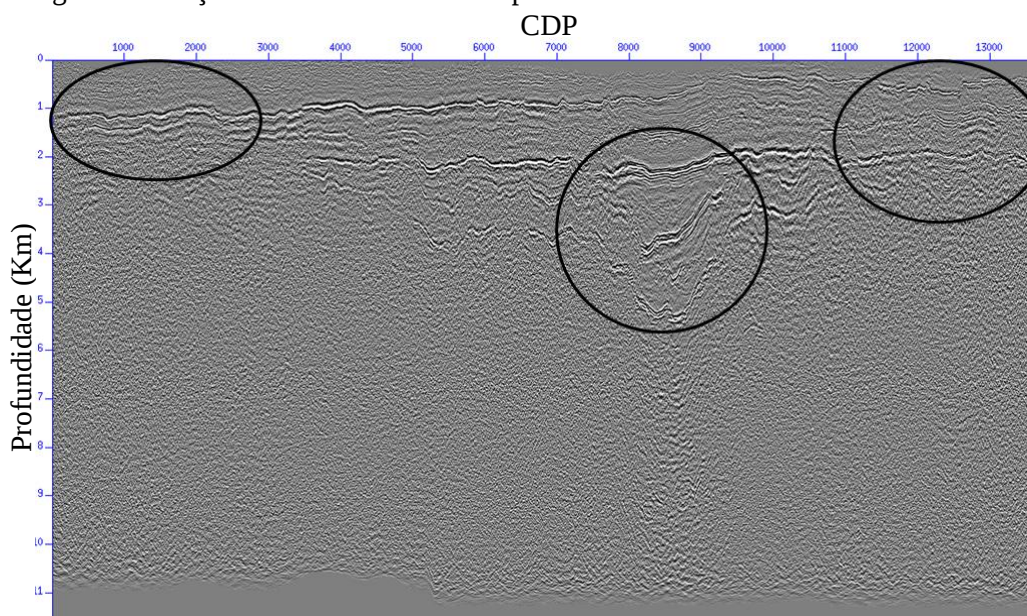
Ao compararmos a seção migrada em tempo com a seção convertida em profundidade podemos observar que houve uma melhoria na relação sinal/ruído da seção sísmica em profundidade, ou seja, um aumento na nitidez do dado. Este resultado pode está relacionado ao aumento no conteúdo de frequência do sinal, pois a resolução horizontal mais conhecida como Zona de Fresnel aumenta com quão maior for à frequência, porém, o raio da calota esférica derivada da frente de onda diminui. Além disso, podemos notar que os refletores tornaram-se mais contínuos. Tal efeito se deve ao ganho na amplitude do sinal, um indicativo de que a escolha do modelo de velocidade foi boa. É relevante notar que as diferenças entre a seção migrada em tempo e a seção convertida em profundidade são, em algumas regiões, bastante tênues, no entanto, perceptíveis. As curvas fechadas nas (Fig. 53 e 54) marcam as regiões onde essas mudanças são mais significativas.

Figura 53 - Seção sísmica migrada em tempo da linha 07 da Bacia do Parnaíba.



Fonte: autor.

Figura 54 - Seção sísmica convertida em profundidade da linha 07 da Bacia do Parnaíba.



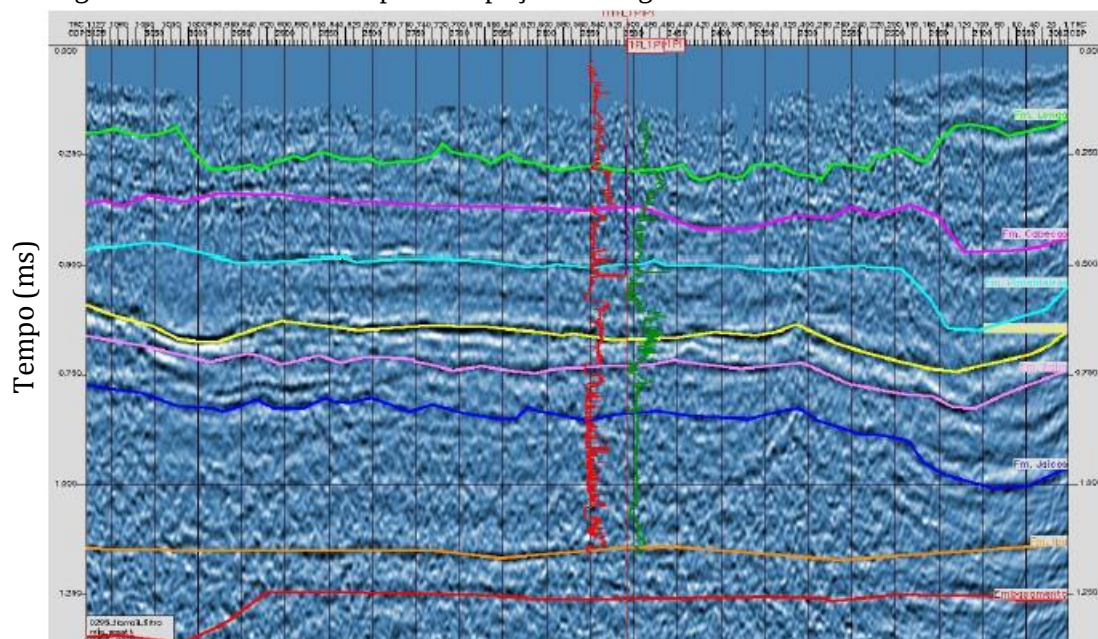
Fonte: autor.

Outro fator importante no processo da conversão em profundidade foi a horizontalização dos refletores e, principalmente, o reposicionamento correto em profundidade dos mesmos quando da comparação com as profundidades das Formações estratigráficas presentes na carta estratigráfica da bacia que será descrita mais adiante (Subitem 6.4).

6.2 INTERPRETAÇÃO DOS HORIZONTES SÍSMICOS

Os resultados da interpretação sísmica só foram possíveis, graças à calibração do poço Floriano com a Linha 0295_0009. Teixeira (2010) define que os horizontes mais representativos na seção sísmica representam as Formações observadas no perfil composto do Poço Floriano. A linha 09 (Fig. 55) representa uma seção sísmica de referência para a interpretação da linha 07 neste trabalho.

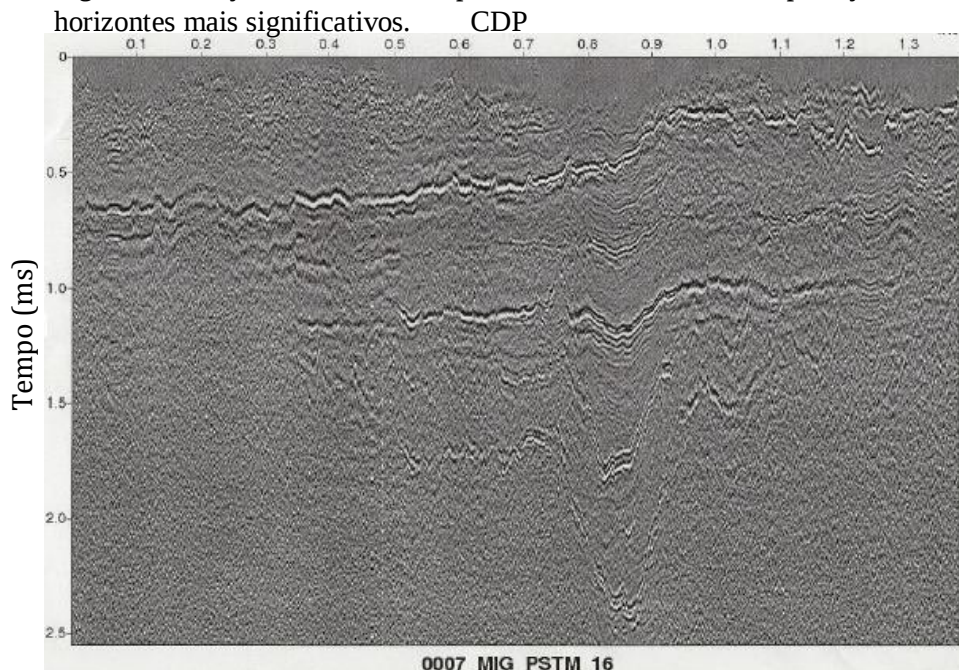
Figura 55 - Linha 09 com o perfil de poço de raio gama e sônico.



