

VINHA



UFRJ

Bruno Chaves Moreira Gomes

PERFILAGEM NO CAMPO FANNY – BACIA ORIENTE - EQUADOR.

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

Orientadores:

Paula Lúcia Ferrucio da Rocha
Álvaro Lúcio de Oliveira Gomes

Rio de Janeiro
Agosto de 2007

M
GL
G633P



Bruno Chaves Moreira Gomes

PERFILAGEM NO CAMPO FANNY – BACIA ORIENTE - EQUADOR.

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

Orientadores:

Paula Lúcia Ferrucio da Rocha
Álvaro Lúcio de Oliveira Gomes

Aprovada em: 2007

Por:

Paula Lúcia Ferrucio da Rocha (UFRJ)

Álvaro Lúcio de Oliveira Gomes (Petrobras)

UFRJ
Rio de Janeiro
2007

GOMES, Bruno Chaves Moreira

Perfilagem no Campo Fanny - Bacia Oriente - Equador
/Bruno Chaves Moreira Gomes - - Rio de Janeiro: UFRJ / IGeo,
2007.iii, 83 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 Lúcio Ferrucio da Rocha, Álvaro Lúcio de Oliveira Gomes

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

Agradecimentos

À PETROBRAS pelos conhecimentos adquiridos, apoio e investimento.

A todos os meus amigos.

Aos professores da UFRJ.

A Universidade Petrobras, pela infra-estrutura disponibilizada.

Resumo

GOMES, Bruno Chaves Moreira. **Perfilagem no Campo Fanny – Bacia Oriente - Equador. 2007.** vii, 83p. 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.

Este trabalho descreve toda a Geologia da Bacia Oriente, localizada no Equador desde a evolução tectônica, passando pela estratigrafia e chegando aos sistemas petrolíferos da Bacia. O enfoque maior se dá no método de Perfilagem aplicado a um pequeno Campo chamado Fanny. Com o passar dos anos o contato água-óleo do principal reservatório subiu, diminuindo a produção de óleo, aumentando a produção de água do poço, interferindo diretamente nos gastos com o manejo de água. Com a Perfilagem pôde se avaliar a produção de água em cada canhoneado e definir um reposicionamento para cada um, fazendo com que se tivesse um incremento na produção do poço. Secundariamente outros parâmetros foram inferidos a fim de fazer uma nova avaliação de formação com o objetivo de definir um novo fator de recuperação. Outras duas zonas de óleo foram descobertas após análises nos valores de saturação de água. O poço que produzia por volta de 150 BOPD passou a produzir 1000 BOPD com baixa produção de água.

Palavras-chave: Perfilagem; Oriente; Fanny.

Abstract

Gomes, Bruno Chaves Moreira. **Perfilagem no Campo Fanny – Bacia Oriente - Equador** (*Logging in Fanny Field – Oriente Basin - Ecuador.*) 2007. viii, 83p. 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.

This work describes the geology of Oriente Basin, located in Ecuador since the tectonic evolution passing for the stratigraphy and arriving at the petroliferous system. The major approach is in the logging method applied to a small Field called Fanny. With passing of the years the contact water-oil of the main reservoir went up, diminishing the oil production, increasing the water production of the well, intervening directly with the expenses with the water handling. With de Logging, the water production could be evaluated in each perforated zone and to define a reposition for each one, making with that an increment in the production of the well. After, other parameters had been inferred in order to make a new evaluation of formation with the objective to define a new recovery factor. Others two oil zones had been discovered after analyses in the values of water saturation. The well that produced for return of 150 BOPD started to produce 1000 BOPD with low water production.

Key-Words: Logging; Oriente; Fanny

Lista de Figuras

Figura 1 – <i>Posicionamento geográfico e principais contextos geológicos da Bacia Oriente.</i> BARRAGÁN et al. (2005).....	7
Figura 2 – <i>Diagrama estratigráfico da Bacia Oriente.</i> BARRAGÁN et al. (2005).	8
Figura 3 – <i>Estruturas em meio-graben do Sistema Capirón-Tiputini.</i> BELOTTI et al., (2003).	12
Figura 4 – <i>Geometria das principais zonas de transferência.</i> BELOTTI et al., (2003).	12
Figura 5 - <i>Tectônica extensional da parte nordeste da Bacia Oriente Principais feições estruturais e zonas de transferência (superior) e seções geológicas (inferior).</i> BELOTTI et al. (2003).....	14
Figura 6 – <i>Seções sísmicas do Meio-Graben de Obe. Região sul (superior), central (centro) e norte (inferior).</i> BELOTTI et al. (2003).	15
Figura 7 – <i>Tectônica compressional da parte nordeste da Bacia do Oriente Principais feições estruturais e dobras anticlinais associadas.</i> BELOTTI et al. (2003).....	17
Figura 8 – <i>Perfis regionais das principais estruturas no sistema Capirón-Tiputini.</i> BELOTTI et al. (2003).....	18
Figura 9 – <i>Estrutura de Minta: falha transcorrente dextral.</i> BELOTTI et al. (2003)...	19
Figura 10 – <i>Complexo Obe-Pimare-Yuturi: falha transcorrente sinistral.</i> BELOTTI et al., (2003).....	19
Figura 11 – <i>Feições distensionais e compressionais na estrutura ITT.</i> BELOTTI et al. (2003).	20
Figura 12 – <i>Seção geológica da Bacia Oriente.</i> BABY et al. (2004).....	22
Figura 13 – <i>Formações, membros e ciclos sedimentares do Cretáceo da Bacia Oriente, e suas relações com a curva eustática.</i> HAQ et al. (1987) apud CHRISTOPHOUL et al. (2004).....	24
Figura 14 – <i>Seqüências deposicionais da Formação Hollin.</i> WHITE et al. (1995)	26
Figura 15 – <i>Estratigrafia do grupo Napo.</i> JAILARD et al. (1996).	28
Figura 16 – <i>Estratigrafia do período Paleoceno.</i> BABY et al. (1999).....	30
Figura 17 – <i>Na Província Putumayo-Oriente-Marañon, a região de maturação termal para óleo (para dentro do polígono de linha de contorno verde) e para gás (para fora da linha) geração de rochas geradoras do Cretáceo, e locações de produção de campos.</i> HIGLEY (2000).	35
Figura 18 – <i>Mapa e seção estrutural da Bacia Oriente com seus três corredores estruturais-petrolíferos.</i> BABY et al. (2004).	42
Figura 19 – <i>Localização do campo Fanny .</i> PLASEK (1995).....	65
Figura 20- <i>Perfil do poço interpretado mostrando as novas zonas de produção no intervalo de 7710 a 7720 ft (2350 a 2352 m) e a elevação do contato óleo-água para 7752 ft (2363 m),</i> PLASEK, (1995).....	68

Sumário

Agradecimentos	vi
Resumo	vii
<i>Abstract</i>	viii
Lista de Figuras	ix
<u>1 INTRODUÇÃO</u>	1
<u>2 OBJETIVOS</u>	2
<u>3 LOCALIZAÇÃO</u>	3
<u>4 CONTEXTO GEOLÓGICO DA BACIA ORIENTE</u>	4
4.1 CONTEXTO GERAL	4
4.2 CONTEXTO GEOTECTÔNICO	7
4.2.1 Tectônica da Bacias	7
4.3 GEOLOGIA ESTRUTURAL	10
4.3.1 Tectônica Extensional	13
4.3.2 Tectônica Compressional	16
4.3.3 Trapas Estruturais	20
4.4 ESTRATIGRAFIA	21
4.4.1 Paleozóico	21
4.4.2 Jurássico	22
4.4.3. Cretáceo.....	23
4.4.4. Paleoceno-Quaternário	29
4.5 SISTEMA PETROLÍFERO	32
4.5.1 Rocha geradora	32
4.5.2 Migração.....	34
4.5.3 Reservatório	36
4.5.4 CARACTERIZAÇÃO DOS RESERVATÓRIOS PRINCIPAIS DAS TRÊS UNIDADES TECTÔNICAS	37
4.5.4.1 O “play” ocidental (sistema subandino)	37
4.5.4.2 O “play” central (corredor sacha-shushufindi).....	39
4.5.4.3 O “play” oriental (sistema Capirón-Tiputini).....	40
4.5.5 TRAPAS OU ARMADILHAS	43
4.5.5.1 Trapas do “play” ocidental (sistema subandino)	43
4.5.5.2 Trapas do “play” central (corredor Sacha-Shushufindi).....	43
4.5.5.3 Trapas do “play” Oriental (sistema Capirón-Tiputini)	44
4.5.6 Rochas selantes.....	45
<u>5 PERFILAGEM</u>	47
5.1 INTRODUÇÃO	47
5.2 MEDIDAS DE PERFILAGEM	49
5.2.1 Raios Gama	50
5.2.2 Sônico.....	51
5.2.3 Densidade	54
5.2.4 Porosidade Neutrônica.....	56
5.2.5 Resistividade.....	59
5.2.6 Volume de Argila	62

6 PERFILAGEM NA BACIA DO ORIENTE.....	64
6.1 PERFILAGEM NO CAMPO FANNY.....	64
7 CONCLUSÕES DO AUTOR.....	70
Referências bibliográficas	71

1 INTRODUÇÃO

Para a realização desta monografia foram consultadas referências bibliográficas da Geologia da Bacia do Oriente e sobre a perfilagem na Bacia. Os temas da área da geologia de petróleo abordados para este fim foram: geologia regional, geologia estrutural, evolução tectônica, estratigrafia e sistemas petrolíferos. Já o método definido para o estudo foi a perfilagem e o campo com dados encontrado foi o campo Fanny

A Bacia do Oriente está incluída na província Putumayo-Oriente-Marañon, um sistema de bacias foreland, que cobre aproximadamente 320.000 km² (Mathalone e Montoya, 1995). Os nomes das partes individuais da bacia são baseados nos limites políticos do Equador com os países da Colômbia e Peru (Higley, 2000).

A parte de perfilagem foi um pouco crítica. A escassez de dados prejudicou a pesquisa, fazendo com que o enfoque único ficasse no campo Fanny, um pequeno campo com baixa produção e pouca notoriedade.

2 OBJETIVOS

Esta monografia é parte integrante do curso de especialização em Geofísica do Petróleo, do Programa de Formação de Geofísicos da Petrobrás, reconhecido pela UFRJ (Universidade do Federal do Rio de Janeiro) em convênio com a Petrobrás, e tem como objetivo preparar profissionais para atuar na indústria de petróleo.

O objetivo principal é o entendimento geológico da Bacia do Oriente sob o ponto de vista de um método geofísico, baseando-se nos dados presentes na literatura.

3 LOCALIZAÇÃO DO ORÇÃO DA BACIA

A Bacia do Oriente está na porção noroeste da América do Sul, no Equador, e compõe grande parte da superfície do país. Encontra-se a leste da Cordilheira Real, parte integrante da Cadeia Andina, e a oeste do escudo das Guianas, e da região norte brasileira, estando em grande parte na área da Floresta Amazônica. É limitada a norte pela Bacia de Putumayo, na Colômbia, e a sul pela Bacia de Marañon, no Peru. Sua posição pode ser vista em figuras regionais do texto.

4 CONTEXTO GEOLÓGICO DA BACIA ORIENTE

4.1 Contexto Geral

A Cadeia Andina representa uma expressão de deformação compressional relacionada a subducção para Leste da Placa de Nazca sob toda a margem Oeste da Placa Sul-Americana. As bacias sub-andinas encontram-se a Leste da Cordilheira Andina e formam uma série de bacias de retroarco.

Segundo JACQUES (2003) o cenário tectônico Andino pode ser dividido em três principais componentes: áreas cratônicas estáveis ao Leste, zona de deformação andina à Oeste e um cinturão de bacias de *foreland* intermediária. Individualmente as bacias podem ser divididas em duas regiões: os *Foothills* Andinos, um cinturão relativamente estreito de dobras e soerguimento a Oeste; e uma região relativamente larga e sem deformação de *foreland* a Leste. As bacias apresentam um perfil assimétrico, com uma espessa seqüência sedimentar nos *Foothills* Andinos, com afinamento progressivo para Leste na direção do embasamento (geralmente Pré-Cambriano).

Apesar de as bacias andinas serem sempre referidas como clássicas bacias da *foreland*, o tipo de subsidência atual, reconhecido como bacia da *foreland*, geralmente ocorre no final do tempo geológico dessas bacias. O sedimento mais antigo reconhecido é do Cambro-Ordoviciano (Megasseqüência da margem passiva do Gondwana), mas somente no Terciário que a subsidência do retroarco ocorreu no cinturão andino. A moderna Cadeia Subandina desenvolveu-se primariamente do Neoceno ao

recente e está relacionada em parte com a quebra da Placa de Farallon a 25 Ma nas atuais placas de Nazca e de Cocos. Isso parece marcar o começo de taxas de convergência mais ortogonais ao longo da parte central e Sul da margem Oeste da Placa Sul-Americana (PARDO CASAS & MOLNAR, 1987).

A Cadeia Andina é a maior feição morfológica da América do Sul. Ela se estende por mais de 8000 km e pode ser dividida em três grandes segmentos de orientações distintas. O segmento NNE-SSW chamado Andes Norte (12°N - 5°S) tem 2000 Km de comprimento e inclui o Norte da Venezuela até o sul do Equador. O Andes Central (5°S - 18°S) tem 2000 km e sua orientação é próxima de NW-SE. Estes dois segmentos são separados pela inflexão Huancabamba. O terceiro segmento, Andes Sul, tem aproximadamente 4000 km e direção N-S. Na sua parte mais austral muda sua direção para E-W. O segmento chileno é separado do peruano pela inflexão Arica.

A evolução tectônica de cada segmento deste tem particularidades e diacronismo de eventos que tornaria muito complexa sua descrição, por este motivo neste trabalho, foi estudada a evolução tectônica do segmento mais ao norte chamado Colômbia-Ecuador.

Este segmento pode ser ainda dividido em três segmentos baseados em suas características geológicas e estruturais: os Andes Venezuelanos (Andes Mérida), os Andes Colombianos e os Andes Equatorianos. Pela localização da bacia estudada, iremos neste trabalho fixar preferencialmente nossas descrições na área que compreende os Andes Equatorianos.

A Cadeia Andina é formada pela Cordilheira Oeste e pela Cordilheira Real. Entre elas, há um graben inter andino, com aproximadamente 50 km de largura formado durante eventos transtensionais miocênicos.

A Bacia Oriente situa-se na parte Noroeste (NW) da Placa Sul-Americana abrangendo geograficamente o Equador, em continuidade, para o Sul, com a Bacia Marañon (Peru) e, para o Norte, com a de Putumayo na Colômbia. Separa-se, ainda, da Bacia Amazonas, a Leste.

Geologicamente, a área em questão é descrita por uma zona de contato entre as atuais Placas Litosféricas de Nazca e Sul-Americana, relacionada a processos de subducção e convergência oblíqua.

É uma ampla unidade geológica, desenvolvida principalmente durante o Cretáceo, e está incluída na província Putumayo-Oriente-Marañon, um sistema de bacias *foreland*, que cobre aproximadamente 320.000 km² (MATHALONE & MONTOYA, 1995).

Estratigraficamente e estruturalmente, a Bacia Oriente preserva uma historia geológica complexa desde o Fanerozóico começando com a deposição do Paleozóico Inferior e culminando com os depósitos Terciários vindos da dobra de empurrão dos cinturões Andinos (WHITE *et al.*, 1995).

4.2 Contexto Geotectônico

4.2.1 Tectônica da Bacia

A Bacia Oriente (DASHWOOD & ABBOTS, 1990) forma parte do grande sistema de bacias de *foreland* de Marañon-Oriente-Putumayo, desenvolvida entre os embasamentos pré-cambrianos Brasileiro-Guiano ao Leste, e à Cordilheira Andina ao Oeste (Figura 1).

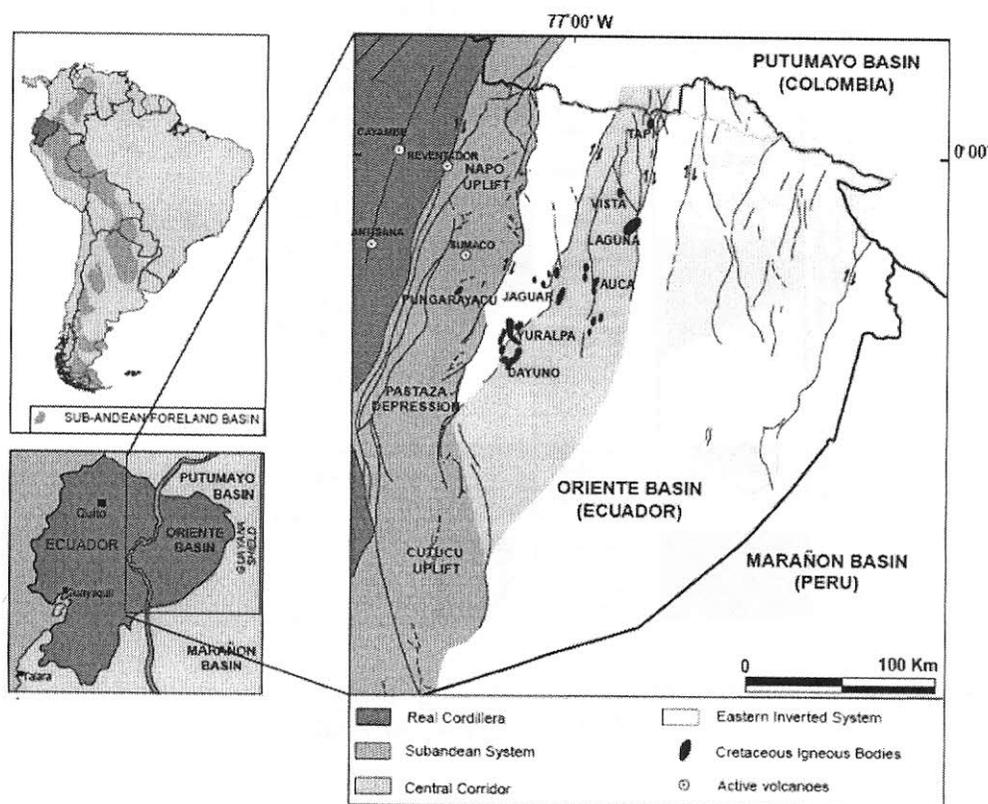


Figura 1 – Posicionamento geográfico e principais contextos geológicos da Bacia Oriente. BARRAGAN *et al.* (2005).

