

V. 12/90



UFRJ

Josiane Luzia Diniz

**ESTUDO DE PERFILAGEM GEOFÍSICA DE POÇOS NA BACIA DE BARINAS-
APURE, VENEZUELA**

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

Orientadores:

Paula Lúcia F. da Rocha (UFRJ)
Álvaro Lúcio Gomes (Petrobras)

Rio de Janeiro
Agosto de 2007

M
GL
D585E




Faint text, possibly a title or header, located in the upper middle section of the page.

Faint text, possibly a title or header, located in the middle section of the page.

Faint text, possibly a title or header, located in the lower middle section of the page.

Faint text, possibly a title or header, located in the lower middle section of the page.

Faint text, possibly a title or header, located in the lower middle section of the page.

 Centro de Ciências Matemáticas e da Natureza Biblioteca Central	
N.º REGISTRO	DATA
6799/11	04/11/11
ORIGEM <i>Doações / Dep. de Geologia</i>	

DINIZ, Josiane Luzia

Estudo de Perfilagem Geofísica de Poços na Bacia de Barinas-Apure, Venezuela / Josiane Luzia Diniz - Rio de Janeiro: UFRJ / IGeo, 2007.

97 p.: il.; 30cm

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

Orientadores: Paula Lúcia F. da Rocha (UFRJ), Álvaro Lúcio Gomes (Petrobras)

1. Geofísica. 2. Geologia de Engenharia e Ambiental – Trabalho de Conclusão de Curso. I. ROCHA, P. L. F.. II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Programa de Pós-graduação em Geologia. III. Estudo de Perfilagem Geofísica de Poços na Bacia de Barinas-Apure, Venezuela.

Josiane Luzia Diniz

ESTUDO DE PERFILAGEM GEOFÍSICA DE POÇOS NA BACIA DE BARINAS-
APURE, VENEZUELA

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

Orientadores:

Paula Lúcia F. da Rocha (UFRJ)
Álvaro Lúcio Gomes (Petrobras)

Aprovada em:

Por:

Paula Lúcia F. da Rocha (UFRJ)

Álvaro Lúcio Gomes (Petrobras)

UFRJ
Rio de Janeiro
2007

STATOS

À minha mãe

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Petrobras, a UFRJ e aos orientadores Paula Lucia F. da Rocha, Leonardo Borghi e Álvaro Lúcio Gomes.

Aos colegas de grupo André A. Acquaviva, Elita S. de Abreu, João Lucas S. Crepaldi e Mariana F. de Carvalho, e (excepcionalmente) a Tiago B. Rossi por todo apoio durante a elaboração da monografia, principalmente na parte de geologia. Agradeço também a Allan R. M. Gaban e Vandrê D. Bonaite meus amigos, por toda ajuda.

Agradeço a Carlos Eduardo Siedschlag, meu namorado, por todo apoio, compreensão e também conselhos na parte de geofísica do trabalho, e agradeço a minha mãe, irmãs e sobrinhos, por quaisquer participações durante o período em que estive redigindo a monografia.

Enfim, agradeço a Deus pela inspiração, não só na confecção desse trabalho, mas em todos os momentos de minha vida.

Estado de ...
Cidade, 2007
Rua de ...
Número ...

Qual barquinho de papel não sonha ir de encontro ao mar...

RESUMO

DINIZ, Josiane Luzia. **Estudo de Perfilagem Geofísica de Poços na Bacia de Barinas-Apure, Venezuela.** 2007, 97p. Trabalho de Conclusão de Curso (Especialização em Geofísica do Petróleo) – Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

A bacia de Barinas-Apure compreende uma depressão de aproximadamente 95000 km² e profundidade máxima de aproximadamente 5000 m. O soerguimento dos Andes de Méridas é apontado como a principal causa da subsidência da bacia de Barinas-Apure.

A produção de hidrocarbonetos origina-se de reservatórios de depósitos siliciclásticos do Terciário e carbonatos do Cretáceo, sendo que as acumulações de hidrocarbonetos na área são controladas tanto por estruturas extensionais como por compressivas do Cretáceo Superior -Eoceno Médio e Mio-Plio-Pleistoceno.

O objetivo desse trabalho é o entendimento da geologia da bacia de Barinas-Apure, de forma a compreender como esta se formou, e identificar suas principais características para a aplicação do método geofísico.

Neste trabalho são abordadas as aplicações da perfilagem geofísica de poços na região da bacia de Barinas-Apure, de forma contribuir para o estudo das bacias andinas.

Foram selecionados três exemplos de aplicação, sendo a primeira relacionada à caracterização de reservatórios siliciclásticos, a segunda a reservatórios carbonáticos e a terceira relacionada ao estudo identificação de litologia e definição estratigráfica.

Palavras-chave: Venezuela, Barinas-Apure, perfilagem.

ABSTRACT

DINIZ, Josiane Luzia. **Estudo de Perfilagem Geofísica de Poços na Bacia de Barinas-Apure, Venezuela.** [*Review of Well-log uses in Barinas-Apure Basin, Venezuela*] 2007, 97p. Trabalho de Conclusão de Curso (Especialização em Geofísica do Petróleo) – Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

The Barinas-Apure basin, a structural depression with an area of about 95000 km², and a maximum depth of about 5000 m, is located in western Venezuela. The Meridas Andes uplift is usually held as causing the Barinas-Apure basin subsidence.

The produce of hydrocarbons is originated of sandstones and carbonates reservoirs, since the accumulation of hydrocarbons are controlled by extensional as compressional structures.

The aim of this project is to study the geology of Barinas-Apure basin, in order to understand how it was originated, and to identify its main characteristics to use geophysical method. In this paperwork it has been mentioned the uses of well log on the location of Barinas-Apure basin to contribute to the study of Andean basins.

It has been chosen tree examples of the use of well log, the first one related to the characterization of sandstones reservoirs, the second one is about characterization of carbonate reservoirs, and the last one related to study of litology identification and stratigrafic definition.

Key-Words: Venezuela, Barinas-Apure, well-log.

LISTA DE FIGURAS, TABELAS E QUADROS

<i>Figura 1: Tectônica regional presente no NW da América do Sul. São mostradas a localização da Cordilheira Andina de Mérida, bacia Barinas-Apure e seção P1-P2. B - Mapa geológico simplificado de estudo de área (após Case et al., 1990), descrevendo uma semelhança regional entre a superfície geológica e unidades aflorantes na Sessão P1-P2. (Chacín et al., 2005).</i>	5
<i>Figura 2: Províncias sedimentares das bacias petrolíferas da Venezuela (Pérez de Mejía, et al., 1980). E. B. L. = El Baúl Lineament (Arco de El Baúl), e limites orientais da bacia Barinas-Apure (Well Evaluation Conference, 1997).</i>	6
<i>Figura 3: Quadro de correlação bioestratigráfica da Bacia de Barinas-Apure.</i>	12
<i>Figura 4: Coluna estratigráfica da bacia de Barinas.</i>	13
<i>Figura 5: Perfil esquemático NW-SE da região da Bacia de Barinas-Apure, destacando a Cordilheira Andina de Méridas.</i>	19
<i>Figura 6: Sistema de falhas da cordilheira.</i>	23
<i>Figura 7: Tectônica da América do Sul, NAB = Bloco Andino do Norte, Car = Placa Caribenha, Nzc = Placa do Pacífico, Nam = Placa Norte Americana, Afr = Placa Africana, Gs = Arco da Guiana, Ec, Col, Ve = limites geográficos do Equador, Colômbia e Venezuela respectivamente.</i>	24
<i>Figura 8: Localização da área de estudos – Sub-bacia Barinas. AS.</i>	27
<i>Figura 9: Seção transversal de NW-SE da bacia Barinas-Apure (Parnaud et al., 1995 apud Well Evaluation Conference, 1997).</i>	28
<i>Figura 10: Mapa de eventos do sistema petrolífero La Luna-Burgüita (!), durante o término do posicionamento da Cordilheira de Mérida (Well Evaluation Conference, 1997).</i>	29
<i>Figura 11: Mapa de eventos do sistema petrolífero Navay-Gobernador (!), no norte do Arco Mérida, durante o soerguimento Andino (Well Evaluation Conference, 1997).</i>	30
<i>Figura 12: Efeito da invasão do filtrado, dependendo da litologia da formação. A medida de resistividade é influenciada pela invasão do filtrado, podendo aumentar ou reduzir seu valor em relação a rocha limpa. Nota-se que as duas primeiras camadas tinham mesma resistividade, porém essa foi afetada em função da extensão da invasão, que por sua vez é função da permeabilidade da rocha.</i>	34
<i>Figura 13: Geometria do poço. (a) Seção vertical conceitual de um poço mostrando desmoronamento e reboco em formações permeáveis (de Tittman, 1986 apud Telford et al., 1990). (b) Forma oval da seção transversal de um poço, mostrando a localização mais provável de uma sonda equipada com um centralizador.</i>	36
<i>Figura 14: Porcentagem de resposta atribuída a rochas investigadas a diferentes distâncias do poço. (Telford et al., 1990)</i>	38
<i>Figura 15: Configuração dos eletrodos e curvas. (a) Arranjo normal com dois eletrodos. (b) Arranjo lateral com três eletrodos. (Telford et al., 1990)</i>	43
<i>Figura 16: Efeito do potencial espontâneo em uma seção de arenito-folhelho. (a) Junção líquida. (b) Potencial de folhelho. (Telford et al., 1990)</i>	47
<i>Figura 17: Ilustração esquemática da instrumentação de um perfil SP.</i>	48
<i>Figura 18: Curvas características de SP para uma seção de arenito-folhelho (Pirson, 1970). (a) Curvas para camadas espessas. (b) Curvas para camadas delgadas. (c) Curvas características para várias formações. (Telford et al., 1990)</i>	49
<i>Figura 19: Trecho percorrido pelas ondas P e S na formação a partir do transmissor até o receptor. (Telford et al., 1990)</i>	50
<i>Figura 20 – Perfil de velocidade proveniente do perfil Sônico (1/DT) (à esquerda). Sismograma sintético e Seção sísmica que passa pelo poço (à direita). O perfil Sônico é utilizado para “amarração” do poço à sísmica. (www.atlas.geo.cornell.edu)</i>	51
<i>Figura 21: Espectro gama das séries do potássio, tório e urânio. (Telford et al., 1990)</i>	53
<i>Figura 22: Relação entre o processo ocorrido após uma interação de raios gama com a matéria, que depende da energia do fóton.</i>	54
<i>Figura 23: Esquema de funcionamento de um cintilômetro. (Telford et al., 1990)</i>	55
<i>Figura 24: Perfil gama. A curva a esquerda mostra a diminuição da resolução em função da velocidade em que a ferramenta foi corrida. (Telford et al., 1990)</i>	57
<i>Figura 25: Espectro gama utilizando um detector de cristal de NaI e janelas de energia. (Telford et al., 1990)</i>	58

Figura 26: Diagrama esquemático de uma sonda utilizada para perfil de densidade (à esquerda) e esquema de pressão contra a parede do poço utilizando juntas flexíveis, uma versão mais moderna da sonda. (à direita).	58
Figura 27: Espectro de energia gama mostrando duas janelas nas quais são efetuadas as medidas. As contagens na janela de alta energia H depende somente da densidade, uma vez que a de baixa energia depende também do efeito fotoelétrico. A razão entre S e H define o índice de absorção fotoelétrica. (Telford et al., 1990)	60
Figura 28 - Perfil de densidade bulk ajustado para arenito. Nota-se o efeito da presença de gás no perfil, onde há a impressão de uma porosidade exagerada. (www.uky.edu)	61
Figura 29: Ilustração esquemática do instrumento de perfil neutrônico duplo. (Telford et al., 1990)	63
Figura 30: Decaimento da ressonância magnética nuclear. (Telford et al., 1990)	64
Figura 31: Mapa da Venezuela mostrando, em detalhe, a localização geográfica dos campos de petróleo com produção em reservatórios siliciclásticos.	68
Figura 32: Mapa da Venezuela com detalhe indicando a localização do campo de Silvestre	69
Figura 33: Mapa estrutural e de isópacas do reservatório P-1/2 (0017).	70
Figura 34: Perfil composto do reservatório P-1/2 (0017) no campo de Silvestre localizado da bacia de Barinas-Apure.	71
Figura 35: Localização dos campos com reservas de petróleo do membro "O".	73
Figura 36: Perfil composto de um poço localizado no campo de Borburata na área de Barinas – Porosidade CMR independente da matriz e folhelhos. Observara resposta no perfil de Raios Gama com valores baixos, típicos de calcário.	75
Figura 37: Perfil composto de poço no campo de Sinco, indicando o topo da Formação Gobernador e a base da formação Paguey, com os calcários Masparrito entre as formações.(Well log evaluation, 1997).	78
Figura 38: Perfil composto de poço no campo de Borburata, indicando o topo da Formação Gobernador e a base da formação Paguey, com os carbonatos Masparrito entre as formações.(Well log evaluation, 1997).	79
Figura 39: Correlação de poços formando uma seção estratigráfica construída com o intuito de se definir os Membros da Formação Paguey. (PDVSA- intervep, 1997).	81
Figura 40: Perfil composto típico da Formação Paguey, mostrando os Membros desta. Nota-se o topo e a base da Formação bem marcados pelo perfil de resistividade a 10050 e 11500 ft respectivamente.	82

Tabela 1: valores de propriedades petrofísicas obtidos por análise de testemunhos e perfis.....	72
---	----

Quadro 1 – Fases tectônicas que definem as principais falhas estruturais relacionadas à bacia de Barinas-Apure.	20
Quadro 2 – Descrição litológica dos Membros da Formação Paguey, Aguasuelos, 1990.	81

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	VI
RESUMO	VIII
ABSTRACT	IX
LISTA DE FIGURAS, TABELAS E QUADROS	X
SUMÁRIO	XII
1 INTRODUÇÃO	1
2 OBJETIVO	3
3 METODOLOGIA	4
4 CONTEXTO GEOLÓGICO DA BACIA	5
4.1 ESTRATIGRAFIA	8
4.1.1 EVOLUÇÃO ESTRATIGRÁFICA DA BACIA DE BARINAS-APURE	8
4.1.2 DESCRIÇÃO LITOLÓGICA DAS PRINCIPAIS FORMAÇÕES DA BACIA BARINAS-APURE:	11
4.1.3 ESTRATIGRAFIA DE SEQÜENCIA NA ÁREA DA BACIA DE BARINAS-APURE	14
4.2 GEOLOGIA ESTRUTURAL	19
4.3 GEOLOGIA HISTÓRICA	23
4.3.1 MODELO TECTÔNICO	24
4.4 GEOLOGIA DO PETRÓLEO	27
4.4.1 SISTEMA PETROLÍFERO	27
5 PERFILAGEM GEOFÍSICA DE POÇOS	32
5.1 UTILIZAÇÃO DA PERFILAGEM	32
5.2 ASPECTOS GERAIS DA PERFILAGEM	33
5.3 MEDIÇÕES DAS PROPRIEDADES DAS ROCHAS	37
5.4 PRINCIPAIS TIPOS DE PERFIS	40
5.5 MÉTODOS DE RESISTIVIDADE	41
5.5.1 PERFIL DE RESISTIVIDADE	43
5.5.2 ARRANJO LATERAL	45
5.5.3 PERFIL DE INDUÇÃO	46
5.5.4 POLARIZAÇÃO INDUZIDA	47
5.6 PERFIL DE POTENCIAL ESPONTÂNEO	47
5.7 PERFIL ACÚSTICO	50
5.7.1 ONDAS ELÁSTICAS	50
5.8 MÉTODOS NUCLEARES	52
5.8.1 PROCESSOS NUCLEARES	52

5.8.1.1 Introdução	52
5.8.1.2 Radioatividade natural	52
5.8.1.3 Interações de raios gama	53
5.8.1.4 Interação de nêutrons	54
5.8.2 PERFILAGEM DE RAIOS GAMA	55
5.8.3 ESPECTROSCOPIA GAMA NATURAL	57
5.8.4 PERFIL DE DENSIDADE	58
5.8.4.1 Perfil de litodensidade	59
5.8.5 PERFIL NEUTRONICO (NEUTRÃO)	61
5.8.5.1 Reações neutrônicas, fontes e detectores.	61
5.8.5.2 Perfil Neutrão (perfil de índice de hidrogênio)	62
5.8.6 NMR (RESSONÂNCIA MAGNÉTICA NUCLEAR)	64
6 PERFILAGEM NA BACIA DE BARINAS-APURE	67
6.1 PERFILAGEM APLICADA A RESERVATÓRIOS SILICICLÁSTICOS	67
6.1.1 RESERVATÓRIOS TÍPICOS DA BACIA DE BARINAS-APURE	67
6.1.2 GEOLOGIA DO CAMPO DE SILVESTRE	69
6.1.2.1 Estrutura	69
6.1.2.2 Estratigrafia do Campo de Silvestre	70
6.1.2.3 Ambiente Depositional	71
6.1.2.4 Propriedades petrofísicas	72
6.2 PERFILAGEM APLICADA A RESERVATÓRIOS CARBONÁTICOS	72
6.3 PERFILAGEM APLICADA À IDENTIFICAÇÃO DE LITOLOGIA E DEFINIÇÃO ESTRATIGRÁFICA	77
6.3.1 CARBONATO DE MASPARRITO - MEMBRO DA FORMAÇÃO PAGUEY.	77
6.3.2 FORMAÇÃO PAGUEY	80
7. CONCLUSÕES	83
8. REFERÊNCIAS	84

1 INTRODUÇÃO

Grande parte das bacias andinas formou-se a partir do soerguimento da Cordilheira dos Andes, e por isso, o estudo dessas bacias é de grande importância para a geologia. Neste trabalho estudaremos uma dessas bacias, a de Barinas-Apure, localizada a oeste da Venezuela.

A bacia de Barinas-Apure compreende uma depressão de aproximadamente 95000 km² e profundidade máxima de aproximadamente 5000 m. O soerguimento dos Andes de Méridas é apontado como a principal causa da subsidência da bacia de Barinas-Apure (Chacín et al., 2005).

A bacia Barinas-Apure é definida como uma depressão estrutural do embasamento ígneo-metamórfico pré-cretácico, onde se depositaram sedimentos do Cretáceo e do Terciário, formando uma coluna sedimentar de aproximadamente 5.000 m de espessura em sua parte central (Almarza, 1995 apud Intevp, 1994). Limita-se a noroeste pela Cadeia dos Andes Venezuelanos, ao norte pela prolongação ocidental da Serra Interior Central, a leste e nordeste pelo Arco de El Baúl e a sul por um alto gravimétrico situado entre os rios Apure e Arauca: que a separa dos Campos Colombianos (Barrios et al., e Hurtado et al., 2006)

A produção de hidrocarbonetos origina-se de reservatórios de depósitos siliciclásticos do Terciário e carbonatos do Cretáceo (A. Contreras e C. Torres), sendo que as acumulações de hidrocarbonetos na área são controladas tanto por estruturas extensionais como por compressivas do Cretáceo Superior -Eoceno Médio e Mio-Plio-Pleistoceno. Segundo Figueroa et al. (1994), a seqüência cretácica encontra-se presente em toda a área, diminuindo sua espessura a sul e nordeste. A seqüência Eoceno Médio e Eoceno Médio a Superior alcança máxima espessura ao norte e afina por erosão no sul e

sudeste, a seqüência Oligo-Mioceno inferior se acunha a nordeste e a seqüência Mioceno Médio Pleistoceno apresenta erosão ao norte.

A evolução tectônica da bacia Barinas-Apure pode ser reduzida a três estágios principais: o primeiro estágio foi a fase extensional da bacia, ocorrida no Jurássico devido ao rifteamento da Pangea, o segundo estágio durou até o início do Mioceno. Correspondeu a uma fase de pré-deformação andina, dominada por sedimentação pós-rifte e séries de ciclos eustáticos afetados por alguns eventos tectônicos, e o último estágio é representado pela deformação e soerguimento andino relacionado com a convergência oblíqua do arco do Panamá com o noroeste da América do Sul, que começou no final do Mioceno e dura até hoje (e.g. Mann e Burke, 1984; Evaetal, 1989; Mann et al., 1990; Audemard e Audemard. 2002).

Na superfície de 95 mil km² da bacia de Barinas-Apure existem 433 poços ativos, com uma capacidade de produção de 145 milhões de barris de óleo por dia. Em 2000 a produção foi de 40.6 milhões de barris por dia, isso representa 3,5% do total venezuelano. No campo de Guarita, o primeiro poço descoberto foi perfurado em fevereiro e março de 1984, pela Corpoven S.A.

Os estudos geofísicos realizados sobre as bacias andinas visam a prospecção de hidrocarbonetos, sendo os métodos sísmicos e a perfilagem as formas principais para a realização desse tipo de estudo. Por outro lado, os métodos potenciais são mais comumente usados para delimitação regional da bacia, caracterização do embasamento e identificação de suas principais feições.

Neste trabalho serão abordadas as aplicações da perfilagem geofísica de poços na região da bacia de Barinas-Apure, de forma contribuir para o estudo das bacias andinas.

2 OBJETIVO

O objetivo desse trabalho é o entendimento da geologia da bacia de Barinas-Apure, de forma a compreender como esta se formou e identificar suas principais características para a aplicação do método geofísico.

Por tratar-se de uma bacia pouco prolífera, em relação às outras bacias da Venezuela, pouco foi encontrado na literatura sobre a sua geologia, a não ser *papers* específicos. Sendo assim, discutimos brevemente sua estratigrafia, geologia estrutural, evolução tectônica e geologia do petróleo, buscando priorizar os aspectos gerais que auxiliaram na aplicação do Método Geofísico e do estudo de caso.

Da mesma forma, discutimos o método geofísico de interesse, com o intuito de fundamentar e discutir os resultados obtidos nos estudos de caso encontrados na literatura.

O objetivo de se fazer um estudo de caso aplicado à bacia foi não só promover o entendimento do método geofísico em si, mas também a sua importância na prospecção de hidrocarbonetos. Sendo assim, o enfoque do estudo de caso foi, além da aplicação do método geofísico, estudar as possibilidades de prospecção de hidrocarbonetos na bacia de Barinas-Apure, que hoje é a terceira produtora de petróleo na Venezuela.

3 METODOLOGIA

Sobre a bacia de Barinas-Apure, pouco encontramos nas bibliografias mais usuais sobre geologia andina, como o livro *Petroleum basins of South America: AAPG Memoir 62*. No pouco encontrado sobre bacias venezuelanas, muito se referia à bacia de Maracaibo, maior produtora do país. Sendo assim, todas as informações que obtivemos sobre a geologia da bacia de Barinas-Apure foi baseada em publicações em congressos (Well Evaluation Conference, 1997), no site da PDVSA, e em papers em geral.

Para entendermos a formação da bacia de Barinas-Apure, bem como sua evolução tectônica e geologia estrutural, o principal artigo utilizado o de Chácin *et al.*, 2005, pois por se tratar de um modelo flexural da placa, contém informações sobre a evolução tectônica e o comportamento geoestrutural do local. Ainda em (S. Barrios *et al.*), encontramos uma descrição de cada uma das fases da evolução tectônica da bacia.

Entre as principais contribuições para descrição estratigráfica da bacia podemos citar (S. Barrios *et al.*), onde obtivemos a descrição não só da evolução estratigráfica da bacia como de cada uma de suas seqüências e sua carta estratigráfica; (M. Hurtado *et al.*, 2006), onde obtivemos a descrição de cada uma das formações da bacia; e o site da PDVSA, onde encontramos informações complementares à estratigrafia.

Entre as principais contribuições para a descrição de geologia do petróleo podemos citar (López, L., 1998), onde encontramos todas as informações sobre poços existentes na bacia e o sistema petrolífero em si, com informações sobre rocha geradora, reservatório e trapa.

As outras referências citadas no texto serviram como base para complementar os temas discorridos neste trabalho.

4 CONTEXTO GEOLÓGICO DA BACIA

A bacia sedimentar de Barinas-Apure é a terceira maior produtora de óleo da Venezuela. Sua área é de cerca de 95000 km² (Martinez, 1976 *apud* Chacín et al., 2005) e sua profundidade máxima é de aproximadamente 5000 m (González de Juana *et al.*, 1980 *apud* Chacín et al., 2005). Está localizada na porção Oeste da Venezuela, a sudeste da cordilheira andina de Méridas (Figuras 1 e 2).

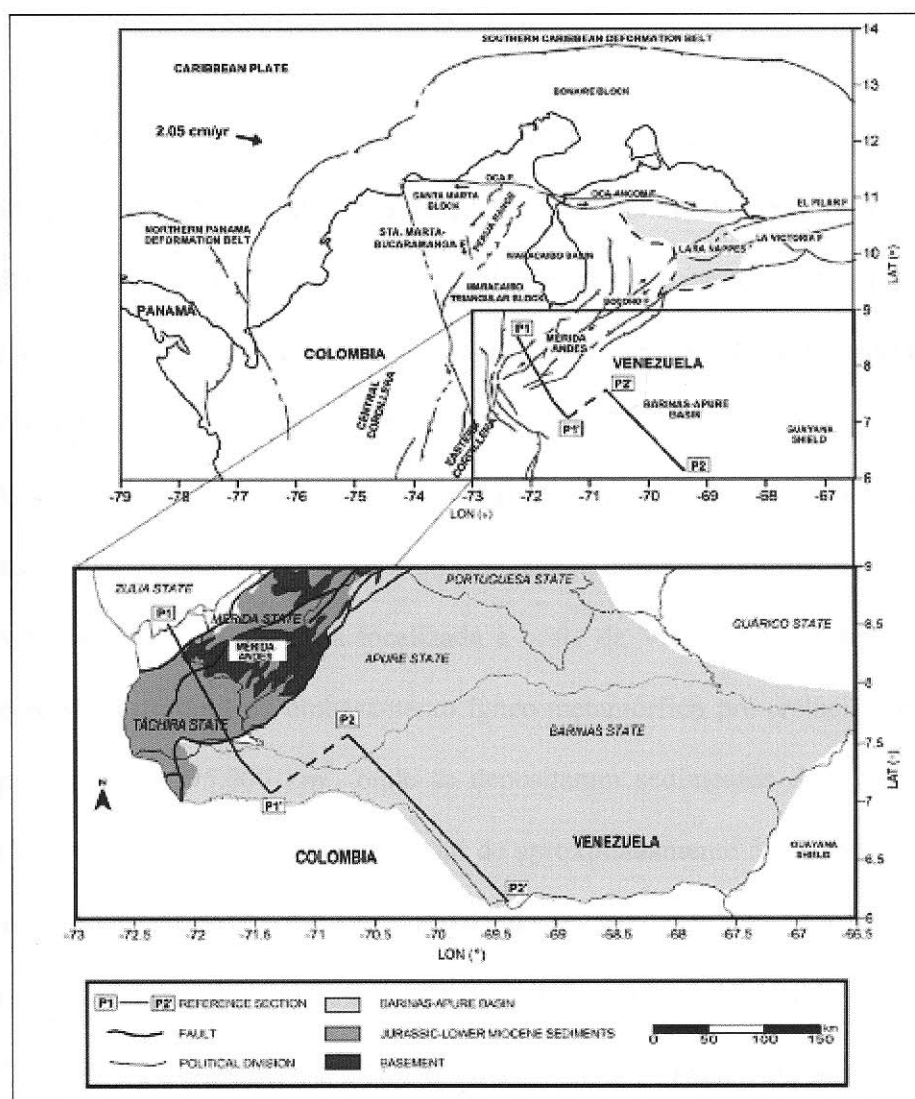


Figura 1: Tectônica regional presente no NW da América do Sul. É mostradas a localização da Cordilheira Andina de Mérida, bacia Barinas-Apure e seção P1-P2. B - Mapa geológico simplificado de estudo de área (após Case et al., 1990), descrevendo uma semelhança regional entre a superfície geológica e unidades aflorantes na Sessão P1-P2. (Chacín et al., 2005).