Fonte: Modificado de Teixeira (2010).

Com base nos resultados do perfil do poço Floriano, Pinheiro (2011) realizou a interpretação dos horizontes mais importantes da seção sísmica em tempo da linha 07, os quais foram extrapolados a partir da linha 09, na qual está localizado o poço Floriano e, também, devido à mesma está situada às proximidades da linha 07 (Fig. 56).

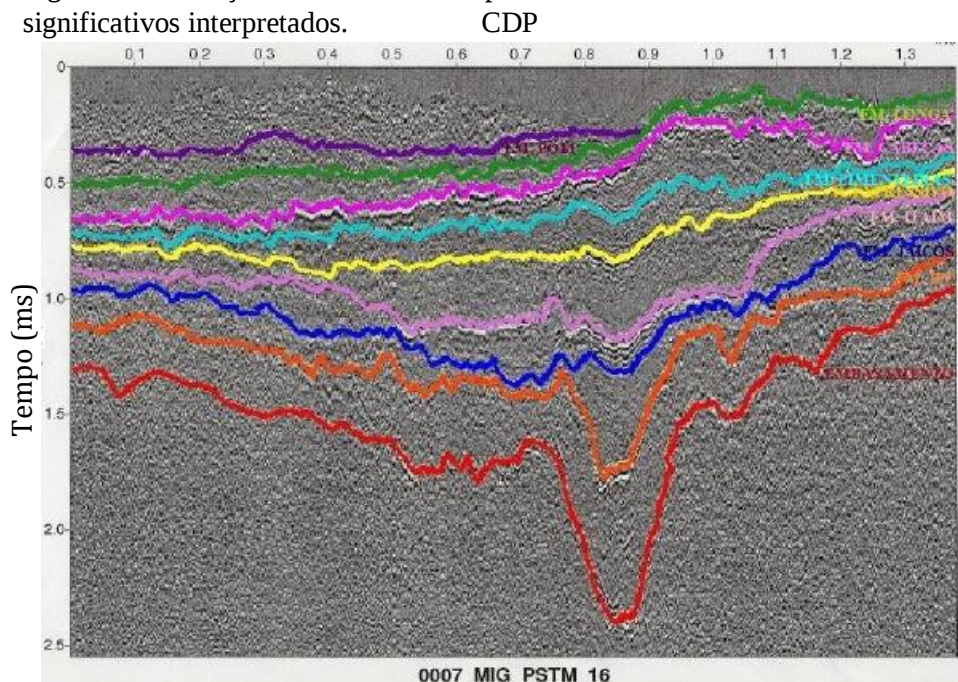
Figura 56 – Seção sísmica em tempo da linha 07 antes da interpretação dos horizontes mais significativos.



Fonte: Modificado de Pinheiro (2011).

Os horizontes sísmicos mais significativos coincidentes com as Formações geológicas foram contornados por linhas de cores distintas. Cada linha corresponde ao topo das seguintes Formações, da mais antiga para a mais recente: Embasamento (vermelho), Formação Ipu (laranja), Formação Jaicós (azul marinho), Formação Itaim (rosa claro), um refletor muito marcante de idade Devoniano Médio (amarelo), Formação Pimenteiras (azul claro), Formação Cabeças (rosa-pink) e Formação Longá (verde). A (Fig. 57) ilustra a interpretação realizada por Pinheiro (2011):

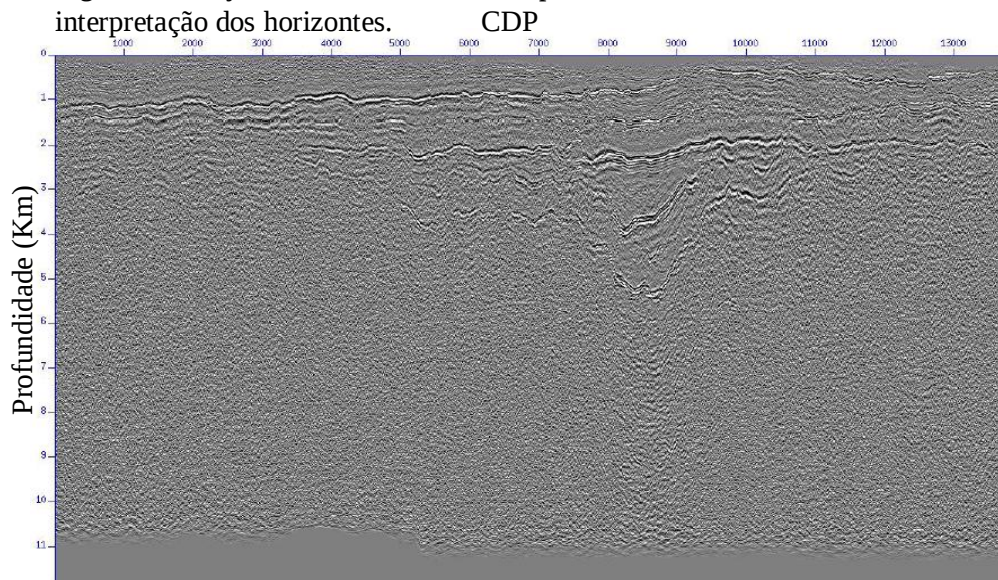
Figura 57 – Seção sísmica em tempo da linha 07 com os horizontes mais significativos interpretados.



Fonte: Modificado de Pinheiro (2011).

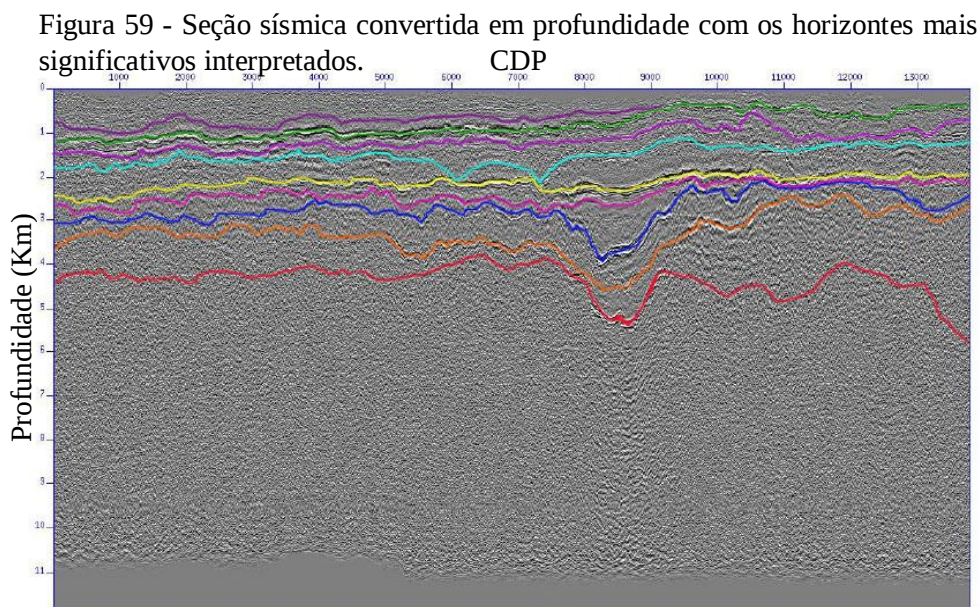
Com base na seção sísmica em tempo interpretada, foi possível realizar à interpretação dos principais horizontes sísmicos convertidos em profundidade. A nível de comparação, visualizaremos primeiramente a seção sísmica convertida em profundidade antes da interpretação dos horizontes (Fig. 58):

Figura 58 - Seção sísmica convertida em profundidade da linha 07 antes da interpretação dos horizontes.