Ela preserva um preenchimento sedimentar, variando na idade do Paleozóico ao Quaternário, sobre um embasamento cratônico pré-cambriano. A coluna estratigráfica (Figura 2) pode ser dividida em uma série Pré-Cretáceo, que é discordantemente sobreposta a um ciclo sedimentar continental a marinho raso (WHITE *et al.*, 1995) e por uma cobertura de sedimentos cenozóicos (CHRISTOPHOUL *et al.*, 2002).

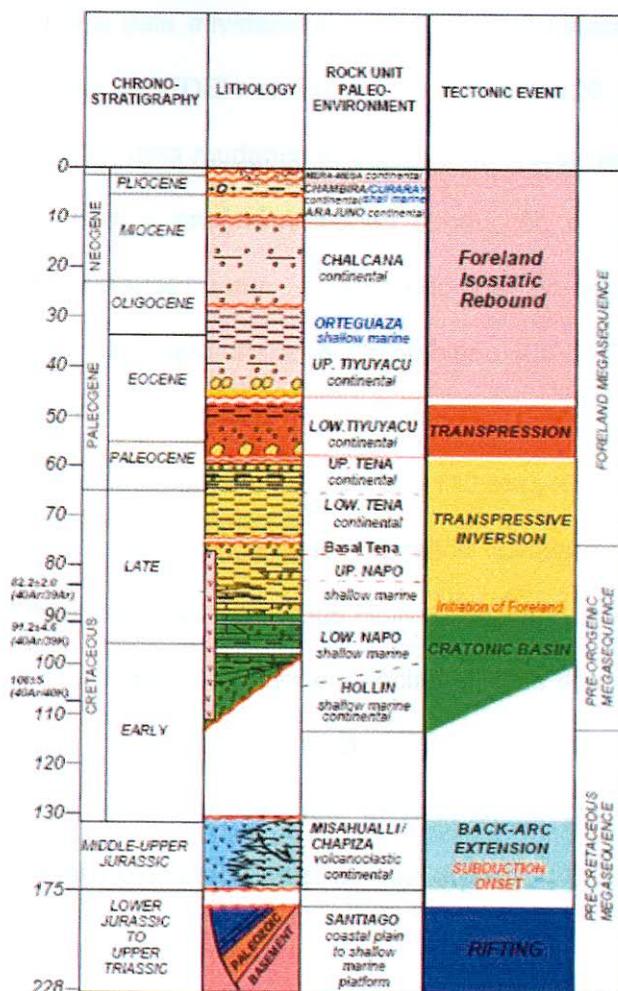


Figura 2 – Diagrama estratigráfico da Bacia Oriente. BARRAGÁN et al. (2005).

A série Pré-Cretáceo compreende sedimentos marinhos paleozóicos, depósitos de rifts continentais a marinhos do Triássico e Jurássico Inferior, e os sedimentos vulcanoclásticos do backarc do Jurássico Superior (DASHWOOD & ABBOTS, 1990). O ajuste tectônico foi dominado pelo rifteamento do Triássico Superior-Jurássico Inferior, induzido pelo alinhamento E-W do sistema Tethis (JAILARD et al., 2000), seguido por um regime extensional de retroarco do Jurássico Superior iniciado pelo início da

subducção Andina e pela atividade associada do arco vulcânico continental de Misahualli-Colan (ASPDEN *et al.*, 1987). Em 140-120 Ma (ASPDEN & LITHERLAND, 1992), uma mudança importante no ajuste geológico da Bacia Oriente ocorreu, com o encerramento da subducção e atividade do arco magmático, interpretados como o resultado da acresção de terrenos alóctones na margem Equatoriana e Colombiana [(JAILARD *et al.*, 2000, ASPDEN & LITHERLAND, 1992)].

Após um hiato sedimentar principal (120-110 Ma), a série sedimentar do Cretáceo foi depositada. Compreende depósitos fluviais a marinho raso do Aptiano ao Campaniano das formações Hollin e de Napo. A megasseqüência de Hollin-Napo é caracterizada por seqüências cíclicas das rochas calcárias, dos xistos e de arenitos. Sua deposição e distribuição em uma plataforma estável ao longo de um depocentro de NW-SE foram controlados por flutuações eustáticas globais do nível do mar durante o Cretáceo (WHITE *et al.*, 1995).

Finalmente, a série sedimentar Cretáceo Superior-Cenozóico foi depositada após um importante hiato sedimentar na base dos arenitos do Mastriciano-Paleoceno Inferior e da Formação Tena, um evento erosivo que pudesse refletir a acresção dos alóctones Pallatanga, Macuchi e do bloco litoral de Pinon (ASPDEN & LITHERLAND, 1992). Esta cobertura, Cretáceo Superior-Cenozóico, representa a seção dentrítica associada com o desenvolvimento do verdadeiro sistema Andino de retroarco (CHRISTOPHOUL *et al.*, 2002).

4.3 Geologia Estrutural

De acordo com BABY *et al.*, (2004), a Bacia Oriente é subdividida em províncias estruturais caracterizadas por diferentes aspectos geométricos e cinemáticos, ligados a uma herança pré-cretácea. Tais províncias estruturais da bacia equatoriana são denominadas Cordilheira Real, Sistema Subandino (Play ocidental), Corredor Sacha-Sushunfindi (Play central) e Sistema Capirón-Tiputini (Play oriental).

A Cordilheira Real é descrita por grandes estruturas relacionadas ao paroxismo dos Andes durante o Mio-Plioceno. O Sistema Subandino é o complexo aflorante da Bacia Oriente, onde esforços transpressivos causaram movimentação dextral e falhas normais N-S a NNE-NNW, as quais foram invertidas posteriormente (BABY *et al.*, 2004). Esse complexo apresenta ao Norte o Alto Napo, um imenso domo alargado orientado a NNE-SSW, limitado a Leste e a Oeste por falhas transpressivas; ao centro, a Depressão Pastaza, com falhas inversas do embasamento que geraram anticlinais com vergência Leste, sendo ocupada pelo cone aluvial de Pastaza; e ao Sul, a Cordilheira de Cutucú, que apresenta uma mudança na orientação das estruturas para N-S a NNW-SSE, a aparição de formações triássicas e jurássicas, e em menor proporção paleozóicas.

O Corredor Sacha-Sushunfindi apresenta uma deformação dada por grandes falhas transpressionais, em geral de direção NNE-SSW. Estas falhas se verticalizam em profundidade, e por vezes desenvolvem estruturas em flor na superfície (BABY *et al.*, 2004).

O Sistema Capirón-Tiputini, por exibir um caráter extensivo mais expressivo, é descrito por estruturas acomodadas sobre uma rampa de

Foredeep, sob a qual ocorrem grabens dobrados e invertidos (CAVALCANTI, 1995). Há três importantes estruturas em meio-graben na região NE da bacia: Ishpingo-Tiputini-Tambococha (ITT), com orientação NNE e mergulho a Leste; Obe, de direção NNW e mergulho a Leste; e Capirón e Pañacocha, com orientação N e mergulho a Oeste (Figura 3).

A evolução dos falhamentos formadores destes grabens criou zonas de transferências, sendo que há três geometrias principais descritas (Figura 4).

- *Zona de transferência convergente conjugada de Tivacuno*

Representa uma mudança ao longo do *strike* nas polaridades do meio-graben e no *offset* dos depocentros (o meio-graben de Obe, de mergulho Leste e vergência Oeste, com o meio-graben de Capirón, que mergulha a Oeste e tem vergência Leste), resultando em uma feição estrutural relativamente positiva.

- *Zona de transferência conjugada divergente de Yuturi*

Esta zona conecta o meio-graben de Obe (mergulho a Leste e vergência a Oeste) com o meio-graben de Pañacocha (mergulho a Oeste e vergência Leste).

- *Zona de transferência sintética conjugada do ITT*

Nesta região, a principal falha do meio-graben é segmentada ocasionalmente, com a geração de transferência. A transferência do deslocamento entre segmentos individuais é realizada por rampas de *relay* (Figura 4).

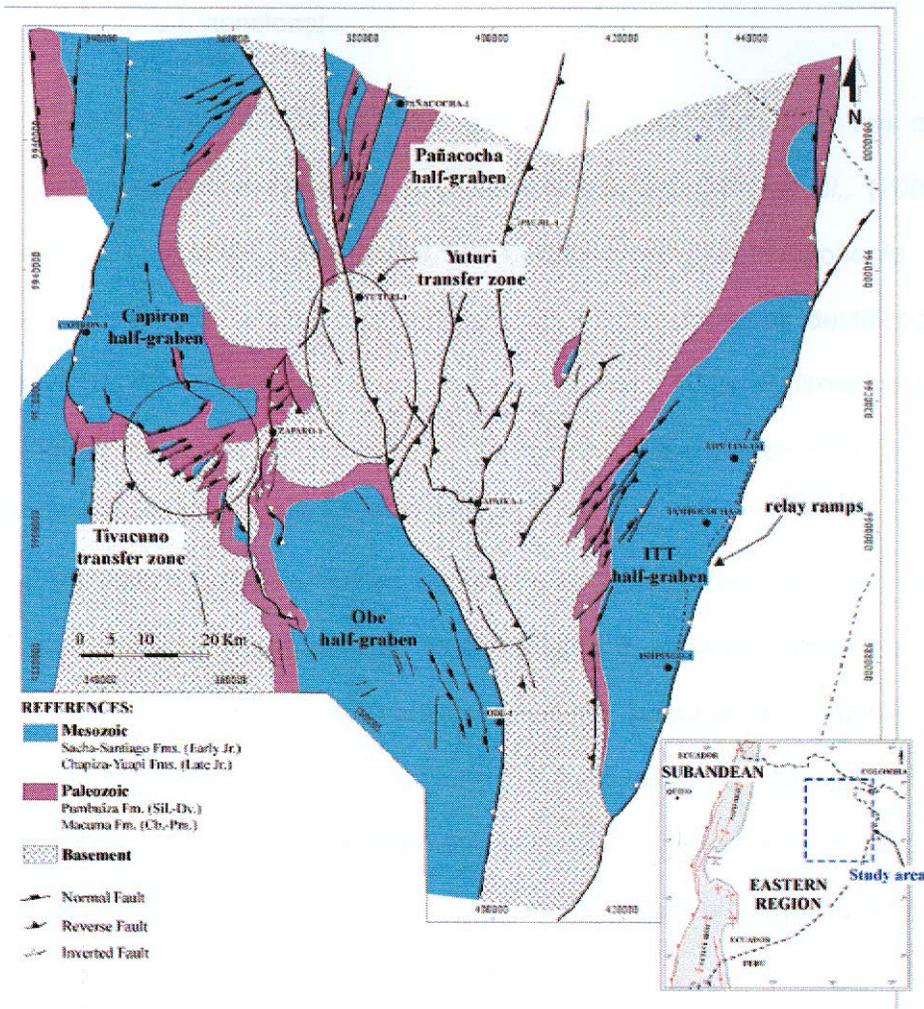


Figura 3 – Estruturas em meio-graben do Sistema Capirón-Tiputini. BELOTTI *et al.*, (2003).

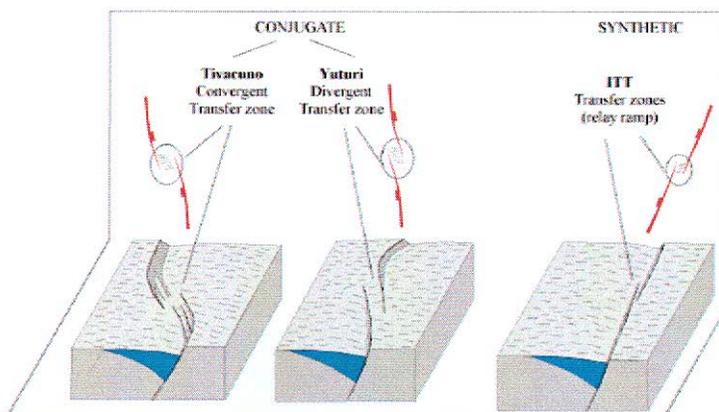


Figura 4 – Geometria das principais zonas de transferência. BELOTTI *et al.*, (2003).

4.3.1 Tectônica Extensional

Dados sísmicos indicam uma história estrutural complexa, em que ocorreram regimes distensional e compressional. BELOTTI *et al.*, (2003), concluiu um episódio distensional Pré-Cretáceo, com a componente σ_3 atuando na direção Oeste-Noroeste (Figura 5). Perfis geológicos identificados como I, II, III e IV nessa Figura, ilustram grandes riftes controlados por geometrias de falhas, as quais foram fortemente influenciadas pela fábrica Pré-Cambriana e Paleozóica pré-existentes.

Analisando seções sísmicas referentes ao meio-graben de Obe (linhas 1, 2 e 3 na Figura 5), observa-se ao Sul (Figura 6, superior), mergulhos da fábrica do embasamento subparalelos à falha principal distensional de mergulho Oeste, enquanto que ao Norte (Figura 6, centro e inferior), nota-se mergulhos da fábrica do embasamento a Leste, gerando elevado ângulo entre este plano e a falha principal, a qual teve sua propagação inibida, resultando no abortamento deste meio-graben.

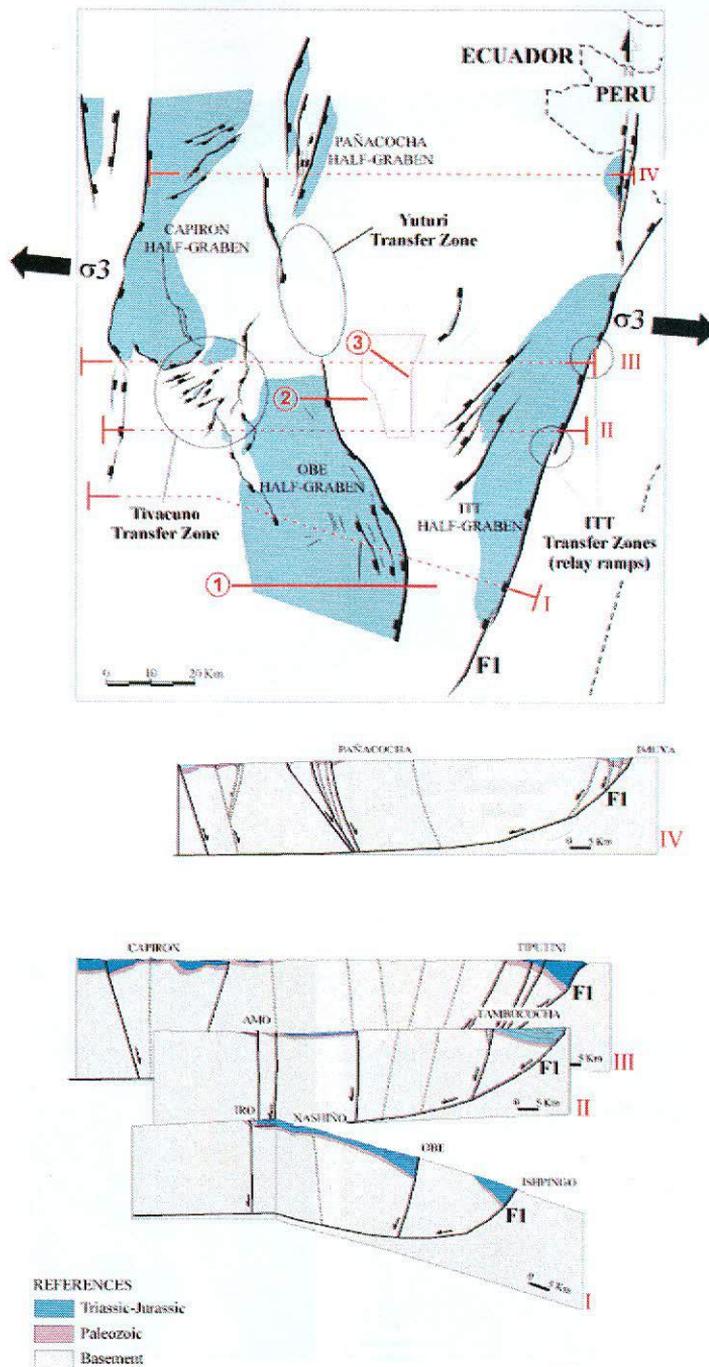


Figura 5 - Tectônica extensional da parte nordeste da Bacia Oriente. Principais feições estruturais e zonas de transferência (superior) e seções geológicas (inferior). BELOTTI et al. (2003).