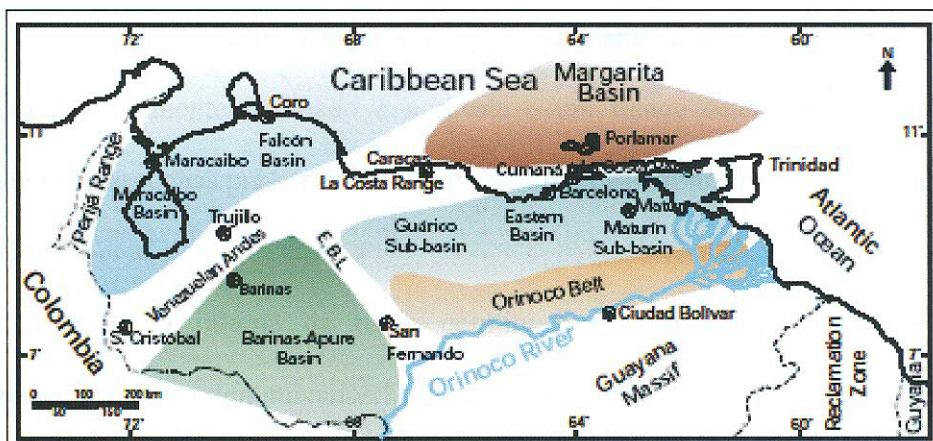


Figura 2: *Provincias sedimentares das bacias petrolíferas da Venezuela (Pérez de Mejía, et al., 1980). E. B. L. = El Baúl Lineament (Arco de El Baúl), e limites orientais da bacia Barinas-Apure (Well Evaluation Conference, 1997).*

A cordilheira de Méridas, alinhada no sentido NW-SE, é constituída por um bloco soerguido com extensão de 420 km, alcançando cota máxima de 5000 m, formado por consequência da convergência do Arco do Panamá com o oeste da América do Sul (Mioceno Superior). O soerguimento dos Andes de Méridas é apontado como causa da subsidência da bacia de Barinas-Apure (Chacín *et al.*, 2005).

A produção de hidrocarbonetos origina-se de reservatórios de depósitos siliciclásticos do Terciário e carbonatos do Cretáceo (Contreras e Torres).

A bacia Barinas-Apure está localizada a oeste da Venezuela e é definida como uma depressão estrutural do embasamento ígneo-metamórfico pré-cretácico, com uma área aproximada de 95.000 km², onde se depositaram sedimentos do Cretáceo e do Terciário, formando uma coluna sedimentar de aproximadamente 5.000 m de espessura em sua parte central (Almarza, 1995 *apud* Intevep, 1994). Limita-se a noroeste pela Cadeia dos Andes Venezuelanos, ao norte pela prolongação ocidental da Serra Interior Central, a leste e nordeste pelo Arco de El Baúl e a sul por um alto gravimétrico situado entre os rios Apure e Arauca, que a separa dos Campos Colombianos (Barrios *et al.*, e Hurtado *et al.*, 2006) (Figura 2).

A bacia em seu estado atual é pronunciadamente assimétrica, com um flanco meridional suavemente inclinado a noroeste e um flanco setentrional marcado por afloramentos de rochas pré-cretácicas muito deformadas (Gonzáles de Juana *et al.*, 1980 *apud* Barrios *et al.*).

A estrutura interna da bacia permite uma diferenciação em três setores claramente definidos, denominados Monoclinal Nororiental, Sub-Bacia de Capitanejo e Arco de Mérida. Este último constitui uma zona alta na bacia, com uma importância econômica muito particular, já que todas as acumulações petrolíferas encontram-se nesta área (Barrios *et al.*).

A bacia Barinas-Apure inclui, na realidade, duas sub-bacias menores, que Feo Codecido (1972), (*apud* Barrios *et al.*), designou como sub-bacia de Barinas, que ocupa as maiores extensões nos estados de Barinas e Apure; e a sub-bacia Uribante, situada na parte ocidental do Estado de Apure. Essas bacias são separadas por um alto regional de magnitude relevante, o Arco de Santa Bárbara, que na bacia constitui uma extensão do Maciço de Colorado (Gonzáles de Juana *et al.*, 1980 *apud* Barrios *et al.*).

A configuração atual da bacia deve-se à evolução do Sistema Andino, cujo levantamento principal iniciou ao final do Mioceno e que constitui hoje a separação da bacia de Maracaibo. Uma atividade tectônica entre o Neo-Cretáceo e o Eoceno médio afetou a bacia, originando falhas e altos estruturais limitados por falhas. Esta tectônica compressional começou a intensificar-se durante o Mioceno médio – Plioceno, como resultado do levantamento andino, o qual continuou durante o Plioceno Superior – Pleistoceno. As estruturas de hidrocarbonetos nesta área estão controladas tanto pelas estruturas extensionais, quanto pelas estruturas compressivas do Neo-Cretáceo – Eoceno Médio e Mio – Plio/Pleistoceno (Hurtado *et al.*, 2006).

4.1 Estratigrafia

4.1.1 EVOLUÇÃO ESTRATIGRÁFICA DA BACIA DE BARINAS-APURE

As unidades basais que existem na bacia de Barinas-Apure correspondem a um embasamento pré-cretácico ígneo-metamórfico, que pode ser correlacionado com rochas aflorantes nos Andes e nos maciços de El Baúl e Guayanés. Os depósitos sedimentares desta bacia compreendem unidades cujas idades vão desde o Cretáceo até o Recente, observando-se a ausência do Paleoceno, Eoceno e parte do Eoceno médio (Figura 4).

A partir do período Jurássico, depositaram-se em quase todo o ocidente da Venezuela, sedimentos vermelhos encontrados na Formação La Quinta. Porém, como o alto de Mérida manteve-se emerso durante esse período, não foi possível que estes sedimentos se depositassem na bacia e nem nas Formações Rio Negro e Apón. Somente durante o final do Albiano, quando os mares transbordaram o Alto de Mérida, houve deposição de sedimentos do Cretáceo, que em ordem ascendente estão representados pelas formações Aguardente, Escandalosa, Navay e Burgüita (Fuenmayor, 1991; Ramirez, 2004).

Em torno do início do Neocretáceo (Cenomaniano), a área ficou sujeita à sedimentação marinha rasa, representada pelas areias basais e carbonatos de ambientes rasos da Formação Escandalosa, e folhelhos dos membros La Morita e Quevedo da Formação Navay, as quais estão sob a Formação Burgüita.

A Formação Aguardente (Albiano – Cenomaniano) compõe-se de arenitos marinhos costeiros, com uma maior influência de clásticos originados no Escudo de Guyana ao sul. Entretanto, a Formação Escandalosa, do Cenomaniano-Turoniano, compõe-se de arenitos maciços, glauconíticos, quartzosos, com quantidades menores de

folhelhos. A Formação Escandalosa é subdividida em várias unidades informais, denominadas unidades “O”, “P”, “R” e “S, além disso, também são reconhecidas três unidades adicionais “J”, “K” e “L”. As espessuras variam de 150 a 427m através de todas as seções conhecidas da Formação Escandalosa, e seus arenitos (Membro P) são considerados entre os de maior importância petrolíferas na bacia Barinas-Apure (Léxico Estratigráfico da Venezuela, 1997).

Form O Membro “O” é um horizonte tido como marco estratigráfico regional da bacia, estendendo-se desde o oeste até o Lineamento Uribante, onde é conhecido como Membro Guayacán da Formação Capacho, e a leste da sub-bacia de Guárico, onde é conhecido como o Membro Infante da Formação Tigre. (Zilberberg y Asociados, 1993).

disc Durante o Campaniano – Maastrichtiano seguiu-se o período de máxima transgressão (Formação Navay). A regressão subsequente não se produziu de modo imediato; porém, durante o Campaniano, depositaram-se camadas glauconíticas e fosfáticas, indicativas de um período de sedimentação reduzida. Passado este intervalo de tempo, depositaram-se folhelhos marinhos da Formação Colón sobre a maior parte da Venezuela Ocidental. Somente na região meridional (Bacia de Barinas), pode se diferenciar uma província sedimentar com maior influxo de areias derivadas do Cratón de Guyana, a qual corresponde a Formação Burguita, na subprovíncia de Uribante.

form Entre o Cretáceo e os sedimentos suprajacentes do Eoceno existe um hiato, o qual representa um levantamento e erosão, ou não sedimentação, das rochas do Paleoceno ao Eoceno inferior. Diretamente sobre essa discordância encontra-se a Formação Gobernador, que consiste de arenitos quartzosos com estratificação cruzada, conglomerados e folhelhos carbonáticos, em camadas de espessura variável. Esta Formação pertence ao Eoceno Médio e é considerada uma seqüência transgressiva que

vai desde paleo ambientes flúvio-deltáicos, em sua base, a paleo ambientes marinhos costeiros, no topo. Sobre a Formação Gobernador encontra-se a Formação Masparrito, a qual em algumas localidades é constituída 80% por calcários biogênicos, indicativos de um antigo ambiente de sedimentação em uma plataforma costeira superficial (Léxico Estratigráfico da Venezuela, 1970; em González de Juana *et al.*, 1980).

Uma sucessão de folhelhos e arenitos bem cimentados, conhecidos como Formação Paguey, quando não estão depositados sobre o calcário da Formação Masparrito (quando presente), estão em contato com a Formação Gobernador.

O paleo ambiente de sedimentação da Formação Paguey pode ser considerado misto, com antigos depósitos continentais e marinhos presentes. A idade destas camadas é atribuída ao Eoceno Superior, enquanto que o topo da formação está limitado por uma discordância do Eoceno Mioceno, com as camadas do Eoceno Superior e as do Oligoceno erosionadas ou não depositadas (Léxico Estratigráfico de Venezuela, 1970; González de Juana *et al.*, 1980).

Os depósitos continentais da Formação Parángula, a qual é considerada de idade Eoceno-Oligoceno/Mioceno (MINPRO, 1997), encontram-se sobre a discordância do Oligoceno-Mioceno médio.

A Formação Rio Yuca ocorre sobre a Formação Parángula e, na maioria das localidades, o contato é considerado como uma discordância angular. Ambas as formações são de origem continental e Pernaud *et al.*, (Márquez & Martinez, 2005), os considera como antigos depósitos molássicos. Os depósitos continentais da Formação Guanapa do Pleistoceno estão presentes como o topo da seqüência sedimentar, onde os sedimentos do recente não os cobriram (Figuras 3 e 4).

4.1.2 DESCRIÇÃO LITOLÓGICA DAS PRINCIPAIS FORMAÇÕES DA BACIA BARINAS-APURE:

Formação Escandalosa: É composta por arenitos maciços, quartzíticos e com glauconita, e quantidades menores de folhelhos negros com carbonato.

Formação Aguardente: É formada basicamente por arenitos calcários duros, de granulometria variável e estratificação cruzada, com ocorrência local de glauconitas e intercalações de folhelhos micáceos e carbonáticos.

Formação Navay: É composta por folhelhos silicosos, de friáveis a não friáveis, moles, duros, quebradiços; folhelhos tripolíticos muito porosos, algumas fanitas não porosas, lenticulares e folhelhos calcários. Como constituintes menores da formação, se apresentam arenitos lenticulares de granulometria angular, calcários a silícios.

Formação Guafita: É composta por uma alternância de arenitos: grauvacas quartzíticas e arcossianas, folhelhos, argilitos, siltitos e algumas camadas delgadas de lignito.

Formação Parángula: Na superfície desta formação predominam os conglomerados lenticulares de granulometria grossa; arenitos de granulometria em camadas mássicas ou com estratificação cruzada, localmente glauconíticos; limonitas e lodolitas. Em subsolo, a litologia é similar, porém com a ausência de conglomerados.

Formação Rio Yuca: É composta principalmente por conglomerados de granulometria grossa (25%), em camadas maciças; arenitos de granulometria média a grossa, maciços, com estratificação cruzada, localmente caoliníticos, moles a duros, micáceos, argilosos.

Formação Carbonera: É composta principalmente de argilitos e folhelhos, irregularmente estratificados, com arenitos argilosos de 5 a 10 metros de espessura. A

formação contém camadas de lignito e algumas unidades com *Hannatoma* (González de Juana, *et al.*, 1980).

Formação Burguitta: Esta formação é composta por arenitos micáceos, siltíticos, parcialmente glauconíticos e freqüentemente calcários, friáveis, de granulometria fina e interlaminções de folhelhos e argilitos.

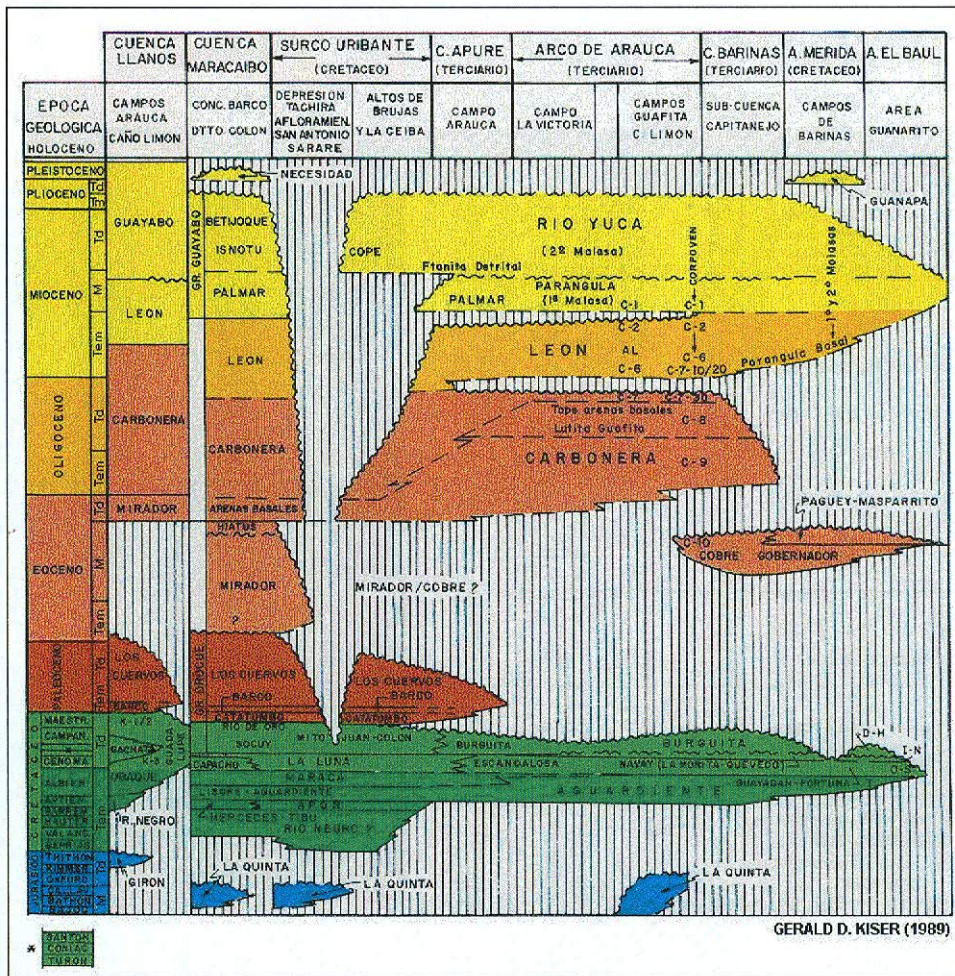


Figura 3: Quadro de correlação bioestratigráfica da Bacia de Barinas-Apure.

EDAD		FORMACION	Nom.	REGISTRO TIPO			Folios nº.	DESCRIPCIÓN LITOLÓGICA	
PERIODO/EPOCA	*MIEMBRO								
PLEISTOCENO		GUANAPA	-				C	Gravas, arenas, limos y arcillas	
PALEOGENO	NEOGENO	PLIOCENO	RIO YUCA	-			C	Conglomerados, areniscos y lutitas	
		MIOCENO	PARANGULA	-			C	Conglomerados, areniscos, limolitas y lodolitas	
	OLOCOCENO								
	EOCENO	TARDIO	PAGUEY	-				NI	Lutitas, limolitas areniscas glauconíticas y calcáreas
		MEDIO	* MASPARRITO	A				NE	Calizas orbitoidales, limolitas y lutitas
			GOBERNADOR	AB CD				NM NI	Areniscas conglomeráticas, limolitas y lutitas
	TEMPRANO								
	PALEOCENO								
	CRETACICO	MASTRICHTIENSE	BURGUITA	H				NI NM	Areniscas micáceas, limolítica y calcárea intercalada con lutitas.
		CAMPANIENSE							
		NAVAY	QUEVEDO	I				NM	Areniscas Fosfáticas calizas y lutitas con capas de titanitas
				J				NI	
				K				NM	
				L				NM	
				M			NI		
SANTONIENSE		LA MORITA	N				T NI	Lutitas de color gris oscuro.	
CONIACIENSE						NM			
TURONIENSE		ESCANDALOSA	O				NM	Areniscas, lutitas y carbonatos	
	P R S					NI			
SENOMANIENSE	AGUARDIENTE	T				T	Areniscas, lutitas, además de intercalaciones de carbonatos hacia la parte superior		
ALBIENSE									
APTIENSE									
NEOCOMIENSE									
PRE-CRETACICO								Granitos, gneises, esquistos y filitas	

Emisión o no deposición.

C = Continental
 NM = Nerítico Medio

T = Transicional
 NE = Nerítico Externo

NI = Nerítico Interno
 BS = Basal Superior

Figura 4: Columna estratigráfica da bacia de Barinas.

4.1.3 ESTRATIGRAFIA DE SEQÜENCIA NA ÁREA DA BACIA DE BARINAS-APURE

Em um estudo sobre a “Análise Geológica Integrada das Bacias de Barinas e Maracaibo” realizado por INTEVEP (1984), foram definidas cinco seqüências estratigráficas com base nas seções litoestratigráficas e sísmicas realizadas na área estudada:

Seqüência A:

Compõe-se pela Formação Aguardente (membro “T”) e pelo folhelho “S” da Formação Escandalosa, e sua sedimentação ocorre em uma plataforma marinha de margem passiva. A base desta seqüência define a primeira ocorrência de rochas sedimentares sobre o embasamento. O intervalo acima do embasamento, composto de arenitos e carbonatos, marca uma transgressão durante o final do Albiano.

As areias e carbonatos, da seqüência “A”, são interpretadas como um trato de sistemas transgressivo. Os carbonatos depositados sobre as areias da base representam depósitos de plataforma que foram acumulando-se à medida que a subida do nível do mar deslocou a fonte de clásticos terrígenos para o sul, e reduziu o fluxo dos mesmos para a plataforma. Com o aumento do nível do mar, a plataforma carbonática da Formação Aguardente ficou submersa em sua totalidade. Quando o mar alcançou seu nível máximo, a taxa de sedimentação da plataforma marinha reduziu-se a seu nível mínimo, resultando na deposição de uma seção condensada de folhelhos fosfáticos e glauconíticos de cores escuras. Desta maneira depositou-se o membro “S” da Formação Escandalosa. O folhelho “S” é uma unidade lateralmente contínua que mantém uma espessura constante na área tradicional de Barinas e sendo interpretado como a superfície condensada que define a superfície de máxima inundação no topo do Trato de

Sistemas Transgressivos da Formação Aguardente. Os dados bioestratigráficos conferem ao folhelho "S" uma idade do início do Cenomaniano.

Imediatamente, por cima do folhelho "S", em contato abrupto, encontra-se a série das arenitos "R", passando de uma granulometria muito fina no folhelho "S", a uma mais grossa na parte basal das areias "R". Esta mudança se interpreta como produto de uma migração abrupta de fácies perto do continente, marcando um limite de seqüência na base destas areias. Este limite de seqüência representa o topo da seqüência "A".

Seqüência B:

Os arenitos "R", na base da seqüência "B", são de granulometria fina sobre o limite inferior da seqüência, passando a uma granulometria mais fina acima. Devido a este caráter granodecrescente, os arenitos "R" interpretam-se como grupos de paraseqüências retrogradacionais depositadas no topo do limite da seqüência durante uma transgressão marinha. As mesmas estão representadas, de baixo para cima, pelos arenitos "R3", "R2" e "R1" da série das areias "R", separadas entre si por camadas de folhelhos. O arenito "R3" é lateralmente contínuo na área tradicional de Barinas, contudo, sem se encontrar saturado de água em quase toda esta zona.

A tendência de decrescimento da granulometria e adelgaçamento na série das areias "R" invertem-se a partir de R1, convertendo-se a seção mais espessa e de granulometria mais grossa para cima, sendo este o critério para separar as areias "R" das "P", sobrejacentes. Interpreta-se esta mudança para arenitos mais grossos e em camadas espessas, como uma mudança de uma sedimentação transgressiva durante a deposição das areias "R" para uma sedimentação de nível alto durante a deposição das areias "P".

A camada de folhelho relativamente espessa que separa as paraseqüências dos arenitos "R" dos "P", se interpreta como a Superfície de Máxima Inundação que marca a máxima transgressão da linha de costa para o sul, sobre o Escudo de Guyana. Ao

finalizar este evento, a linha de costa começou a progradar para o norte. A progradação de clastos marinhos marginais sobre a plataforma resultou em “downlap” de fácies arenosas sobre a Superfície de Máxima Inundação que cobre os arenitos “R”.

Seqüência C:

O limite inferior desta seqüência corresponde a uma discordância do tipo 2 (superfície onde não há nem deposição e nem erosão), que se produziu ao cair o nível eustático no final do Cenomaniano, logo que se depositou o topo dos arenitos “P”, aos quais se atribuem a uma sedimentação de Mar Alto. Posteriormente, o nível do mar começou a subir de novo, produzindo uma transgressão e a deposição de sedimentos marinhos em “onlap” sobre o limite de seqüência. Os primeiros sedimentos sobre este limite de seqüências são areias e folhelhos. À medida que o nível do mar subiu, a costa clástica foi deslocada para o sul, e o influxo de sedimentos clásticos em direção a plataforma foi enormemente reduzido. O resultado foi uma mudança para uma sedimentação carbonática marinha na plataforma, correspondente a unidade “O”. A unidade “O” é formada por várias litologias que incluem areias, folhelhos, calcários, dolomita e traços de anidritas. Os sedimentos transgressivos da unidade “O” depositaram-se em uma série de paraseqüências carbonáticas separadas por camadas de folhelhos arenosos, glauconíticos e fosfáticos. As camadas de folhelho se interpretam como produto de pulsos de quarta ordem no nível relativo do mar, o que levou a uma acumulação relativa de sedimentos siliciclásticos e à não deposição de carbonatos. Após essas pulsações, a produção de carbonatos se inicia de novo na plataforma e, desta maneira, outra camada de carbonatos depositou-se. O seguinte pulso elevou rapidamente o nível do mar, formando uma superfície basal transgressiva menor, no topo das capas carbonáticas, depositando folhelhos arenosos e glauconíticos. Este

processo repetiu-se ritmicamente em toda a área da bacia de Barinas, depositando uma série alternada bem definida de capas carbonáticas e lutíticas dentro da unidade "O".

Uma rápida subida do nível do mar ao final do Cenomaniano e início do Turoniano Inferior, inundou a plataforma e interrompeu a produção de carbonatos de maneira permanente. Criou-se, assim, uma superfície de não deposição, forçando as fontes clásticas para o sul. Estabeleceram-se condições de sedimentação muito escassas no topo da plataforma carbonática, desenvolvendo-se uma sessão condensada, formada pelos folhelhos fosfáticos, ricos em matéria orgânica, do Membro La Morita da Formação Navay. A base do membro La Morita se interpreta como uma superfície de Máxima Inundação, correlacionável com a superfície de 91,5 Ma. Os dados bioestratigráficos indicam, na base de La Morita, uma idade Turoniano Inferior, consistente com a deste evento de máxima inundação. O topo da seqüência "C" corresponde à discordância erosional, que está no topo do Membro Quevedo da Formação Navay e sobre a qual se depositou a Formação Burguita.

Seqüência D:

Esta seqüência é composta pela Formação Burguita. O limite superior da seqüência é uma discordância de origem tectônica. A idade deste evento localiza-se entre o Maastrichtiano e o Eoceno Médio, e sua origem poderia estar relacionada a um evento contemporâneo, ocorrido ao sul da Colômbia, produto da colisão ocorrida entre as placas da América do Sul e Nazca no Maastrichtiano, ao lado das costas colombianas.