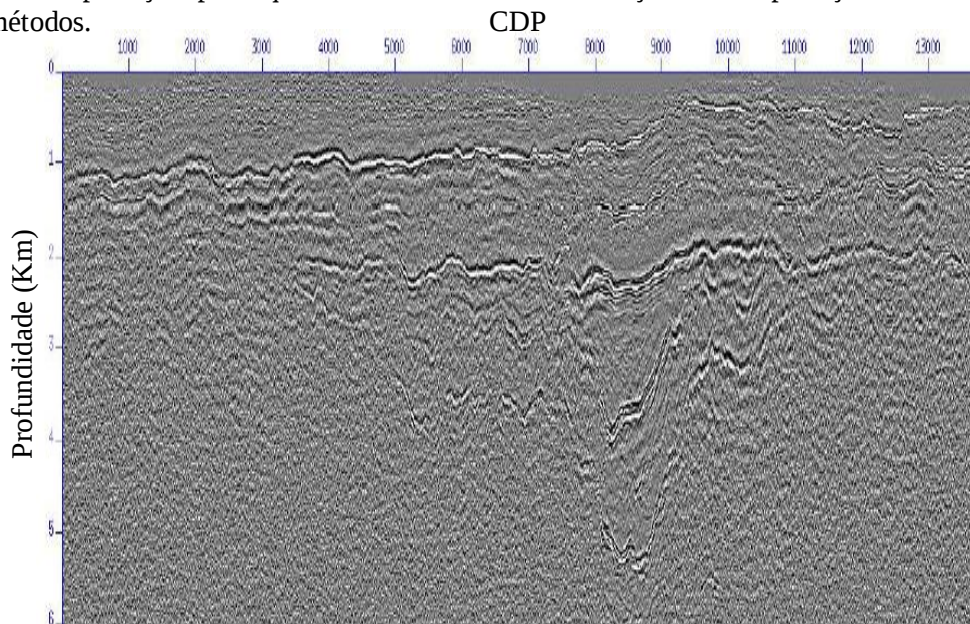
Fonte: autor.

Seguindo os refletores mais coerentes na seção sísmica convertida em profundidade foi possível marcar os horizontes mais significativos seguindo a mesma ordem de cores da seção no domínio do tempo e, também, a mesma ordem cronológica (Fig. 59).



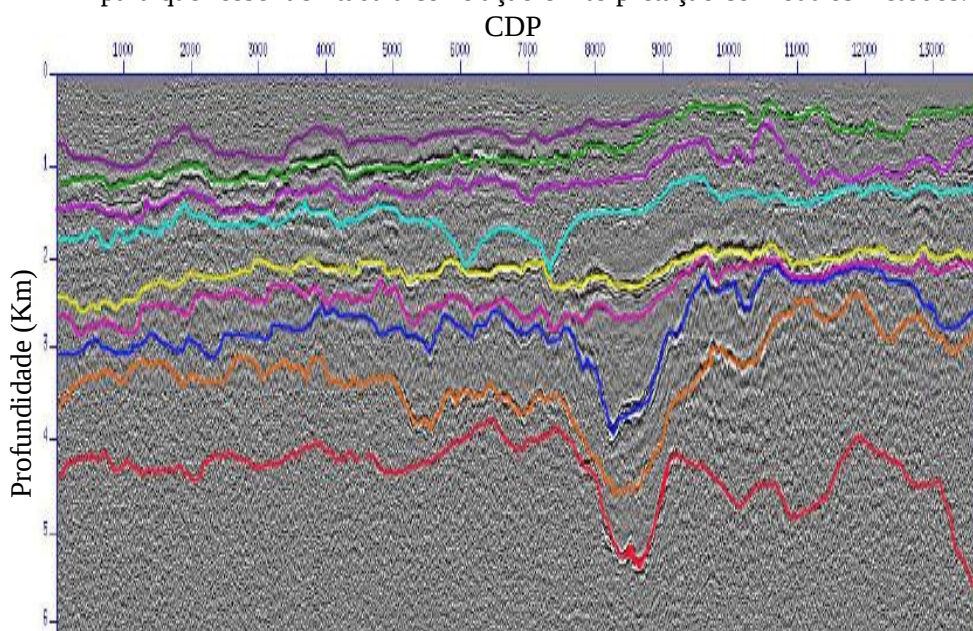
Observando a seção sísmica convertida em profundidade (Fig. 58), nota-se que a partir de 5,5 Km a energia da onda sísmica começa a sofrer um maior espalhamento e, conseqüentemente, torna-se insuficiente para produzir o imageamento das feições com profundidades superiores a 6 km. Em vista disso truncamos a parte da seção sísmica abaixo de 6 km e fizemos uso da parte da região mais significativa com intuito de facilitar a interpretação dos horizontes, bem como, da correlação com outros métodos geofísicos (Fig. 60 e 61):

Figura 60 – Seção sísmica convertida em profundidade, truncada a partir de 6 km, antes da interpretação para que fosse facilitada a correlação e interpretação com outros métodos.



Fonte: autor.

Figura 61 – Seção sísmica convertida em profundidade, truncada a partir de 6 km para que fosse facilitada a correlação e interpretação com outros métodos.

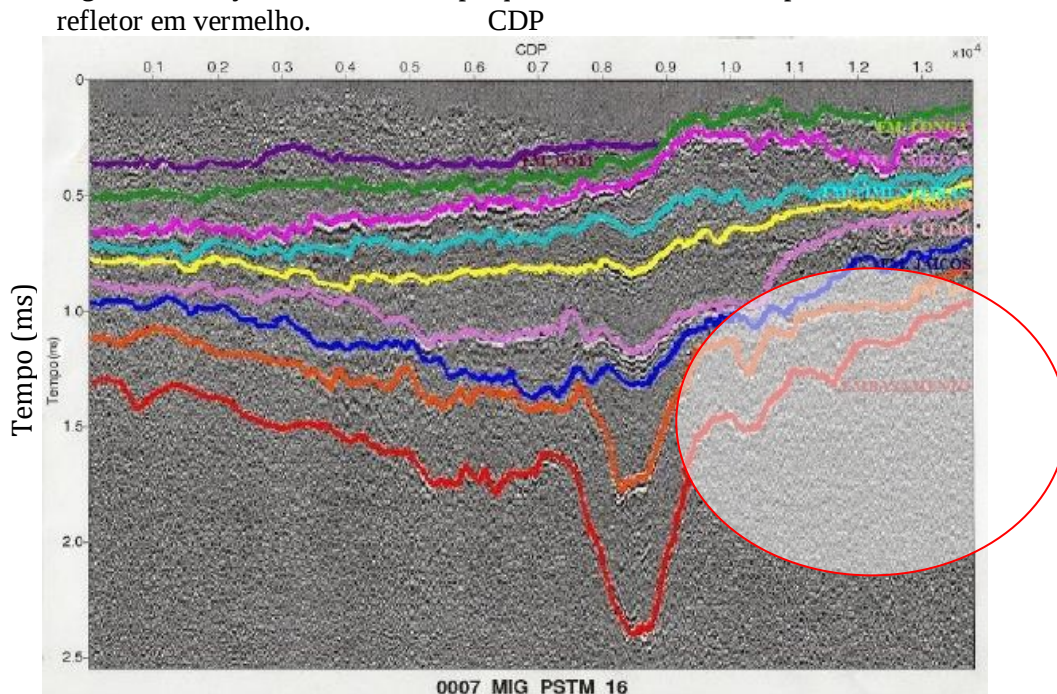


Fonte: autor.