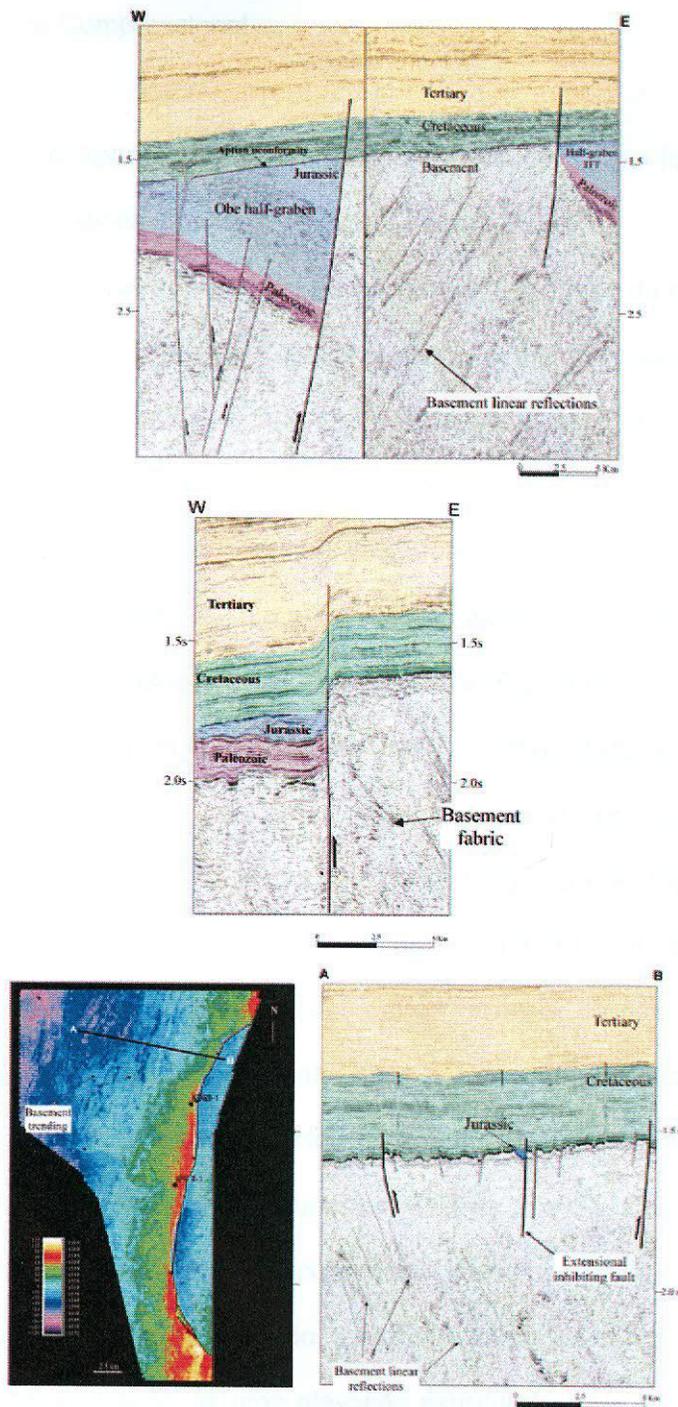


Figura 6 – Seções sísmicas do Meio-Graben de Obe. Região sul (superior), central (centro) e norte (inferior). BELOTTI et al. (2003).

4.3.2 Tectônica Compressional

No final do Aptiano, a subsidência controlada por falhas foi substituída pela subsidência térmica regional (BELOTTI *et al.*, 2003).

No limite Cretáceo-Terciário, houve uma segunda fase da convergência transpressional na Cordilheira Real, simultânea com a obdução de crosta oceânica, iniciando, na Bacia Oriente, o desenvolvimento de uma rede de falhas reversas do embasamento. A convergência foi acelerada no fim do Cenozóico sul-americano, e continua acentuando o relevo em algumas das falhas reversas do embasamento e nas dobras associadas, como observado na Figura 7 e nos modelos geológicos I, II, III e IV (Figura 8).

No campo de stress compressional (σ_1), as falhas distensionais de alto ângulo de mergulho e zonas de transcorrência pré-existentes no embasamento favoreceram o deslocamento ao longo da orientação principal da região de colisão. A maior parte, em especial aquelas que tendem NE-SW, foram reativadas como falhas transcorrentes dextrais. Um exemplo deste comportamento é a estrutura de Minta, dada por uma falha vertical, tendendo NNE-SSW, com o desenvolvimento de estruturas em flor no segmento principal da falha (Figura 9 e Figura 8 – seções 2 e 3). Como é comum ocorrer em planos de falhas transcorrentes, os trechos da falha em que o traço em superfície se torna curvado, tornam-se zonas de compressão ou de extensão, e há a geração de uma elevação estrutural ou de um ponto baixo estrutural. Como resultado, têm-se dobras em flor que alternam estruturas positivas e negativas.

Falhas transcorrentes de caráter sinistral são menos comuns na Bacia Oriente, ao menos na parte Norte, devido à orientação NE-SW de muitas das estruturas. Como exemplo sinistral, tem-se o complexo Obe-Pimare-Yuturi, formado por uma falha NW-SE de alto ângulo (Figura 10). Nesta área, o deslocamento no *hangingwall* desta falha gera o anticlinal da falha de Obe ao Sul (Figura 10 e Figura 8 – seções 1 e 4), e no *footwall*, gera os anticlinais de falha de Pimare e de Yuturi para o Norte (Figura 10 e Figura 8 – seções 3 e 4).

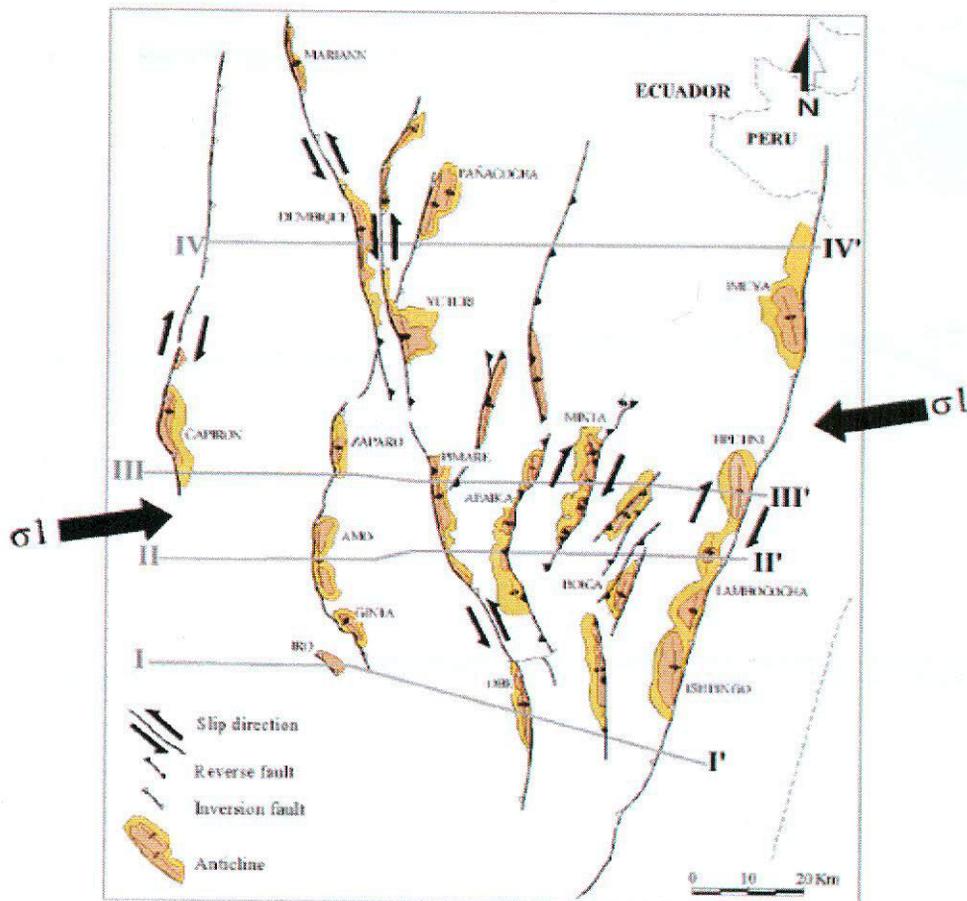


Figura 7 – Tectônica compressional da parte nordeste da Bacia do Oriente
Principais feições estruturais e dobras anticlinais associadas. BELOTTI et al.
(2003).

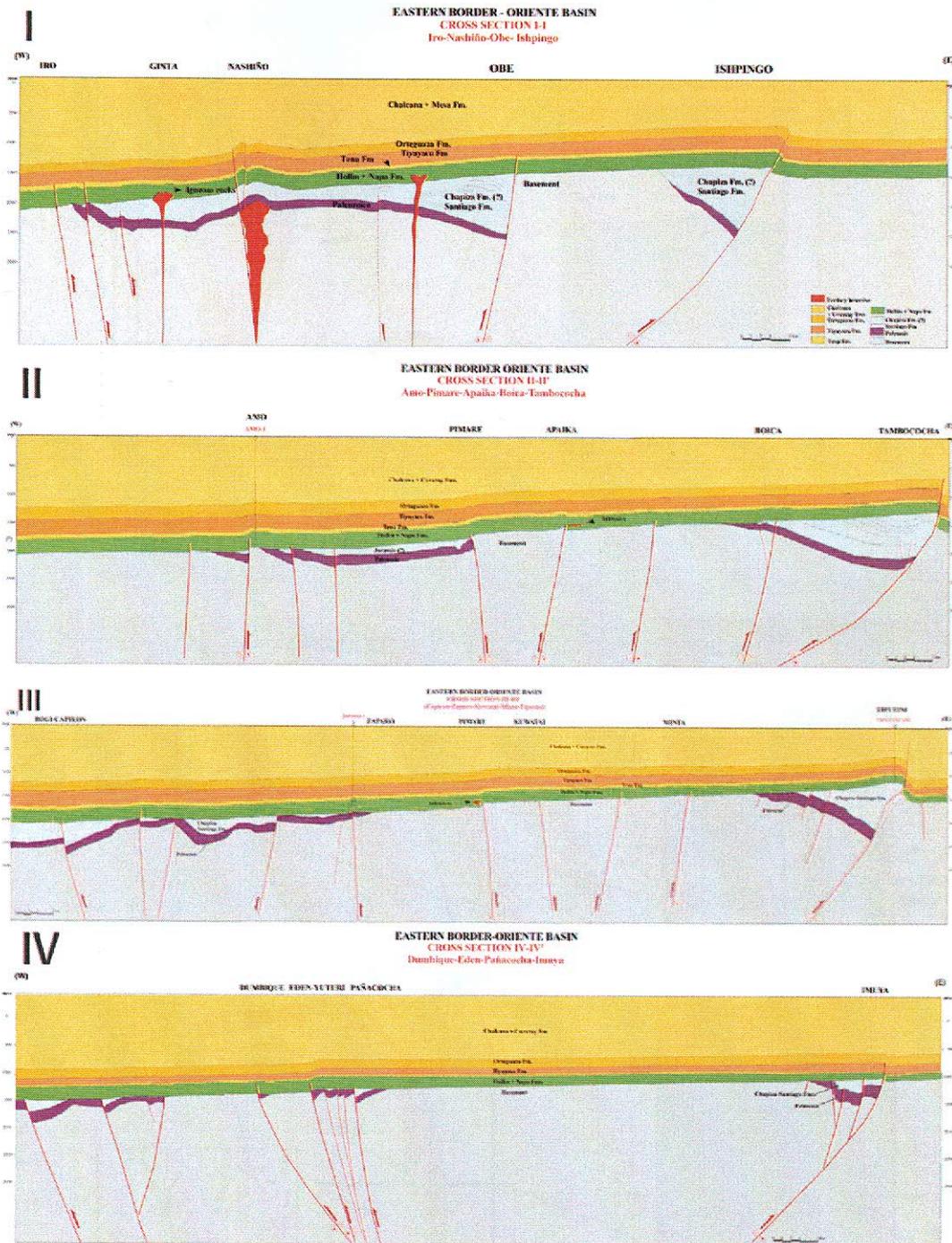


Figura 8 – Perfis regionais das principais estruturas no sistema Capirón-Tiputini. BELOTTI et al. (2003).

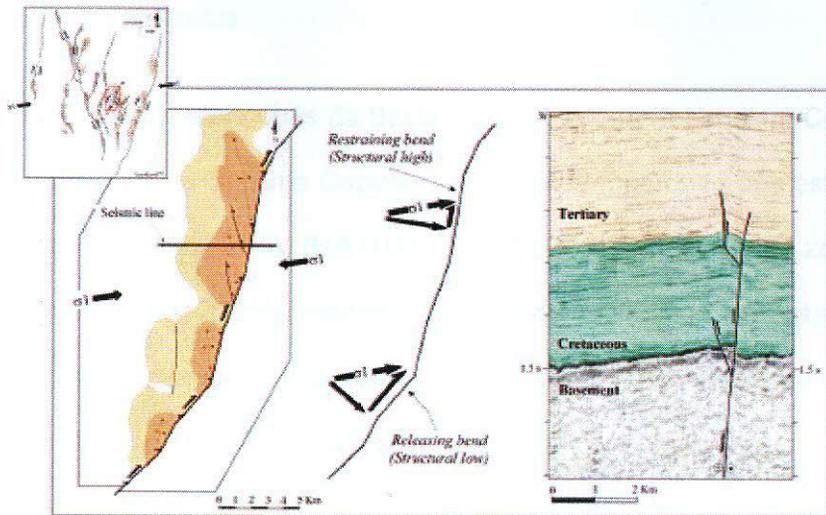


Figura 9 – Estrutura de Minta: falha transcorrente dextral. BELOTTI et al. (2003).

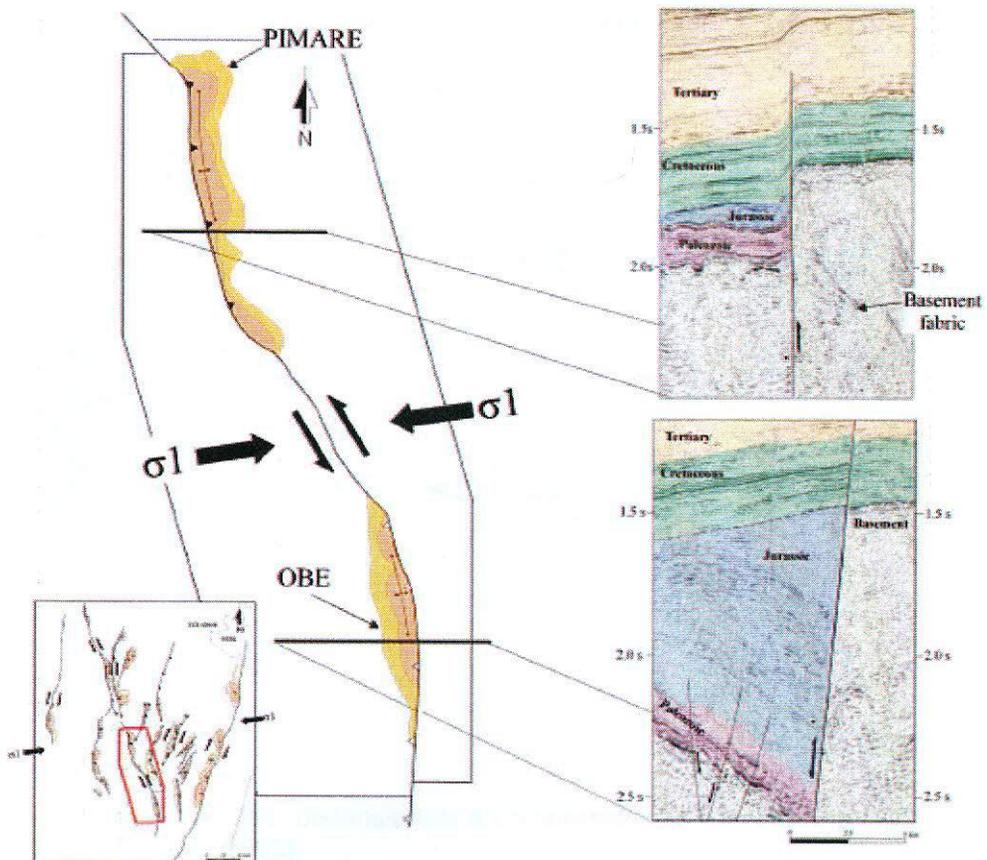


Figura 10 – Complexo Obe-Pimare-Yuturi: falha transcorrente sinistral. BELOTTI et al., (2003)

4.3.3 Trapas Estruturais

As três zonas estruturais da Bacia Oriente – Zona Subandina, Corredor Sasha-Shushufindi e Sistema Capirón-Tiputini, atuam gerando três estilos de estruturas de trapeamento (MATHALONE & MONTOYA, 1995): zona de trapas geradas por cavalgamentos, envolvendo rochas do embasamento; dobramentos e trapas compressionais, algumas com efeito de sal; e trapeamentos por inversão tectônica .

A exploração de óleo da Bacia Oriente está em reservatórios cretáceos – arenitos, principalmente de Hollin e de Napo; onde os principais campos estão em dobras suaves desenvolvidas no topo de falhas paleozóicas, com alongação para Norte, por inversão tectônica (MATHALONE & MONTOYA, 1995; CANFIELD *et al.*, 1982).