Seqüência E:

Esta seqüência, que se deposita sobre a discordância que limita as seqüências D e E, começa com a Formação Gobernador de idade Eoceno médio, continua com a sedimentação da Formação Masparrito, e por último com a Formação Paguey, a qual

constitui a seção condensada desta seqüência de tipo transgressiva. O evento que ocasionou a transgressão de Governador sobre a superfície erosional do Eoceno Médio, interpreta-se como a primeira etapa da subsidência da bacia antepaís.

Seqüência F:

Está composta pela parte superior da Formação Paguey e toda a Formação Parángula, que está constituída por sedimentos molássicos que se depositaram em uma bacia antepaís.

4.2 Geologia Estrutural

A Bacia de Barinas-Apure constitui-se por uma depressão de forma alargada e assimétrica, que se estende desde a antefossa andina, ao norte, até as planícies situadas entre os rios Apure e Arauca a sudeste, com orientação aproximada de N40°E, paralela a cordilheira andina venezuelana. A dobra na borda sul da bacia é suave com mergulhos não maiores que 5° (Chacín *et al.*, 2005), como pode ser visto na Figura 5.

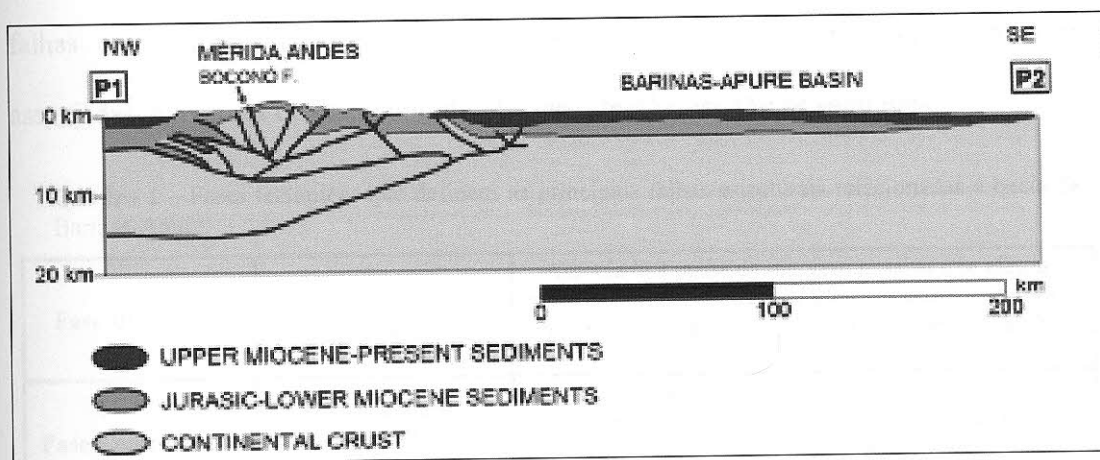


Figura 5: Perfil esquemático NW-SE da região da Bacia de Barinas-Apure, destacando a Cordilheira Andina de Méridas.

Em seu estado atual, a bacia é assimétrica, com um flanco meridional suavemente inclinado a noroeste e um flanco setentrional marcado por afloramentos de rochas pré cretácicas muito deformadas (González de Juana, *et al.*, 1980).

A configuração atual da bacia deve-se principalmente à evolução do Sistema Andino, cujo soerguimento principal começou por volta do final do Mioceno e constitui hoje a separação da bacia de Maracaibo. Sua estrutura é resultado de forças tectônicas que atuaram durante o Mio-Plioceno, sobre falhas estruturais mais antigas (Cretáceo Superior), contemporâneas à orogênese Laramidiana. As fraturas mais antigas têm papel muito importante e decisivo na geologia do petróleo da bacia.

As acumulações de hidrocarbonetos na área são controladas tanto por estruturas extensionais como por compressivas do Cretáceo Superior – Eoceno Médio e Mio-Plio-Pleistoceno. Segundo Figueroa *et al.* (1994), a seqüência cretácica encontra-se presente em toda a área, diminuindo sua espessura a sul e nordeste. A seqüência Eoceno Médio e Eoceno Médio a Superior alcança máxima espessura ao norte e afina por erosão no sul e sudeste, a seqüência Oligo-Mioceno inferior se acunha a nordeste e a seqüência Mioceno Médio Pleistoceno apresenta erosão ao norte.

Também se reconhecem diferentes fases tectônicas que definem as principais falhas estruturais, sendo as mais comuns falhas normais e inversas com dobras associadas, a maioria de baixo ângulo. As fases tectônicas são as seguintes:

Quadro 1 – Fases tectônicas que definem as principais falhas estruturais relacionadas à bacia de Barinas-Apure.

Fase Distensiva	Jurássico - Neo-Cretácico	Associada à etapa de margem passiva que afetou o norte da Venezuela neste período, o estilo estrutural é predominantemente normal com uma orientação NO-SE.
Fase Compressiva	Neo-Cretácico - Paleoceno - Eoceno Inferior	Relacionada à orogênese dos Andes Centrais Colombianos, origina falhas inversas de orientação NO-SE, assim mesmo ocorre a reativação de muitas falhas normais geradas na fase anterior.
Fase Distensiva	Eoceno Inferior a Médio	Afetou as unidades cretácicas e a parte inferior do Eoceno Médio, o falhamento é normal com direção NE-SO.
Fase Compressiva	Eoceno Médio	Associado provavelmente à chegada dos nappes ao norte da Venezuela, origina predominantemente falhas inversas de orientação NO-SE.
Fase Distensiva	Eoceno Médio a Superior	O falhamento originado durante esta fase, tem orientação preferencial NE-SO e afeta as seqüências cretácicas e Eocenas.
Fase Compressiva	Eoceno Superior	Associada provavelmente ao último empurrão dos nappes e ao início do levantamento dos Andes Orientais Colombianos. Origina falhamento inverso com orientação preferencial E-O, NE-SO.
Fase Compressiva	Mioceno médio a Recente	Associada ao soergimento dos Andes e vigente até hoje em dia, gera falhas inversas de direção NE-SO, que cortam toda a seção estratigráfica. Durante essa fase orogênica se reativaram e inverteram estruturas preexistentes e a bacia adquiriu a configuração atual.

Do ponto de vista tectônico, o regime extensional que se desenvolveu no Neo-Cretáceo e Eoceno médio a final repercutiu na formação e evolução de falhas normais

em toda a bacia. Eventos compressivos manifestados na formação de dobras, falhas inversas e, em conseqüência, de altos estruturais, mostram maior intensificação nas deformações presentes ao longo da seqüência cretácica.

Em geral, pode-se observar na área sistemas de falhas em duas direções principais Sudeste e no sentido Nordeste que marcaram o desenvolvimento das principais falhas em subsolo. Nesse sistema, a maioria das falhas orientadas no sentido Nordeste forma um padrão de falhas normais que revelam o caráter distensivo na área, manifestado provavelmente durante o Eoceno médio a final, e o comportamento das falhas orientadas no sentido Sudeste refletem um período compressional associado à orogênese andina que da origem a formação de estruturas dobradas e sistemas de falhas inversas observadas ao longo da seqüência Figueroa L., (1994).

Ramirez A., (2004), determinou que as falhas estruturais mais ressaltantes nos campos Hato Viejo y Sinco são: O alto onde se encontra o poço SIN-77, o qual pode ser descrito como um anticlinal assimétrico, e se encontra delimitado a leste pela falha inversa do SIN-27 e a oeste pela falha do SIN-4. Em uma seção realizada ao longo do campo de Sinco, com direção preferencial SE/NW, observa-se a presença de um conjunto de falhas principais, em sua maioria normais, seu salto vertical tem papel importante na delimitação dos diferentes depósitos. A falha de SIN-1 constitui um sistema de falhas paralelas cuja componente transcorrente torna difícil a definição de sua componente vertical. Esta falha passa de normal a inversa ao longo de seu traço. A falha de SIN-61 é uma falha inversa que mergulha para norte que finaliza até o sul mudando seu sentido normal.

Ao sul do campo de Sinco encontra-se um gráben ou fossa tectônica de pouca extensão, o qual possivelmente foi originado durante uma das fases distensivas do Eoceno, que está representado por um falhamento normal com direção preferencial NE-

SO, afetando as seqüências cretácicas e terciárias (Figuroa *et al.*, (1994) *apud* Ramirez (2004)). Sua formação poderia estar ligada a uma compensação dos esforços que originaram o alto do SIN-77. Na área onde se situa o poço SIN-59 encontra-se umas das estruturas mais importantes desses campos, conhecida como o alto de SIN-59.

Arco do P.
do CAM
clássico do
diversifica
flexural da
de montu.



4.3 Geologia Histórica

A bacia sedimentar Barinas-Apure localiza-se a oeste da Venezuela e a sudeste da Cordilheira Andina de Mérida (CAM), cadeia esta que se formou da convergência do Arco do Panamá com o oeste da América do Sul no final do Mioceno, o soerguimento de CAM constitui a mais provável causa da subsidência da bacia. É um exemplo clássico de uma complexa bacia formada num ambiente de atividade tectônica intensa e diversificada. Ainda não há estudos quantitativos estabelecendo a relação entre a rigidez flexural da placa Sul Americana durante a existência da bacia e a morfologia da cadeia de montanhas.

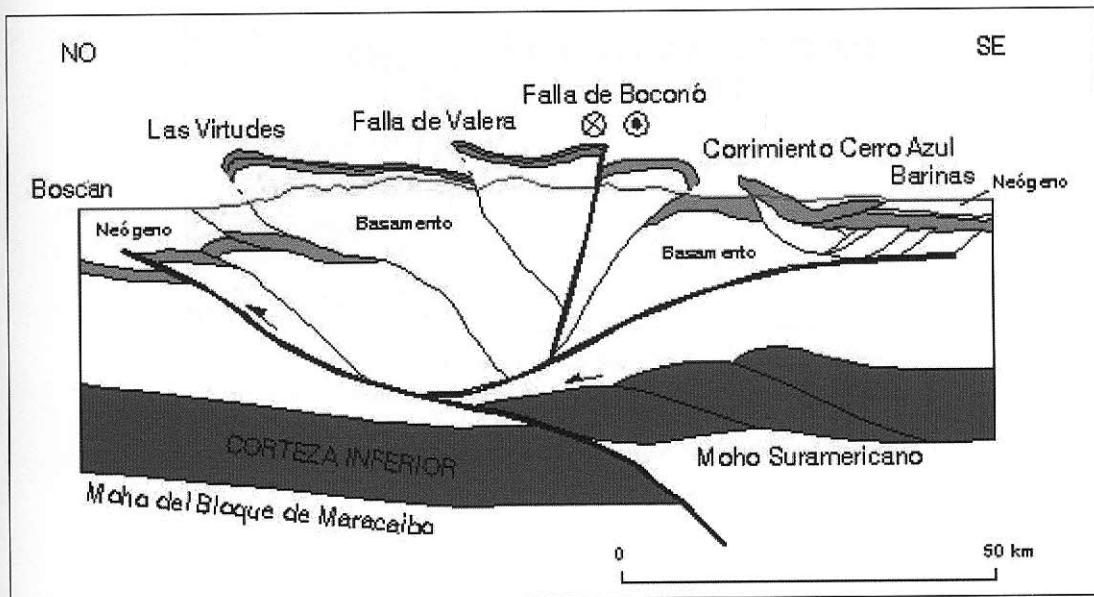


Figura 6: Sistema de falhas da cordilheira.

4.3.1 MODELO TECTÔNICO

Atualmente, o mosaico tectônico do noroeste da América do Sul é composto por três placas litosféricas principais: as placas do Pacífico (Nazca) e Caribenha e a da América do Sul margeada nessa região pelo Arco Continental da Guiana incluindo o Bloco Andino do Norte, como mostra a Figura 7 abaixo.

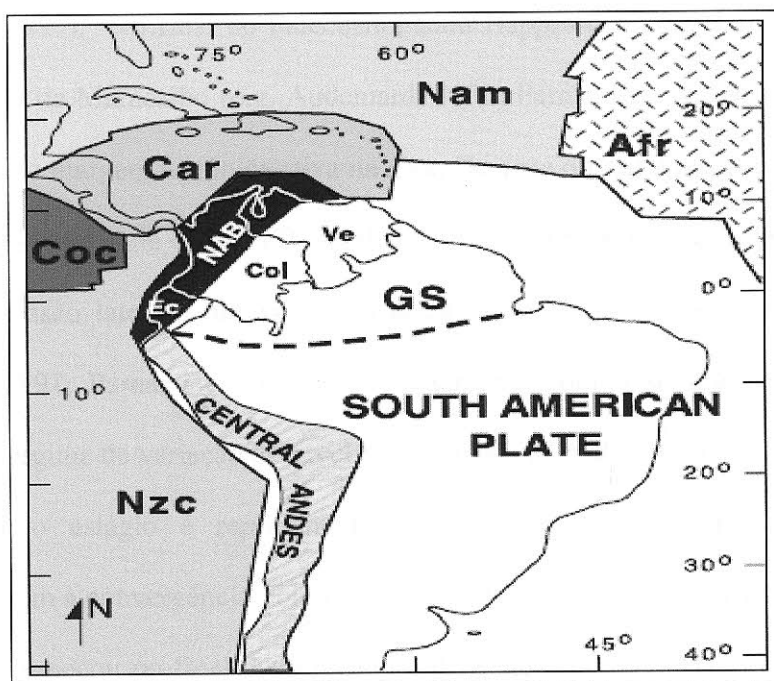


Figura 7: Tectônica da América do Sul, NAB = Bloco Andino do Norte, Car = Placa Caribenha, Nzc = Placa do Pacífico, Nam = Placa Norte Americana, Afr = Placa Africana, Gs = Arco da Guiana, Ec, Col, Ve = limites geográficos do Equador, Colômbia e Venezuela respectivamente.

A evolução tectônica da bacia Barinas-Apure pode ser reduzida a três estágios principais. O primeiro estágio foi a fase extensional da bacia, ocorrida no Jurássico devido ao rifteamento da Pangea. Foram então gerados meio grábens orientados a sudeste, os quais se tornaram horsts na fase compressional durante o soergimento da Cordilheira Andina de Méridas (e.g Audemard, 1991; Audemard e Audemard, 2002).

O segundo estágio durou até o início do Mioceno, correspondeu a uma fase de pré-deformação andina, dominada por sedimentação pós-rifte e séries de ciclos eustáticos afetados por alguns eventos tectônicos. No início do Cenomaniano, o soerguimento da Cordilheira Central da Colômbia e o começo da subducção (subducção continental-continental) no flanco oeste, criaram a bacia original de antepaís no oeste da Venezuela (WVFB), compreendendo hoje as bacias de Maracaibo e Barinas Apure (Audemard, 1991). No final do Paleoceno, Lara Nappes começou a cavalgar sobre o norte da bacia de Maracaibo (e.g. Audemard, 1991; Parnaud et al., 1995), definindo o começo de uma margem tectônica ativa na área. Durante o final do Eoceno e o início do Oligoceno, a subsidência da WVFB foi afetada por uma reorganização de placas e uma maior compressão lateral oblíqua na borda da placa Caribenha-Sul Americana (e.g. Audemard, 1991; Parnaud et al., 1995), juntamente com o soerguimento local e a mudança no regime de variação do nível do mar (Young et al., 1956).

O último estágio é representado pela deformação e soerguimento andino relacionado com a convergência oblíqua do arco do Panamá com o noroeste da América do Sul, que começou no final do Mioceno e dura até hoje (e.g. Mann e Burke, 1984; Eva et al., 1989; Mann et al., 1990; Audemard e Audemard, 2002). Depois de um pulso orogênico no início do Mioceno, a compressão causou um breve soerguimento na CAM no Plioceno-Quaternário (e.g. Mann et al., 1990; Audemard e Audemard, 2002) resultando na divisão da WVFB em duas bacias: Maracaibo, a noroeste, e Barinas-Apure a sudoeste (e.g. Mann et al., 1990; Audemard, 1991; Audemard e Audemard, 2002).

A neotectônica presente no oeste da Venezuela é complexa devido ao grande número de interações entre blocos adjacentes e crosta, além do fato de a localização exata da borda da placa Caribenha-Sul Americana ser controversa devido a essa

complexidade tectônica. Por hora, existem dois modelos vertentes para sua localização. De acordo com Audemard e Audemard (2002), a borda tem 600 Km e está localizada entre a falha NE-SW de Boconó e a falha E-W de Oca-Ancón e é composta de um número de blocos independentes da placa contígua. Já a interpretação de Van der Hilst e Mann (1994), baseada em tomografia sísmica, prevê que a borda está localizada no Cinturão de Deformação Sul Caribenho (SCDB).

Estudos recentes com o uso de GPS indicam que um drift na direção leste da Placa Caribenha que se afasta da Placa Sul Americana a uma taxa de $2,05 \pm 0,2$ cm/ano (Pérez et al., 2001). Apesar de muitos autores concordarem que a principal borda entre as duas placas é uma falha right-lateral strike-slip (RLSS) (e.g. Bell, 1972; Pindell e Dewey, 1982; Sykes et al., 1982; Freymueller et al., 1993; Kellog and Veja, 1995), o movimento relativo das placas se torna mais complexo próximo ao oeste da Venezuela, devido a processos de subducção (Van der Hilst and Mann, 1994; Malavé and Suárez, 1995; Pérez et al., 1997; Taboada et al., 2000; Audemard and Audemard, 2002). De fato, estudos sismológicos descrevem um soerguimento de strike NE de uma porção da litosfera caribenha, sofrendo subducção ao norte da Colômbia e NW da Venezuela, a uma profundidade de aproximadamente 150 Km (Malavé and Suárez, 1995; Pérez et al., 1997). Adicionalmente outra elevação de strike E-W está sofrendo subducção abaixo dos blocos de Maracaibo e Bonaire na região do SCDB (e.g. Taboada et al., 2000; Audemard and Audemard, 2002).

Neste modelo tectônico regional, o acomodamento de CAM devido ao esforço compressional dominante dado pelo encurtamento NW-SE e pelo movimento RLSS ao longo da falha de Boconó (e.g. Giegengack, 1984; Pérez et al., 2001; Audemard and Audemard, 2002), que se distribui sobre 500 Km ao longo do eixo longitudinal de CAM para se juntar ao strike E-W da falha de San Sebastian-El Pilar.

4.4 Geologia do Petróleo

4.4.1 SISTEMA PETROLÍFERO

Na superfície de 95 mil km² da bacia de Barinas-Apure existem 433 poços ativos, com uma capacidade de produção de 145 milhões de barris de óleo por dia. Em 2000 a produção foi de 40,6 milhões de barris por dia, isso representa 3,5% do total venezuelano. No campo de Guafita, o primeiro poço descoberto foi perfurado em fevereiro e março de 1984, pela Corpoven S.A. (Chigne et al. 1999).

As duas áreas petrolíferas da bacia encontram-se na sub-bacia Barinas, localizada no sudoeste da Venezuela. No Estado de Barinas, ao sul da cidade de Barinas, a produção de óleo é concentrada numa área de aproximadamente 314 km², que incluem os campos de Caipe, Estero, Hato, Maporal, Palmita, Silvan, Mingo, Paez, Silvestre e Sinco. Na área de Apure, na divisa com a Colômbia temos os campos de La Victoria e Guafita (López et al., 1998).

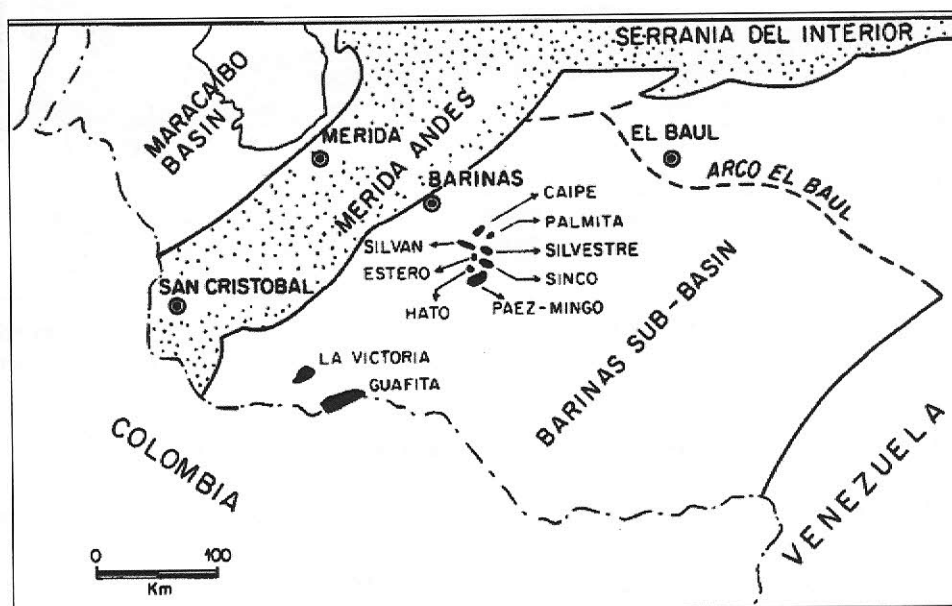


Figura 8: Localização da área de estudos – Sub-bacia Barinas. AS.

A rocha geradora por excelência é a Formação Navay, de idade Neo Cretácea, cuja fácies são equivalentes, lateralmente, às da Formação La Luna. Há ainda rochas geradoras de importância secundária no Grupo Orocué (Formação Los Cuervos), que está sozinha em deposições mais profundas, associado com acumulações de grandes espessuras devido ao soerguimento andino.

Os principais reservatórios clásticos (terrígenos) são compostos pelas formações Escandalosa e Burgüita (Cretáceo), Grupo Orocué (Paleoceno), Mirador e Membro Arauc da Formação Guafita (Eoceno-Oligoceno). Os reservatórios carbonáticos mais relevantes são calcários, com porosidades secundárias do Membro Guaicán da Formação Escandalosa. As rochas selantes de escala regional são os intervalos de folhelhos das formações Burgüita (Cretáceo Superior), Pagüey (Eoceno), e o Membro Guardulio da Formação Guafita (Figura 9).

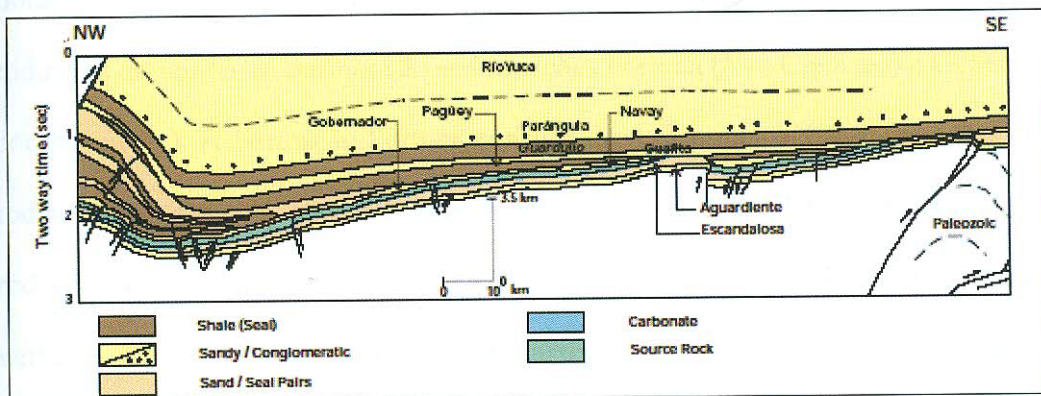


Figura 9: Seção transversal de NW-SE da bacia Barinas-Apure (Parnaud et al., 1995 apud Well Evaluation Conference, 1997).

Existem dois modelos para geração, migração e trapeamento na bacia Barinas-Apure, nos quais, o primeiro relaciona-se com o sistema La Luna – Burgüita. Devido à geração de petróleo na Bacia de Maracaibo e a sua migração sul-sudeste. Os selos para este caso constituem de unidades cretáceas: o superior por folhelho basal da Formação Burgüita, o inferior por folhelho do Membro La Morita (Formação Navay). Os

reservatórios são constituídos também por unidades cretácicas, como as formações Aguardiente e Escandalosa e as areias basais da Formação Burguita.

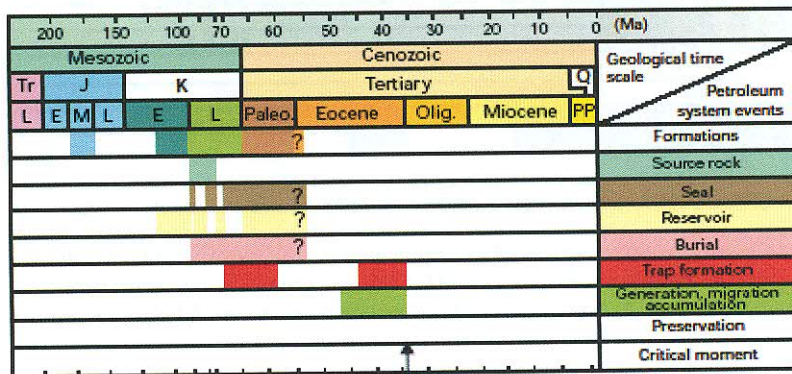


Figura 10: Mapa de eventos do sistema petrolífero La Luna-Burguita (!), durante o término do posicionamento da Cordilheira de Mérida (Well Evaluation Conference, 1997).

Já o segundo modelo se relaciona com a deposição do flanco sul andino. No estado de Barinas as falhas são estruturais (anticlinais e homoclinais) limitadas pela falha normal. As principais falhas que se tornam trapas são: Paez, Paguey e Silvestre (González de Juana et al. 1980, *apud* López et al. 1998). Os principais reservatórios produtores na sub-bacia Barinas são as formações Fortuna (Neo Cretáceo) e Gobernador (Eoceno médio). A Formação Fortuna consiste de dois principais arenitos e é o maior produtor prolífero. Na área Silvestre-Sinco, norte da falha Paez, os intervalos de produção são associados com a Formação Fortuna. Já considerando o sul da falha, os intervalos de produção são comumente associados com a Formação Gobernador (Villamil, T., 2003).