Ao compararmos a seção sísmica no domínio do tempo (Fig. 62) com a seção sísmica convertida em profundidade (Fig. 63), notamos na região indicada por uma superfície fechada, que o refletor em vermelho na seção no domínio da profundidade sofre

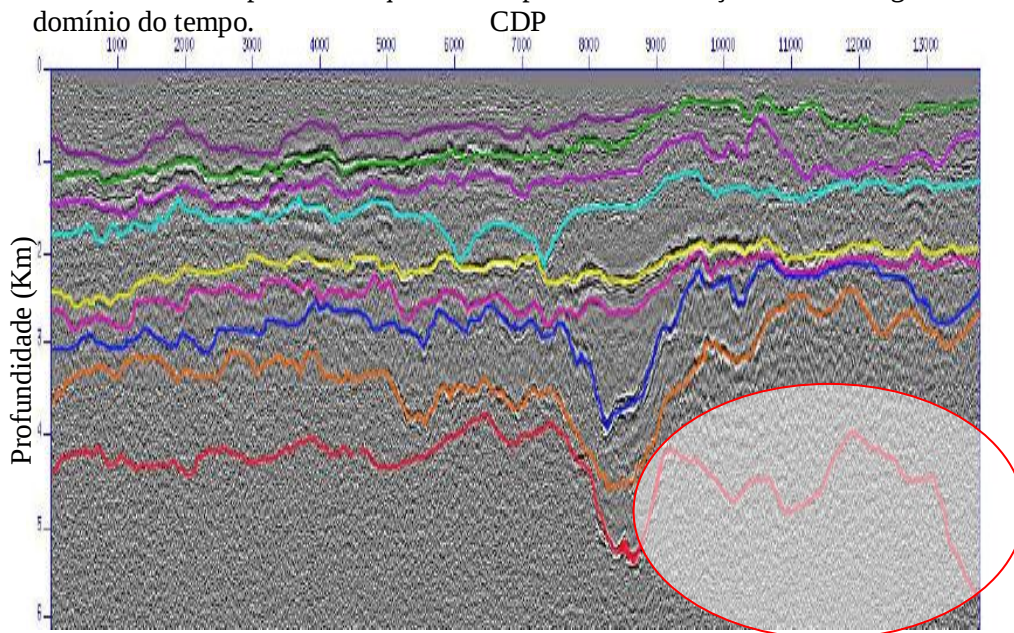
um deslocamento para baixo, ao contrário da seção sísmica em tempo que tem continuidade ascendente.

Figura 62 – Seção sísmica em tempo que ilustra continuidade para cima do refletor em vermelho.



Fonte: Modificado de Pinheiro (2011).

Figura 63 – O refletor em vermelho na seção convertida em profundidade sofre um deslocamento para baixo quando comparado com a seção sísmica migrada no domínio do tempo.



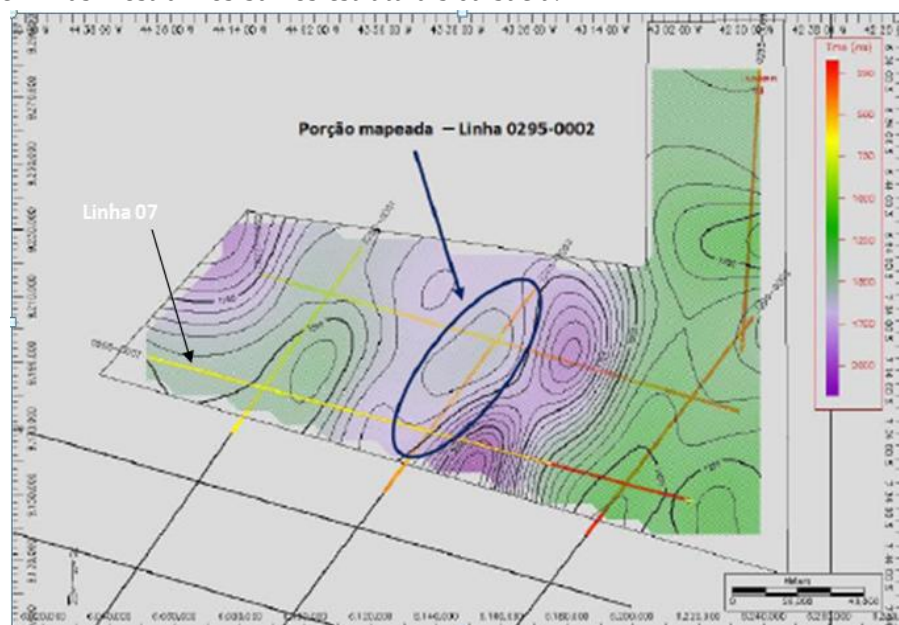
Fonte: autor.

Mais adiante vamos ver que existe uma grande semelhança entre a seção convertida em profundidade com um modelo gravimétrico proposto por Teixeira (2010).

6.3 CORRELAÇÕES DA SÍSMICA COM MAPA DO RELEVO TOPOGRÁFICO DO EMBASAMENTO DA BACIA E MAPA DE ANOMALIA BOUGUER

Além da presença de horizontes sísmicos bem distinguidos na seção sísmica em profundidade da linha 07, direcionamos nossas atenções para alguns refletores localizados aproximadamente no centro da seção. Nas regiões indicadas com as curvas fechadas na parte central da seção, nota-se a presença de feições sísmicas bem interessantes do ponto de vista geológico, as quais podem estar associadas com o depocentro da bacia naquela região. Analisando o Mapa de Relevo Topográfico do Embasamento da Bacia, vemos que as regiões em lilás indicam os possíveis baixos estruturais da bacia (Fig. 64).

Figura 64 - Mapa de Relevo Topográfico do Embasamento da Bacia. As regiões em lilás mostram os baixos estruturais da bacia.

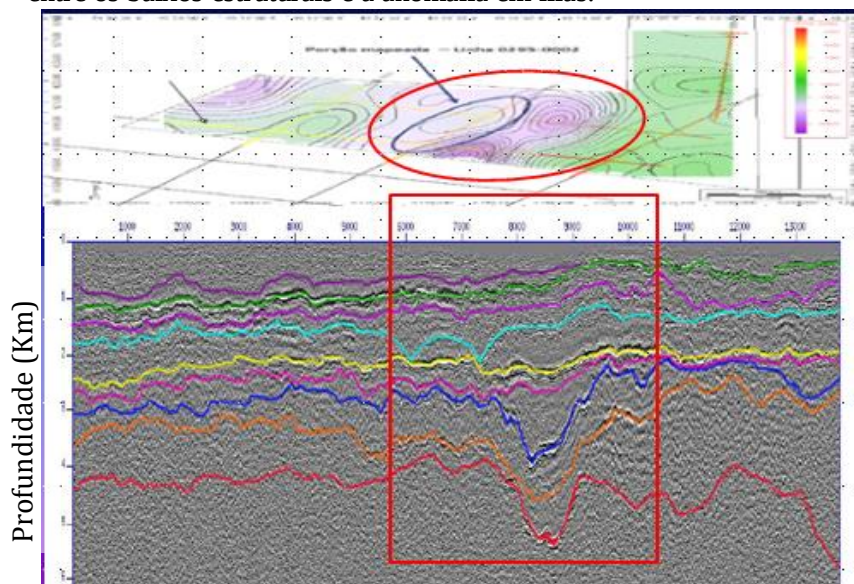


Fonte: Modificado de Teixeira

Para facilitar o entendimento de tal correlação, é feita uma comparação entre os dados do embasamento topográfico com a seção sísmica em profundidade, dada a mesma

posição geográfica de ambos os levantamentos. A (Fig. 65) ilustra a situação descrita acima:

Figura 65 – Comparação entre o mapa do embasamento da bacia com a seção sísmica convertida em profundidade mostrando a coincidência entre os baixos estruturais e a anomalia em lilás.