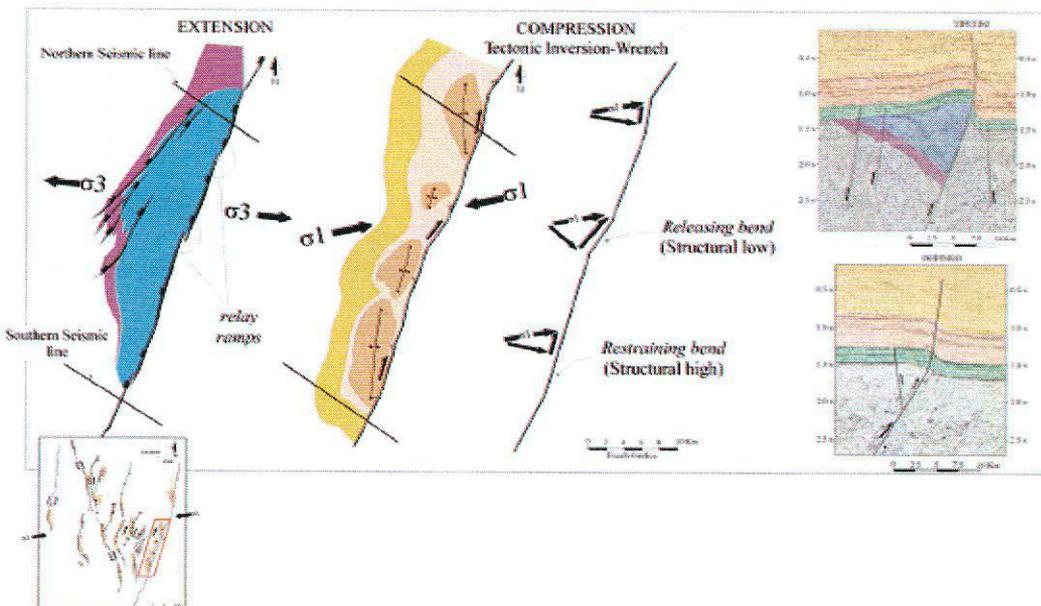


Figura 11 – Feições distensionais e compressionais na estrutura ITT. BELOTTI *et al.* (2003).

A inversão tectônica das falhas foi favorecida onde o campo de esforço compressional foi reativado em planos de falhas lístricas pré-existentes de mergulho moderado, de 45 a 55° (BELOTTI *et al.*, 2003). Um exemplo é a estrutura de Ishpingo, Tiputini e Tambococha (ITT), onde as trapas estruturais são anticlinais falhadas associadas com a inversão tectônica (Figura 11).

4.4 Estratigrafia

A Bacia Oriente possui rochas sedimentares cujas idades variam do Paleozóico ao Quaternário, que se sobrepõe a um embasamento metamórfico e ígneo do período Pré-Cambriano (WHITE *et al.*, 1995). As Figura 12 e 13 ilustram, respectivamente, a seção geológica e a carta estratigráfica geral desta bacia equatoriana.

4.4.1 Paleozóico

As rochas do período Paleozóico são divididas em dois grupos: Formação Pumbuiza e Formação Macuma. Grande parte da formação Pumbuiza é constituída por finas camadas de ardósias, de cor cinza escuro a preto, em locais grafíticos, e arenitos quartzíticos de granulometria fina. Como a base da formação não foi vista e as ardórias são altamente deformadas e falhadas não há nenhuma estimativa da sua espessura (TCHOPP, 1953). O contato com a formação Macuma não foi observado diretamente. As fortes dobras da formação Pumbuiza junto com interpretações fotogeológicas apontam para uma inconformidade angular separando a duas formações.

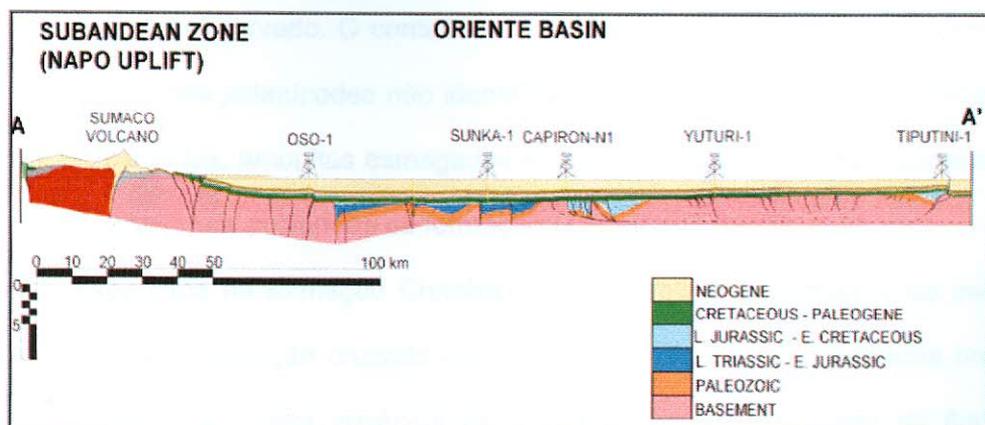


Figura 12 – Seção geológica da Bacia Oriente. BABY et al. (2004)

A formação Macuma Inferior consiste, em sua maioria, de finas camadas siliciclásticas de calcário muito fossilífero, de cor cinza a azul escuro, em lugares pseudo-oolíticos, alternando com folhelhos pretos e ardósias, enquanto que a formação Macuma Superior consiste de uma espessa seqüência, branco a cinza escuro, e paredões de calcário maciços intercalados com folhelhos. Mesmo não sendo observada em uma seção contínua, a espessura da Macuma Superior mas pode ser estimada em no máximo 1250 m (TSCHOPP, 1953).

4.4.2 Jurássico

Do período Jurássico temos as seguintes formações: Formação Santiago e a Formação Chapiza. A Formação Santiago compreende uma seqüência de finas camadas de calcário mais ou menos siliciclásticos, cinza escuro a preto com uma quantidade igual de arenitos calcínicos cinza com intercalações em algumas partes de folhelhos pretos betuminosos (TSCHOPP, 1953). De acordo com esse autor, o limite inferior da formação

ainda não foi observado. O conteúdo de fósseis da formação é muito pobre, além de poucos pelecípodes não identificados, restos de peixes e radiolários mal preservados, amonitas esmagados e espalhados desde o limite superior até as partes mais profundas da formação (TSCHOOP, 1953).

Evaporitos na formação Chapiza Inferior revela a proximidade do mar Jurássico; estratificação cruzada nos arenitos, *ripple marks*, *mudcracks* nos folhelhos e a completa ausência de vida marinha e a escassez da flora aponta para uma deposição continental e um clima árido temporário seguido da fase Misahualli, com intensa atividade vulcânica (TCHOPP, 1953).

4.4.3. Cretáceo

A estratigrafia do período Cretáceo da Bacia Oriente é dividida em três formações: Hollin, Napo e Tena basal e são as mais produtoras deste ambiente sedimentar. Estas formações caracterizam-se por um ciclo seqüencial de rochas calcárias, xistos e arenitos cuja deposição e distribuição foram controladas pelas mudanças relativas do nível do mar (WHITE *et al.*, 1995). A Figura 13 descreve a seqüência deposicional do período Cretáceo da Bacia Oriente, onde à direita da curva eustática de Haq *et al.* (1987) se observa os diferentes membros da megasseqüência Hollin-Napo-Tena Basal, enfatizando os intervalos clásticos correspondentes aos arenitos Hollin Principal, T, U, M2, M1 e Tena Basal (BARRAGÁN *et al.*, 2004).

No lado ocidental da Bacia Oriente, a formação Hollin consiste de cinco seqüências deposicionais sucessivas: três seqüências nos arenitos do Hollin Principal e duas na formação do Hollin Superior, Figura 14. A formação Hollin

é de idade Albiano, embora os estratos basais do Hollin Principal possam datar do Aptiano superior. A fauna e a flora fósseis, embora escassos, sugerem que o Hollin são diacrônicos e seguem a ascensão total do nível do mar durante a deposição das formações do Hollin Superior e Napo Inferior (WHITE *et al.*, 1995).

O arenito da formação é geralmente de granulometria grossa, cor branca, poroso, camada compactada a maciça, comumente apresentam estratificação cruzada e raros *ripples*. Camadas planas são marcadas por finas intercalações de folhelho, em muitas partes folhelhos micáceos e também folhelhos carbonosos escuros na parte superior da seção (TSCHOPP, 1953).

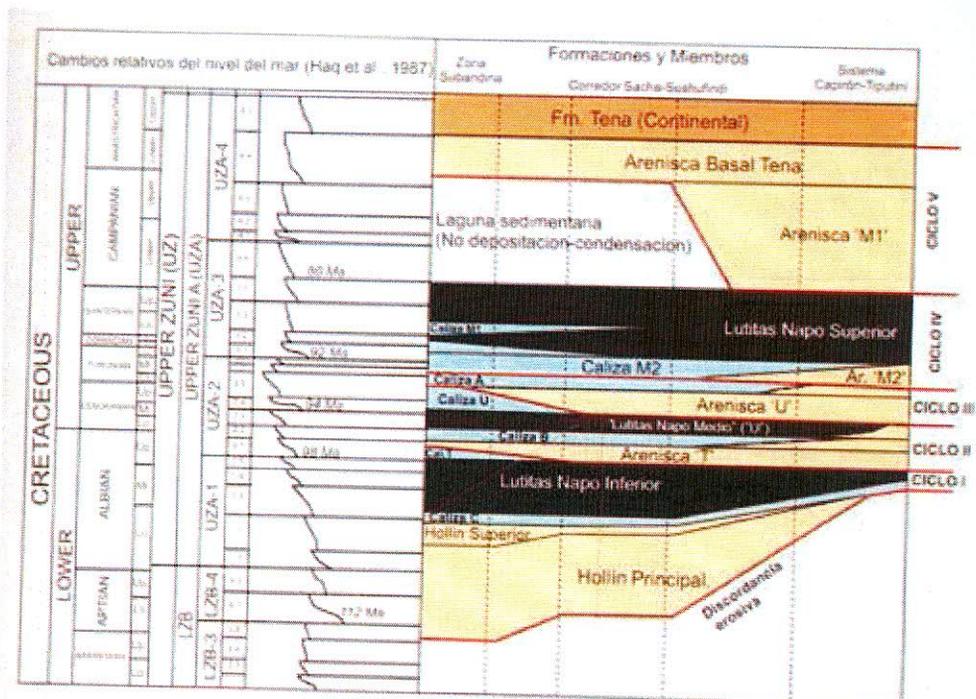


Figura 13 – Formações, membros e ciclos sedimentares do Cretáceo da Bacia Oriente, e suas relações com a curva eustática. HAQ *et al.* (1987) apud CHRISTOPHOUL *et al.* (2004).

Para TSCHOPP (1953) a espessura da Formação Hollin pode ser considerada com uma exposição média de 200 m nas Montanhas Cutucú Meridional e de aproximadamente 150 m no alto de Napo. Ao longo do flanco leste do Sul da montanha de Cutucu a formação Hollin repousa sem inconformidade angular visível sobre a formação Chapiza, no flanco oeste de Cutucu ocidental ela repousa sobre Santiago.

A Formação Napo é considerada uma das mais prolíficas rochas geradoras de hidrocarbonetos na América do Sul, consistindo de folhelhos ricos em matéria orgânica, grainstones bioclásticos e packstones, e arenitos terrígenos que se acredita terem sido depositados num ambiente fluvial, marinho e deltáico durante o Cretáceo Superior (WHITE *et al.*, 1995).

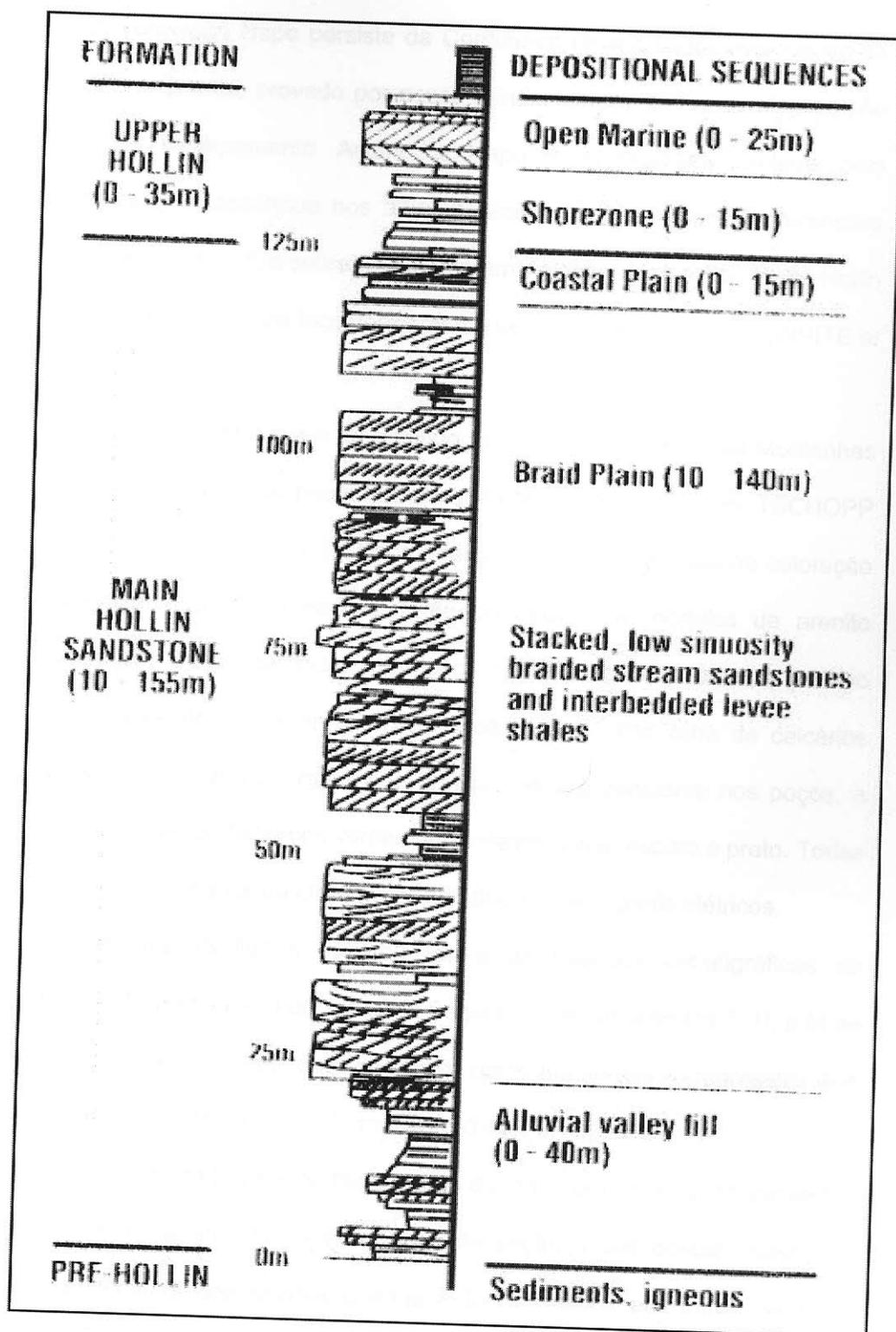


Figura 14 - Sequências deposicionais da Formação Hollin.
WHITE et al. (1995)

A Formação Napo persiste da Cordilheira Real a Leste estendendo-se por todo o Oriente, provado por poços e indicado por dados de sísmica. Ao longo do escarpamento Andino a Napo é considerada afetada pelo tectonismo e descontínuo nos afloramentos com falhamentos preferenciais (TSCHOFF, 1953). Ela sobrepõe-se conformemente sobre a Formação Hollin Superior e é sobreposta inconformemente pela Formação de Tena (WHITE *et al.*, 1995).

Baseado na litologia e no persistente horizonte calcário nas Montanhas Cutucú e nos dados de poços a Formação Napo foi dividida por TSCHOFF (1953), da seguinte forma: (I) Napo Inferior, folhelhos arenosos de coloração verde-acizentado, cinza escuro, preto ou cinza com nódulos de arenito glauconítico, lentes, camadas, e poucos calcários subordinados; (II) Napo Médio, composto principalmente por calcário, com uma zona de calcários acamadados a maciços, mantendo uma espessura constante nos poços, e (III) Napo Superior, folhelhos verdes acizentados, cinza escuro e preto. Todas as três subdivisões foram claramente identificadas nos perfis elétricos.

A Figura 15 ilustra as litologias e as relações estratigráficas da Formação Napo na parte ocidental da Bacia Oriente. Os arenitos T, U, e M de Napo são relacionadas a uma série dos ciclos transgressivo-regressivo que construíram a estratigrafia da formação (WHITE *et al.*, 1995).

As rochas da Formação Napo foram divididas em nove fácies baseadas em espécime e em observações finas da seção. Duas destas fácies são rochas calcárias depositadas quando a fonte clástica era muito baixa. O packstone foraminífero ao grainstone consiste do foraminífero pelágico, fragmentos raros de peixes, e seixos fosfatos em uma matriz laminada

crystalina de carbonatos. Estas fácies foram depositadas abaixo de uma superfície altamente produtiva do mar em um assoalho de mar anaeróbico, de muito baixa energia. Os lamitos não-calcários finamente laminados contem fragmentos de peixes e camadas bivalves depositados em um ambiente marinho anóxico de baixa energia (HUNTER *et al.*, 2000).

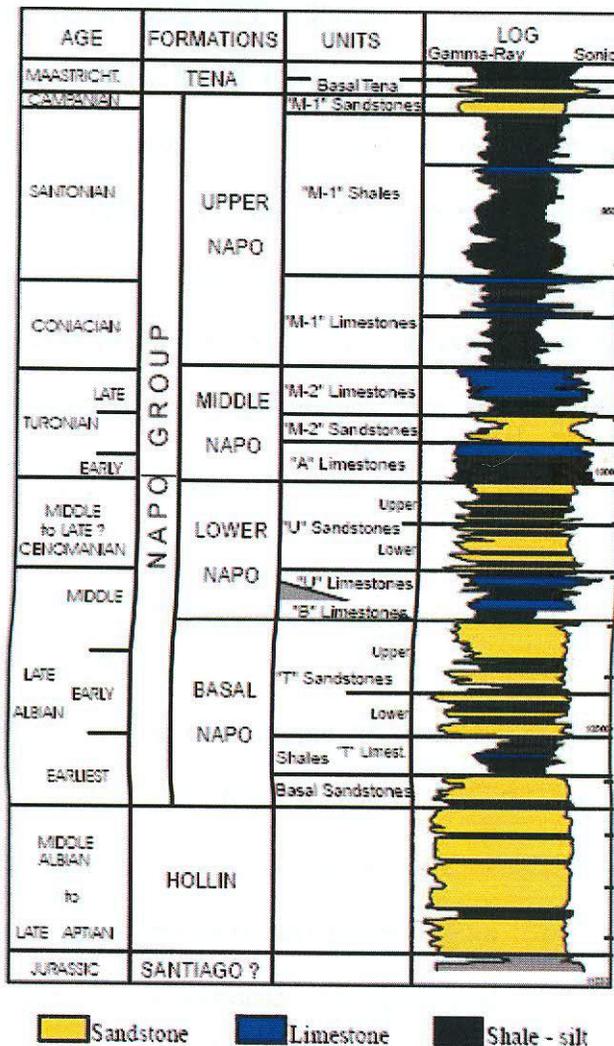


Figura 15 – Estratigrafia do grupo Napo. JAILARD *et al.* (1996).