Na área de Apure, os intervalos de produção nos campos de La Victoria e Guafita estão associados com a Formação Guafita, na qual consistem dos membros Arauca e Guardulio.

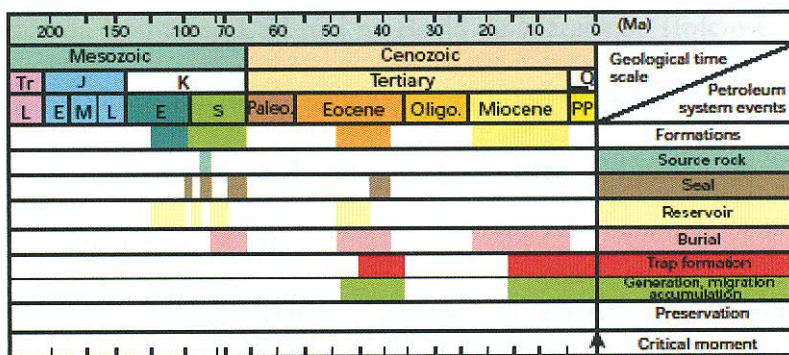


Figura 11: Mapa de eventos do sistema petrolífero Navay-Governador (!), no norte do Arco Mérida, durante o soerguimento Andino (Well Evaluation Conference, 1997).

Estudos de vários poços na bacia indicam que as formações La Morita e Quevedo (Cenomaniano e Santoniano), e certamente áreas da Formação Escandalosa contém intervalos de folhelhos com tipo II de querogênio (Chigne, 1985). Folhelhos na Formação Guafita contém matéria orgânica predominantemente continental com alguma quantidade de material amorfo marinho (Ortega et al. 1987, *apud* Chigne et al., 2001). O Membro Arauca da Formação Guafita tem relativamente baixo o valor de Carbono Orgânico Total (COT=0,1%), enquanto que o intervalo superior do Membro Guardulio contém COT no intervalo de 0,1 até 5,5% (Ortega et al. 1987, *apud* Chigne et al., 2001). Essa zona superior também tem alta abundância de matéria orgânica marinha.

Os óleos do campo de Guafita são caracterizados como sendo uma mistura de origens marinha e terrestre, com uma predominância de matéria orgânica marinha em litofácies siliciclásticas (Labrador et al. 1995, *apud* Lopez et al., 1998). Tocco et al. 1996, *apud* Lopez et al., 1998 usaram modelagem geoquímica para identificar três rochas geradoras, classificados por importância: (1) Seqüência do Cretáceo, representada pelas Formações La Luna, Capacho e Navay; (2) Seqüência do Oligoceno, representada pela Formação Carbonera e (3) Seqüência do Paleoceno, representada pelos folhelhos carbonáticos e carvões do Grupo Orocué e Formação Marcelina. Tocco et al. 1997, *apud* Lopez et al. 1998 definiram períodos de maturação e migração de

hidrocarbonetos da Formação La Luna na Bacia de Maracaibo (Início Eoceno – Meio Eoceno; Final Eoceno – Início Mioceno e Início Mioceno – Holoceno), e um período principal do Grupo Orocué e Formação Carbonera (Mioceno médio até Plio-Pleistoceno) (Callejón et al. 2003).

Os óleos da sub-bacia Barinas podem ser classificados como parafínicos-naftênicos (campos de La Victoria e Guafita) até aromáticos-naftênicos (campos de Caipe, Silvestre, Sinco, Silvan e Palmita). A variação do grau API de 12⁰ para óleos no qual passam por alterações no reservatório (e.g. Silvestre e Sinco) até 32⁰ para crus sem alterações. A quantidade de enxofre no óleo varia de 0,4 até 2,2% e é inversamente proporcional ao grau do óleo. Os óleos de La Victoria e Guafita têm as menores concentrações de enxofre (0,4 até 0,6%), nos campos restantes tem concentração entre 0,6 e 2,2%. Essa variação pode ser relacionada pela alteração de processos como biodegradação (Sinco) e *water-washing* (Silvestre). Algumas variações na concentração de enxofre, de diferentes campos, podem ser relacionadas com variações sistemáticas e geográficas nas litofácies da rocha geradora.

O óleo da sub-bacia Barinas é típico de derivados da mistura de matéria orgânica marinha e terrestre. Mas, baseado nos valores de $\delta^{13}\text{C}$, temos que o óleo da sub-bacia tem predominância de fonte marinha.

O estudo da litologia foi baseado em dois tipos de concentração. A primeira é a concentração de enxofre, onde campos como Caipe, Silvestre, Sinco, Silvan e Palmita que apresentam concentrações > 0,6% apresentam litofácies ricas em carbonatos. Já o segundo tipo de concentração é a taxa saturado/aromático, que nos campos de La Victoria e Guafita apresenta valores >1,5, indicando assim uma formação siliciclástica.

5 PERFILAGEM GEOFÍSICA DE POÇOS

5.1 Utilização da perfilagem

Pode-se definir a perfilagem geofísica de poços como um registro contínuo das propriedades físicas e químicas das rochas e fluidos nelas contidos ao longo do poço, mediante o uso de equipamentos especiais.

Ao se efetuar uma perfilagem, os resultados obtidos podem ser de ordem qualitativa e/ou quantitativa, podendo-se utilizar as propriedades físicas e químicas das rochas para diversos objetivos, tanto para a caracterização das rochas quanto para a quantificação de alguma propriedade de interesse.

- Qualitativos: definição estratigráfica, identificação de litologia, correlação geológica, identificação de fluido, identificação de fraturas, qualidade do reservatório;
- Quantitativos: resistividade, porosidade, radioatividade, permeabilidade, saturação de hidrocarbonetos.

A perfilagem geofísica de poços tornou-se uma operação padrão na exploração de petróleo. Nesse caso, os principais objetivos são a identificação de formações geológicas e de fluidos, correlação entre poços, e quantificação da capacidade de produção de um reservatório (Telford et al., 1990).

Com exceção ao perfil de raios gama natural, o qual também é utilizado na exploração de urânio, a perfilagem de poços ainda não é comumente utilizada na prospecção de minerais metálicos.

Os métodos de perfilagem incluem métodos mecânicos, métodos elétricos ativos e passivos (potencial espontâneo, resistividade, indução, polarização induzida), vários

métodos nucleares (raios gama natural e induzida), perfil acústico, e medidas de propriedades magnéticas e térmicas.

5.2 Aspectos Gerais da perfilagem

Os poços são geralmente perfurados com um fluido de circulação (lama de perfuração) que desce através dos tubos de perfuração e volta à superfície através da região anular entre os tubos e a rocha que constitui a parede do poço. Podem ser utilizados como meio de circulação lama com base água doce, lama com base água salgada, lama com base óleo, ou ar. Dentre as principais finalidades do fluido de perfuração, pode-se citar:

- Lubrificar e resfriar a broca, prolongando sua vida útil;
- Transportar para a superfície os fragmentos de rocha, permitindo a coleta de amostras;
- Manter uma pressão hidrostática para evitar que os fluidos da formação sejam produzidos sem controle do reservatório para o poço;
- Sustentar as paredes do poço, evitando desabamento.

A pressão dos fluidos contidos nos poros das rochas (fluido intersticial) deve estar em balanço com o fluido de perfuração. Se a pressão do poço for menor, o fluido intersticial da formação tenderá a migrar para dentro do poço.

Assim, sólidos são adicionados a lama para fazer a pressão da coluna de fluido ser aproximadamente igual a pressão do fluido de formação. A densidade da lama varia entre 1,1 e 2,0 g/cm³. O balanço exato é raramente alcançado, e a tendência da lama é estar sempre sobre grande pressão. A consequência disso é a entrada do fluido de perfuração (filtrado) nos poros da formação, num processo chamado invasão. No

processo de invasão os sólidos da lama se agregam nas paredes do poço, formando o reboco cuja porção fluida (filtrado) entra nos poros da formação intersticial. O reboco rapidamente torna-se espesso (aprox. 2 a 3 cm) o que acaba por prevenir nova entrada de fluido de perfuração na formação. A Figura 12 abaixo mostra o efeito da invasão da lama em função do tipo de litologia.

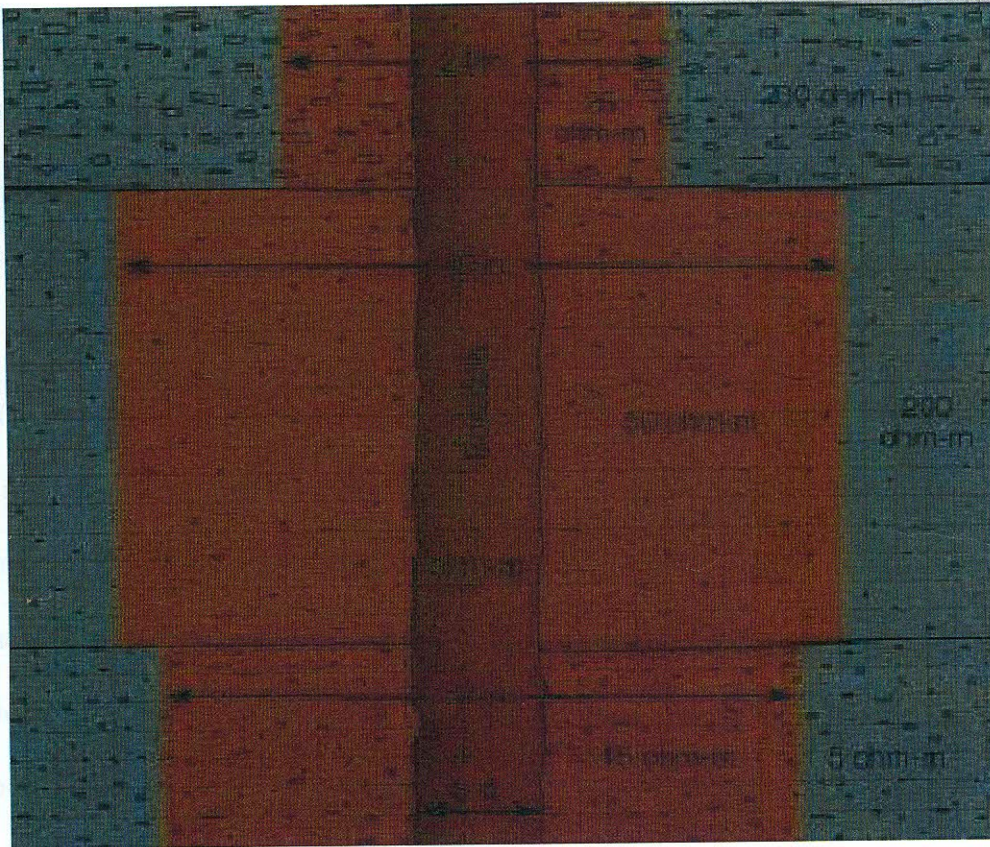


Figura 12: Efeito da invasão do filtrado, dependendo da litologia da formação. A medida de resistividade é influenciada pela invasão do filtrado, podendo aumentar ou reduzir seu valor em relação a rocha limpa. Nota-se que as duas primeiras camadas tinham mesma resistividade, porém essa foi afetada em função da extensão da invasão, que por sua vez é função da permeabilidade da rocha.

O poço é primariamente revestido por tubos de aço (revestimento) em vários momentos durante a perfuração para obter proteção permanente contra o colapso da parede poço, perda de fluido de perfuração ou entrada de fluido de formação no poço. Este procedimento é necessário, pois diferentes formações têm diferentes pressões de fluido intersticial relativamente à pressão do fluido de perfuração, portanto, a densidade do fluido de perfuração não pode ser ajustada para cada uma delas.

A perfilagem a poço aberto é realizada, naturalmente, antes do revestimento do poço. Conseqüentemente a maioria das perfilagens totais do poço consiste em duas ou três perfilagens parciais, corridas em diferentes intervalos do poço. Alguns perfis são efetuados com o poço já revestido, como por exemplo o perfil de raios gama.

O cabo usado para descer a sonda no poço contém na maioria das vezes sete condutores que são revestidos por um malha de aço para prevenir a abrasão. A ferramenta de perfilagem (a parte que contém os sensores é chamada de *sonda*) é descida até o fundo do poço e a perfilagem é feita enquanto a sonda é puxada para cima. As profundidades são determinadas com melhor precisão com a ferramenta saindo do poço do que descendo o mesmo, pois a sonda pode não atravessar a lama de perfuração a uma velocidade constante.

O diâmetro do poço é normalmente de 6" a 10" (15 a 25 cm.) , e em algumas vezes mais do que 16" (40 cm) na exploração de petróleo. Muitas vezes o poço não é uniforme (Figura 13a) tanto ao longo do seu eixo, quanto em sua seção horizontal, tendendo a ser oval (Figura 13b). Algumas formações, especialmente folhelhos, absorvem água do poço, expandem, e se desagregam desabando esta porção do poço, o que pode ser chamado de arrombamento. Freqüentemente a sonda vai de encontro a um dos lados do poço, porém algumas perfilagens utilizam um braço para pressionar a sonda de encontro a parede do poço, e outras utilizam o centralizador para manter a sonda no meio do poço. Sondas devem ser construídas para suportar elevados valores de pressão (1000 até 1500 atm ou 100 a 150 MPa) e temperaturas (100 a 250°C) que são encontradas dentro do poço.

As profundidades da sonda são determinadas por um hodômetro, contando as voltas de uma roldana por onde o cabo passa. As profundidades são geralmente conferidas com o transmissor kelly (KB ou encaixe da haste quadrada) no nível das

brocas. Associado a isso, marcações magnéticas localizadas a cada 100 pés (30 m) ao longo do cabo são utilizadas para checar as leituras feitas pelo hodômetro.

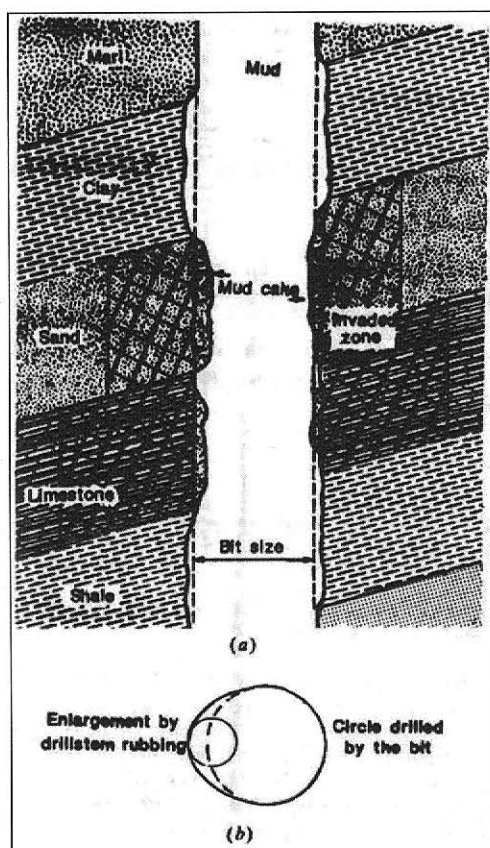


Figura 13: Geometria do poço. (a) Seção vertical conceitual de um poço mostrando desmoronamento e reboco em formações permeáveis (de Tittman, 1986 apud Telford et al., 1990). (b) Forma oval da seção transversal de um poço, mostrando a localização mais provável de uma sonda equipada com um centralizador.

A profundidade da perfilagem é comparada com a profundidade obtida pela perfuração. Ocasionalmente durante a perfilagem, a sonda pode ficar presa temporariamente e depois soltar-se, produzindo um movimento “ioiô”, mas geralmente vários sensores são utilizados para registrar dados em cada tipo de perfilagem e a medição de raios γ é feita em todos os perfis para correlacionar as profundidades medidas as velocidades diferentes. Os intervalos perfilados são comumente perfilados novamente em uma nova corrida para checagem. O *memorizador* situado na cabine de

registro corrige as diferenças de profundidade entre os sensores localizados em posições diferentes das sondas (que tem em torno de 30 metros de comprimento), e a temperatura do fundo do poço é obtida por um termômetro acoplado a sonda. (Telford et al., 1990)

5.3 Medições das Propriedades das Rochas

Uma rocha sedimentar pode ser dividida em duas partes:

- Matriz: toda parte sólida da rocha, independente de sua origem terrígena ou carbonática, diagenética ou não;

- Poros: tudo aquilo que é vazio na rocha e que pode ser preenchido por fluidos, tanto de origem primária, adquirida durante a deposição, quanto secundária ou subsequente, como fraturas e dissoluções de parte da matriz.

O objetivo da perfilagem de poço é medir *in situ* as propriedades de rochas não perturbadas e dos fluidos que elas contém. Contudo, o ato de perfurar um poço perturba as rochas. Estimativas deste processo de interferência é essencial para a interpretação de dados de perfilagem porque a região rochosa que externa o melhor efeito nas leituras de perfilagem é a porção mais próxima da sonda, portanto a porção mais alterada pelo processo de perfuração.

A contribuição relativa de formações a diferentes distâncias dos instrumentos de medição varia de acordo com as configurações diferentes dos sensores (Figura 14). A profundidade de penetração efetiva (investigação), um termo qualitativo, é a distância medida a partir da parede do poço que contém o material cujas propriedades dominam as medidas (Roy e Dhar, 1791; Moran, 1972 *apude* Telford *et al.*, 1990). A penetração profunda implica que a contribuição principal vem das formações que não foram perturbadas pela invasão. Num outro extremo, penetrações muito rasas implicam que

propriedades do reboco ou da lama de perfuração dominam as medidas. A penetração intermediária implica em domínio da área invadida pelo filtrado nos poros das formações. A perfilagem elétrica pode ser corrida utilizando-se diferentes arranjos de eletrodos, obtendo-se diferentes resultados, pois a lama e o filtrado são geralmente mais resistivos que a formação, cuja água tem, normalmente, alta salinidade e condutividade.

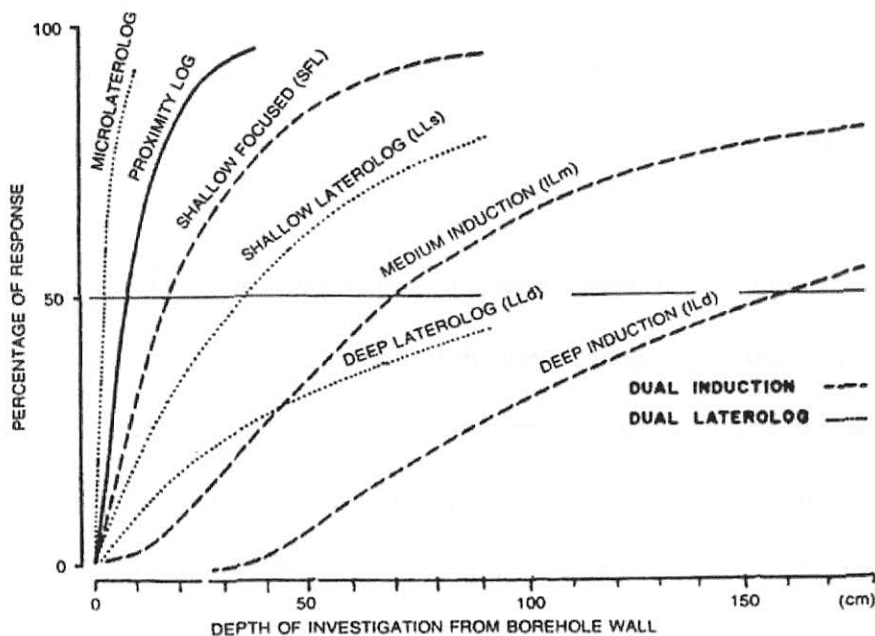


Figura 14: Porcentagem de resposta atribuída a rochas medidas por ferramentas que investigam diferentes distâncias do poço. (Telford et al., 1990)

A perfilagem de poço para petróleo tem geralmente o objetivo primário de identificar potenciais rochas reservatório, determinando sua porosidade e permeabilidade, assim como a natureza e as proporções dos fluidos presentes.

A porosidade é a relação entre o volume total de rocha e o volume total de poros (espaços vazios). Rochas reservatório geralmente têm entre 10 a 30% de porosidade sendo que rochas com uma porosidade menor também podem servir de reservatório para os hidrocarbonetos, principalmente gás. O produto da porosidade com a espessura do reservatório e a saturação do hidrocarboneto, resulta no volume dos fluidos que o reservatório contém. A porosidade pode ser determinada pelos perfis de velocidade

acústica (sônico), densidade, e perfil neutrão. Cada uma pode sofrer distorções e, por isso, os resultados podem ser melhores ao utilizar uma combinação desses métodos, do que ao utilizá-los individualmente.

Na maioria dos reservatórios, os hidrocarbonetos preenchem uma parte do espaço dos poros, essa fração é a saturação de hidrocarboneto. Onde a água é o outro fluido presente (situação mais comum), a saturação da água somada à saturação do hidrocarboneto é igual a 1. A saturação da água é calculada a partir das equações de Archie e valores de porosidade.

Além da porosidade, uma propriedade igualmente importante é o grau em que os poros estão interconectados, isto é, a permeabilidade. A permeabilidade é geralmente medida em darcys. Darcy é a permeabilidade que permite a vazão de um milímetro por segundo de um fluido de um centipoise (medida de viscosidade) por um centímetro quadrado sob um gradiente de pressão de uma atmosfera por centímetro. Reservatórios comerciais geralmente tem permeabilidades variando entre um darcy a poucos milidarcys. A permeabilidade pode ser estimada a partir de perfis utilizando-se regras, porém somente com alguma acurácia. A curva SP (potencial espontâneo) é habitualmente um indicador razoavelmente bom da permeabilidade.

A identificação e correlação de formações entre poços é, muitas vezes, tão importante quanto a determinação de porosidade e estimativa de permeabilidade. Casos particulares de formações podem produzir padrões distintos, sendo possível correlacionar não somente os maiores contatos litológicos, mas também muitas variáveis dentro da formação em si. Falhas e inconformidades muitas vezes, são localizadas precisamente, apontando uma seção que falta (ou seção repetida no caso de falhas inversas) em um poço comparado com outros próximos. Detalhes estratigráficos podem, muitas vezes, ser utilizados em conjunto com os padrões de perfilagem. Quanto

mais perfilagens de poços diferentes numa determinada área forem feitas, mais informações e detalhes podem ser extraídos.

5.4 Principais Tipos de Perfis

- Indução e Laterolog: Medem a resistividade das rochas. Essa informação é útil para se calcular a salinidade da água da formação e a quantidade de água e hidrocarbonetos. Também se utiliza esse perfil para a correlação geológica.

- Densidade: Mede a densidade total da rocha, permitindo calcular a porosidade.

- Neutrão: Mede diretamente a porosidade da rocha.

- Sônico: Mede o tempo de trânsito da onda sonora na rocha, permitindo calcular sua porosidade e as velocidades sísmicas, fornecendo ainda a integração da profundidade com o tempo de registro sísmico.

- Raios Gama: Mede a radiação natural gama das rochas, permitindo estimar sua argilosidade.

- Imagens: Medem a resistividade ou o tempo de transito da onda sonora em alta resolução, o que pode ser expresso da forma de imagem que reproduz o aspecto da rocha. Podem ser vistas estruturas sedimentares, fraturas, a atitude de camadas, etc.

- Cáliper: fornece o registro contínuo do diâmetro do poço em polegadas, possibilitando, por exemplo, a identificação de zonas com desabamento e com formação de reboco.

- Ressonância Magnética (CMR): fornece valores de porosidade efetiva independentes da litologia e informações sobre a qualidade da rocha reservatório (Kleinberg and Vinegar, 1996).

5.5 Métodos de Resistividade

As propriedades físicas de rochas e minerais medidas em perfilagem elétrica de poço são principalmente eletroresistividade e potencial espontâneo (SP). O efeito de polarização induzida ainda não é utilizado de forma rotineira em perfilagens aplicada à procura de petróleo.

Em perfilagens utilizadas para exploração de petróleo, várias medições são gravadas na mesma corrida. As medidas de resistividade e SP são geralmente registradas como curvas adjacentes. Como a maioria das medidas elétricas podem ser feitas somente onde o poço não foi revestido, as medidas são comumente efetuadas em corridas diferentes, portanto em momentos diferentes. Também devido ao objetivo primário da perfilagem, geralmente, ser avaliar o potencial produtivo de reservatórios, a perfilagem é muitas vezes efetuada logo após este ser perfurado, antes mesmo de se perfurar mais. De outro modo, a areia pode mudar as características da medição como resultado de ter mantido aberto para o fluido de perfuração, tendo como consequência a invasão do filtrado.

Três equações usadas na área de petróleo relatam a resistividade das rochas e dos fluidos intersticiais, porosidade, e a quantidade de água contida nos poros. Estas são as modificadas da formula empírica de Archie (1942). O primeiro expressa a resistividade total de um a rocha saturada de água, R_0 , e a resistividade de água contida nos seus poros, R_w , tendo assim o *fator de formação de resistividade* F:

$$F = R_0 / R_w \quad (\text{Eq. 1})$$

Valores de R_0 podem ser determinados a partir de medições de resistividade. E os valores de R_w , em experiências anteriores na área, amostras de formação de água,

medições SP, ou medições de resistividade correlacionadas. (Schlumberger, 1987, pp. 28-31).

Archie mostrou que o fator de formação é uma função da porosidade e, num grau inferior, da permeabilidade da amostra. Sua segunda relação é:

$$F = 1 / \phi^m \quad (\text{Eq. 2})$$

Onde ϕ é a porosidade do material e m é o fator de cimentação cujo valor está entre 1.3 e 2.5.

Se os poros da rocha não estão completamente cheios de água, mas contém, porém, gás ou óleo também, a resistividade efetiva será maior do que R_0 . A terceira equação empírica de Archie é sobre a saturação parcial de água da rocha. Se S_w é a fração do volume do poro, preenchido com água,:

$$S_w = (R_0 / R_t)^{1/n} \quad (\text{Eq. 3})$$

onde R_t é a resistividade real da amostra, provinda de aplicação de correções para ferramentas de perfilagem, diâmetro do poço, resistividade da lama e outros, para medir a resistividade (ou aparente) R_a , e n é o expoente de saturação que varia entre 1.5 e 3.0. Este é geralmente assumido como 2 onde não há evidências do contrário. A presença de argila ou pirita exige modificações consideráveis da fórmula.