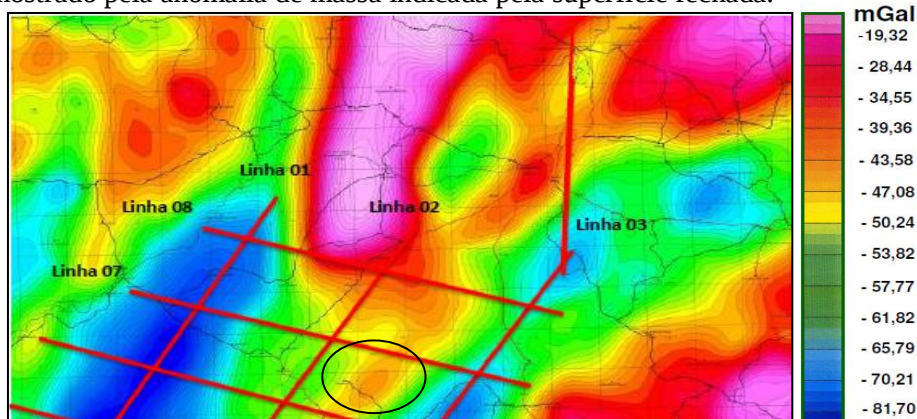


Fonte: autor.

A continuação da anomalia em lilás na direção nordeste da bacia dá uma boa indicativa de que existe a continuação de um baixo estrutural nesta direção. Do ponto de vista da geologia do petróleo, é importante a localização de feições deste tipo, pois podem guardar condições favoráveis à formação de situações geológicas e físico-químicas propícias à geração e aprisionamento do hidrocarboneto.

O mapa de anomalia bouguer mostra regiões da bacia que contenham maior concentração de massa por unidade de volume, em outras palavras, regiões mais densas (Fig. 66).

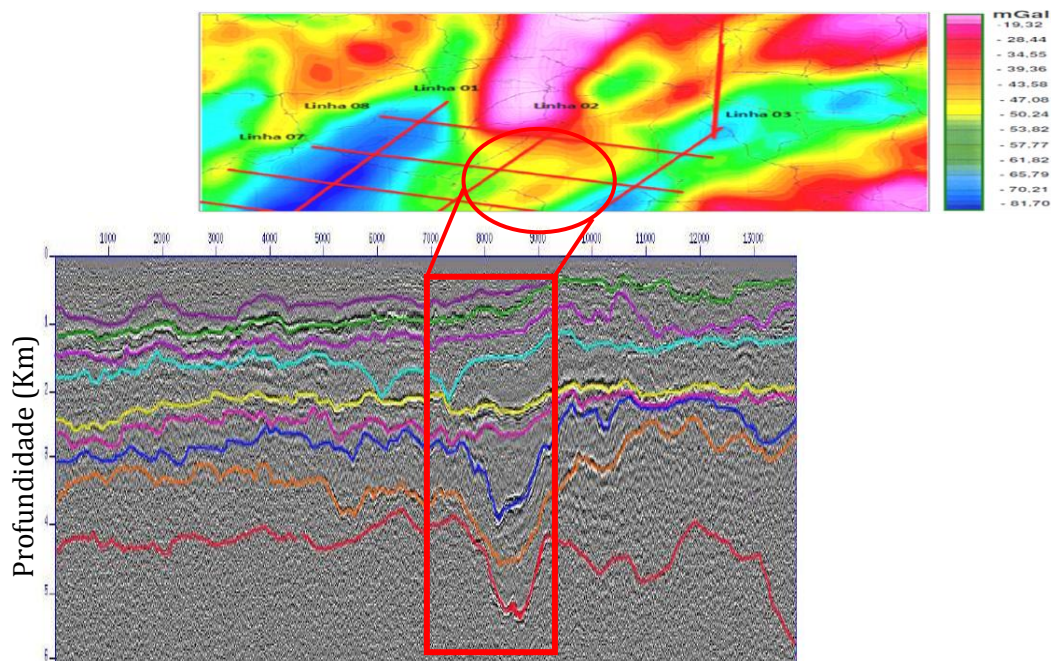
Figura 66 - Mapa de anomalia Bouguer. A linha 07 corta um baixo estrutural mostrado pela anomalia de massa indicada pela superfície fechada.



Fonte: Modificado de Teixeira (2010).

Na (Fig. 67) temos a correlação entre a seção o mapa de anomalia bouguer e a seção sísmica em profundidade.

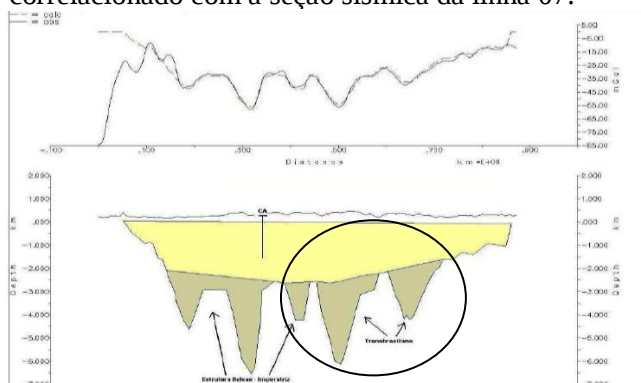
Figura 67 – Correlação entre o mapa de bouguer com a seção sísmica e profundidade. Observe que a posição da anomalia de massa coincide com o baixo estrutural observado.



Fonte: autor.

Da mesma forma que na linha 07, pode-se observar nos mapas que a bacia tende a ser mais profunda na sua região central, e possui estruturas grabeniformes que podem chegar a profundidades do embasamento de 5 a 6 mil metros. Isso reforça os dados interpretados na sísmica e demonstra que tal espessura de sedimentos poderia influenciar na geração de hidrocarbonetos em possíveis rochas geradoras. Teixeira (2010) mostrou através de um modelo geológico gravimétrico (Fig. 68) que os baixos estruturais da bacia possuem profundidades similares as da seção sísmica convertida em profundidade.

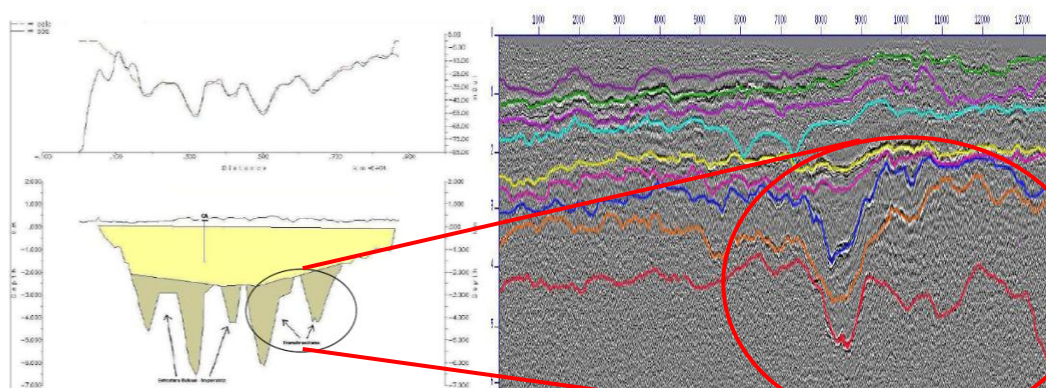
Figura 68 – Perfil gravimétrico modelado que pode ser correlacionado com a seção sísmica da linha 07.



Fonte: Modificado de Teixeira (2010).

A (Fig. 69) compara o modelo gravimétrico proposto por Teixeira (2010) com a seção sísmica convertida em profundidade:

Figura 69 – As comparações entre o modelo gravimétrico proposto por Teixeira (2010) e a seção sísmica convertida em profundidade guardam semelhança tanto na geometria quanto nas comparações entre as profundidades dos estratos.

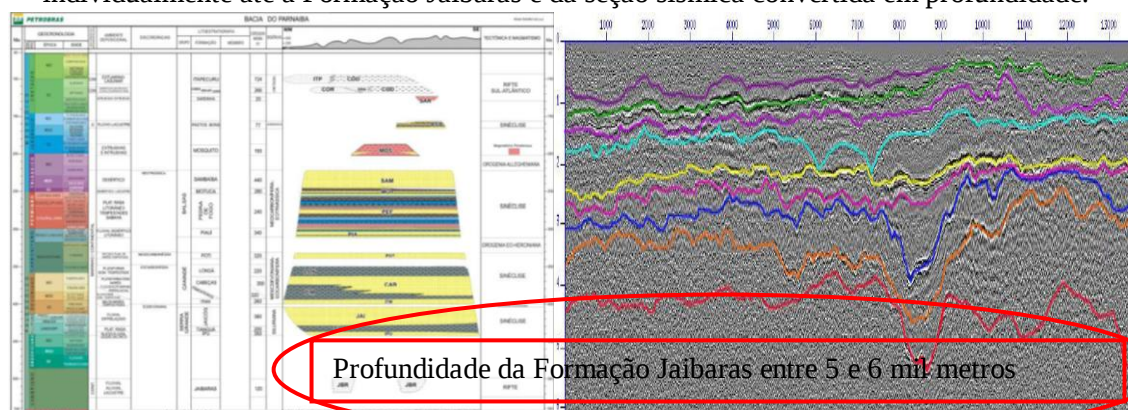


Fonte: autor.