Os folhelhos do Napo Superior são duros, laminados, cinza escuro a preto, apresentam-se intercalados com calcários parcialmente fossilíferos, em camadas com espessura fina a média, cinza escuro. (TSCHOPP, 1953). Os fósseis coletados por Wasson & Sinclair (1927, pp. 1268-72 apud TSCHOPP, 1953) e identificado por Reeside, localiza a Formação Napo no Albiano-Turoniano. Coleções de amonitas determinam um período contínuo do Albiano ao Coniaciano (TSCHOPP, 1953).

As formações Tena Basal e Tiyuyacu são os estratos anteriores do preenchimento do Pós-Napo e consistem de folhelhos, arenitos e conglomerados menores. O intervalo Hollin-Napo consiste de cerca de 500 m de arenitos continentais e marinhos, folhelhos e carbonatos (WHITE *et al.*, 1995). Os reservatórios de arenitos de Hollin e Napo provaram ser produtores consistentes desde que sua produção inicial foi estabelecida primeiramente em agosto 1972 (WHITE *et al.*, 1995).

4.4.4. Paleoceno-Quaternário

O período Paleoceno-Quaternário abrange as seguintes formações: Tena, Tiyuyacu, Ortequaza, Arajuno, Chambira, Curaray e Mera. As formações sedimentares Tiyuyacu, Ortequaza e Chalcana foram depositadas durante o Eoceno-Oligoceno na Bacia Oriente (Figura 16).

A Formação Tena consiste principalmente de argila vermelho amarronzada com uma quantidade variada de arenitos na parte mais inferior e superior da seção. As argilas são maciças com camadas finas, por vezes laminadas, mais ou menos arenosas e com coloração vermelho

amarronzada, que varia desde o vermelho claro até o vermelho tijolo. Mais ao fundo a formação apresenta uma coloração vermelha à roxa. Aparentemente a cor vermelha foi intensificada pelo processo de erosão. As argilas são pouco margosas, particularmente nas partes não arenosas da formação. (TSCHOPP, 1953).

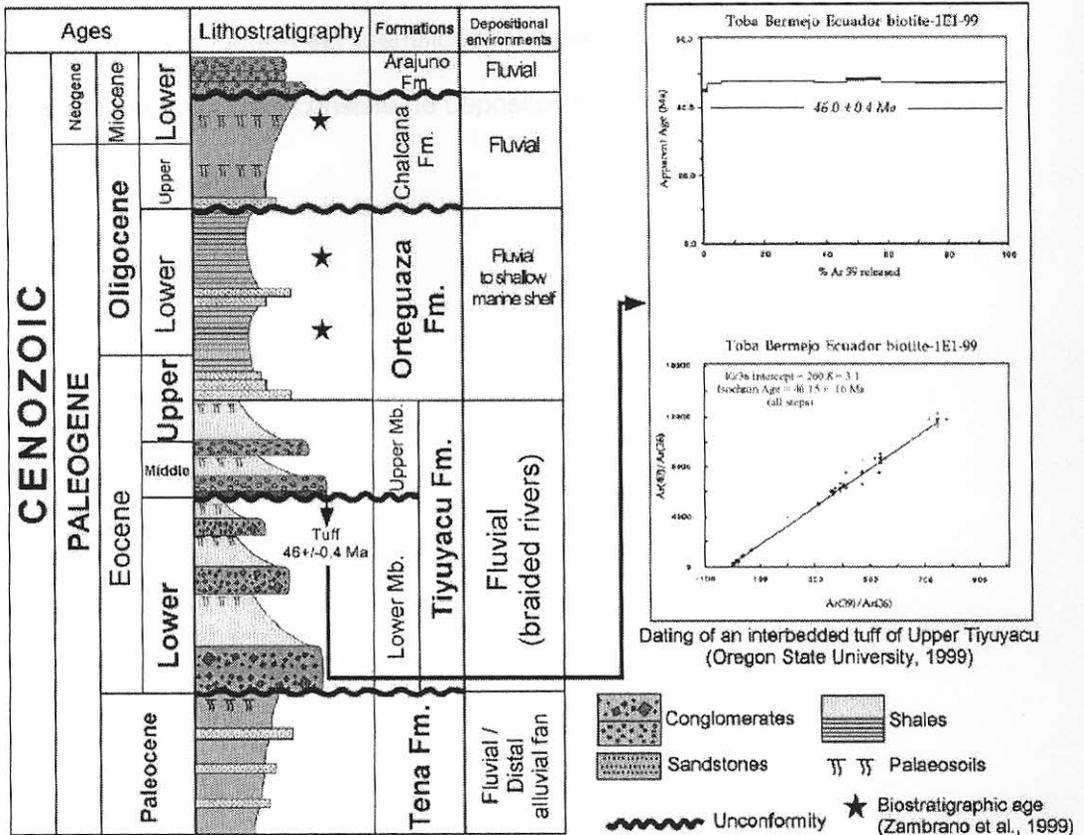


Figura 16 – Estratigrafia do Mioceno Paleoceno. BABY et al. (1999)

A Formação Tiyuyacu consiste em depósitos fluviais grossos a finos e pode ser dividida em 2 membros (Inferior e Superior) baseado em argumentos sedimentológicos e estruturais.

A Formação Ortegaza sobrepõe conformemente o Membro Tiyuyacu Superior, a base corresponde à superfície de transgressão regional. Na Bacia Oriente a Oeste (aproximadamente na zona Subandina), a Formação

Ortequaza consiste de depósitos fluviais finos similares a Formação Chalcana.

Na Formação Chalcana a maior parte dos sedimentos encontrados na seção do rio Aguarico são depósitos finos (argilitos, siltitos) intercalados com lentes finas de arenitos com granulometria fina a média. Poucas estruturas sedimentares puderam ser identificadas. A base da formação corresponde a uma inconformidade e consiste de depósitos fluviais de grãos finos.

4.5 Sistema Petrolífero

4.5.1 Rocha geradora

O potencial gerador das formações pré-cretácicas na Bacia Oriente é muito incerto, todavia, não se pode descartar a possibilidade de que o pré-cretáceo pode conter rochas geradoras que tenham efetivamente gerado hidrocarbonetos, ou seja, que tenham entrado na janela de geração.

As zonas ricas em matéria orgânica da Formação Napo são consideradas as fontes de quase todos os hidrocarbonetos na Bacia Oriente, embora a correlação do óleo com a fonte fosse mal documentada na literatura (RIVADENEIRA, 1986; DASHWOOD & ABBOTTS, 1990) , principalmente para o caso da Formação Hollin, que é situada a baixo da Formação Napo, o que sugere uma migração do tipo *downward* , fato pouco provável já que a gênese da bacia esteve associada à sedimentação em paleo-ambiente saturado em água.

Observando as bacias de Putumayo e Marañon, onde parte da sedimentação sobre o pacote paleozóico teve características similares de deposição com a Bacia Oriente, podemos suspeitar da existência de acumulação de gás e condensado.

A Formação Pumbuiza reúne as condições de deposição necessárias para ser considerada como uma potencial rocha geradora, porém no Equador, os resultados geoquímicos não confirmam isto. Os eventos orogênicos do ciclo Eo-Herciniano submeteram essas rochas a pressões e temperaturas muito altas, passando da janela de geração de óleo, fazendo com que essa formação seja geradora de gás seco (ALVARADO *et al.*, 1985).

A Formação Macuma, segundo os dados geoquímicos registrados no centro da bacia (poços Sacha Profundo, Shushufindi A-39 e Pichincha-1), não pode ser considerada como uma boa rocha geradora, apesar de seu ambiente de deposição ser interpretado com quente tendendo a anóxico, o que poderia contribuir para preservação da matéria orgânica, pois em todo o mundo se registrou baixo desenvolvimento de rocha geradora em depósitos marinhos no Permo-Carbonífero (EMERY & MYERS, 1997).

A Formação Santiago, segundo RIVADENEIRA (1986), e de acordo com as análises geoquímicas realizadas em amostras da Cordilheira de Cutucú (COT=1,3-2,52% e Ro=0,84-1,87%; ALVARADO *et al.*, 1985) apresentam níveis de pelitos negros com boas características quantitativas e qualitativas para rocha geradora. A espessura da formação é estimada entre 1000 e 2700 m. É uma seqüência de calcáreos e calcáreos arenosos intercalados com folhelhos micácios e betuminosos. Aparecem também algumas intrusões de rocha ígnea félsica e diabásios. A idade da formação varia desde o Triássico ao Jurássico.

A Formação Napo é dita na literatura como a maior responsável pela geração de óleo na Bacia Oriente.

As análises dos dados sedimentológicos e da matéria orgânica particulada da área do campo Pungarayacu, especificamente nas formações Napo Basal e Napo Inferior indicam um importante aporte terrígeno de fitoclastos e palinomorfos (superior a 90%), depositado durante o trato de e sistema de mar baixo bem desenvolvido.

Já nas Formações Napo Médio e Superior, a assembléia orgânica é caracterizada pela alta abundância de matéria orgânica amorfa bem

preservada e um decréscimo geral de material terrígeno o que proporcionou altos valores de carbono orgânico total, atingindo entre 9,8 - 12% em condições anóxicas. Isso intensificou a preservação da matéria orgânica, produzindo rochas geradoras de alta qualidade.

No intervalo correspondente ao Napo Médio, níveis inferiores de calcáreos são caracterizados pela abundância da matéria orgânica amorfa (MOA mais de 70%) bem preservada associada com altos valores de COT (10-12%).

O óleo da geradora cretácea Napo da Bacia Oriente é correlato com óleos cretáceos da Bacia Marañon (MATHALONE & MONTOYA, 1995).

Zonas ricas em matérias orgânica da Formação Napo têm sido consideradas a geradora da maior parte dos hidrocarbonetos na Bacia Oriente, embora os estudos de correlação entre o óleo e a rocha geradora sejam ainda mal documentados em literatura (LOZADA *et al.*, 1985; RIVADENEIRA, 1986; DASHWOOD & ABBOTTS, 1990 *apud* HIGLEY, 2000).

4.5.2 Migração

São vários os processos que têm afetado a migração dos hidrocarbonetos distribuídos nos reservatórios da Bacia Oriente:

- Pré-Mioceno (começo da fase Andina) envolve migração lateral de óleo do oeste (por mais de 300 km).
- Influxo de água doce do oeste, no Pré-Mioceno, causando lixiviação e biodegradação dos óleos trapeados e em migração.

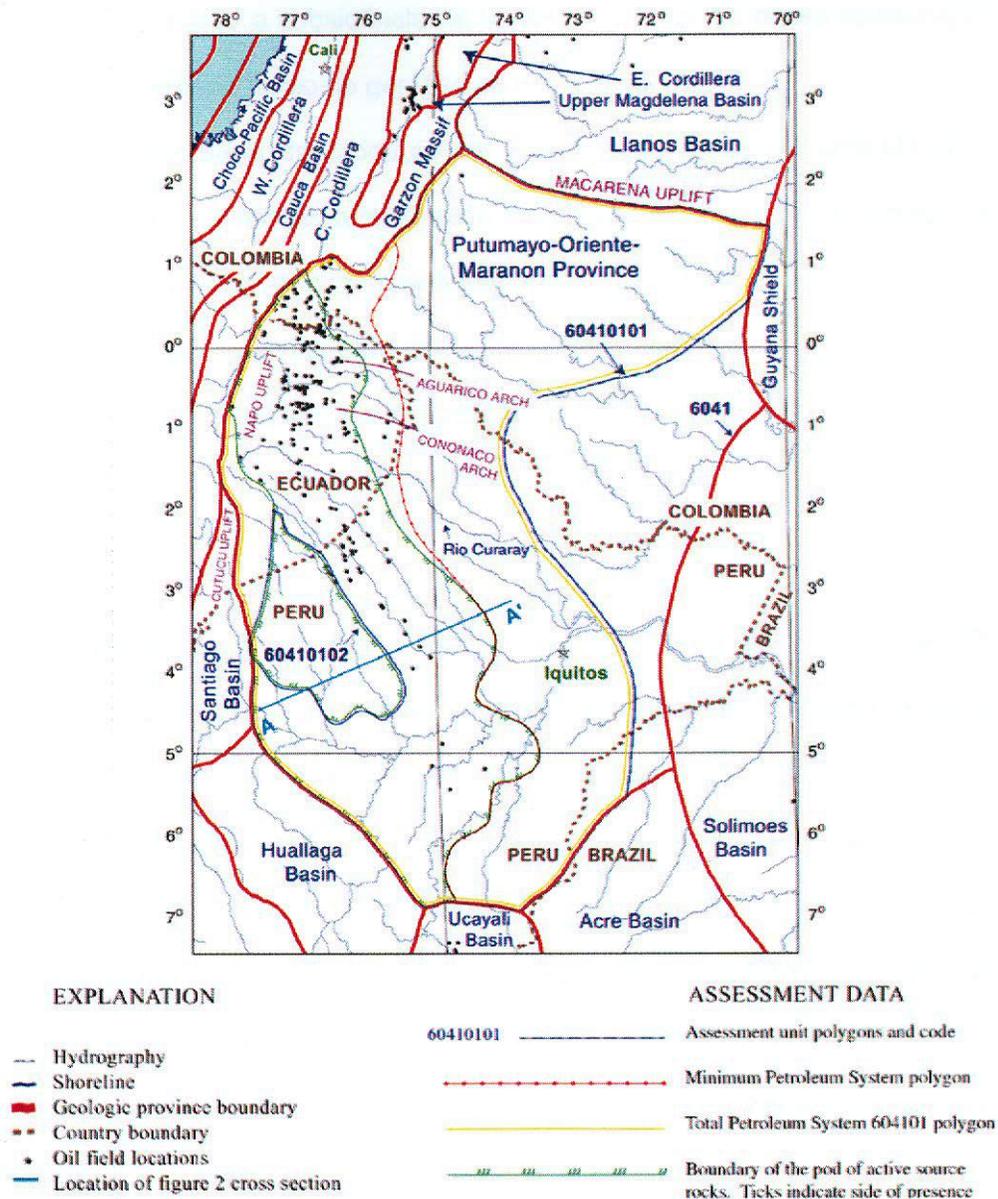


Figura 17 – Na Província Putumayo-Oriente-Marañon, a região de maturação termal para óleo (para dentro do polígono de linha de contorno verde) e para gás (para fora da linha) geração de rochas geradoras do Cretáceo, e locações de produção de campos. **HIGLEY (2000)**.

- Em alguns reservatórios ocorrem fluxos de água.
- Influxo de água doce, durante o fim da fase Andina, resultou em lixiviação e biodegradação do óleo em reservatórios pouco espessos.

Durante esta fase a subsidência da bacia para sudoeste causa re-migração local e um estágio tardio de geração de hidrocarboneto.

A maior parte da produção na Província Putumayo-Oriente-Marañon está na zona de rochas termalmente maduras, sugerindo que a migração é primeiramente vertical, com uma limitada migração lateral (Figura 17).

Existe um potencial para migração de hidrocarbonetos na direção leste, ao longo de sistemas fluviais da Formação Napo.

4.5.3 Reservatório

Na Bacia Oriente foram descobertos até o ano 2001 cerca de 100 campos de óleo, dos quais 59 se encontram em produção, 12 estão fechados e 31 campos descobertos ainda não desenvolvidos (BABY *et al*, 2004).

Os principais reservatórios produtivos da bacia são Hollín do Aptiano - Albiano médio, do Albiano superior, do Cenomaniano superior e do Campaniano. São compostos em suas partes inferiores por arenitos quartzosos, geralmente limpos, com porcentagens menores de feldspatos. Acima, as litofácies areno-argilosas transgressivas tornam-se quartzoglaucônicas e calcárias.

Dentre os reservatórios marginais carbonáticos do Cenomaniano, a única produção comercial se obteve do poço Charapa 1, que produziu óleo de 29-30° API (VHR) (BABY *et al*, 2004).

Esta bacia tem sido segmentada em três unidades tectônicas, que por sua vez constituem "plays" com características particulares em suas trapas, jazidas e óleos (BABY *et al*, 2004).

No “play” ocidental subandino, o óleo Hollín do campo Bermejo é o óleo de melhor qualidade da bacia tanto pelo seu grau API quanto por ter o menor conteúdo de enxofre (0,32-0,44%), níquel (1,7-3,8 ppm) e vanádio (1,3-10,1 ppm) em peso. Este segmento possui reservas de 5400 milhões de barris *in place*.

No “play” Central Sacha-Shushufindi, os óleos leves e medianos predominam no norte, destacando-se os óleos do reservatório de Secoya, Atacapi, Frontera, Shushufindi e Shuara por seu baixo conteúdo de enxofre (BABY *et al*, 2004).