5.5.1 PERFIL DE RESISTIVIDADE

Os métodos básicos de perfis de resistividade são similares aos usados em prospecção de resistividade em superfície. Uma corrente alternada de baixa frequência é aplicada entre eletrodos de corrente e o potencial é medido entre dois ou mais eletrodos de potencial. O registro é feito pela plotagem da variação do potencial (ou da resistividade aparente) pela profundidade.

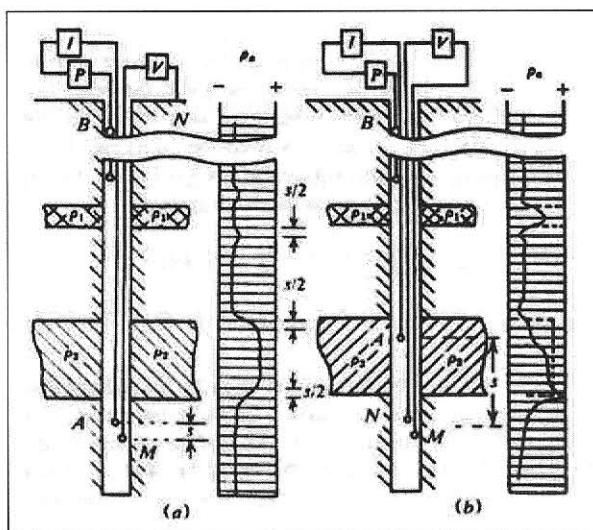


Figura 15: Configuração dos eletrodos e curvas. (a) Arranjo normal com dois eletrodos. (b) Arranjo lateral com três eletrodos. (Telford et al., 1990)

A Figura 15 mostra uma configuração de eletrodo *normal*. Um eletrodo de corrente (A) e um eletrodo de potencial (M) na sonda de perfilagem estão espaçados na vertical [16 polegadas (0,4m) de espaçamento para curto e 64 polegadas (1,6m) para longa] e os outros dois eletrodos (B, N) são fixados próximos ao topo do poço ou a uma distância significativa do mesmo. Assim, a resistividade aparente R_a pode ser calculada, sem considerar a anisotropia, por:

$$R_a = (4\pi\Delta V / I)(1/AM - 1/BM - 1/AN + 1/BN)^{-1} \quad (\text{Eq. 4})$$

Devido à distância AM ser muito menor do que qualquer uma das outras três dimensões, essa equação torna-se:

$$R_a \approx (4\pi\Delta V / I)(AM) \quad (\text{Eq. 5})$$

A resistividade aparente medida, depende principalmente das resistividades das camadas nas proximidades de A e M. As medidas podem ser afetadas pela lama no poço e pela invasão de fluido de perfuração nas formações.

O perfil de resistividade da Figura 15 é simétrico em relação às camadas onde as resistividades diferem daquelas acima e abaixo. As interfaces são marcadas bruscamente (mas não necessariamente em suas posições reais), particularmente na curva de medida curta. Camadas de alta resistividade aparecem mais delgadas do que suas reais espessuras assim como camadas condutivas aparecem mais espessas. A profundidade efetiva de medida é equivalente a duas vezes o espaçamento do eletrodo e varia inversamente ao diâmetro do poço.

A definição e forma dos perfis decrescem com o aumento do diâmetro do poço e com a diminuição da resistividade da lama. Os efeitos de camadas adjacentes e da zona de invasão do filtrado também são significativos e devem ser levados em consideração.

O espalhamento da medida curta é algumas vezes apropriado para medidas da resistividade dos poros da zona lavada pelo filtrado e, portanto para determinar a porosidade da formação. Isso é mais usado para correlação geológica entre poços, pois as interfaces entre as camadas são normalmente bem definidas. A medida longa mede uma resistividade intermediária, a qual em teoria, ao menos permite o cálculo da resistividade da zona invadida R_i e estimar a resistividade verdadeira da formação R_t .

5.5.2 ARRANJO LATERAL

A sonda de três eletrodos é capaz de efetuar medidas laterais de resistividade, como ilustrado na Figura 15b. Os eletrodos de potencial são geralmente separados por 81cm (32 polegadas) do seu centro 5.7m (18 pés e 8 polegadas) do eletrodo de corrente próximo. Essa distância é chamada de espaçamento. Eles medem resistividade ρ_a através de:

$$\rho_a = (4\pi\Delta V / I)(AM)(AN)/(MN) \quad (\text{Eq. 6})$$

onde (Pa), (AN) e (MN) são as distâncias entre os respectivos eletrodos.

A característica mais marcante das curvas laterais é sua assimetria. Na Figura 15b isso é particularmente aparente nos limites inferiores e superiores da camada delgada. Se os eletrodos de potencial e de corrente forem trocados, a assimetria será reversa. Curvas laterais são distorcidas pelos efeitos do poço similares aos descritos anteriormente assim como pela geometria do eletrodo. A profundidade de investigação é grande e na maioria das vezes é tido como aproximadamente o mesmo valor do espaçamento. Para camadas homogêneas maiores que 12 m, a curva lateral mede a resistividade da formação R_t não afetada pela zona invadida. Uma combinação de perfis laterais e normais de resistividade permite uma determinação apropriada de R_t e R_l , assim como a extensão da invasão.

5.5.3 PERFIL DE INDUÇÃO

Esse tipo de perfil só é efetivo com lama a base óleo, água doce ou com ar como fluido de circulação, pois, por exemplo, quando se perfura seções evaporíticas, é preciso evitar cavernas de dissolução com o uso do fluido de perfuração saturado em sal o que torna o perfil de indução inoperante. Nesse caso ele é substituído pelo perfil lateral.

O método consiste em uma bobina transmissora que gera um campo magnético, induzindo correntes circulares (correntes *eddy*) nas camadas que, por sua vez, geram campos magnéticos induzindo sinais na bobina receptora. Como a intensidade das correntes induzidas na formação é proporcional a sua condutividade, o sinal induzido na bobina receptora também é proporcional a condutividade da formação e, portanto, inversamente proporcional a sua resistividade. Em geral este é o perfil mais confiável para se obter a resistividade da formação R_i .

O perfil de dupla indução (*dual induction log – DIL*) separa respostas que tem pico em diferentes distâncias na formação, um perfil de indução profunda (IDL) a 40 polegadas e perfil de indução intermediária (ILM) a 27 polegadas. A ferramenta de perfil de indução também inclui perfil de foco curto (16 polegadas), medindo assim a resistividade a três distâncias. As três medidas com diferentes profundidades de penetração podem ser interpretadas para indicar a invasão do filtrado, implicando na permeabilidade da rocha.

5.5.4 POLARIZAÇÃO INDUZIDA

IP pode ser medido simultaneamente com a resistividade, tanto no domínio da frequência quanto do tempo, para determinar o efeito da frequência, inversão de fase, cargabilidade, e resistividades complexas (Wagg e Seigel, 1963 *apud* Telford *et al.*, 1990).

5.6 Perfil de Potencial Espontâneo

Em perfilagem aplicada à prospecção de petróleo, os potenciais envolvem principalmente os contatos com folhelhos, especialmente interfaces arenito-folhelhos, e o principal efeito é o potencial eletroquímico, o qual é normalmente menor que 75 mV. Folhelhos são permeáveis a cátions Na^+ mas não para ânions Cl^- , o que resulta em um *potencial de folhelho* que ocorre quando íons de Na^+ passam da água salgada da formação de areias para um folhelho adjacente, e então dentro da água doce da lama. Assim, um potencial de *junção líquida* desenvolve-se na interface entre o filtrado (de água doce) na zona invadida e na água salina da formação além da zona invadida, como um resultado da grande mobilidade de ânions de Cl^- sobre os cátions de Na^+ , existe um fluxo de contato de Cl^- na zona invadida. Esses efeitos estão ilustrados na Figura 16.

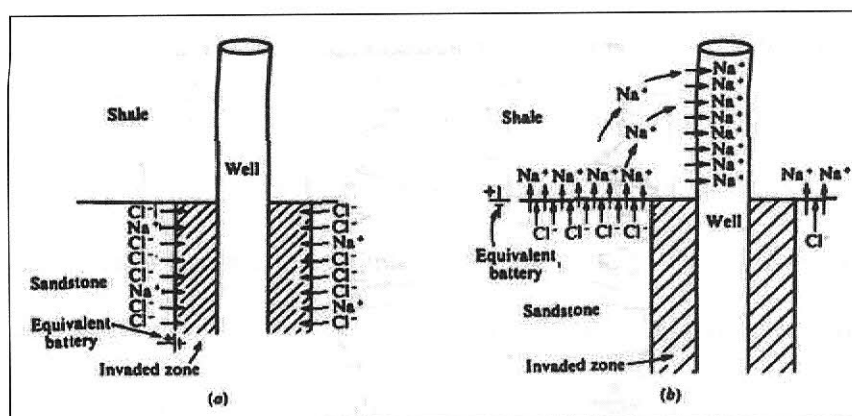


Figura 16: Efeito do potencial espontâneo em uma seção de arenito-folhelho. (a) Junção líquida. (b) Potencial de folhelho. (Telford *et al.*, 1990)

O equipamento para a perfilagem SP é simples, composto de um potenciômetro ou voltímetro dc com alta impedância de entrada que é conectado através de dois eletrodos não-polarizados. O potencial gravado é geralmente entre um eletrodo movido para baixo e um eletrodo fixo na superfície ou no poço próximo à ela (Figura 17).

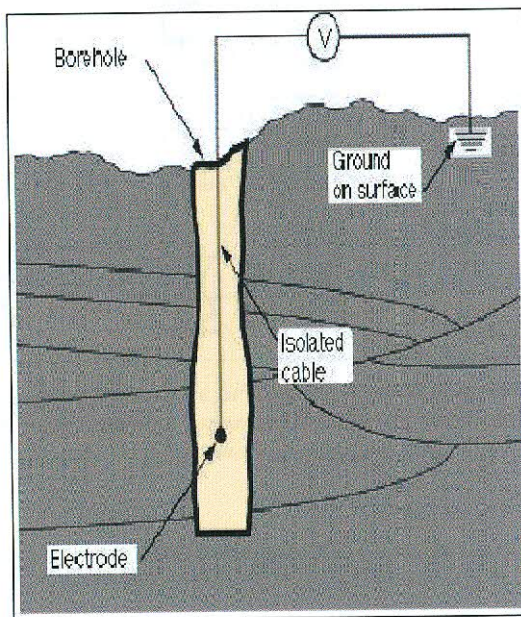


Figura 17: Ilustração esquemática da instrumentação de um perfil SP.

O principal uso do perfil SP é localizar contatos entre folhelhos e camadas porosas como arenitos, determinar a quantidade de fluido na areia, correlacionar poços e determinar a resistividade da água de formação. O formato da curva de SP é muitas vezes característico de um ambiente deposicional particular e a correlação poço a poço pode ser utilizada indicar a espessura, acunhamento e mergulho da formação.

Em folhelhos, onde há baixa permeabilidade, a curva de SP mostra uma tendência a um valor constante denominado de linha base dos folhelhos (LBF). Em camadas permeáveis (onde ocorre invasão do filtrado), a curva apresenta deflexões para a direita quando o filtrado for mais salgado do que a água intersticial e para a esquerda, quando a água intersticial for mais salgada que o filtrado. O sinal do SP é, portanto,

função entre o contraste de atividades, ou resistividades, entre a água da formação e o filtrado da lama. (Lima, 1999)

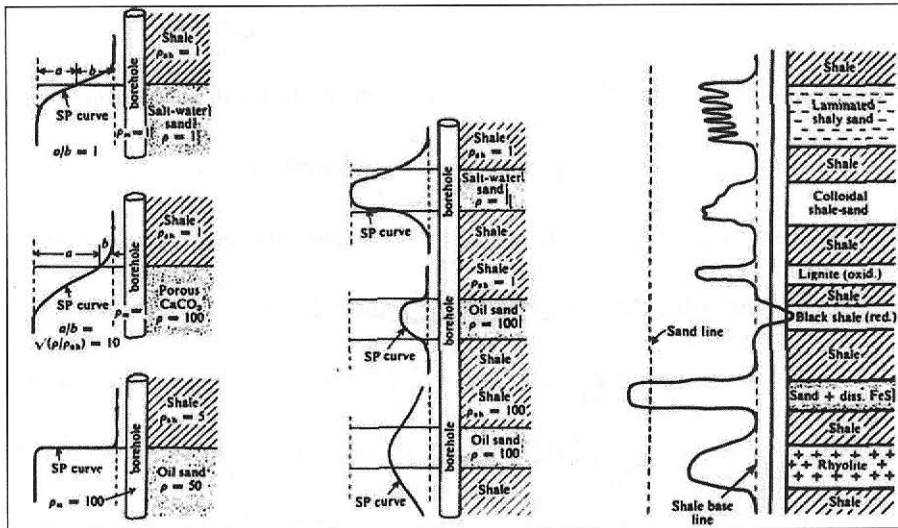


Figura 18: Curvas características de SP para uma seção de arenito-folhelho (Pirson, 1970). (a) Curvas para camadas espessas. (b) Curvas para camadas delgadas. (c) Curvas características para várias formações. (Telford et al., 1990)

As curvas típicas para camadas espessas são mostradas na Figura 18a. A interface entre folhelhos e camadas porosas pode ser localizada por pontos de inflexão da curva de SP. Em camadas mais delgadas (Figura 18b), o máximo negativo da curva SP pode ser consideravelmente menor que o valor estático ideal. A Figura 18c mostra um perfil SP para varias formações. Nota-se o efeito de camadas delgadas em intercalações folhelho-areias e riolitos, uma anomalia positiva relacionada ao folhelho rico em matéria orgânica (*black shale*), e uma anomalia expressiva associa-se à pirita (FeS).

5.7 Perfil Acústico

5.7.1 ONDAS ELÁSTICAS

Na perfilagem acústica convencional, uma fonte transmissora sonora (transdutor) de frequência constante da ordem de 20 a 40 kHz desloca-se dentro do poço, emitindo ondas compressionais, que chegam aos receptores após viajar pela formação. A primeira chegada quase sempre se refere à onda P refratada na parede do poço. Esta onda refrata com ângulo crítico na parede do poço, conforme mostrado na Figura 19.

O perfil sônico grava o tempo de transito (recíproco a velocidade) dessa onda. Alguns erros na medida do tempo de transito podem ocorrer devido à mudança do diâmetro do poço (desabamento).

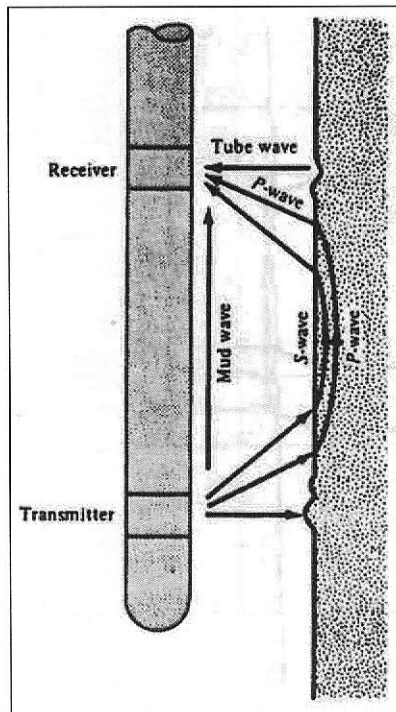


Figura 19: Trecho percorrido pelas ondas P e S na formação a partir do transmissor até o receptor. (Telford et al., 1990)

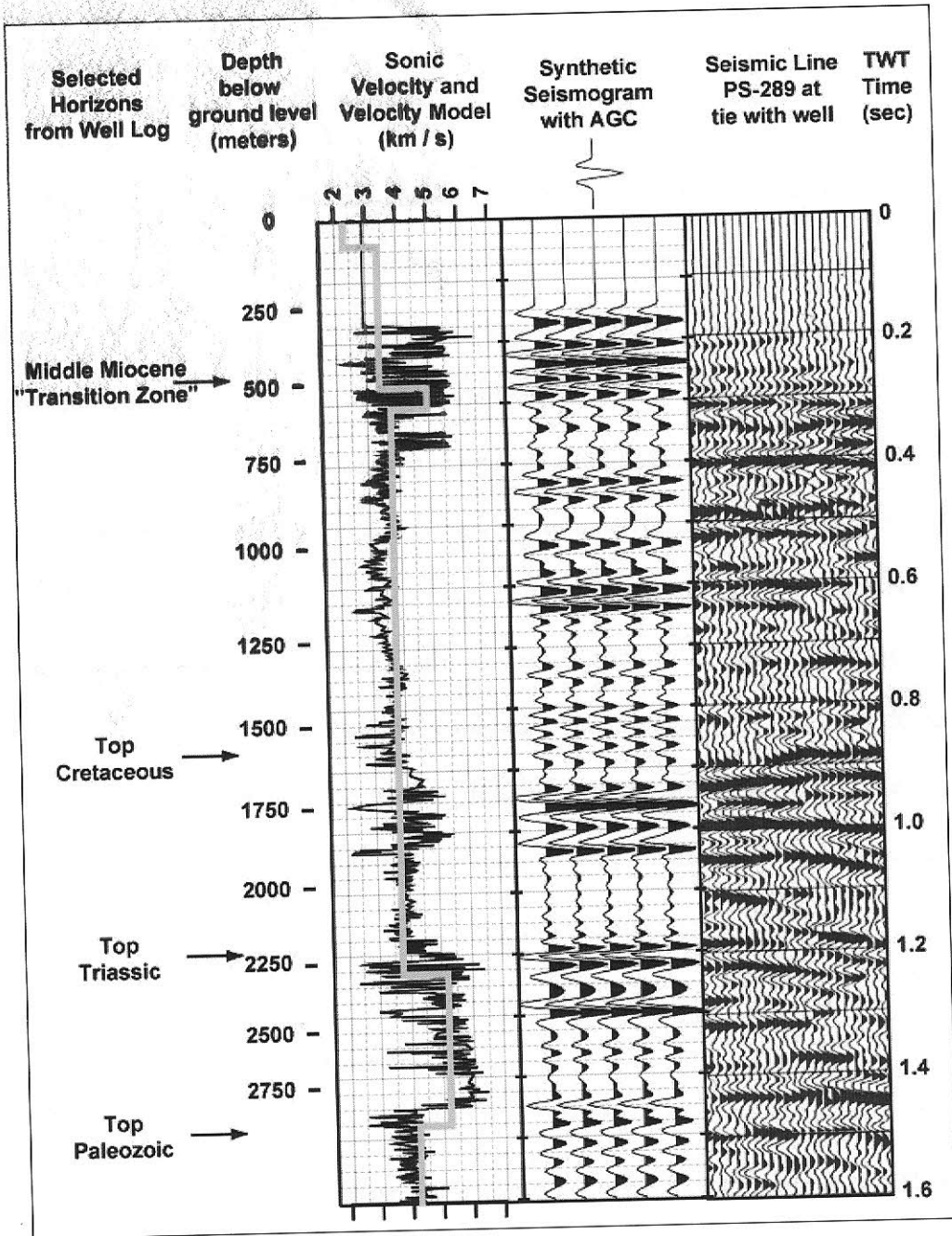


Figura 20 – Perfil de velocidade proveniente do perfil Sônico ($1/DT$) (à esquerda). Sismograma sintético e Seção sísmica que passa pelo poço (à direita). O perfil Sônico é utilizado para "amarração" do poço à sísmica. (www.atlas.geo.cornell.edu)

5.8 Métodos Nucleares

5.8.1 PROCESSOS NUCLEARES

5.8.1.1 Introdução

Alguns núcleos atômicos emitem radiação natural, e outros podem ser bombardeados (geralmente por nêutrons) a fim de que seja induzidos a emitirem tais radiações. Radiação gama natural induzida e nêutrons possuem bom poder de penetração e são utilizados na perfilagem radioativa.

Os instrumentos de perfilagem que medem a radioatividade da formação próxima ao poço podem ser classificados em: (i) aqueles que detectam radiação gama resultante de radioatividade natural, (ii) aqueles que empregam raios gama artificiais, e (iii) aqueles que usam fontes de nêutron para induzir processos nucleares. Instrumentos que utilizam detectores de raio gama são calibrados medindo-se a resposta do detector a várias distâncias de uma fonte padrão. Dispositivos de nêutrons lentos (de energia menor) são calibrados circulando-os com um volume padrão de material guiado por hidrogênio.

5.8.1.2 Radioatividade natural

A radiação natural resulta da presença de pequenas quantidades de U, Th e ^{40}K , que é comumente menos abundante em rochas ígneas básicas, intermediária em rochas metamórficas e mais abundantes em rochas sedimentares, especialmente em folhelhos. Embora a radiação gama proveniente das series do U ou Th seja muito mais intensa que a do ^{40}K , este é muito mais comum e portanto, a radiação de fundo (sem levar em conta as anomalias) é atribuída igualmente para os três elementos.

As emissões de raios gama de U, Th e ^{40}K são mostradas na Figura 20. Os espectros de energia do U e Th são largos e relativamente complexos, com raios gama característicos: 1,76 MeV para o U (^{214}Bi) e 2,62 MeV para o Th (^{208}Tl). O raio gama proveniente do ^{40}K e monoenergético com 1,46 MeV. Radiações de diferentes energias podem ser distinguidas pelo uso de espectrômetro gama de alta resolução, sensíveis somente a bandas estreitas.

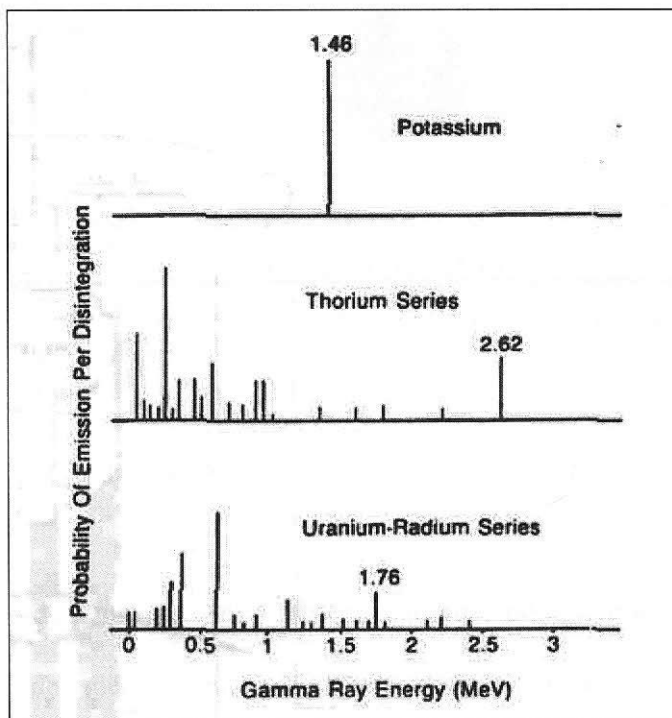


Figura 21: Espectro gama das séries do potássio, tório e urânio. (Telford et al., 1990)

5.8.1.3 Interações de raios gama

Um raio gama pode interagir com o material ao seu redor por três processos diferentes: (i) pode transferir toda sua energia para um elétron (*conversão fotoelétrica*), (ii) pode perder uma fração para vários elétrons em colisões sucessivas (*espalhamento Compton*), ou (iii) o raio gama pode desaparecer em uma criação de um par elétron-

pósitron (*produção de pares*). A probabilidade de cada processo ocorrer depende da energia do fóton, como mostrado na Figura 21.

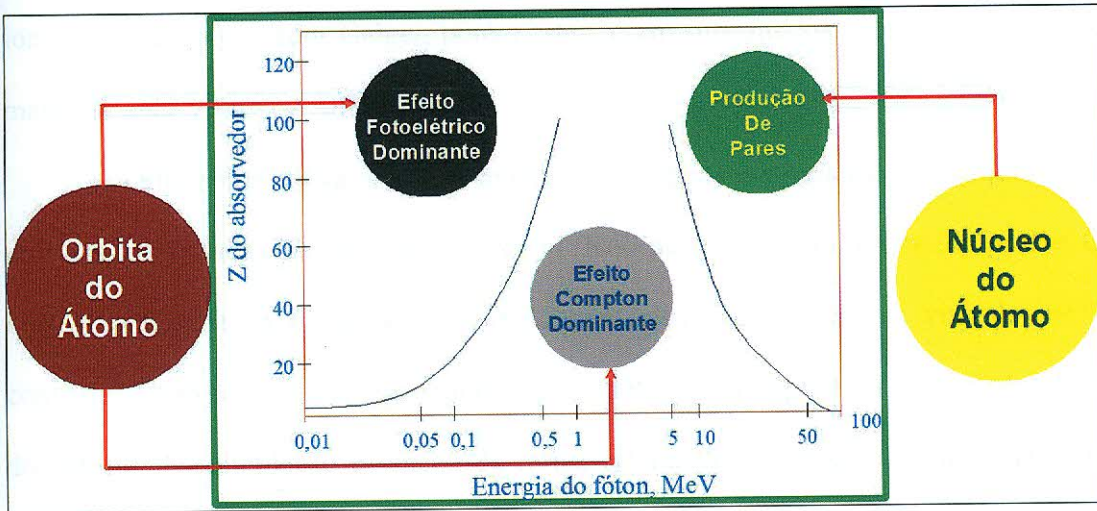


Figura 22: Relação entre o processo ocorrido após uma interação de raios gama com a matéria, que depende da energia do fóton.

5.8.1.4 Interação de nêutrons

A interação de nêutrons com o material ao redor pode também ser utilizado para um diagnóstico do meio. Nêutrons rápidos (energia cinética $> 0,1$ MeV) são desacelerados por colisões elásticas e inelásticas com os núcleos atômicos. Colisões inelásticas resultam em um núcleo em estado excitado, emitindo conseqüentemente um raio gama característico. Colisões elásticas resultam em uma partição de energia e a taxa com a qual um nêutron perde energia varia inversamente com a massa do núcleo atingido. Quando um nêutron é desacelerado a uma velocidade compatível com a temperatura do meio (energia cinética $< 0,025$ eV), é chamado de nêutron térmico e pode ser capturado por um núcleo próximo, que então emite um raio gama característico.