Essas comparações permitiram concluir de que as estruturas sobre as quais o levantamento sísmico foi realizado dizem respeito a baixos estruturais relacionado com strike paralelo ao lineamento Transbrasiliiano da bacia (TEIXEIRA, 2010) que, segundo os dois modelos, possuem profundidade em torno de 5 a 6 km.

Outra comparação importante que valida ainda mais as coerências dos dados sísmicos convertidos em profundidade é com a carta estratigráfica da Bacia do Parnaíba. Ao somarmos individualmente cada Formação da bacia e tomando por base a Formação Jaibaras localizada entre os refletores vermelho e laranja, constata-se uma profundidade de 5040 metros e, na seção sísmica, esta Formação tem profundidade entre 5 a 6 mil metros (Fig. 70):

Figura 70 – Semelhanças entre as profundidades dos estratos da bacia quando somados individualmente até a Formação Jaibaras e da seção sísmica convertida em profundidade.



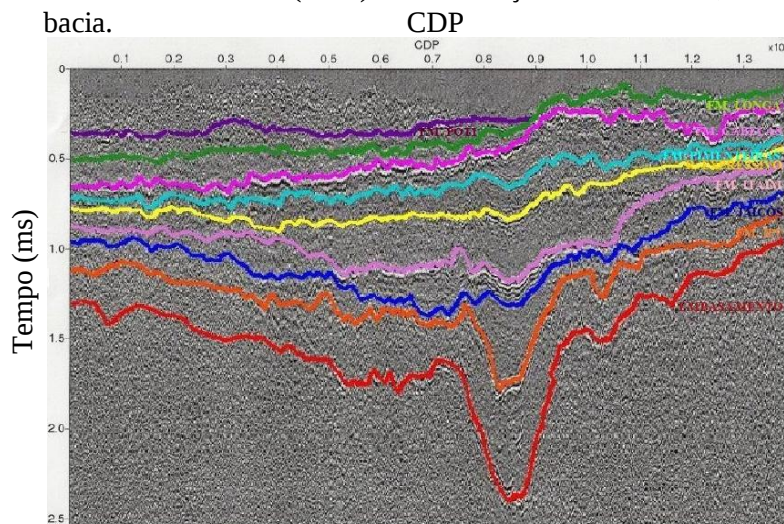
Fonte: autor.

6.4 COMPARAÇÃO COM OUTROS TRABALHOS

Fazendo uso do software de modelagem sísmica GOCAD (*Geological Object Computer Aided Design*), Pinheiro (2011) criou um modelo estrutural 2.5D repetindo na direção y os pontos que formam os horizontes sísmicos da interpretação da Linha 0295-0007 em tempo, a fim de possibilitar uma visualização pseudo 3D das estruturas mapeadas na nesta linha.

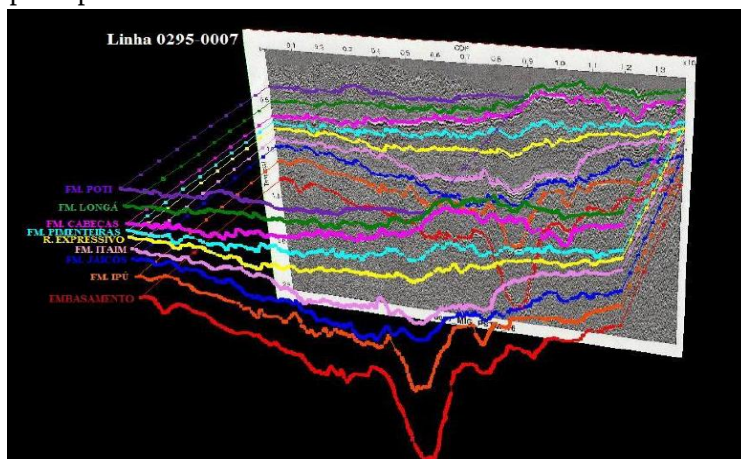
O modelo geológico 2,5D construído corresponde ao modelo estrutural representado pelos horizontes marcados na seção sísmica no domínio do tempo por Pinheiro (2011) a partir de cada horizonte da Linha 0295-0007 para que fosse realizada a extrapolação do modelo no eixo y (Fig. 71 e 72):

Figura 71 – Os horizontes interpretados no domínio do tempo auxiliaram Pinheiro (2011) na construção do modelo 2,5D da bacia.



Fonte: Modificado de Pinheiro (2011).

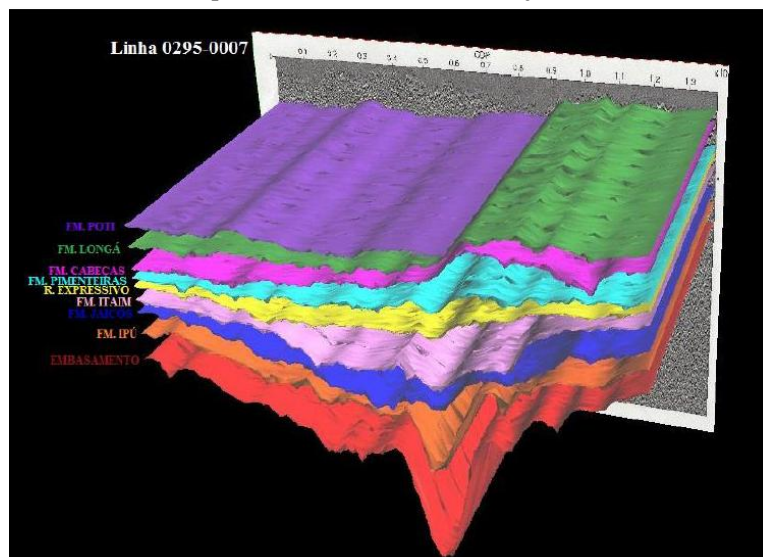
Figura 72 - Construção das curvas de contorno a partir dos principais horizontes da linha sísmica 07.



Fonte: Modificado de Pinheiro (2011).

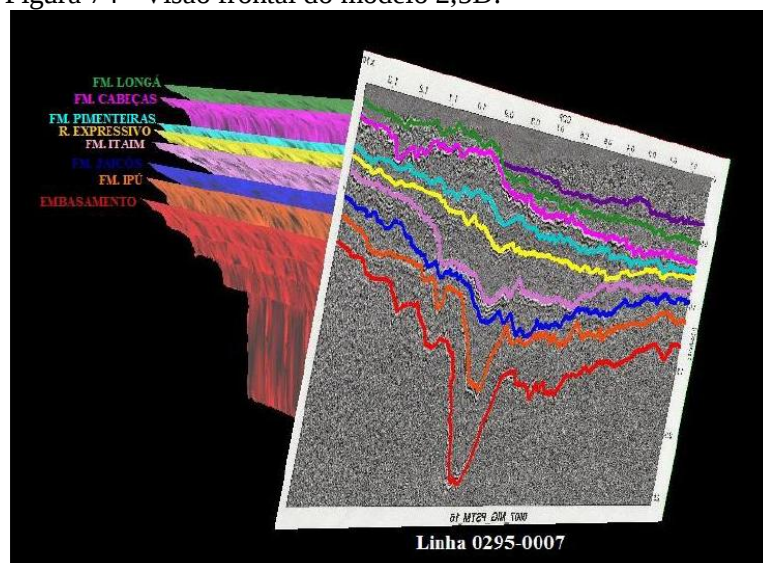
A etapa acima permitiu que fosse construído o modelo 2,5D da bacia, conforme a ilustração abaixo (Fig. 73 e 74):

Figura 73 - Modelo estrutural 2,5D construído a partir da linha 07 da bacia mostrando a possível forma do arcabouço da bacia.