Os óleos pesados desenvolvem-se na direção sul, evento que corresponde com o incremento no conteúdo do enxofre, inversamente proporcional à diminuição do grau API, encontrando-se óleo altamente sulfuroso. No norte do “play” oriental, predominam os óleos com grau API médio, com menos de 1% de enxofre, entretanto, na direção sul deste “play” se desenvolveram os óleos pesados (Bogui-Capirón, Apaika, Amo, Tiputini, Ishpingo, Tambococha) com alto conteúdo de enxofre, que ultrapassa os 2% (BABY *et al*, 2004).

4.5.4 CARACTERIZAÇÃO DOS RESERVATÓRIOS PRINCIPAIS DAS TRÊS UNIDADES TECTÔNICAS

4.5.4.1 O “play” ocidental (sistema subandino)

Contêm apenas 4 campos: Bermejo (o único em produção), Rubi, Pungarayacu e Oglán. Onde se tem acumulado 5400 milhões de barris que representam um total de 18% do total de petróleo “in place” na bacia (BABY *et al*, 2004).

Os únicos óleos leves conhecidos neste play se encontram no campo Bermejo, localizado perto da fronteira com a Colômbia (BABY *et al*, 2004).

Sua localização distal, a respeito da área fonte, faz com que este seja o “play” com menor quantidade de reservatórios arenosos: Hollín é o principal reservatório, seguido de Hollín Superior (o Arenito Basal Napo) e Tena Basal.

O campo Bermejo foi descoberto por Texaco, operadora do consórcio Texaco-Gulf, com a perfuração do poço Bermejo Norte 1 iniciada em 29 de Abril de 1967. A produção do Campo de Bermejo se procedeu em Agosto de 1984, com 329 bpd (média mensal). Em Janeiro de 1986, alcançou para o período em que foi operado, pelo CEPE (Corporação Estatal Petrolera Equatoriana) e Petroducción, o pico máximo de produção com 7625 bpd. Em julho de 1999, produzia 3769 bpd. Depois de sua qualificação como campo marginal foi entregue a uma companhia privada, que conseguiu elevar a produção em torno de 7000 bpd. No segmento Hollín Superior a produção de gás é de 1010 bpd (barris de petróleo por dia) de 36° API no Hollín Inferior (BABY *et al*, 2004).

O óleo Hollín tem um grau API de 34° e o óleo proveniente do reservatório Tena Basal de 30°.

Um outro campo muito prolífico que ainda foi colocado em produção é o campo de Pungarayacu.

A CEPE realizou o levantamento geológico na área desse campo entre o final dos anos 70 e início dos anos 80. Com o fim de quantificar a acumulação de óleo, iniciou a perfuração dos 26 poços de pesquisa (1980) com amostragem de testemunhos, sendo sua profundidade final de 375 m (BABY *et al*, 2004).

Este campo tem a maior acumulação de óleo “in place” da bacia com cerca de 4000 milhões de barris segundo um estudo desenvolvido pela Cia. Arco em 1992 (BABY *et al*, 2004).

4.5.4.2 O “play” central (corredor sacha-shushufindi)

É o mais prolífico da bacia e concentra o maior volume de petróleo “in place” (15500 milhões de barris), que corresponde cerca de 54% do total descoberto na bacia. A distribuição do óleo neste “play” mostra certa zonificação: na parte Norte e Centro-Norte, se localiza a grande maioria dos campos com óleos leves e médios, enquanto que a Centro-Centro Sul, o óleo vai se tornando médio a pesado (BABY *et al*, 2004).

Este, assim como os anteriores é um “play” com alta concentração de reservas de óleo. Cerca de 51% do total do petróleo original “in place” do mesmo se acumula em seus três maiores campos: Shushufindi, Sacha e Libertador (Figura 18) (BABY *et al*, 2004).

Apesar de ser um “play” maduro do ponto de vista exploratório, sua prospectividade ainda é alta, graças à totalidade de suas trapas serem antigas (Cretáceo Tardio-Paleoceno e Eoceno), e por tanto qualquer estrutura mapeada dentro do seu domínio tem uma alta probabilidade de ser importante para o trapeamento (BABY *et al*, 2004).

A produção do campo de Shushufindi iniciou em Agosto de 1972 e atualmente existem por volta de 120 poços.

Este campo teve reservas iniciais provadas de 1590 milhões de barris, que representam 21,5% de todas as reservas da Bacia Oriente, restando

ainda cerca de 600 milhões de barris para ser produzidos. Sua produção total equivale a 35% do total produzido no país (BABY *et al*, 2004).

O grau API do óleo flutua entre 24° e 32° com predomínio dos óleos com menos de 30° API. (BABY *et al*, 2004).

No campo Sacha a produção inicia-se em 6 de Julho de 1972.

A unidade Hollín Principal consiste em arenito quartzoso, de granulometria média a grossa com porosidade em torno de 18% com ocasionais intercalações de níveis lamosos e argilosos (BABY *et al*, 2004).

Os reservatórios são areníticos quartzosos com feldspato e fragmentos líticos em menor proporção. A porosidade descrita é intergranular e seu valor médio é de 17.

A qualidade dos óleos das jazidas Hollín Principal, Hollín Superior e Tena Basal varia entre 27 e 29° API.

No campo Libertador as perfurações começaram em 1980 nas estruturas Secoya, Shuara e Shushuqui.

A produção iniciou em Julho de 1982. Em Agosto de 1992, o campo alcançou seu pico máximo de produção com uma média de 56651 bpd. Atualmente, tem uma produção diária média de cerca de 30 mil bpd e o óleo tem em média 30° API.

4.5.4.3 O “play” oriental (sistema Capirón-Tiputini)

Acumula-se na borda oriental da bacia cerca de 7600 milhões de barris, que equivale aproximadamente 28% do petróleo original “in place”. Mostra certa distribuição areal na qualidade dos óleos, com predomínio dos óleos

medianos para NNO, e os óleos pesados em direção ao centro e leste. Para o sul, perto da fronteira com o Peru, se encontram vários campos com óleos pesados e medianos.

O campo de óleo pesado Ishpingo (Figura 18), o maior deste “play” concentra 34% do petróleo “in place” do “play” (2700 milhões de barris). Seguem em ordem decrescente os campos Yuturi e Iro com cerca de 6000 milhões de barris de petróleo “in place” cada um, Tiputini e Amo com volumes de óleo “in place” entre 400 e 500 milhões de barris.

Os campos Ishpingo, Tambococha e Tiputini se localizam no extremo da Bacia Oriente (ver Figura 1), dentro do “play” oriental definido por BABY *et al.* (1999). São acumulações de óleo pesado entre 12 e 16° API, com um volume original de petróleo “in situ” de cerca de 34000 milhões de barris, que constitui a maior acumulação de óleo pesado da Bacia Oriente.

Todos os óleos analisados sobre a base das relações pristano/fitano, pristano/C17 e fitano C18, são de origem marinha, variando a importância do aporte continental em maior ou menor grau. A única exceção é o extraído do reservatório “U” do poço Ishpingo 2, que mostra uma relação Pr/Fi maior que 1 que indica maior aporte terrestre da matéria orgânica geradora do óleo. As tendências de maturidade termal variam entre baixas e moderadas, e mostram um grau variável de degradação.

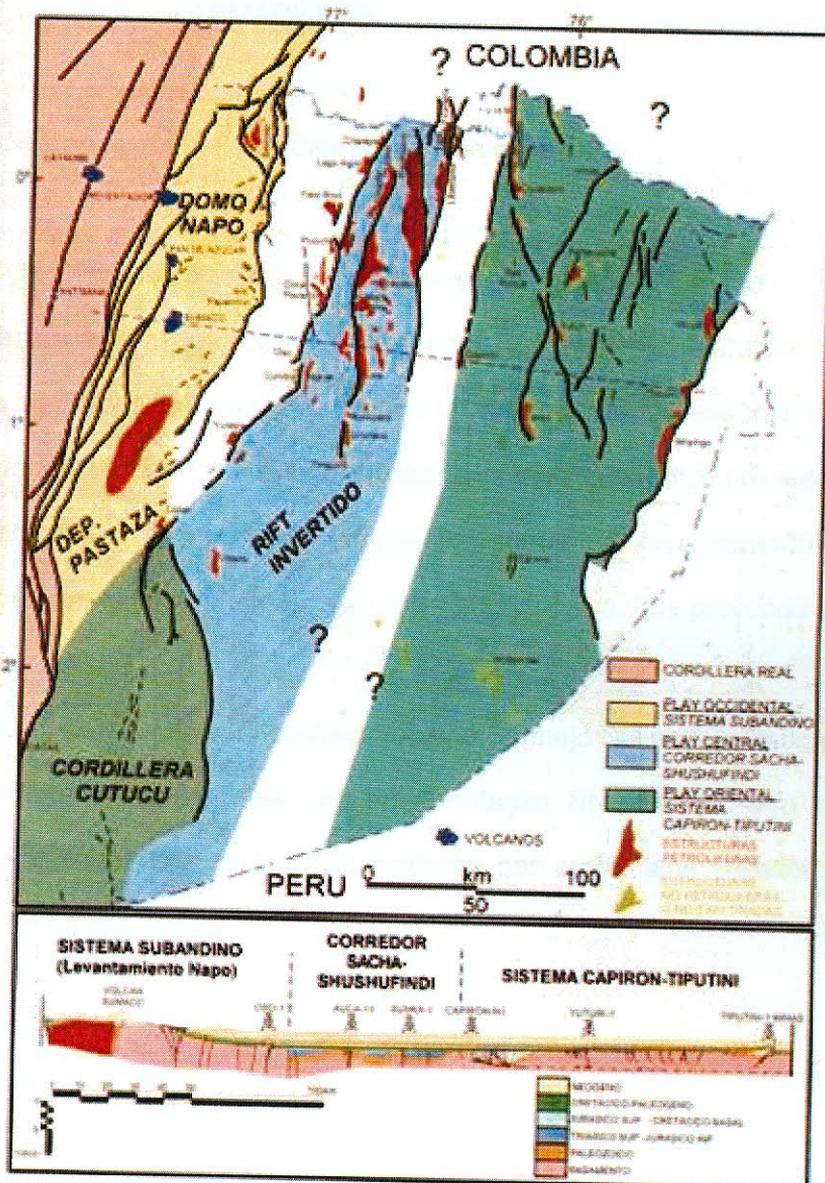


Figura 18 – Mapa e seção estrutural da Bacia Oriente com seus três corredores estruturais-petrolíferos. BABY et al. (2004).

4.5.5 TRAPAS OU ARMADILHAS

4.5.5.1 Trapas do "play" ocidental (sistema subandino)

Os anticlinais Bermejo constituem a parte ocidental de uma estrutura em flor, associada a grande falha de Frente Subandino. A estrutura tem uma idade maastrichtiana como evidencia a variação de espessuras entre sua parte oriental superior e o lado ocidental inferior, que indica um crescimento sin-sedimentar da mesma ao tempo Tena Inferior. O levantamento Bermejo esta sendo afetado com a última reativação tectônica, que provocou a erosão dos níveis Terciários.

O anticlinal principal conhecido como Bermejo Sul está limitado por uma falha com forma de meia lua, de orientação NNE-S-SSE, e o anticlinal Bermejo Norte está limitado ao ocidente por outra falha paralela que se extingue na direção sul.

4.5.5.2 Trapas do "play" central (corredor Sacha-Shushufindi)

A maioria dos campos se desenvolveu em estruturas de relevo estrutural suave, mostrando um relevo mais pronunciado nas estruturas Sacha, Shushufindi, Lago Agrio, Cononaco e algumas outras, limitadas por falhas de forte caimento que em alguns casos formam acima estruturas em flor.

No campo Sacha a trapa é um anticlinal de direção NNE-SSO cortado em seu flanco oeste por uma falha transpressional dextral. Localiza-se no

flanco ocidental do “play” central (corredor Sacha-Shushufindi). Tem uma largura de 4 Km ao norte e cerca de 7 Km ao centro e sul, e um comprimento de 33 Km. Apresenta um fechamento vertical máximo de cerca de 240 metros na base do calcáreo “A”. Sua formação ocorre na primeira etapa da inversão tectônica entre o Turoniano Terminal e o Maastrichtiano, como mostra a variação da espessura das formações Napo Superior e Tena entre o flanco ocidental e o alto da estrutura.

Abaixo da estrutura Sacha de idade Cretáceo, se desenvolveu o anticlinal “sacha profundo” de possível idade Jurássica Inferior-tardío a Médio, que dobrou os depósitos Paleozóicos e Triássicos-Jurássicos da Formação Sacha (Santiago-equivalente) o mesmo foi provado com o poço Sacha-Profundo-1 sem resultados positivos.

A estrutura do campo Libertador tem forma de caixão, com 4 subestruturas alinhadas em um eixo N-S: no eixo oriental se alinham as estruturas Pacayayu e Shuara e no ocidental as estruturas Shushuqui e Secoya, fundindo-se a sul configurando (fechando) o periclinal Pechincha-Carabobo.

4.5.5.3 Trapas do “play” Oriental (sistema Capirón-Tiputini)

As estruturas petrolíferas estão associadas a anticlinais falhados, desenvolvidos sobre semigrabens Jurássicos (DÍAZ *et al.*, 2000), produto de uma inversão tectônica do Eoceno precoce ou de varias reativações como no caso do “trend” Ishpingo-Tambococha-Tiputini, que experimento uma primeira inversão Eocenica-tardia e a última recente (DÍAZ *et al.*, 2000). A maioria das

falhas são listricas e segundo a informação sísmica tem um nível “despegue” no embasamento (BALKWILL *et al.*, 1995).

O “trend” estrutural Ishpingo-Tambococha-Tiputini-Imuya é um sistema transpressional, associado à falha regional Yasuní de orientação NNE-SSO, na altura da estrutura Imuya – a norte -, apresenta um falhamento de orientação NNO-SSE. A falha principal é de alto ângulo na superfície, diminuindo seu mergulho e tornando-se lítrica a baixo da seqüência Cretácea. O anticlinal Tiputini mostra uma direção NNO no seu eixo, divergente a orientação da falha principal NNE-SSO, mostrando a morfologia típica de uma dobra em um contexto transpressivo.

São estruturas antigas como mostra a deformação sin-sedimentar de Tiyuyacu Inferior (em algumas seções, se observa indícios de uma primeira reativação Cretáceo tardio, que afeta Napo Superior e a Formação Tena). A última reativação se iniciou provavelmente no Mioceno-Plioceno, e se continua até o presente, já que a falha alcança a superfície como se observa em várias seções sísmicas, deformando os depósitos mais recentes.

4.5.6 Rochas selantes

Períodos alternados de transgressão e regressão resultaram na deposição de rochas reservatórios e rochas selantes Cretáceas interbandadas sobre uma grande parte do Noroeste da América do Sul. A superfície de inundação (transgressão máxima) ocorre durante o Turoniano-Santoniano e foi marcado pela deposição da Formação Napo (MACELLARI & VRIES, 1987). As rochas selantes para os reservatórios Hollin do Cretáceo

Inferior são xistos marinhos, interbandados da Formação Napo na base e uma seqüência condensada de calcáreos e folhelhos no topo da Formação Napo.

A principal rocha selante para os arenitos da Formação Napo são os depósitos em inconformidade Maastrichtiano-Paleoceno da Formação Tena.

As possíveis rochas selantes para os reservatórios fluviais da Formação Tena são depósitos interbandados pelíticos e possivelmente fácies de baixa permeabilidade da Formação Tiyuyacu depositados em inconformidade.

5 PERFILAGEM

5.1 Introdução

A operação de perfilagem ou geofísica de poço constitui, junto com a sísmica, a mais eficiente ferramenta de prospecção da indústria de petróleo. Isso se torna evidente pelo fato de que uma filosofia de exploração é estabelecida, essencialmente, em função do conhecimento dos parâmetros petrofísicos e da extensão espacial de um reservatório.

A perfilagem é realizada por sensores que descem dentro de poços (abertos ou revestidos). O instrumento que penetra no poço é chamado de sonda ou ferramenta.

Os sensores das sondas de perfilagem recebem dados (elétricos, acústicos, radioativos, térmicos, geométricos, etc.), que são transmitidos através do poço para instrumentos computadorizados de controle e de registro. O registro contínuo, em função da profundidade, das características petrofísicas ou geométricas das formações geológicas atravessadas pelo poço, é chamado de perfil.

Os primeiros a reconhecer essa resposta diagnóstica dos perfis foram os irmãos Schlumberger ao final dos anos 20.

A tecnologia de perfilagem foi inicialmente desenvolvida para trabalhos em óleo e gás, mas os seus métodos podem ser aplicados em poços, para outros propósitos, como exploração mineral, geotermal, hidrogeologia e geologia. Entretanto, os perfis de poços são usados principalmente na prospecção de petróleo e de água subterrânea. Eles têm sempre como objetivo principal, a determinação da profundidade e a estimativa do volume

da jazida de hidrocarboneto ou do aquífero. Na indústria do petróleo, os perfis são empregados para determinar a profundidade e a espessura das rochas que atuam como reservatório, a quantidade de hidrocarbonetos presentes nos poros das rochas, avaliar o potencial de produção das formações, entre outras. Em menor escala, eles são usados em poços para captação de água subterrânea, com o propósito de delimitar os horizontes que armazenam, e produzem maior quantidade de água. Embora os princípios físicos da aquisição e interpretação dos perfis sejam os mesmos, os equipamentos utilizados em poços de petróleo, bem como o ambiente dentro do poço, são bastante diferentes dos empregados em poços de água ou furos de sonda, fazendo com que as técnicas de interpretação sejam também distintas (Hallenburg, 1998).

As idéias básicas relativas aos métodos geofísicos são, em grande parte, as mesmas para a geofísica do petróleo e dos não-hidrocarbonetos. Entretanto, de modo geral, a pesquisa na geofísica é realizada principalmente pela indústria de petróleo, ou seja, o campo da geofísica, incluindo a geofísica de poço, é dominado e financiado quase que exclusivamente pela indústria de petróleo (Hallenburg, 1998).