5.8.2 PERFILAGEM DE RAIOS GAMA

Os perfis mais antigos de raios gama eram efetuados utilizando-se uma câmara de ionização ou um contador Geiger, porém estes foram substituídos por um cintilômetro, mais eficiente.

O cintilômetro utiliza cristais que emitem luz quando atingidos por um fóton. Os cristais mais comuns são de iodeto de sódio (NaI) acoplado a um fotomultiplicador. O cristal converte toda ou parte da energia dos raios gamas para luz visível, que é convertido para pulsos elétricos e amplificados pelo fotomultiplicador. A sensibilidade do detector por cintilação é função da forma e tamanho do cristal. A intensidade da cintilação emitida pelo cristal é diretamente proporcional a energia do fóton que o atingiu, Deste modo, a altura de cada pulso é proporcional a intensidade da energia captada. O esquema de funcionamento de um cintilômetro está ilustrado na Figura 22.

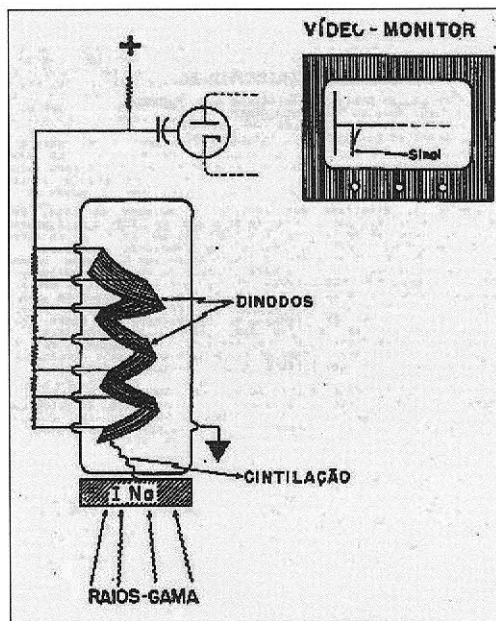


Figura 23: Esquema de funcionamento de um cintilômetro. (Telford et al., 1990)

Em sedimentos, o perfil de raios gama reflete principalmente a concentração de argilas, pois os elementos radioativos tendem a se concentrar nelas, tornando-as mais radioativas. A resposta do perfil gama à argila e folhelho é geralmente correlacionável com o perfil de SP, e pode até substituí-lo onde o SP não tem boa resposta, como em formações muito resistivas onde há uma pequena diferença entre a salmoura da lama e a água da formação.

A Figura 23 mostra um perfil esquemático de raios gama. Variações estatísticas, significativas em baixas taxas de contagens, são atenuadas pela integração das contagens em um intervalo de tempo e vários segundos. Se o perfil é corrido muito rápido, os efeitos da atenuação fazem com que zonas estéreis pareçam aparentemente invertidas na direção de perfilagem, como mostrado na Figura 23, e camadas mais delgadas não são registradas. A velocidade de perfilagem é determinada pela medida em um intervalo de tempo selecionado, o que geralmente define camadas de aproximadamente 1 m.

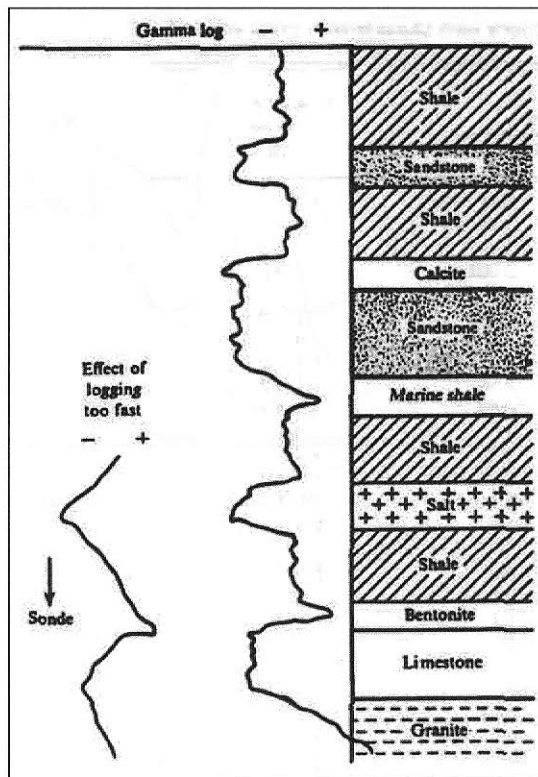


Figura 24: Perfil gama. A curva a esquerda mostra a diminuição da resolução em função da velocidade em que a ferramenta foi corrida. (Telford et al., 1990)

5.8.3 ESPECTROSCOPIA GAMA NATURAL

Ao contrário da perfilagem gama convencional que utiliza somente um canal analisador da altura do pulso, sem discriminação do espectro (ou seja, é a somatória de todos os pulsos), a espectroscopia gama natural utiliza multicanais analisadores, que conseguem identificar todo o espectro energético, discriminando cada um de seus componentes, U, Th e K.

O cintilômetro de NaI é colocado contra a parede do poço como na perfilagem gama convencional. Os espectros do potássio, urânio e tório são discriminados, como mostra a Figura 24. Este perfil é utilizado para identificar e mensurar minerais radioativos, e também pode ser usado para identificar tipos de argilas.

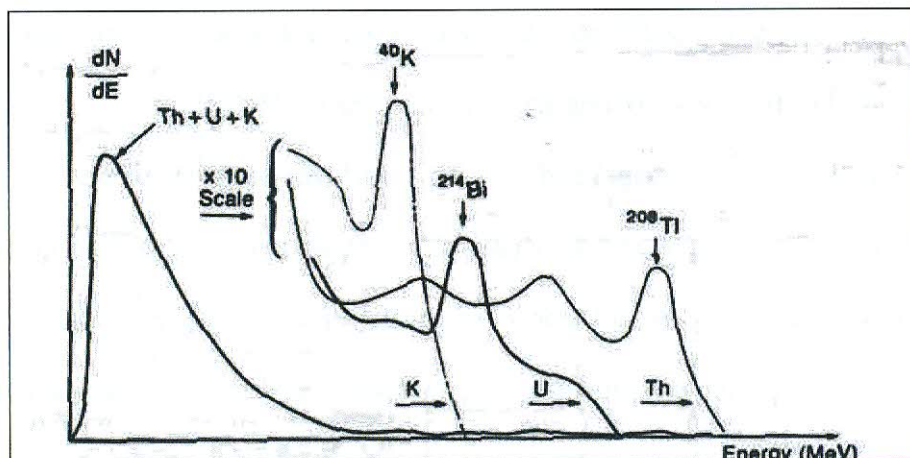


Figura 25: Espectro gama utilizando um detector de cristal de NaI e janelas de energia. (Telford et al., 1990)

5.8.4 PERFIL DE DENSIDADE

O perfil de densidade ou perfil gama-gama é usado principalmente para determinar a porosidade. A Figura 25 mostra um diagrama esquemático de uma sonda utilizada para tal perfil, nota-se que a sonda é pressionada contra a parede do poço.

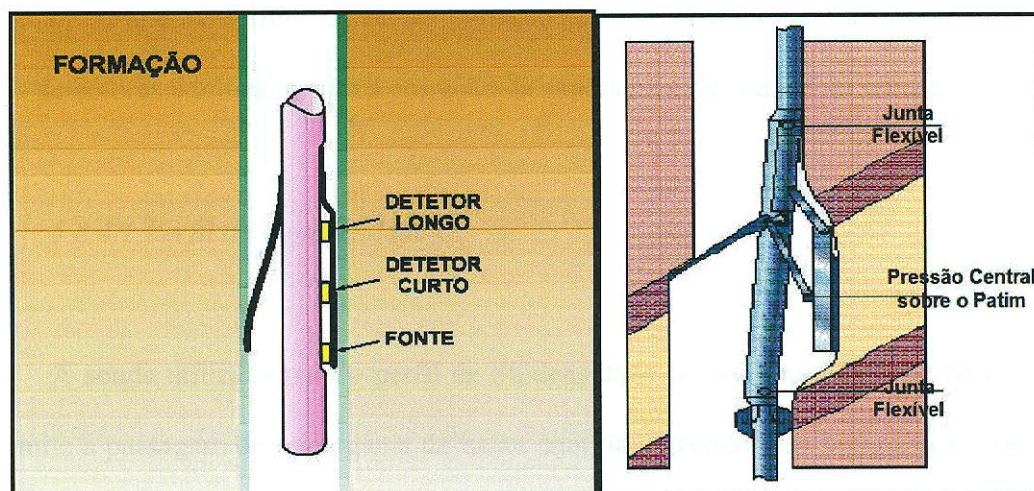


Figura 26: Diagrama esquemático de uma sonda utilizada para perfil de densidade (à esquerda) e esquema de pressão contra a parede do poço utilizando juntas flexíveis, uma versão mais moderna da sonda. (à direita).

A parte inferior da sonda contém uma fonte de ^{137}Cs , que emite radiação gama com energia de 0,662 MeV. O cintilômetro fica aproximadamente 60 cm acima da fonte. Fonte e detectores são envolvidos por uma blindagem de chumbo, com exceção a uma janela que fica em contato com a formação, assim, somente os raios gama que viajaram pela formação adjacente alcançam o detector. A força com que a sonda é pressionada contra a parede é considerável e o patim tem uma ponta acunhada de chumbo, o que acaba por cortar os rebocos mais moles.

A intensidade da fonte e sensibilidade do detector são calibrados prendendo-se no instrumento um bloco de alumínio, manganês ou enxofre. As correções para o tamanho do poço são menores para aqueles com diâmetros menores que 10 polegadas (25 cm) e equivalente a $0,03 \text{ g/cm}^3$ para poços maiores. Pode ser utilizado em poços com ou sem lama. Perfilagens em poços revestidos são geralmente pobres (acurácia $\approx \pm 0,05 \text{ g/cm}^3$). O perfil de calibre (ou calíper) também pode auxiliar na análise do perfil, colaborando com a identificação de anomalias devidas a arrombamentos.

A sonda possui dois detectores a distâncias diferentes da fonte (Figura 25). O detector curto é mais afetado pela acumulação de lama e a diferença entre as leituras dos dois detectores é utilizada para a correção da espessura e densidade do reboco.

5.8.4.1 Perfil de litodensidade

A sonda utilizada para o perfil de litodensidade possui uma janela de berílio que permite a passagem de raios gama de baixa energia. Fazendo uma comparação entre as contagens de energia muito baixa e as mais altas (Figura 26), esse perfil mede o *índice de absorção fotoelétrica* (Tittman, 1986) o qual é relacionado à litologia.

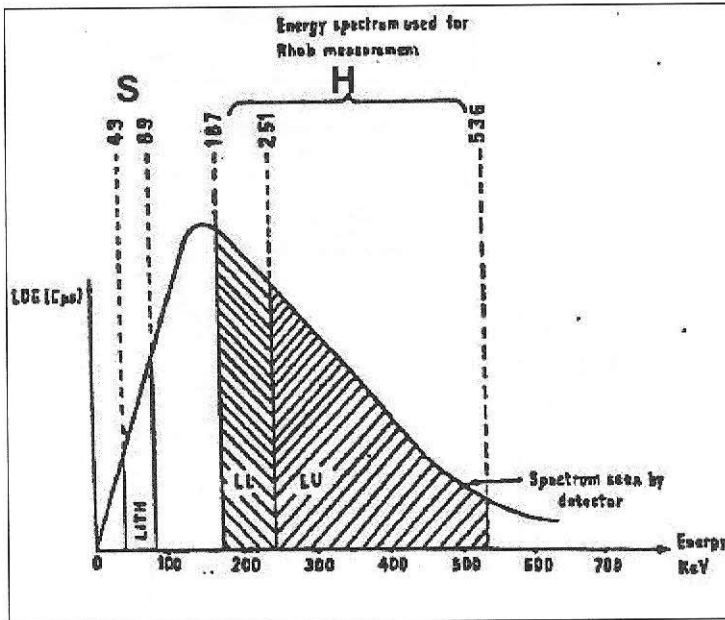


Figura 27: Espectro de energia gama mostrando duas janelas nas quais são efetuadas as medidas. As contagens na janela de alta energia H depende somente da densidade, uma vez que a de baixa energia depende também do efeito fotoelétrico. A razão entre S e H define o índice de absorção fotoelétrica. (Telford et al., 1990)

A porosidade ϕ pode ser determinada a partir da densidade total ρ_b por:

$$\phi = (\rho_{ma} - \rho_b) / (\rho_{ma} - \rho_f) \quad (\text{Eq. 7})$$

onde ρ_f e ρ_{ma} são as densidades do fluido de formação e da rocha matriz respectivamente.

Como a ferramenta mede basicamente os raios gama espalhados por efeito Compton, quanto mais densa a formação, mais elétrons ela possui, e mais raios gama provenientes desse espalhamento são detectados. Além de ser o perfil mais confiável para se medir a porosidade das rochas reservatório, ele também é utilizado para interpretação litológica e para definição de reservatórios com gás.

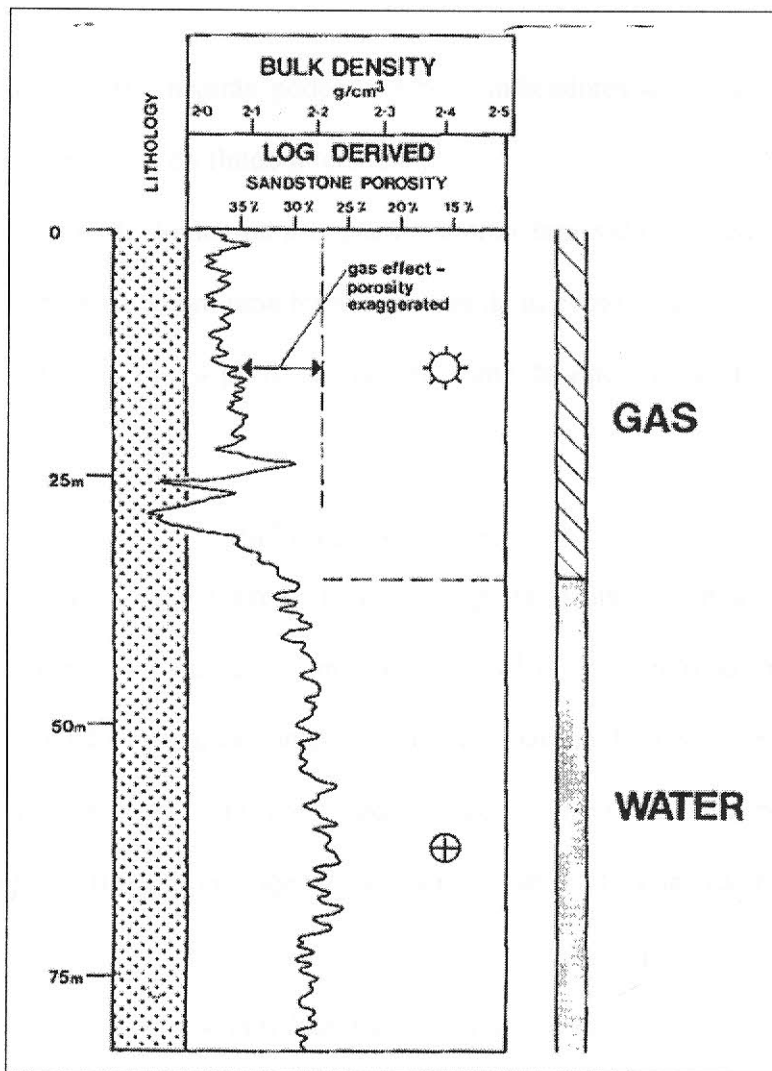


Figura 28 - Perfil de densidade bulk ajustado para arenito. Nota-se o efeito da presença de gás no perfil, onde há a impressão de uma porosidade exagerada. (www.uky.edu)

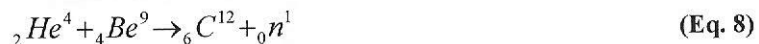
5.8.5 PERFIL NEUTRONICO (NEUTRÃO)

5.8.5.1 Reações neutrônicas, fontes e detectores.

Nesse perfil, a ferramenta utiliza nêutrons de alta energia de uma fonte na sonda que bombardeiam a formação e perdem energia principalmente por colisão elástica com os núcleos dos átomos de minerais. A energia perdida é maior quando o nêutron e o núcleo com o qual ele colide tem massas parecidas. Conseqüentemente, a resposta

de hidrogênio, e perfis neutrão podem ser bons indicadores de zonas porosas (pois o poro contém hidrogênio do fluido intersticial).

Vários tipos de fontes para o perfil neutrão tem sido utilizadas, o que inclui combinações de berílio com uma fonte emissora de α , como o rádio, polônio, plutônio, ou amerício. A maioria dos perfis utiliza uma fonte de amerício-berílio com meia vida de 460 anos. A reação é:



Tanto os raios gama proveniente de captura quanto os nêutrons podem ser contados. Em poros saturados com água ou óleo, os nêutrons perdem energia rapidamente e então o fluxo de contagem é alto e a maioria das respostas estão dentro de 20 cm. Em formações com baixa porosidade os nêutrons tem boa penetração, produzindo baixo fluxo de contagens, e a faixa de resposta fica na ordem de 60 cm.

5.8.5.2 Perfil Neutrão (*perfil de índice de hidrogênio*)

O *perfil neutrão compensado* mede nêutrons térmicos. O Instrumento possui dois detectores espaçados a diferentes distâncias da fonte, o que possibilita corrigir efeitos do reboco e rugosidade do poço. Tem grande profundidade de penetração e pode ser corrido tanto em poços revestidos como abertos, porém não em poços sem lama. É sensível a folhelhos, o qual muitas vezes contém pequenas concentrações de boro e outros elementos com grande poder de captura.

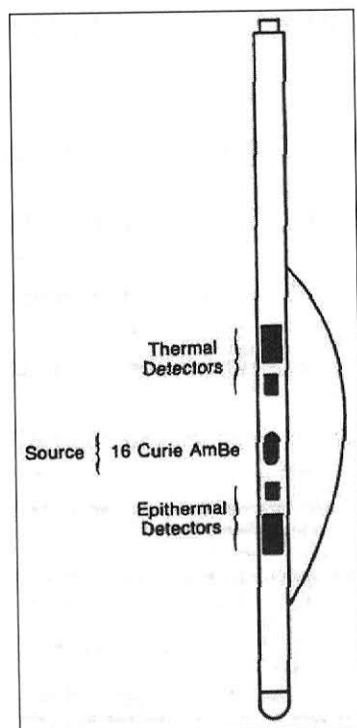


Figura 29: Ilustração esquemática do instrumento de perfil neutrônico duplo. (Telford et al., 1990)

O *perfil neutrônico duplo* utiliza dois detectores para medir nêutrons térmicos e epitérmicos, nêutrons de ambas as classes de energia medidas a diferentes distâncias (Figura 27). A medida permite correção de concentração de folhelhos e salinidade, como também uma melhora na detecção de gás em reservatórios.

5.8.6 NMR (RESSONÂNCIA MAGNÉTICA NUCLEAR)

Na ressonância magnética nuclear, mede-se o relaxamento do campo magnético dos átomos de hidrogênio devido à interação com os fluidos intersticiais. O relaxamento médio é causado primariamente por flutuação local do campo magnético. Tais flutuações podem ser altas, porém o movimento das moléculas tende a produzir uma média. A relaxação depende fortemente da taxa de movimento que é afetado pela temperatura e viscosidade do fluido presente. O tempo de relaxamento do campo magnético induzido está ilustrado no gráfico da Figura 28.

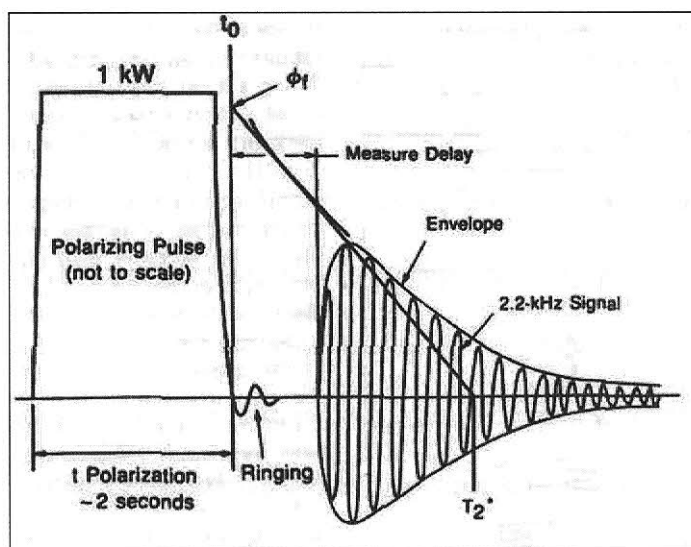


Figura 30: Decaimento da ressonância magnética nuclear. (Telford et al., 1990)

O perfil de NMR pode ser utilizado para avaliação de formações, como ferramenta complementar, principalmente por estar relacionada a uma avaliação independente do conhecimento da litologia local.

Muitos núcleos têm um momento magnético e comportam-se como spins magnéticos. Esses spins interagem com campos magnéticos externos, produzindo sinais que podem ser medidos, e que podem ser maximizados se o campo oscilar na frequência de ressonância de um núcleo em particular. O perfil de NMR usa esse sinal para medir a

quantidade e a distribuição de hidrogênio. O hidrogênio tem um momento magnético relativamente grande e representa uma indicação direta de fluidos em poros.

As medidas de NMR consistem em uma série de manipulações de núcleos de hidrogênio (prótons). Uma seqüência de medidas começa com o alinhamento do próton, seguido da inclinação do spin, precessão e repetidas defasagem e reposicionamento do foco. O alinhamento do próton (a) é alcançado aplicando-se um grande campo estático magnético, B_0 , e deixando-se por um tempo finito caracterizado por um tempo constante, T_1 . Os spins são inclinados (b) por transmissão e oscilação de um campo magnético, B_1 , perpendicular a direção de B_0 . O ângulo através do qual os spins são inclinados é controlado através da resistência de B_1 e o tempo em que este é aplicado. A frequência de oscilação é escolhida para ser ressonante com o hidrogênio no campo B_0 . Depois que os prótons são inclinados, esses entram em precessão no plano perpendicular a B_0 (c). Isso gera um pequeno campo magnético que pode ser detectado pela mesma antena que transmite B_1 . O sinal decai enquanto os prótons perdem sincronismo devidos as variações locais no campo B_0 e interações moleculares (d). A desincronização causada pelas variações de B_0 podem ser restauradas temporariamente por reposicionamento de foco dos sinais pela antena. Depois de cada resincronização, ou eco, o sinal deve ter decaído devido às interações moleculares com um tempo conhecido como T_2 . T_1 e T_2 são diferentes, porém relacionáveis, a razão T_1/T_2 fica entre 1,5 e 2,5 para a maioria das rochas com fluido intersticial. T_2 é muito mais comum em medidas de perfilagem e mais rápido de medir, além de ser mais apropriados para perfis contínuos.

Existem três tipos de relaxação, uma devido às interações com a superfície do poro, T_{2S} , uma devido a relaxação bulk dentro do fluido do poro, T_{2B} , e uma devido a difusão dos prótons em um campo magnético gradiente, T_{2D} . T_{2S} depende do tamanho

do poro: quanto menos, maior o número de prótons perto das paredes do poro e mais rápido eles vão relaxar. A medida de T_2 pode ser escrita como:

$$\frac{1}{T_2} = \frac{1}{T_{2S}} + \frac{1}{T_{2B}} + \frac{1}{T_{2D}} \quad (\text{Eq. 9})$$

onde, $\frac{1}{T_{2S}} = \rho \cdot \frac{S}{V}$

6 PERFILAGEM NA BACIA DE BARINAS-APURE

Nessa parte do trabalho será apresentada a aplicação do método de perfilagem de poços na bacia de Barinas-Apure. Foram selecionados três exemplos de aplicação, sendo a primeira relacionada à caracterização de reservatórios siliciclásticos, a segunda a reservatórios carbonáticos e a terceira relacionada ao estudo identificação de litologia e definição estratigráfica. As duas primeiras partes foram obtidas principalmente de Well Evaluation Conference, 1997, e a última diretamente da página da PDVSA.

6.1 Perfilagem aplicada a reservatórios siliciclásticos

6.1.1 RESERVATÓRIOS TÍPICOS DA BACIA DE BARINAS-APURE

Na Figura 29 pode-se observar a localização de um total de 12 campos, como também uma tabela contendo o campo e o nome de cada reservatório que são considerados típicos da área em que estão localizados. Nesse caso será apresentado o reservatório número 6 chamado P1/2 (0017), do campo Silvestre localizado na bacia de Barinas-Apure.