Fonte: Modificado de Pinheiro (2011).

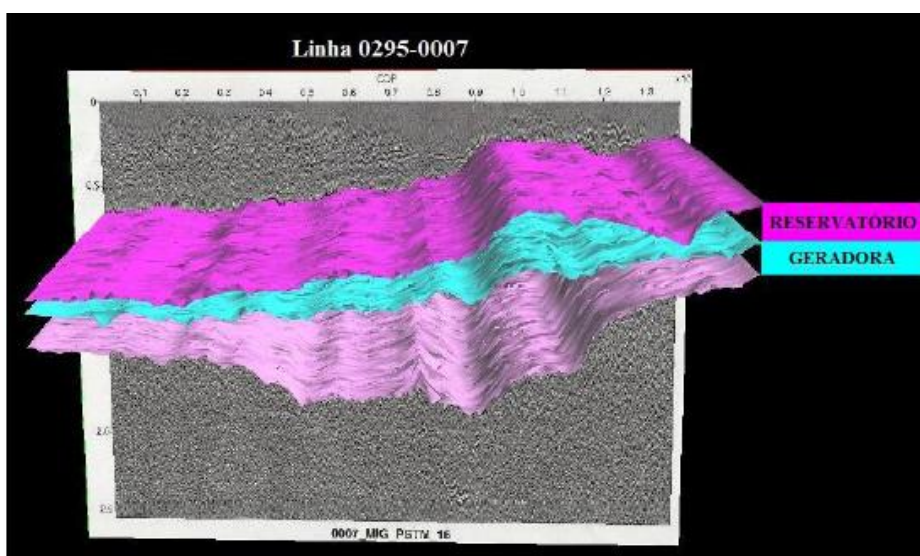
Figura 74 - Visão frontal do modelo 2,5D.



Fonte: Modificado de Pinheiro (2011).

Pinheiro (2011) propôs um modelo estrutural para a Formação Pimenteiras, principal unidade potencialmente geradora da bacia e para a Formação Cabeças que é a principal unidade potencialmente reservatório de hidrocarbonetos da bacia (Fig. 75).

Figura 75 - Modelo 2,5D do principal *play* da bacia.



Fonte: Modificado de Pinheiro (2011).

7 CONCLUSÃO

A partir dos resultados obtidos, conclui-se que a conversão em profundidade promoveu uma melhoria sutil nos dados da seção migrada no domínio do tempo. Tais progressos são devidos à melhor visualização dos dados em virtude do aumento na relação sinal/ruído que está intrinsecamente relacionado a mudanças no conteúdo de frequência do sinal; acréscimo no realce dos refletores sísmicos mais significativos devido ao ganho na amplitude do sinal relacionado a uma boa escolha no modelo de velocidade estimado e, principalmente, o posicionamento correto dos refletores em profundidade. Esta informação pode ser confirmada ao somarmos individualmente os estratos da carta estratigráfica da Bacia do Parnaíba (PETROBRAS, 2007).

Em função de uma seção sísmica em profundidade mais adequada, da correlação com perfis de poço, com mapas de anomalia bouguer, Mapa do Relevo Topográfico do Embasamento da Bacia e comparação com resultados de outros trabalhos (PINHEIRO, 2011), foi possível realizar a interpretação estratigráfica dos horizontes sísmicos e observar algumas regiões do depocentro da bacia (faixa Transbrasiliana), as quais podem ser propícias à geração de hidrocarbonetos devido ao soterramento do pacote tanto em rocha geradora como em rocha reservatório. Visualizam-se, também, dois altos estruturais que poderiam servir como área de migração de hidrocarbonetos, bem como seu trapeamento por armadilhas estruturais do tipo anticlinais e estratigráficas do tipo *pinch-out*.

Baseando-se nas informações acima, podemos ver que a integração de vários métodos da geofísica permite ao interprete a obtenção de uma gama maior de informação a cerca da geologia da região onde está sendo realizada a aquisição, garantindo-lhe mais segurança na formulação de um modelo coerente.

8 RECOMENDAÇÕES

Ao observarmos atentamente a carta estratigráfica da Bacia do Parnaíba contabilizamos um total de 20 Formações em seu arcabouço estratigráfico (PETROBRAS, 2007). No entanto, a seção sísmica, tanto em tempo como em profundidade, apresentam apenas nove horizontes bem marcados. A resposta mais lógica para essa lacuna é a existência de um hiato erosivo na região onde foi realizada a aquisição sísmica, fenômeno responsável pela remoção das 11 Formações acima da Formação Poti.

Para que seja contornado esse problema, sugere-se a realização de levantamentos sísmicos juntamente com outros métodos geofísicos em regiões da bacia que contenham a maior parte das Formações, ou quem sabe, todas elas. Estas regiões podem estar localizadas mais a noroestes da bacia. Desta forma teríamos mais informações e, conseqüentemente, maiores chances de encontrar um *play* economicamente viável.

Pode-se, também, realizar um reprocessamento na seção sísmica migrada em tempo visando melhorar o imageamento sísmico com o objetivo de realçar os refletores do embasamento. Para que isso seja possível é indispensável ter em mãos os dados brutos da bacia do Parnaíba, os quais possibilitam realizar as etapas de processamento necessárias para melhorar a qualidade dos dados e, com isso, ter uma conversão em profundidade melhorada.

REFERÊNCIAS

- ABREU, P. M. **Estudos geofísicos magnetotelúrico e eletromagnético transiente da Porção Leste da Bacia do Parnaíba**: contribuição ao conhecimento hidrogeológico. 2002. 130 f. Dissertação (mestrado) – Observatório Nacional, Rio de Janeiro, 2002.
- AGENCIA NACIONAL DO PETROLEO (ANP) 2010. Bancos de dados.
- GUIAR, G. A. **Bacia do Maranhão**: geologia e possibilidades de petróleo. Belém, PETROBRAS, 1969. (Relatório Interno).
- AGUIAR, G. A. Revisão geológica da bacia paleozóica do Maranhão. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25., 1971, São Paulo. **Anais...** São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1971. v. 3, p.113-122.
- ALMEIDA, F. F. M.; CARNEIRO, C. D. R. Inundações marinhas fanerozóicas no Brasil e recursos minerais associados. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; BRITO-NEVES, B. B. (Org.). **Geologia do Continente Sul-Americano**: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Beca, 2004. p.43-58.
- AMORIM, G. A. S. de. **Migração 3D tempo** – profundidade utilizando raios normais e raios imagem. 1984. 144 f. Dissertação (mestrado em geofísica) – UFBA, Programa de Pesquisa e Pós – Graduação em Geofísica, Salvador, 1984.
- BUYL, M.; GUIDISH, T.; BELL, F. Reservoir description from seismic Lithologic parameter estimation. **Journal of Petroleum Technology**, v. 40, n. 4, p. 475-482, April. 1988.
- CAPUTO, M. V.; LIMA, E. C. Estratigrafia, idade e correlação do grupo Serra Grande–Bacia do Parnaíba, In: CONGR. BRAS. DE GEOLOGIA, 33., 1984, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: SBG, 1984. p. 740–752.
- CAPUTO, M. V. **Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of Northern Basins of Brazil**. 1984. 583f. PhD (thesis) – University of California. Santa Barbara, 1984.
- CAPUTO, M. V.; REIS, D. E. S.; BARATA, C. F.; PEREIRA, L. C. Evolução tectônica da Bacia do Parnaíba: qual a influência das orogenias? In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6., 2006, Manaus. **Anais...** Manaus: Sociedade Brasileira de Geologia, 2006. 1 CD-ROM.
- CUNHA, F. M. B. da. **Evolução paleozóica da Bacia do Parnaíba e seu arcabouço tectônico**. 1986. 107 f. Dissertação (mestrado) - Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, 1986.
- DELLA FÁVERA, J. C. **Tempestitos na Bacia do Parnaíba**. 1990. 560 f. Tese (doutorado) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1990.