5.2 Medidas de perfilagem

Na exploração de hidrocarbonetos, as medidas de perfilagem são, freqüentemente, realizadas a poço aberto. O termo poço aberto é aplicado por que estes perfis são obtidos em intervalos não revestidos do poço, ou em poços totalmente sem revestimentos (Asquith & Gibson, 1982).

Os métodos de medidas de perfilagem estão agrupados em duas grandes categorias (Asquith & Gibson, 1982):

A primeira está relacionada aos fenômenos naturais ou espontâneos da rocha, como por exemplo, a radiação natural gama, o potencial espontâneo e a temperatura da formação, e emprega um receptor simples (sistema passivo) e adequado para a medida da propriedade.

A segunda categoria é relativa aos fenômenos induzidos, a qual necessita de um tipo apropriado de emissor que "excite" uma propriedade particular na formação, acrescido de um sistema de detecção, como, por exemplo, medidas elétricas obtidas a partir da emissão de sinais elétricos, medidas nucleares pela irradiação de nêutrons na formação e medidas acústicas a partir de um sinal acústico enviado à formação (Serra, 1984).

Para a avaliação de um reservatório, é necessária a análise conjunta das curvas que compõem a suíte básica de perfis, as quais são raios gama (GR), sônico (DT), densidade (RHOB), porosidade neutrônica (NPHI) e resistividade (RILD).

5.2.1 Raios Gama

O perfil de raios gama (GR) é a medida da radiação ou radioatividade natural total da rocha.

A radioatividade natural é o produto do decaimento espontâneo de certos radioisótopos, isto é, isótopos instáveis em processo de desintegração pela emissão espontânea de radiação (partículas α ou β , e raios γ) e calor, resultam na transformação desse átomo em outro. O estado atômico resultante ao final da série de decaimento é estável, o que corresponde a um isótopo estável (Hearst & Nelson, 1985).

Normalmente, as emissões α , β e γ são simultâneas, entretanto, partículas α e β não tem capacidade de penetração suficiente para serem detectadas pelas ferramentas de perfilagem. Já os raios γ têm um alto poder de penetração e podem ser detectados e registrados pelas ferramentas nas condições do poço (Serra, 1984).

A radiação gama pode ser considerada como uma onda eletromagnética similar a luz visível, ou como uma partícula ou um fóton, e tem frequência entre 10¹⁹ e 10²¹ Hz (Serra, 1984).

Os raios gama são radiações eletromagnéticas emitidas por um núcleo durante o decaimento radioativo, o que, para o mesmo núcleo atômico corresponde à transição de um estado a outro de menor energia, com a emissão de um ou mais fótons de energia total igual a $h\nu$, que corresponde à diferença entre as energias dos dois estados (Brock, 1986).

As três famílias de radionuclídeos comuns na crosta terrestre são 40K, e as séries 238U, 40K e 232Th. Esses elementos radioativos compõem as

estruturas dos folhelhos e argilas. Pela baixa permeabilidade dos folhelhos, esses elementos nunca serão “lavados” (Desbrandes, 1985; Brock, 1986).

Cristais de quartzo têm alto grau de organização estrutural, o que impede a presença de elementos radiativos na estrutura do quartzo, em vista disso, arenitos “limpos” e carbonatos apresentam baixos níveis de radiação, enquanto que argilas e folhelhos têm alta concentração de material radioativo. Por esse motivo, a curva de raios gama diferencia rochas reservatório em potencial dos folhelhos (Asquith & Gibson, 1982).

O perfil de raios gama, além da identificação litológica e correlação de zonas, é utilizado na determinação do volume da argila da formação. Assim, é possível calcular matematicamente o volume de argila pelo índice de raios gama. (Asquith & Gibson, 1982).

5.2.2 Sônico

Perfis acústicos são baseados na propagação de vibrações elásticas através da formação e dos fluidos presentes. Existem dois tipos principais de ondas elásticas: as chamadas vibrações longitudinais ou compressionais, na qual as partículas vibram na mesma direção de propagação da onda; e as vibrações transversais ou cisalhantes, denominadas ondas shear, na qual as partículas vibram numa direção perpendicular à da propagação. Ondas cisalhantes não se propagam em líquidos ou em gases, e sua velocidade em um dado meio sólido é, aproximadamente, a metade da velocidade das ondas compressionais (Desbrandes, 1985).

A onda sonora é influenciada pelo meio no qual ela se propaga. Por exemplo, líquidos têm diferentes efeitos sobre a onda quando comparados aos sólidos. Pelo grau de liberdade das moléculas no estado líquido, a onda não se propaga tão rapidamente quanto no meio sólido.

Meios gasosos atenuam a amplitude da onda mais do que sólidos e líquidos (Brock, 1986).

As medidas das várias propriedades da onda sonora podem produzir informações úteis a respeito da camada atravessada pela onda. As propriedades mensuráveis de um sinal acústico incluem velocidade, que expressa a rapidez com a qual a onda passa pelo material, a frequência, que é uma expressão da taxa de oscilação da onda e a amplitude, que significa o quanto "alto" ou forte é o sinal; e atenuação, que é uma expressão da perda de energia do sinal com a passagem deste através de uma dada substância. (Brock, 1986).

O perfil sônico (DT) mede o intervalo de trânsito (Δt) de uma onda sonora compressional viajando através do comprimento de 1 pé (1 ft) da formação. Esse intervalo de tempo de trânsito, em $\mu\text{s}/\text{ft}$, é recíproco à velocidade da onda em ft/s . Ou seja, um perfil DT mede a velocidade de propagação de uma onda na formação, calculada a partir do tempo que essa onda leva para atravessar uma certa espessura dessa formação (Asquith & Gibson, 1982).

Existem dois tipos de ferramentas sônicas, uma onde cada uma das distâncias transmissor receptor ou receptor-receptor é pequena, aproximadamente 1 m; e outra, com longo espaçamento transmissor-receptor (Desbrandes, 1985).

O princípio de funcionamento de uma ferramenta sônica convencional – de curto espaçamento – se constitui na emissão de um sinal sonoro cuja frequência média é da ordem de 20 kHz. A duração da emissão é curta, mas é repetida várias vezes por segundo (10.000 a 20.000 pulsos). A onda se distribui em todas as direções a partir do transmissor: ao longo da própria ferramenta sônica, através da coluna de lama, ao longo da parede do poço e através da formação, até chegar ao receptor (Brock, 1986).

Sabendo-se que as ondas se propagam pela formação a profundidades iguais ou maiores que um comprimento de onda (λ), e que λ é uma função da velocidade e da frequência, pode-se afirmar que a profundidade de investigação (D_i) é uma relação entre a velocidade do som (ft/s) e a frequência média do transmissor (ciclos/s), (Serra, 1984).

O intervalo de tempo de trânsito registrado no perfil depende da litologia e da porosidade, isto é, o intervalo registrado é a soma do tempo que uma onda sônica leva para viajar através da parte sólida da rocha (matriz da rocha) e o tempo que ela leva para viajar através dos fluidos presentes nos poros. A partir dessa relação, torna-se possível inferir quantitativamente a porosidade pela equação de Wyllie, mostrada a seguir (Asquith & Gibson, 1982)

$$\phi_{s\acute{o}nico} = \frac{\Delta t_{log} - \Delta t_{ma}}{\Delta t_f - \Delta t_{ma}} \quad (1)$$

onde:

Δt_{log} → intervalo de tempo de trânsito da formação

Δt_f → intervalo de tempo de trânsito do fluido

Δt_{ma} → intervalo de tempo da matriz

A velocidade nos fluidos que preenchem os poros não varia apreciavelmente quando o fluido é um líquido, por essa razão $\Delta t_f = 189 \mu\text{s}/\text{ft}$ é comumente usado quando o valor real é desconhecido. Já o parâmetro Δt_{ma} varia consideravelmente em rochas diferentes, portanto, a litologia deve ser conhecida, para que se obtenha uma estimativa confiável da porosidade (Brock, 1986).

5.2.3 Densidade

Na obtenção do perfil de densidade (RHOB), a formação é sujeita à emissão de raios gama a partir de uma fonte especial (Cobalto-60 ou Césio-137) (Serra, 1984).

Raios gama são partículas que não tem massa e que se movem à velocidade da luz. Estes raios gama, ou fótons, colidem com a matéria e sofrem três tipos de interação, dependendo da energia incidente: produção de pares elétron-positron, espalhamento Compton e efeito fotoelétrico (Serra, 1984).

O espalhamento Compton é o tipo principal de reação para medidas de densidade. Ela inicia quando um fóton incidente colide com um elétron mais externo de um átomo, e sua energia ($h\nu$) se divide em energia cinética do elétron ejetado desse átomo e um fóton espalhado numa direção, fazendo um ângulo q com a direção incidente original. Essa colisão simplificada é elástica (espalhamento inelástico) entre o raio gama e um elétron individual permite que o fóton prossiga desviado por esse choque, mas reduzido em energia (Serra, 1984).

A ferramenta de densidade possui um emissor e dois receptores localizados a distâncias fixas da fonte. Os raios gama espalhados que chegam aos detectores são contados como um indicador da densidade da formação.

O número de colisões é função direta do número de elétrons na formação; e este, por sua vez corresponde à densidade eletrônica (ρ_e) que pode ser relacionada à densidade volumétrica (ρ_b) da formação pela relação abaixo:

$$\rho_e = \frac{2\rho_b \sum Z_i}{M}$$

ρ_e → densidade eletrônica

ρ_b → densidade volumétrica (g/cc)

M → peso molecular

$\sum Z_i$ → somatória dos números atômicos de todos os átomos que constituem as moléculas do composto

(2)

O valor de ρ_b no perfil corresponde à soma das densidades de todas as partes componentes da formação, isto é, é uma função da matriz, porosidade e densidade dos fluidos presentes nos poros. O perfil é utilizado para identificar minerais evaporíticos, detectar zonas de gás, determinar a densidade de hidrocarbonetos e avaliar reservatórios areno-argilosos e litologias complexas. A profundidade de investigação da sonda diminui à medida que aumenta a densidade da rocha (Asquith & Gibson, 1982; Brock, 1986).

Esse tipo de fonte usa uma mistura de Plutônio-Berílio ou Amerício-Berílio. A reação da mistura produz um nêutron e três partículas α , ou um núcleo ^{12}C . Os nêutrons produzidos são emitidos continuamente, e têm entre 1 e 12 MeV de energia, sendo a maioria abaixo de 4,5 MeV. Esses nêutrons “rápidos” (de alta energia) sofrem sucessivas colisões com os núcleos de vários átomos da formação e dos fluidos, a energia é perdida durante as colisões, em consequência disso os nêutrons tornam-se “lentos” ou “termais”. Esses nêutrons lentos são então capturados por átomos, os quais emitem raios gama de captura, (Desbrandes, 1985).

A quantidade de energia perdida durante uma colisão pode ser definida como:

$$FE = \frac{4m}{(1+m)^2} \quad (4)$$

$FE \rightarrow$ É a energia fracionada perdida,

$m \rightarrow$ massa do núcleo colidido em unidade de massa atômica(u.m.a.)

De uma maneira geral, FE é proporcional à massa do átomo colidido. Por esse princípio, a perda mais significativa de energia ocorre quando um nêutron colide com um átomo de hidrogênio, visto que este tem praticamente a mesma massa de um nêutron, e a máxima quantidade de energia perdida é uma função da concentração de hidrogênio (Brock, 1986).

A distância percorrida pelo nêutron varia com a quantidade de hidrogênio presente. Se o hidrogênio, numa formação, está presente nos fluidos que preenchem os poros, essa distância é função da porosidade do

meio e da natureza dos fluidos intersticiais. Por exemplo, para alta porosidade preenchida com óleo ou água, a distância percorrida é insignificante. E é longa para baixa porosidade ou para formações contendo gás (Desbrandes, 1985).

Quando os poros são preenchidos com gás em maior quantidade do que óleo e água, haverá uma redução no valor da porosidade neutrônica. Isso ocorre porque a concentração de hidrogênio no gás é menor do que na água ou no óleo. Esse efeito é conhecido como Efeito do Gás (Asquith & Gibson, 1982).

A medida da concentração de íons hidrogênio a partir da contagem de nêutrons térmicos é a medida do perfil neutrônico (NPHI), e essa quantidade é relacionada à porosidade da formação (Asquith & Gibson, 1982).

Inicialmente, as ferramentas neutrônicas apresentavam um transmissor e um receptor, o Sidewall Neutron Log (SNL). As ferramentas atuais apresentam um transmissor e dois receptores, que é o caso do Compensated Neutron Log (CNL).

A vantagem do CNL sobre o SNL é que o primeiro não é afetado pelas irregularidades do poço. Ambos os perfis são registrados em unidades de porosidade aparente de calcário, arenito e dolomita. Assim, se uma formação é composta de calcário e o perfil neutrônico é registrado na unidade de porosidade aparente do calcário, então, a porosidade aparente é igual a porosidade verdadeira. Contudo, se a formação é composta de arenito ou dolomita, a porosidade aparente do calcário deve ser corrigida para a porosidade verdadeira com o uso de uma carta de correção apropriada (Asquith & Gibson, 1982).

5.2.5 Resistividade

A resistividade (R) de uma substância é a medida da sua resistência à passagem de corrente elétrica, ou seja, é o oposto da condutividade (C), que mede a habilidade de um material em conduzir eletricidade.

A resistência (r) é uma propriedade inerente a todos os materiais independente de sua forma e tamanho. Diferentes materiais têm diferentes capacidades de resistir ao fluxo de eletricidade (Asquith & Gibson, 1982).

Na forma de equação:

$$R = \frac{rA}{L} \quad (5)$$

onde:

R → resistividade(Ohm.m)

r → resistência(Ohm)

A → área da seção transversal de substância(m²)

L → comprimento da substância(m)

A resistividade é expressa em unidades de Ohm.m²/m. Um cubo da formação, cujos lados medem 1 m, com resistividade $R = 1$ ohm.m, deve ter uma resistência de 1 Ohm entre as faces opostas.

A condutividade é o inverso da resistividade, e é usualmente expressa em unidades de mmhos/m, ou mSiemens/m, e pode ser representada por C (mmho/m) = 1000/R (ohm.m²/m) (Serra, 1984).

Em termos de um reservatório, o óleo e a água doce atuam como isolantes, e são, por isso, não condutivos, e altamente resistivos. A água

salgada por sua vez é um condutor e apresenta baixa resistividade (Serra, 1984).

A resistividade de uma rocha depende de um conjunto de fatores, dentre os quais se pode citar: a resistividade da água presente nos poros, cujo valor irá depender da natureza e concentração dos sais dissolvidos; a quantidade de água presente, que implica nos parâmetros de porosidade e saturação; a natureza e percentagem das argilas e minerais condutores presentes, e sua distribuição, isto é, a litologia e textura da rocha (Asquith & Gibson, 1982).

As ferramentas mais empregadas, atualmente, na medida da resistividade de uma formação utilizam sistemas de indução e eletrodo. O sistema de indução foi desenvolvido para medir a resistividade em poços perfurados com lama não condutiva. Esse tipo de sonda consiste de um transmissor que emite uma corrente alternada de intensidade constante, o campo magnético criado induz uma corrente secundária. Essas correntes induzidas geram um campo magnético secundário que é captado pelo receptor. O sinal recebido é essencialmente proporcional à condutividade da formação, o qual é recíproco ao da resistividade. As ferramentas que utilizam o sistema de indução são chamadas IL (induction log) (Desbrandes, 1985).

O sistema de eletrodo, ou resistividade galvânica, consiste de um ou mais eletrodos metálicos acoplados a uma fonte emissora. A corrente emitida flui através dos fluidos da formação e é captada pelos receptores, os quais medem a sua voltagem. Devido às características dos fluidos da formação ocorrerá uma diferença entre a corrente emitida e a voltagem da corrente recebida, ou seja, uma diferença de potencial, que expressa a medida de

resistividade. Dentre as ferramentas que usam esse sistema estão: ES (electrical survey) ou “ferramenta normal”, LL (laterolog), ML (microlaterolog) e SFL (spherically focused log) (Brock, 1986).

As profundidades de investigação do perfil de resistividade variam entre zona lavada (invasão completa pelo filtrado da lama), zona invadida ou de transição (invasão parcial do filtrado da lama) e zona não invadida (ausência de filtrado da lama nos poros da formação), dependendo da ferramenta (Asquith & Gibson, 1982).

Todos os métodos atuais de interpretação petrofísica envolvendo curvas de resistividade são fundamentados na Equação de Archie para Saturação de Água. O experimento de G. E. Archie (1942) estabelece que:

A resistividade de uma formação completamente preenchida por água (R_o) é proporcional à resistividade da água (R_w). O fator de proporcionalidade é denominado fator de resistividade da formação ou fator de formação (F).

$$R_o = F \times R_w \rightarrow F = \frac{R_o}{R_w} \quad (6)$$

O fator de formação (F) pode ser relacionado com a porosidade pelo coeficiente de tortuosidade (a), e pelo expoente de cimentação ou expoente de porosidade (m), que mede a eficiência da rocha em relação à condução de corrente elétrica. O valor de m varia com o tamanho e distribuição dos grãos e a complexidade do caminho entre os poros.

$$F = \frac{a}{\phi^m} \quad (7)$$

A saturação da água da formação (S_w) é determinada a partir da relação entre a resistividade da formação com saturação de água igual a 100% (R_o), e a resistividade verdadeira da formação (R_t).

$$S_w = \left(\frac{R_o}{R_t} \right)^{\frac{1}{n}} \quad (8)$$

O parâmetro n é o expoente de saturação, e varia entre 1.8 e 2.5, mas, normalmente é 2.0.