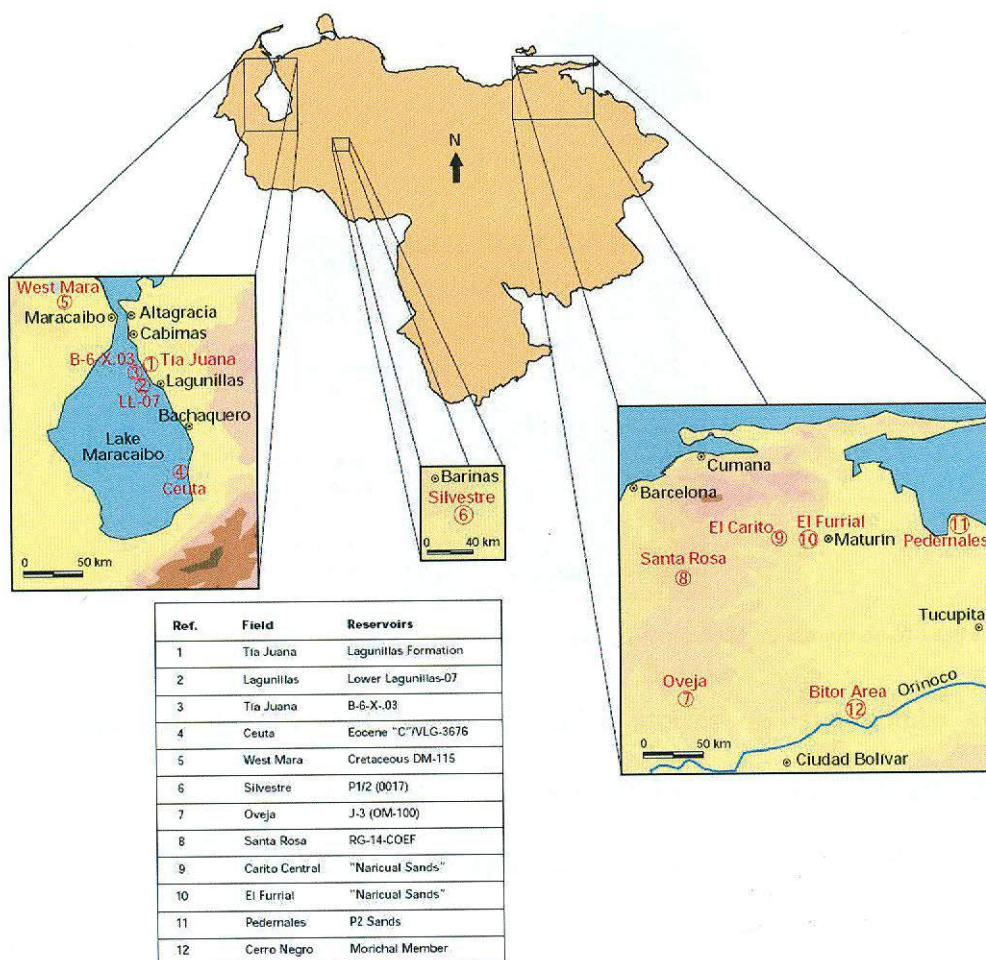


Figura 31: Mapa da Venezuela mostrando, em detalhe, a localização geográfica dos campos de petróleo com produção em reservatórios siliciclásticos.

O campo de Silvestre está localizado aproximadamente a 35,4 km a sudeste da cidade de Barinas (Figura 30). O campo cobre uma área de aproximadamente 1,95 km², com arenitos com espessura média de 18 m. A produção comercial começou em 1962, dois anos após sua descoberta. Este reservatório é altamente subsaturado, e sua pressão original era de 4120 psi contra o ponto de pressão de bolha de 175 psi.

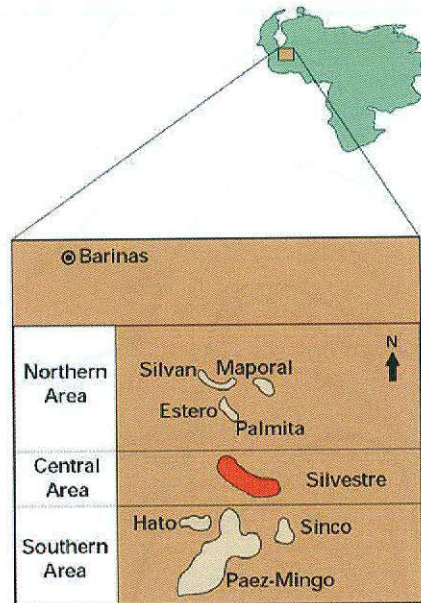


Figura 32: Mapa da Venezuela com detalhe indicando a localização do campo de Silvestre

A produção de óleo nos poços se realiza através de uma bomba elétrica submersível. As características do óleo são: 23.5°API (óleo médio), praticamente sem gás, porém com um grande volume de água que representa cerca de 60% do total de produção fluida.

6.1.2 GEOLOGIA DO CAMPO DE SILVESTRE

6.1.2.1 Estrutura

Silvestre é estruturalmente mais alto que os outros campos da Bacia de Barinas-Apure. A estrutura do reservatório é um pequeno domo com um mergulho de 2° no flanco norte e falhas mergulhantes a leste, oeste e sul. A falha de direção nordeste possui bloco baixo para sul-sudeste com deslocamento de 15 m. Uma outra falha na direção noroeste com deslocamento parecido possui bloco baixo a leste/nordeste (Figura 31).

O reservatório P-1/2 (0017) é limitado a norte e a leste pelo contato óleo/água a 9450 ft de profundidade, e ao sul, oeste e leste, por falhas normais.

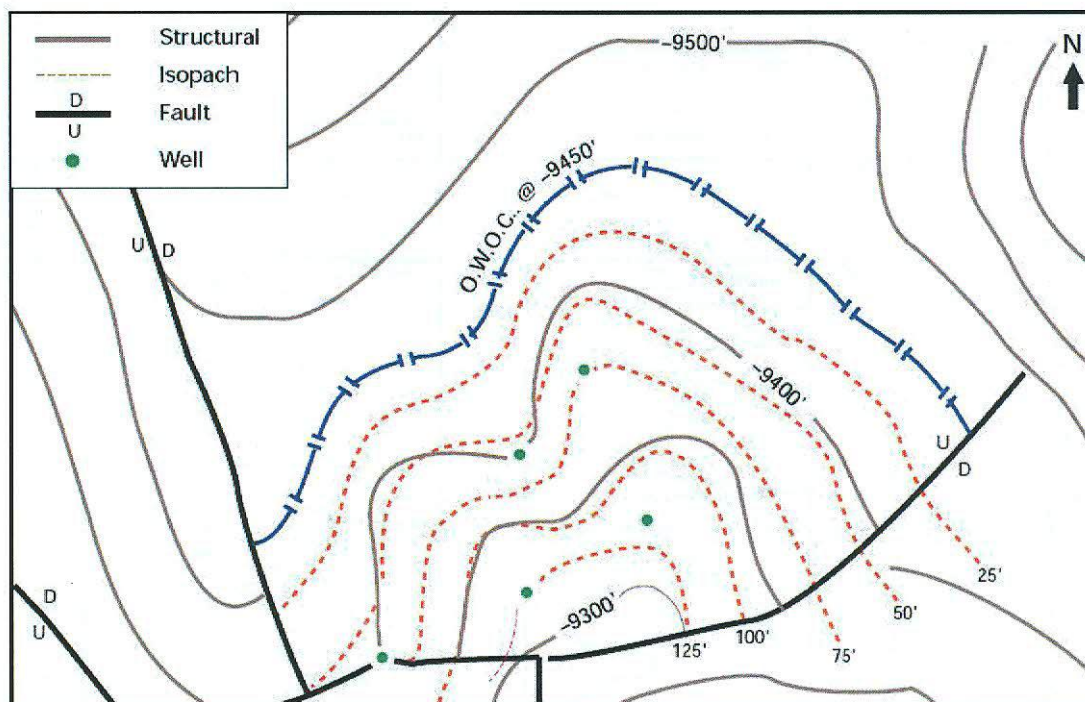


Figura 33: Mapa estrutural e de isópachas do reservatório P-1/2 (0017).

6.1.2.2 Estratigrafia do Campo de Silvestre

A Formação Escandalosa do Cretáceo Superior é dividida em quatro membros chamados, de baixo para cima, “S”, “R”, “P” e “O,” sendo “P” o principal produtor da bacia. Esse membro consiste em duas seções de arenitos intercalados com uma camada delgada de folhelho (Figura 32). No reservatório P-1/2 (0017), a camada lenticular de folhelho tem um desenvolvimento irregular, fino, de modo que ambos os arenitos P-1 e P-2 formam uma lente simples e homogênea (até onde o comportamento da produção é importante). O topo e a base da areia P-1/2 são bem definidas por camadas de folhelho de extensão regional e espessura constante, não havendo comunicação vertical com camadas inferiores e superiores. O arenito P-1/2 tem granulometria de média a grossa, com estratificação cruzada, e contém resíduos de plantas carboníferas e alguns intervalos de siltito compactado.

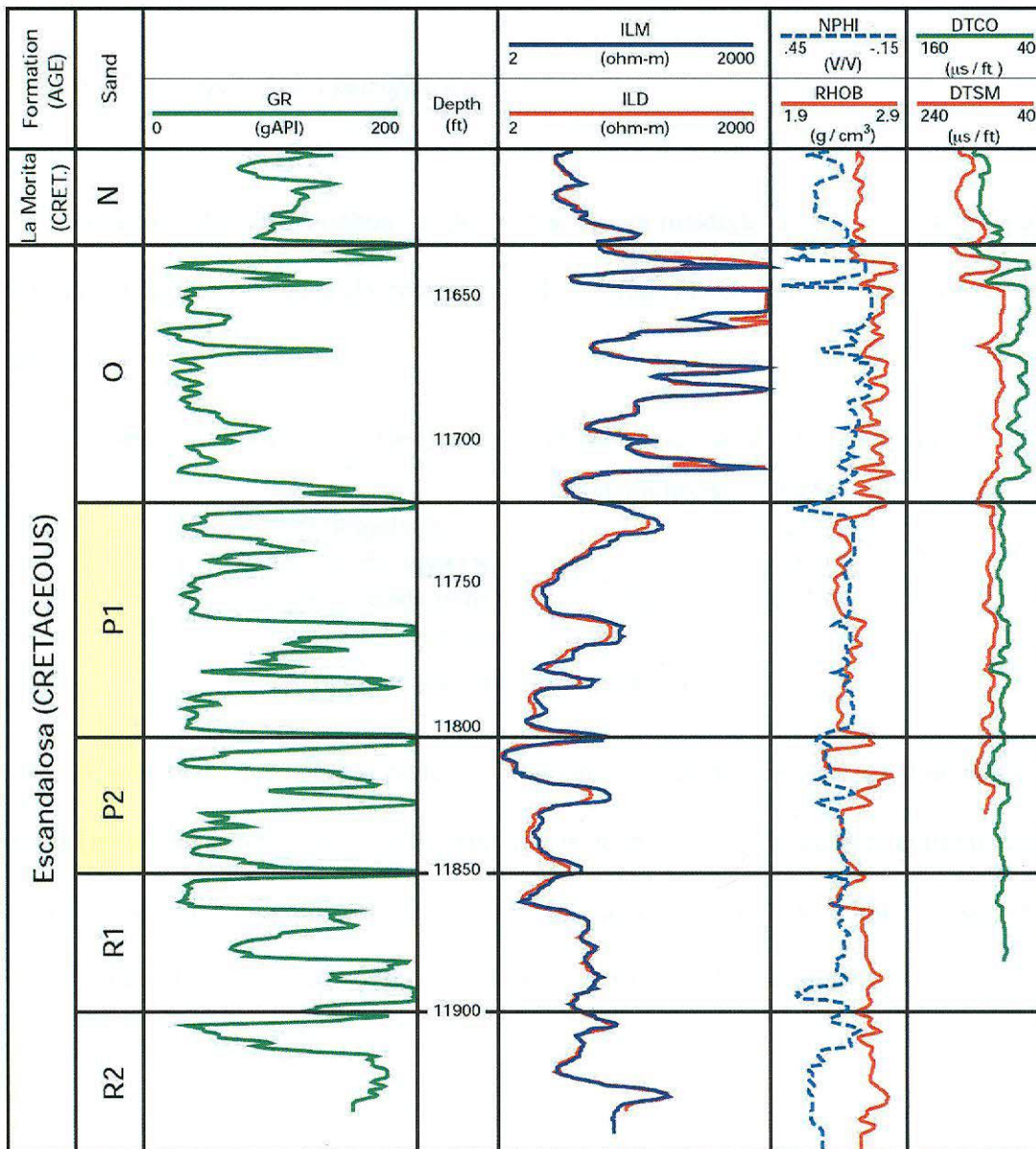


Figura 34: Perfil composto do reservatório P-1/2 (0017) no campo de Silvestre localizado da bacia de Barinas-Apure.

6.1.2.3 Ambiente Depositional

A deposição do arenito P-1/2 é interpretada como de um ambiente fluvial-deltaico com alguma influência do litoral. Canais distributários atravessando as barras de desembocadura mostram a retrabalhamento do litoral. O eixo de melhor desenvolvimento da rocha reservatório estende-se de sudoeste para nordeste.

6.1.2.4 Propriedades petrofísicas

Análises de testemunhos e de perfis de porosidade foram utilizados para determinar as propriedades do reservatório P-1/2 (0017). Os valores médios estão na tabela abaixo:

Tabela 1: valores de propriedades petrofísicas obtidos por análise de testemunhos e perfis.

	Testemunhos	Perfis
Porosidade (%)	18.7	20.1
Saturação de água (%)	39.0	34.0
Permeabilidade (md)	556	90–753*
*Equação de Timur ⁽¹⁾		
Outros dados: 1,95 km ² ; espessura: 18 m		

A principal interpretação pode ser relacionada a salinidade da água. Enquanto os perfis (potencial espontâneo, resistividade/porosidade na zona que contém água) tendem a mostrar salinidade de aproximadamente 10000 ppm (NaCl), as amostras variam, mas tendem a mostrar salinidade muito baixa. Volumes de argila são pequenos e consistem principalmente de caulinita.

6.2 Perfilagem aplicada a reservatórios carbonáticos

Alguns reservatórios carbonáticos também contribuem para a produção de óleo da Venezuela, embora em escala muito menor que os arenitos. Nos carbonatos a determinação da porosidade por medida padrão depende da acurácia do conhecimento da litologia local. Por outro lado, a porosidade NMR tem grande, e única vantagem de ser independente da litologia.

Carbonatos podem ter uma ampla distribuição de porosidade, de microcristalina a muito poroso (vuggy), o que pode afetar a estimativa de produção, permeabilidade e saturação de hidrocarbonetos nos perfis de resistividade. A distribuição do T2 no perfil de NMR fornece informação útil sobre a variação dos tamanhos dos poros.

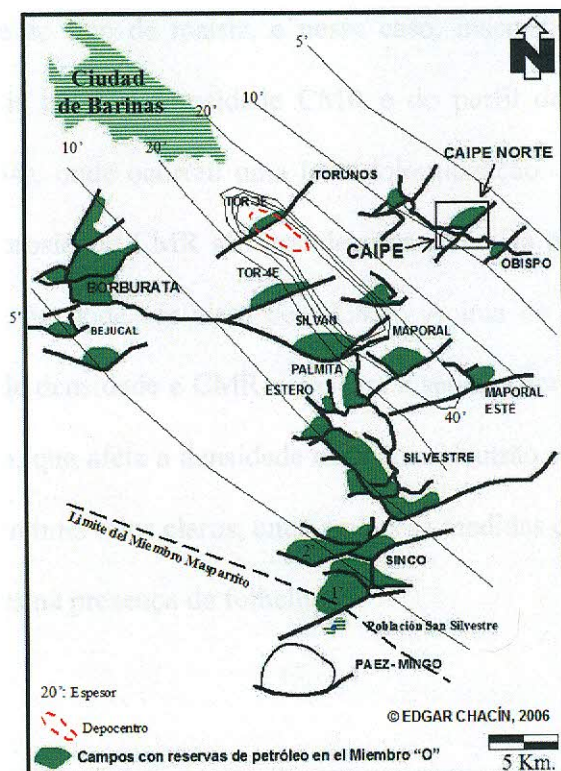


Figura 35: Localização dos campos com reservas de petróleo do membro "O".

Como exemplo, serão apresentados os reservatórios carbonáticos do Membro "O" da Formação Paguey, cuja localização a partir da cidade de Barinas, na Venezuela, encontra-se na Figura 33.

A Figura 34 mostra um perfil composto de poço localizado no campo de Borburata na bacia de Barinas-Apure. Embora a maior zona produtora seja composta por arenitos, este é alternado por um carbonato conhecido como "Caliza O" (ou carbonato "O"), o qual tem espessura variável e bom potencial de produção. Nesse poço, a espessura deste vai de 3676 m a 3700 m (12060 ft a 12138 ft). Esse calcário é muito complexo e foi submetido a uma diagênese considerável. É uma mistura de

calcário, dolomita e material clástico composto por silte, como indicado na pista 4. A pista 2 é um quadro de densidade porosidade em uma matriz de calcário, porosidade neutrão em escala de calcário, e porosidade CMR.

A comparação das curvas permite ilustrar duas características da porosidade CMR: insensibilidade ao tipo de matriz, e nesse caso, insensibilidade à presença de argila. A concordância entre a porosidade CMR e do perfil de densidade é boa no intervalo A (Figura 34), onde ocorreu uma leve dolomitização. As diferenças entre o perfil de neutrão e porosidade CMR são grandes por causa da presença de folhelho e água adsorvida, que não pode ser visto pelo CMR. Acima de 3691 m (12109 ft) a porosidade do perfil de densidade e CMR começam a separar por causa do aumento do grau de dolomitização, que afeta a densidade da rocha. Neutrão e porosidade CMR são praticamente iguais em intervalos claros, onde ambas as medidas de fluido do poro HI, e separam-se como antes na presença de folhelhos.

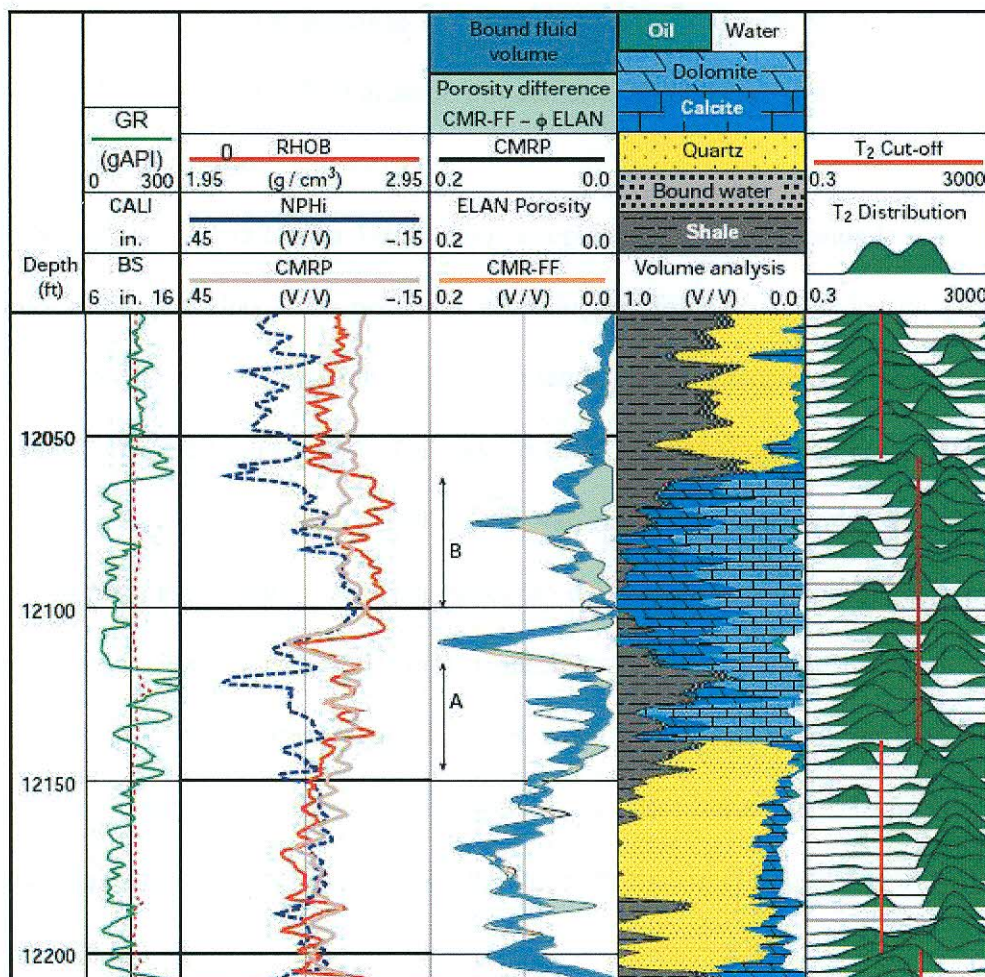


Figura 36: Perfil composto de um poço localizado no campo de Borburata na área de Barinas – Porosidade CMR independente da matriz e folhelhos. Observar a resposta no perfil de Raios Gama com valores baixos, típicos de calcário.

A pista 4 mostra uma interpretação típica efetuada pelo software ELAN (Elemental Log Analysis - Schlumberger). A litologia é mais complexa do que é mostrado, mas a interpretação é limitada ao número de perfis de porosidade disponíveis. No intervalo A, ELAN e porosidade CMR são concordantes. Onde existe predominantemente calcário, as correções de folhelho efetuadas pelo ELAN são aplicadas corretamente. Porém, a distribuição de T₂ no CMR mostra que quase todos os poros são pequenos. Em discordância dos testemunhos, o *cut-off* do T₂ foi selecionado como 80 ms no calcário baseado na média de canais nas distribuições. Com esse *cut-off*, a maioria da porosidade nesse intervalo é de saturação irreduzível. Ambas as curvas

mostram picos de baixa porosidade em 3691 m (12100 pés). O CMR também mostra uma larga distribuição de T2, indicando um aumento no tamanho dos poros associado a crescente dolomitização.

No intervalo B (12100 a 12060 pés), a separação neutrão-densidade e a resposta de raio gama são altas. Isso pode ser causado por folhelho ou dolomita com alta concentração de Urânio, ou ambos. Normalmente, isso é interpretado como folhelho, como foi considerado nesse caso. Contudo, o CMR mostra significativa porosidade em todo o intervalo, com um pico a 12075 pés. Não há razão para duvidar da porosidade CMR – o poço está íntegro, e não há indicação de sinal de lama (tipicamente um sinal forte e constante em torno de 10 ms). Conseqüentemente, pode-se reinterpretar esta zona com a porosidade proveniente da CMR a qual, como resultado, vai mostrar mais dolomita no lugar do folhelho. A distribuição do T2 nesse horizonte se torna bimodal, e sugere a presença de uma porosidade vugular, com matriz dolomitizada e porosidade efetiva.

Baseando-se nessas informações, pode-se ver que na base de 20 pés desse calcário (intervalo A) não teve reservatório potencial, e que a porosidade típica será encontrada 60 pés acima. Desses 60 pés, 40 (intervalo B) não podem ser identificados através da petrofísica tradicional, mas são corretamente enxergadas somente pela CMR.

6.3 Perfilagem aplicada à identificação de litologia e definição estratigráfica

6.3.1 CARBONATO DE MASPARRITO - MEMBRO DA FORMAÇÃO PAGUEY.

Os carbonatos do Membro Masparrito não formam um intervalo consistente, em superfície e em subsuperfície. Os carbonatos são muito lenticulares e formam um máximo de 80% da seqüência (Feo-Codecido, 1972). São irregulares em seu desenvolvimento vertical. (Kiser, 1989-b). Desaparecem ao sul do campo de Silvestre, substituídas por arenitos (membro "A") incluídas na Formação Gobernador. Von der Hilsten menciona que poucos poços do campo de Sinco contêm carbonatos. Schubert (1968) descreve o intervalo como um arenito basal negro.

Os carbonatos Masparrito representam um ambiente de plataforma rasa, com um máximo de 50 m de profundidade, em contraste com o ambiente marinho profundo das lutitas suprajacentes de Paguey, portanto, pertence mais ao ambiente sedimentar de Gobernador que de Paguey.

A espessura máxima desses carbonatos é de 50 m, com uma média de 17 m no campo de Sinco (Feo-Codecido, 1972). A Figura 35 mostra um exemplo de um registro do campo de Sinco, onde a espessura do carbonato está indicada. Pierce (1960) reporta variações de 10 a 50 m. Quando presente, sua espessura varia de poucos metros até 50 m. No flanco inferior, Aguasuelos (1990) mediram 35 m, e no setor Tucapaz-La Pena (a sudoeste de Boconó), 25 m.

Reconhece-se o litotipo Masparrito desde o campo de Sinco até a área de Barinitas e o rio Boconó. A Figura 36 mostra um registro do campo de Borburata, onde está indicada uma espessura do carbonato de aproximadamente 22'.

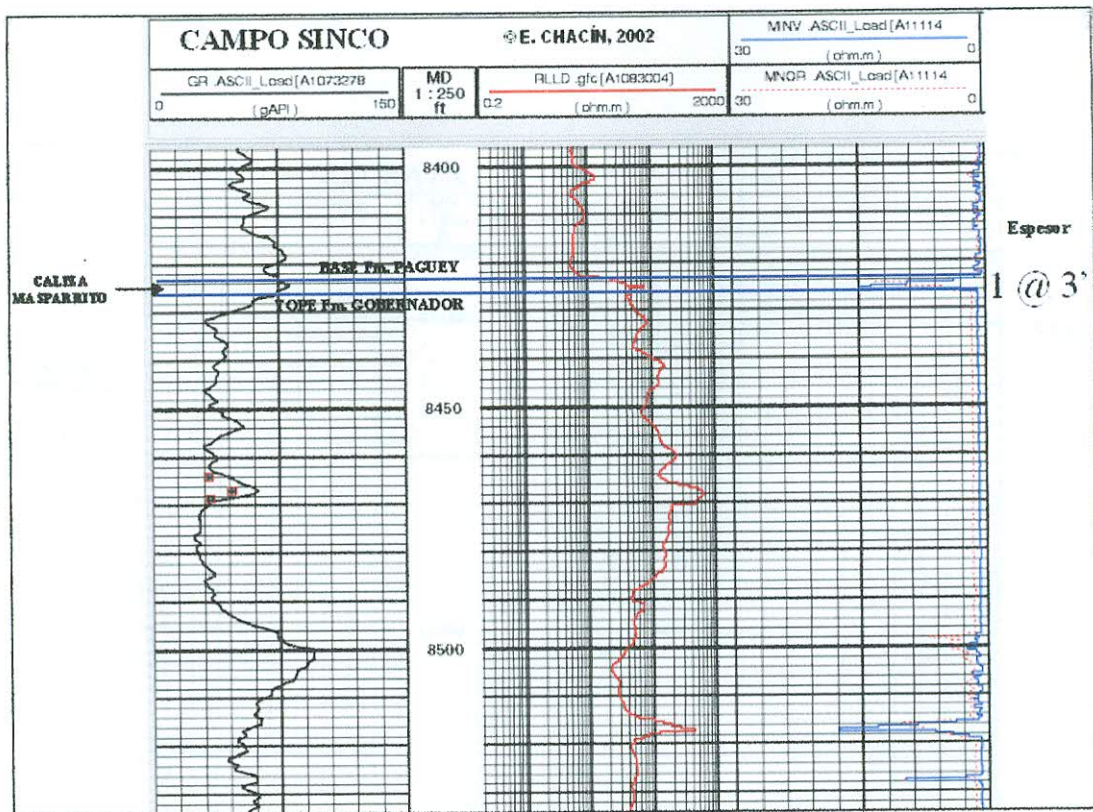


Figura 37: Perfil composto de poço no campo de Sinco, indicando o topo da Formação Governador e a base da formação Paguey, com os calcários Masparrito entre as formações. (Well log evaluation 1997)

Embora as maiores dos autores relacionem o carbonato Masparrito como arrecifal, sua lenticularidade e desenvolvimento errático sugerem melhor “biostromos”. Pierce (1960) descreve uma composição fossilífera de 30-35% de *Lithothamnium*, 30% de foraminíferos e 5% de algas, os briozoários também são comuns.