DIX, C. H. Seismic velocities from surface measurements. **Geophysics**, v. 20, p.1662-1672. 1955.

DINO, R.; ANTONIOLI, L.; BRAZ, S. M. N. Palynological data from the trisidela member of upper Pedra de Fogo Formation (“Upper Permian”) of the Parnaíba Basin, Northeastern Brazil. **Revista Brasileira de Paleontologia**, São Leopoldo, n. 3, p. 24-35, jan./ jun. 2002.

DUARTE, O. O. de. Dicionário enciclopédico inglês-português de geofísica e geologia. 3ª Ed. Rio de Janeiro: SBGf, 2007. 379 f.

DOURADO, J. C. **Sísmica de reflexão**. UFBA, Instituto de Geociências, Salvador, 2011. (Notas de Aula).

EIRAS, J. **Introdução à interpretação sísmica**. Universidade Federal do Pará - UFPA, Faculdade de Geofísica, Belém. 2003. (Notas de aula).

ENVIRONMENTAL ENGINEERING GEOPHYSICS (EEG). **Estudo do subsolo** – soluções e consultoria em geofísica aplicada. 2011. Disponível em <http://www.eeg-geophysics.com>. Acessado em 22 de Dezembro de 2011.

FERREIRA, D. G. **Processamento sísmico convencional e CRS– 2D de dados reais da bacia do Amazonas**. 2009. 102 f. Trabalho de Conclusão de Curso (graduação em geofísica) – UFPA, Faculdade de Geofísica, Belém, 2009.

GÓES, A. M. O.; SOUZA, J. M. P.; TEIXEIRA, L. B. Estágio explorativo perspectivas petrolíferas da bacia do Parnaíba. **Boletim de Geociências da PETROBRAS**, Rio de Janeiro, v.4, n. 1, p. 55-64. 1990.

GÓES, A. M. O.; TRAVASSOS, W. A. S.; NUNES, K. C. **Projeto Parnaíba**: reavaliação da Bacia e perspectivas exploratórias. Belém: Unpubl. Technical Report Petrobras, 1992.

GÓES, A. M. O.; FEIJÓ, F. J. Bacia do Parnaíba. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p. 57-68, jan./mar. 1994.

GÓES, A. M.; ROSSETTI, D. F. Gênese da Bacia de São Luís-Grajaú, Meio-Norte do Brasil. In: ROSSETTI, D. F.; GOES, A. M.; TRUCKENBRODT, W. (Ed.). **O Cretáceo na Bacia de São Luís-Grajaú**. Belém: Museu Paraense Emilio Goeldi, 2001. p. 15-29.

HUBRAL, P. Time migration – some ray theoretical aspects. **Geophys Prosp.**, v. 25, p.738-745. 1977.

HUBRAL, P.; KREY, T. **Interval velocities from seismic reflection time measurements**. Tulsa, OK: Society of Exploration Geophysicists, 1980.

LANER, K.; HATTON, L.; GILBISON, B.; HSU, I.C. Depth migration of imaged time sections. **Geophysics**, v. 46, p. 734-750. 1981.

LIMA, E. A. M.; LEITE, J. F. **Projeto estudo global dos recursos minerais da Bacia sedimentar do Parnaíba**: integração geológico-metalogenética: relatório final da Etapa III. Recife: Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, 1978. 212 p.

LIMA, K. T. P. de. **Utilização de Métodos Sísmicos, Perfilagem e Testemunho de Poços para Caracterização dos Turbiditos da Formação Urucutuca na Bacia de Almada (BA)**. Tese (doutorado). UENF, Macaé-RJ. 172f. 2005.

LUIZ, J. G.; SILVA, L. M. C. da. **Geofísica de prospecção**. Belém: Universidade Federal do Pará, 1995. 345 f.

MELO, J. H. G.; LOBOZIAK, S.; STREEL, M. Latest devonian to early late carboniferous biostratigraphy of Northern Brazil: an update. **Bulletin du Centre de Recherches Elf Exploration Production**, Pau, v. 22, n. 1, p. 13-33. 1998.

MILANI E. J.; THOMAZ FILHO, A. Sedimentary basins of South America. In: CORDANI, U. G.; MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D. A. (Ed.). **Tectonic evolution of South America**. Rio de Janeiro: [s.n.], 2000. p. 389-450.

OLIVEIRA, D. C.; MOHRIAK, W. U. Jaibaras Trough: an important element in the early tectonic evolution of the Parnaíba interior sag Basin, Northeastern Brazil. **Marine and Petroleum Geology, Guildford**, v. 20, p. 351-383. 2003.

PINHEIRO, A. G. **Interpretação sísmica 2D e modelagem geológica 2,5D da Bacia do Parnaíba**. 2011. 87 f. Trabalho de Conclusão de Curso (graduação em geofísica) – UFPA, Faculdade de Geofísica, Belém, 2011.

ROBEIN, E. **Velocities, Time-imaging and Depth-imaging in reflection Seismics Principles and Methods**, 2003. 464 f. EAGE Publications, 2003.

ROSA, A. L. R. **Análise do sinal sísmico**. 2004. 588 f. Rio de Janeiro, 2004. (Relatório Interno da Petrobras).

ROSSETTI, D. F. GÓES, A. M. ARAI, M. A Passagem Aptiano-Albiano na Bacia do Grajaú, MA. In: ROSSETTI, D. F.; GÓES, A. M.; TRUCKENBRODT, W. (Ed.). **O Cretáceo na Bacia de São Luís-Grajaú**. Belém: Museu Paraense Emilio Goeldi, 2001. p.101-117.

SANTOS, Maria Eugenia de Carvalho Marchesini; CARVALHO, Marise Sardenberg Salgado de. COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS (BRASIL); PROGRAMA GEOLOGIA DO BRASIL. **Paleontologia das bacias do Paranaíba, Grajaú e São Luís**: (reconstituições paleobiológicas). Rio de Janeiro: CPRM, Serviço Geológico do Brasil, 2009.

SEVERIANO RIBEIRO, H. J. P. **Estratigrafia de seqüências**: fundamentos e aplicações. São Leopoldo: Unisinos, 2001. 428p.

SHERRIF, R. E.; GELDART, L. P. *Exploration seismology*. 2ª Ed. Cambridge: Cambridge University Press, United Kingdom, 1995.v. 18, p. 971-972.

SHERIFF, R. E. Aspects of Seismic Resolution. In: BERG, O.R.; WOOLVERTON, D.G. **Seismic stratigraphy II: an integrated approach to hydrocarbon exploration**. Tulsa, Oklahoma: The American Association Petroleum Geologists, 1986. (AAPG Memoir, 39).

TEIXEIRA, F. S. **Análise estrutural e estratigráfica de feições geológicas através da interpretação de seções sísmicas e de mapas gravimétricos, na porção leste da Bacia do Parnaíba**, PI. 2010. 92 f. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) - Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2010.

THOMAS, J. E. **Fundamentos de engenharia de petróleo**. Rio de Janeiro: Interciência; PETROBRAS, 2001.

VALENTE, L. S. S. da. **Estimativa de modelo de velocidade em profundidade a partir de velocidade de migração em tempo**. 2008. 55 f. Trabalho de Conclusão de Curso (graduação em geofísica) – UFPA, Faculdade de Geofísica, Belém, 2008.

YILMAZ, O. **Seismic data processing**. Tulsa, Oklahoma, USA: Society of Exploration - SEG, 1987. 526 f.

YILMAZ, O. Seismic data analysis. In: COOPER, M. R.; DOHERTY, S. M. **Seismic data analysis**. Tulsa, Oklahoma: Society of Exploration Geophysicists, 2001. v. 1. p. 1176–1254.