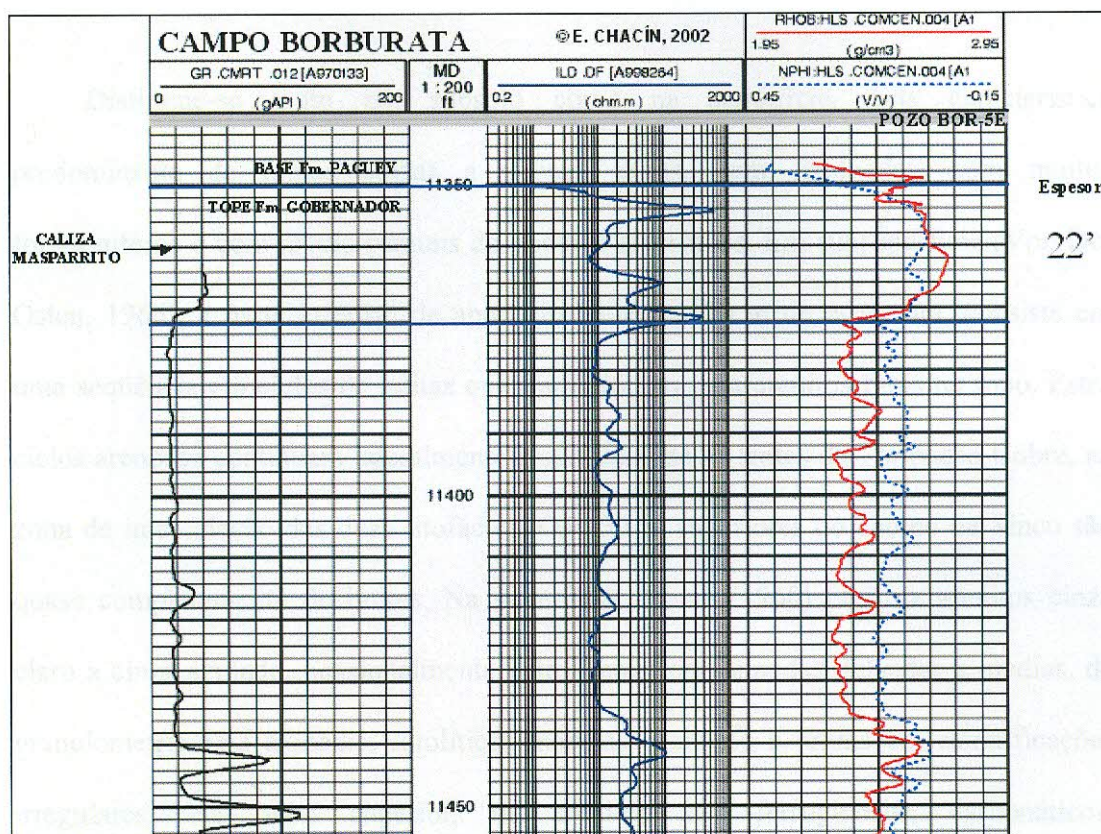


Figura 38: Perfil composto de poço no campo de Borburata, indicando o topo da Formação Gobernador e a base da formação Paguey, com os carbonatos Masparrito entre as formações. (Well log evaluation, 1997).

Os calcários (orbitoidais) azulados a cinza escuros se destacam regionalmente no contato entre Gobernador e Paguey, mas na maioria das seções conhecidas formam uma porcentagem menor da litologia global do membro ou estão totalmente ausentes, embora localmente representem 80% do membro. São mais comuns os calcarenitos cinza esverdeados, de granulometria fina a média, fossilíferas, lenticulares, com estrutura *flaser* e *buraco de minhoca*, interlaminaadas com lutitas cinza a negras, limolíticas, laminadas e friáveis. Desde o campo de Sinco ao sul, os arenitos tipo Gobernador dominam até 100% do membro. Ambos os contatos, com Gobernador e com Paguey, são normais e transicionais.

6.3.2 FORMAÇÃO PAGUEY

Distingue-se tanto em subsolo como na superfície, pela característica predominante de lutitas cinzas a negras, duras, bem laminadas, com muitos foraminíferos e com níveis comuns de nódulos sideríticos. Em subsuperfície (Von Der Osten, 1966), a parte inferior, de aproximadamente 130 m de espessura, consiste em uma seqüência em ciclos de lutitas que transicionam para arenitos finos no topo. Estes ciclos arenosos continuam lateralmente a sudoeste até as lentes da Formação Cobre, na zona de intercalação das duas litofácies, Os 250 m superiores do campo de Sinco são quase completamente de lutitas. Na superfície, Pierce (1960) observa arenitos cinza claro a cinza azulado, ocasionalmente petrolíferos, em camadas delgadas a medias, de granulometria fina a media, lutolíticas maciças e siltitos e lutitas em estratificações irregulares. Na parte superior, os arenitos são ferruginosos, carbonáticos, ocasionalmente calcários, cinza a cinza escuros, de granulometria fina a media, com ondulações. Estas se alternam com lutitas e limonitas fossilíferas, em estratificação irregulares, cinza escura a negra. Por outro lado, Aguasuelos (1990 *apud* Kiser, 1997) separam a formação, em ordem ascendente, em três membros, segundo pode ser visto no Quadro 2.

A Figura 37 refere-se à correlação de poços que forma uma seção estratigráfica construída com o intuito de se definir os Membros da Formação Paguey, cujo registro típico encontra-se na Figura 38.

Quadro 2 – Descrição litológica dos Membros da Formação Paguey, Aguasuelos, 1990.

FORMAÇÃO PAGÜEY	Membro	Descrição litológica
	<i>Arandia</i>	Composto de lutitas argilosas, em pacotes hectométricos com freqüentes intercalações de concreções ferruginosas ou dolomíticas em forma de rosário, de espessura da ordem de dezenas de centímetros e de cor cinza esverdeado ou pardos. As lutitas são negras, microfossilíferas, monótonas, e localmente apresentam intercalações de capas decimétricas de arenitos de granulometria fina.
	<i>La California</i>	Alternância monótona de limonitas cinza esverdeadas, impuras com subgrauvacas de cor verde escura que tendem a pardo. Mais acima na seqüência, aumentam gradativamente as espessuras das subgrauvacas, até chegar a capas com metros de espessura. Contém tres ciclos de grano ascendente para cima.
	<i>Higüerones</i>	Alternância monótona de lutitas e arenitos, menos freqüentemente limonitas e carbonatos impuros lenticulares. Estruturas sedimentares comuns são moldes de carga, abundante icnofauna e estratificação cruzada, paralela e ondulada. Este membro constitui outro ciclo de granoascendencia acima.

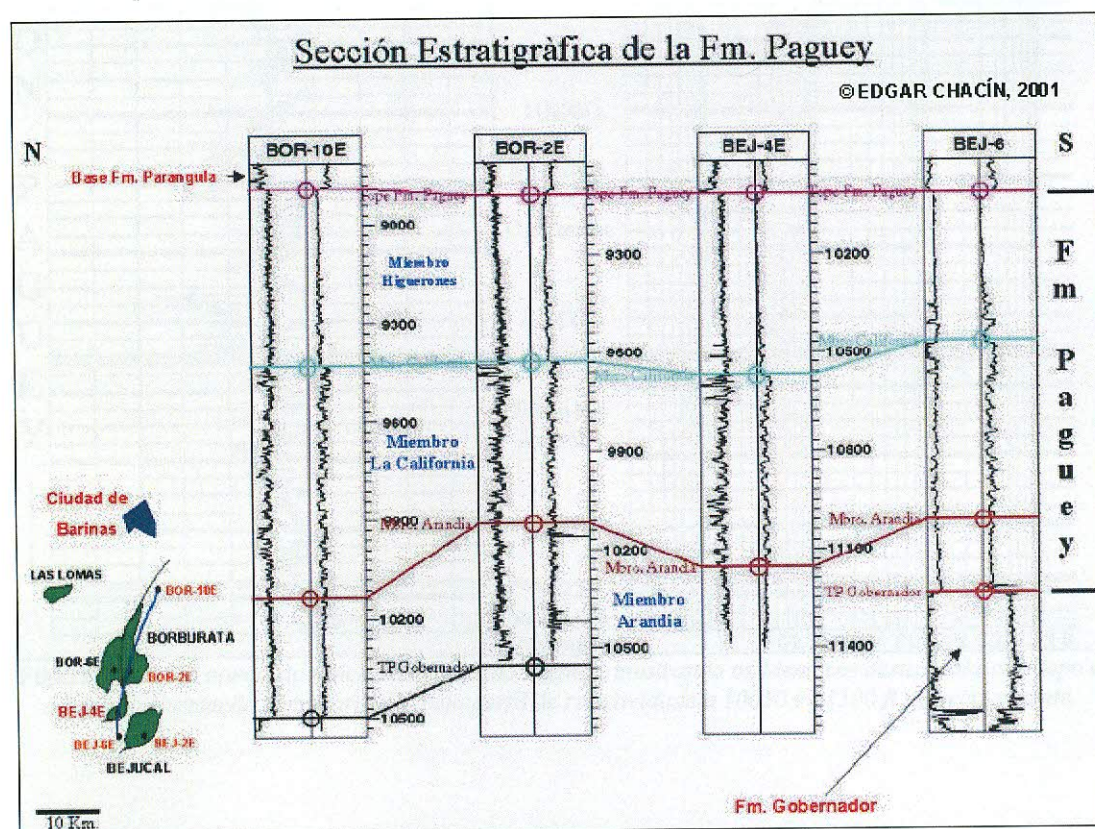


Figura 39: Correlação de poços formando uma seção estratigráfica construída com o intuito de se definir os Membros da Formação Paguey. (PDVSA- intervep, 1997).

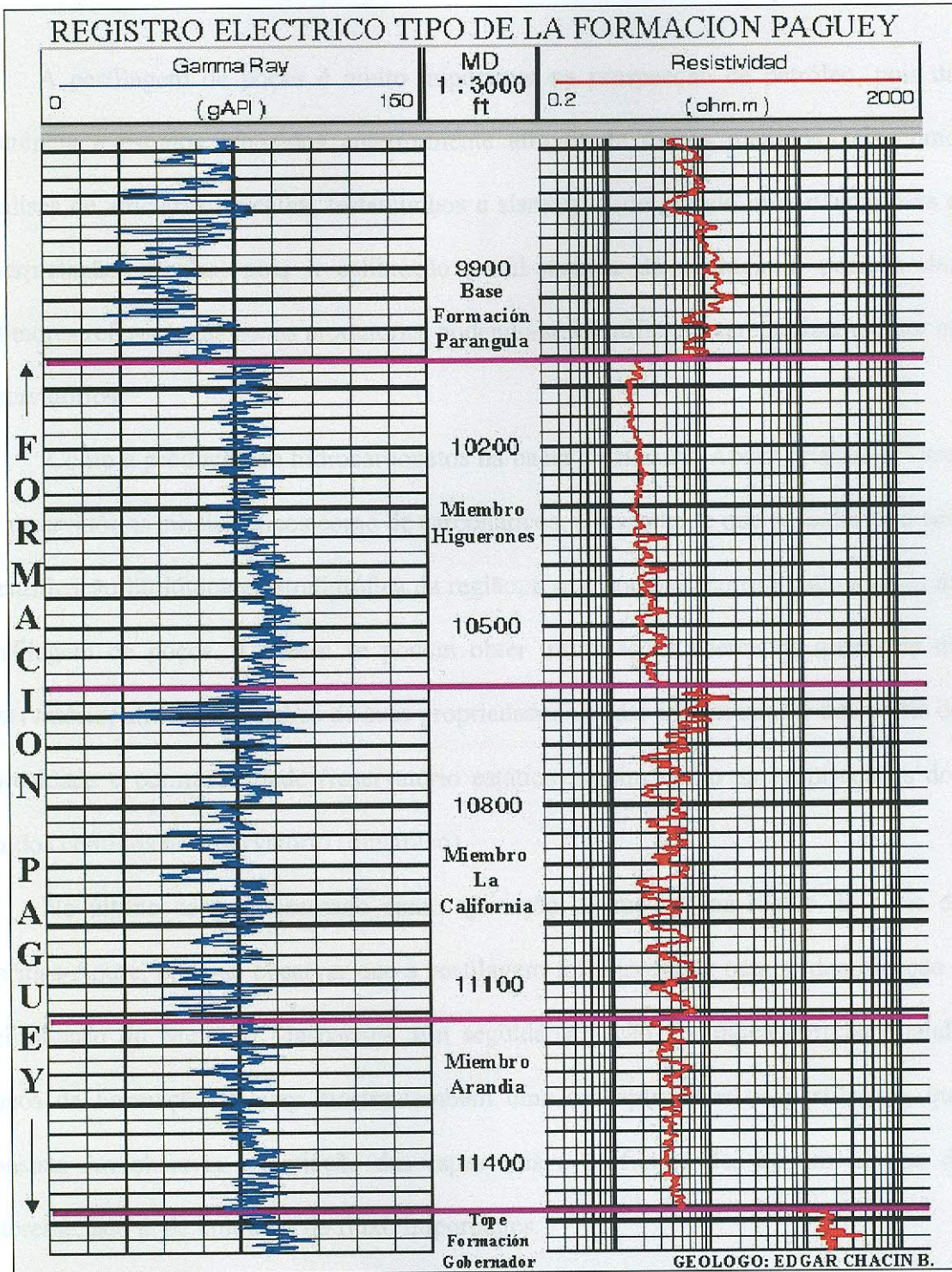


Figura 40: Perfil composto típico da Formação Paguey, mostrando os Membros desta. Nota-se o topo e a base da Formação bem marcados pelo perfil de resistividade a 10050 e 11500 ft respectivamente.

7. CONCLUSÕES

A perfilagem de poços é muito importante na prospecção de petróleo, pois dá coerência a estudos efetuados anteriormente através de outros métodos, tais como análises de amostras de calha, testemunhos e sísmica. É de grande importância para a interpretação sísmica, pois a calibração perfil-sísmica dá acurácia à posição dos refletores referentes às zonas produtoras, podendo-se identificar e caracterizar melhor os reservatórios.

Como a produção de hidrocarbonetos na bacia de Barinas-Apure origina-se tanto de reservatórios siliciclásticos como de carbonáticos, é importante que se tenha uma boa identificação litológica e estratigráfica da região, o que pode ser corroborado através da perfilagem de poços. Também se podem obter informações acerca da qualidade do reservatório, através da análise de suas propriedades obtidas indiretamente dos perfis de porosidade e permeabilidade (reservatório estático), assim como as propriedades dos fluidos contidos no reservatório (dinâmico).

No último caso apresentado como aplicação do método na região da bacia de Barinas-Apure, pode-se observar que a perfilagem foi importante para a identificação e delimitação do Membro Masparrito. Em seguida, a seção geológica correlacionando poços da Formação Paguey mostra também uma das aplicações da perfilagem, que consiste em observar a variação das espessuras e profundidades de um litotipo de interesse, isto é, de unidades de fluxo importantes.

Embora não tenha sido discutido, os perfis de poços são muito úteis para a interpretação de ambientes deposicionais, principalmente na ausência de testemunhos no poço. Os formatos de perfis tais como “sino”, “sino invertido”, “caixote”, “serrilhado” são indicativos de diferentes processos deposicionais e ambientes.

8. REFERÊNCIAS

- AGUASUELOS INGENIERIA, S. C., 1990. Modernización de datos geológicos en el frente de montaña. Vol. III, Estratigrafía/Sedimentología. Corpoven S.A. *Informe Inédito*, 517 p.
- AUDEMARD, F.E. 1991. *Tectonics of Western Venezuela*. Houston, PhD Thesis, Rice University, 245p.
- AUDEMARD, F.E.; AUDEMARD, F.A. 2002. *Structure of the Mérida Andes, Venezuela: relations with the South America-Caribbean geodynamic interaction* Tectonophysics 345, 299-327p.
- BARRIOS, S.; GUTIÉRREZ, M.; GONZÁLES, L.; MÁRQUEZ, G.; GONZÁLEZ, E. Modelo Estático Integrado de los campos Sinco y Hato Viejo para los miembros R3, P y O de la Formación Escandalosa (Cretáceo inferior) de la Cuenca de Barinas Universidad de Los Andes; Petróleos de Venezuela S.A.
- BELL, J.; 1972. *Geotectonic evolution of southern Caribbean area*. Memoir of the Geological Society of America 132, 369-386p.
- CALLEJÓN, A. F., M. OSTOS, F. YORIS, H. BRICEÑO, S. TALUKDAR, and R. LANDER, 2003, Petroleum systems in the Rubio and Burgua Depressions, Venezuela, in C. Bartolini, R. T. Buffler, and J. Blickwede, eds., *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics: AAPG Memoir 79*, p. 937– 960.
- CHACÍN, L.; JÁCOME, M. I.; IZARRA, C. Flexural and gravity modelling of the Mérida Andes and Barinas-Apure Basin, Western Venezuela. *Tectonophysics*, v.405, p. 155-167. 2005.
- CHIGNE, N.; L. HERNANDEZ, 1999, *Guafita Field*. Corpoven S.A.
- CONTRERAS, A.; TORRES-VERDIN, C. 2005. AVA sensitivity analysis and inversion of 3D pre-stack seismic data to delineate a mixed carbonate-siliciclastic reservoir in the Barinas-Apure Basin, Venezuela. The University of Texas at Austin.
- EVA, A.N.; BURKE, K.; MANN, P.; WADGE, G. 1989. *Four-phase tectonostratigraphic development of the southern Caribbean*. Marine and Petroleum Geology 6, 9-21p.
- FEO CODECIDO, G., 1972. Breves ideas sobre la estructura de la falla de Oca, Venezuela. *VI Conf. Geol. Caribe*, Porlamar, estado Nueva Esparta, p. 184-190.
- FIGUEROA, L.; GIL, E.; DAAL, A.; PERAZA, H. Análisis estructural-estratigráfico del área de Barinas norte (Cuenca de Barinas) y su importancia en la exploración de hidrocarburos. In: V Simpósio Bolivariano, 1994, Caracas, Venezuela. Memórias V Simpósio Bolivariano. Sociedad Venezolana de Geólogos, Caracas, 1994. p. 164-166.

GONZÁLEZ DE JUANA, C.; ITURRALDE, J.M.; PICARD, X. Geología de Venezuela y de sus Cuencas Petrolíferas. Ediciones Foninves, Caracas, 1980. 624p.

HURTADO, M.; DELGADO, M.; PALACIOS, Z.; ESCALANTE, J. Modelo Sedimentológico de los Yacimientos G9 y G10 del campo Guafita Norte, área Apure. Universidad de Los Andes, Grupo de Investigación de Ciencias de la Tierra; PDVSA División Centro Sur – Trabajo Especial de Grado, 2006.

KISER, G. D., 1989b. Relaciones estratigráficas de la Cuenca Apure/Llanos con áreas adyacentes, Venezuela suroeste y Colombia oriental, *Boletín de la Sociedad Venezolana de Geólogos Monografía N° 1*, 77 p.

KISER, G. D., 1997. Nuevas contribuciones a la geología de Barinas-Apure y su frente de montañas. En prensa.

KLEINBERG, R.L. AND VINEGAR, H.J., “NMR Properties of Reservoir Fluids,” *The Log Analyst*, Nov-Dec., 1996.

LIMA, O.A.L., e GIRÃO NERY, G., 1999 – Determinação da Resistividade Elétrica de Águas Intersticiais Usando Perfilagens de Potencial Espontâneo. SBGf 149

LÓPEZ, L., LO MÓNACO, S. e RICHARDSON, M. (1998) - Use of molecular parameters and trace elements in oil-oil correlation studies, Barinas sub-basin, Venezuela. In *Org. Geochem. Vol. 29, No. 1 – 3, pp. 613 – 629, 1998.*

MANN, P.; BURKE, K. 1984. *Neotectonics of the Caribbean*. Reviews of Geophysics and Space Physics 22 (4), 309-362p.

MANN, P.; SCHUBERT, C.; BURKE, K. 1990. *Reviews of Caribbean neotectonics*. Caribe, The Geology of North America, Geological Society of America, 338p.

MALAVÉ, G.; SUÁREZ, G.; 1995. *Intermediate-depth seismicity in northern Colombia and Western Venezuela and its relationship to Caribbean plate subduction*. Tectonics 14 (3), 617-628p.

PARNAUD, F. ; GOU, Y. ; PASCUAL, J.C.; CAPELLO, M.A.; TRUSKOWSKI, I.; PASSALACQUA, H. 1995. *Stratigraphic synthesis of western Venezuela*. AAPG Memoir, Petroleum Basins of South America, 681-694p.

PDVSA-INTEVEP, 1997. *III Léxico Estratigráfico de Venezuela*.
<http://www.pdv.com/lexico>.

PÉREZ, O.; JAIMES, M.; GARCIACARO, E. 1997. *Microseismicity evidence for subduction of the Caribbean plate beneath the South American plate in northwestern Venezuela*. Journal of Geophysical Research 102 (B8), 17875-17882p.

PÉREZ, O.; VILMA, R.; BENDICK, R.; VELANDIA, J.R.; HERNÁNDEZ, N.; MONCAYO, C.;

HOYER, M.; KOZUCH, M. 2001. *Velocity field across the southern Caribbean plate boundary and estimates of Caribbean/South America plate using GPS geodesy 1994-2000*. Geophysical Review Letters 28 (15), 2987-2990p.

PIERCE, G. R., 1960. Geología de la cuenca de Barinas. *III Cong. Geol. Venez.*, Caracas, 1959, Mem., 1: 214-276.

PINDELL, J.; DEWEY, J.; 1982. *Permo-Triassic reconstruction of western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico/Caribbean*. Tectonics 1 (2), 179-211p.

RAMÍREZ, Augusto. 1994. Actualización del Modelo Geológico/Estructural a nivel del Horizonte "A/B" de la Formación Gobernador y los Miembros "O", "P1/2" y "R3" de la Formación Escandalosa, en los Campos Hato Viejo Y Sinco, Área Tradicional de Barinas. 2004. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Engenharia Geológica), Universidad de Los Andes, Mérida, Venezuela.

SCHUBERT, C., 1968. Geología de la región de Barinitas-Santo Domingo, Andes venezolanos surorientales. *Bol. Geol.*, Caracas, 9(19): 182-261.

SYKES, L.; McCANN, W.; KAFKA, A. 1982. *Motion of Caribbean plate during last 7 million years an implications for yearlier Cenozoic moviments*. Journal of Geophysical Research 87 (B13), 10656-10676p.

FREYMUELLER, J.T.; KELLOGG, J.N.; VEGA, V. 1993. *Plate motions in north Andean region*. Journal of Geophysical Research 98, 21853-21863p.

SCHLUMBERGER 1987. *Log Interpretation Principles / Applications*. Houston: Schlumberger Educational Services.

TABOADA, A.; RIVERA, L.A.; FUENZALIDA, A.; CISTERNAS, A.; PHILIP, H.; BIJWAARD, H.; OLAYA, J.; RIVERA, C. 2000. *Geodynamics of the northern Andes: subductions and intracontinental deformation (Colombia)*. Tectonics 15 (1), 213-223p.

TEIXEIRA, W.; TOLEDO, M.C.M.; FAIRCHILD, T.R.; TAIOLI, F. 2003. *Decifrando a Terra*. São Paulo, USP, 528p.

TELFORD, W. M.; GELDART, L. P.; SHERIFF, R.E. **Applied Geophysics**. 2.ed. Cambridge University Press, 1990. EUA. 770p.

TITTMAN, J., 1986, "Geophysical Well Logging". Academic Press.

VAN DER HILST, R.; MANN, P. 1994. *Tectonic implications of tomographic images of subducted litosphere beneath northwestern South America*. Geology 22, 451-454p.

VILLAMIL, T., 2003, Regional hydrocarbon systems of Colombia and western Venezuela: Their origin, potential, and exploration, in C. Bartolini, R. T. Buffler, and J. Blickwede, eds., *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics: AAPG Memoir 79*, p. 697- 734.

VON DER OSTEN, E., 1966. The stratigraphy of Sinco Field. *Asoc. Venez. Geol., Min. y Petról., Bol. Inform.*, 9(9): 253-272.

WELL EVALUATION CONFERENCE, 1997 - Well Evaluation Conference - Caracas, December 1997 - Chapter 1, 4, 5 e 6 29-30.

YOUNG, G.; BELLIZIA, A.; RENZ, H.H.; JOHNSON, F.; ROBIE, R; MAS VALL, J. 1956. *Geología de las cuencas sedimentarias y sus campos petrolíferos*. Caracas, Boletín de Geología, Publicación Especial, vol. 2, Ministerio de Minas e Hidrocarburos, 140p.

100019551



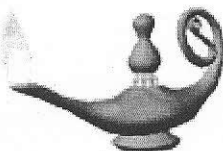
M
GL
D858E

Diniz, Josiane Luzia.
Estudo de perfilagem geofísica de poços na
Bacia de barinas – Apure – Venezuela.

6799/11

100019551

BIBLIOTECA CENTRAL DO CCMN



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO
CENTRO DE CIÊNCIAS MATEMÁTICAS E DA NATUREZA

Tel. (21) 2598-9444

E-mail ccmnbib@bib.ccmn.ufrj.br