Substituindo-se a equação (2-14) e (2-15) para o fator de formação (F) na equação (2-16) para o R , chega-se à Equação de Archie para Saturação de Água.

$$S_w = \left(\frac{\alpha \times R_w}{\phi^m \times R_t} \right) \quad (9)$$

Esses quatro conceitos são considerados a base da moderna interpretação quantitativa de perfis (Asquith & Gibson, 1982).

5.2.6 Volume de Argila

A quantidade de folhelho e/ou argila em uma zona de reservatório de interesse constitui um importante parâmetro a ser conhecido. Esses componentes atuam diretamente sobre a permeabilidade do meio, afetam a resistividade da formação e ainda tendem a influenciar no cálculo da porosidade, visto que influenciam as medidas das ferramentas de perfilagem. De uma maneira geral, essa influência é um fator proporcional ao volume de argila presente.

Folhelho é uma denominação imprecisa de um sistema composto por argila, silte e água, então, por definição o volume de argila (V_{sh}) corresponde à soma dos volumes desses componentes.

Para a determinação do volume da argila (V_{sh}), muitos métodos empíricos estão disponíveis na literatura, alguns, em função dos seus efeitos sobre as ferramentas (Hallenburg, 1998).

Um exemplo comum é o cálculo feito a partir de medidas de Raio Gama.

$$V_{sh} = \frac{GR - GR_{\min}}{GR_{\max} - GR_{\min}} \quad (10)$$

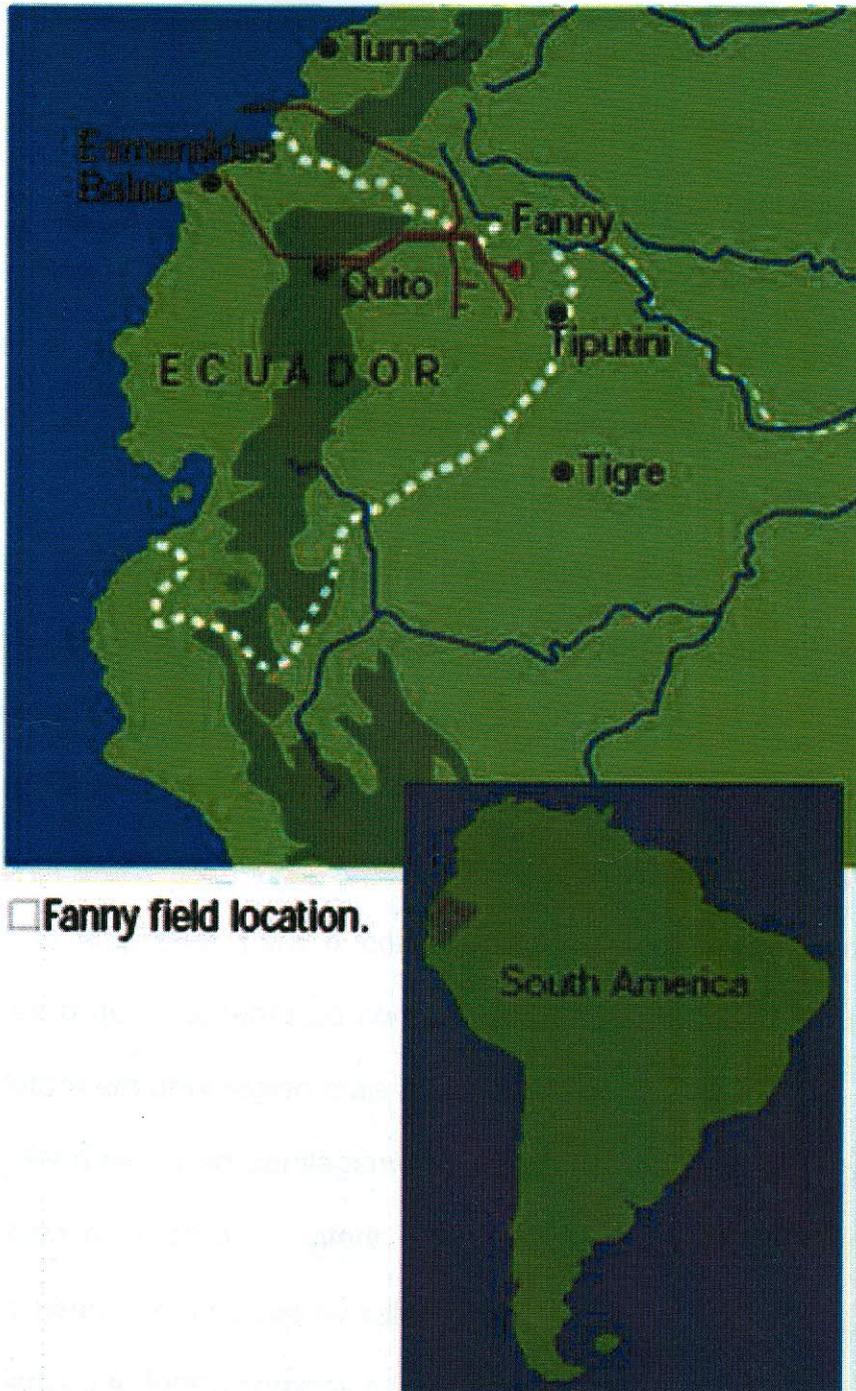


Figura 19 – Localização do campo Fanny .PLASEK (1995).

A sua estruturação geológica está associada a diferentes modos de compactação nas areias e folhelhos que o constituem, formando o alto estrutural que o determina. A produção primária de petróleo vem dos arenitos da seqüência M1 no topo do Cretáceo da Formação Napo, com produção secundária nos arenitos da seqüência U na base do Cretáceo ainda na Formação Napo.

Existem 6 poços no Campo Fanny, acompanhados por outros 3 adjacentes ao campo 18 B, perfurados pela companhia nacional de óleo do Equador. O volume de óleo inicialmente produzido era de 4000 BOPD com 22.2 ° API e corte de água entre 37 e 91%. A produção é feita por bombeamento hidráulico. O volume total produzido era de 22 milhões de barris em 1997.

A produção iniciou-se em 1978, e até 1996 continuava a produzindo cerca de 150 BOPD com 90% de corte de água em duas zonas do corpo de areia M1. O alto valor para o corte de água foi o motivo para que se investigasse o deslocamento do contato óleo água e também uma possível zona produtora em uma região mais profunda do poço.

Uma ferramenta de perfilagem chamada RST da Schlumberger correu no poço com o objetivo de inferir a razão carbono-oxigênio, perfil sigma, porosidade neutrão e medidas de salinidade.

Os perfis que foram corridos nesse poço foram determinados em função dos parâmetros que se queria inferir. O parâmetro de maior importância era a razão óleo água. A razão óleo água fornece uma medida direta, em cada canhoneado, da produção de óleo e água definindo assim quais estão contribuindo para a alta produção de água

Com esses parâmetros inferidos pode se ter uma indicação dos fluidos que estão sendo produzidos nas áreas canhoneadas, podendo dessa maneira fazer um reposicionamento dos intervalos canhoneados, uma vez que observava-se uma alta produção de água desse poço.

O perfil sigma e a porosidade neutrão foram essenciais para refazer uma avaliação da formação, provendo uma estimativa melhor de volume de folhelho da formação e sobre os fluidos presentes.

Tendo uma estimativa melhor do volume de folhelho e da saturação dos fluidos presentes, pode-se fazer uma estimativa melhor de reservas, definindo um novo fator de recuperação, reavaliando assim a lucratividade do campo em questão.

O perfil sigma provê uma medida de salinidade da formação, dando uma medida indireta para o cálculo de saturação de água, que é outro parâmetro muito importante na avaliação de reservas. O volume de óleo recuperado está intimamente ligado ao valor de saturação de água uma vez que no volume poroso, o volume de água não nos interessa.

O perfil de resistividade profundo pode determinar se houve ou não a criação de caminhos preferenciais pela água devido à diferença de mobilidade com óleo. Esse é um fenômeno que ocorre quando se injeta água com altas pressões. Deve se ter bastante cuidado com relação a isso, porque quando se formam esses caminhos preferenciais o poço deverá ser recanhoneado.

Se verificado de fato que esses veios de água foram formados deve-se reposicionar os intervalos canhoneados para que a produção volte aos patamares anteriores.

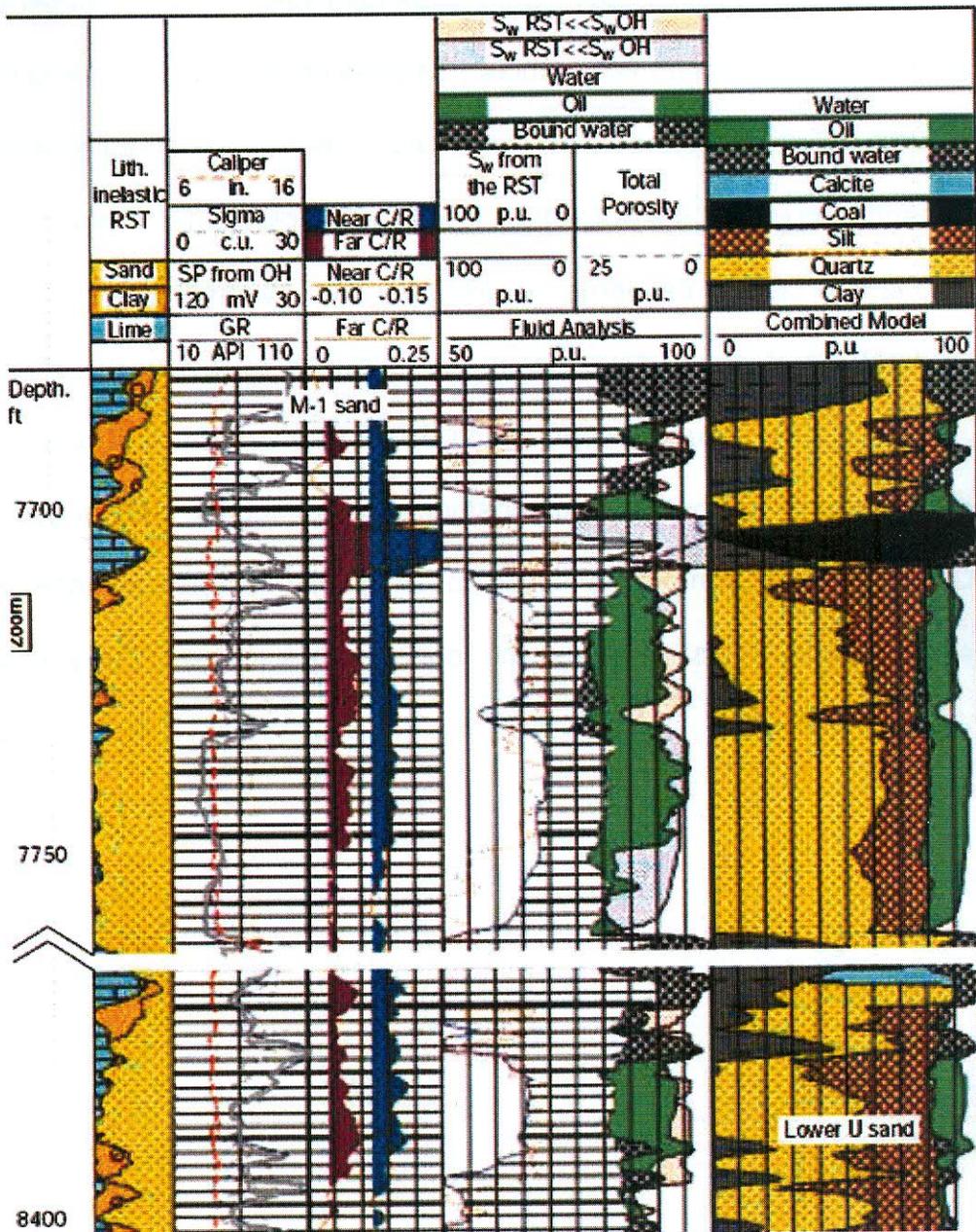


Figura 20- Perfil do poço interpretado mostrando as novas zonas de produção no intervalo de 7710 a 7720 ft (2350 a 2352 m) e a elevação do contato óleo-água para 7752 ft (2363 m), PLASEK, (1995)

A interpretação final é mostrada que a alta produção de água é causada por uma elevação do contato óleo-água para 7752 ft (2363 m). É também mostrado que outras seções da areia M-1 ainda estavam com a saturação de água original e foram identificadas duas zonas de óleo virgens.

Testes sobre o intervalo de 7710 a 7720 ft (2350 a 2352 m) confirmaram os resultados da ferramenta, com uma taxa de produção de 900 BOPD com apenas 10% de produção de água. As duas novas zonas foram também testadas e elas produziram 1300 BOPD com 4 % de produção de água.

Os canhoneios antigos foram cimentados pelo método de "squeeze" e o poço foi recanhoneado e recompletado, passando a produzir 1000 BOPD com baixa produção de água, dando um aumento significativo para a produção.

7 CONCLUSÕES DO AUTOR

A perfilagem é sem dúvida nenhuma o método geofísico mais direto, dando uma leitura muito acurada sobre as formações em subsuperfície.

No caso estudado observou-se um grande aumento de produção devido ao reposicionamento dos intervalos canhoneados.

As medidas de saturação de água revelaram zonas que ainda não haviam sido colocadas em produção, contribuindo significativamente para a produção do poço.

Com o passar dos anos, o contato óleo água foi subindo aumentando o valor da produção de água, acarretando em menor produção de óleo, maior manejo de água, conseqüentemente, menos lucratividade.

O método de perfilagem pode ser um grande aliado no gerenciamento de um poço, aumentando a produção, recuperando mais óleo, ou seja, refletindo diretamente nos lucros da empresa.

Referências bibliográficas

ALVARADO, G., Bonilla, G., De Rojas, G., De Arroyo, R.Z., Analisis sedimentologico de la Zona Arenisca Napo "T" en la Cuenca del Napo, Simposio Bolivariano, exploracion petrolera en las Cuencas subandinas de Venezuela, Colombia, Ecuador y Peru: Asociacion Colombiana de Geologos y Geofisicos del Petroleo, Bogota. , 1982

ARCHIE, G.E.; Introduction to Petrophysics of Reservoir Rocks. Bull. Amer. Assoc. Petrol.Geolog.; 34(5): 943-961,

ASPDEN, J.; MCCOURT, W.; BROOK, M. Geometrical control of subduction-related magmatism: the Mesozoic and Cenozoic plutonic history of Western Colombia. **J. Geol. Soc**, London, v. 144, p. 893-905, 1987. ISSN 0016-7649.

ASPDEN, J.; LITHERLAND, M. The geology and Mesozoic collisional history of the Cordillera Real, Ecuador. **Tectonophysics**, v. 205, p. 187-204, 1992. ISSN 0040-1951

ASQUITH, G. & Gibson, C. Basic well log analysis for geologists. Methods in Exploration. Series, Oklahoma: AAPG, 1982(216p).

BABY, Patrice *et al.* Style and timing of deformation in the Oriente Basin of Ecuador. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON ANDEAN GEODYNAMICS, 4th, 1999, Gottingen, Germany. **Abstract...** Gottingen, Germany: 1999. p. 68-72.

BABY, Patrice; RIVADENEIRA, Marco; BARRAGÁN, Roberto (Coord.). **La Cuenca Oriente: geología y petróleo**. 1. ed. Quito: Lima&Quito; Paris: Institut Français D'Études Andines (IFEA); Institut de Recherche pour le Développement (IRD); Quito: PETROECUADOR, 2004. v. 144.

BALKWILL, H. R. *et al.* Petroleum basins of South America-Northern part of Oriente Basin, Ecuador: reflection seismic expression of structures. In: TANKARD, A. J., SUAREZ SORUCO, R.; WELSINK, H. J. (Ed.). **Petroleum Basins of South America (AAPG Memoirs)**. Bath: Geological Society Publishing House, 1995. v. 62, p. 559-571.

BARRAGAN, Roberto; BABY, Patrice; DUCAN, Robert. Cretaceous alkaline intraplate magmatism in the Ecuadorian Oriente Basin: Geochemical, geochronological and tectonic evidence. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 236, p. 670-690, 2005.

BARRAGÁN, Robert *et al.* Estratigrafía secuencial del Cretacio de la Cuenca del Ecuador. In: BABY, Patrice; RIVADENEIRA, Marco; BARRAGÁN, Roberto. **La Cuenca Oriente: geología y petróleo**. 1. ed. Quito: Lima&Quito; Institut Français d'Études Andines (IFEA); Institut de Recherche pour le Développement (IRD); PETROECUADOR, 2004. v. 144, p. 45-68.

BELOTTI, H. *et al.* Recognition of tectonic events in the conformation of structural traps in the Eastern Oriente Basin, Ecuador. In: AAPG ANNUAL CONVENTION, 2003, Salt Lake City, Utah. **Abstracts...** Salt Lake City, Utah: AAPG, 2003.

BROCK, J.G. Applied open-hole log analysis. V.2, Texas: Gulf Publishing Company, 1986(284p)

BURGOS, José David *et al.* Dynamic evolution of Oligocene – Neogene sedimentary series in a retroforeland basin setting: Oriente Basin, Ecuador. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON ANDEAN GEODYNAMICS (ISAG), 6th, 2005, Barcelona. **Resumo...** Barcelona: Instituto de Pesquisa para o Desenvolvimento (IRD), 2005. p.127-130.

CANFIELD, R. W.; BONILLA, G.; ROBBINS, R. K. Sacha oil field of Ecuadorian Oriente. **AAPG Bulletin**, v. 66, n. 8, p. 1076-1090, 1982.

CAVALCANTI, Anselmo. Revisão Tectono/Estratigráfica da Bacia do Oriente e sua evolução geodinâmica global. 1995. 95 f. Plano de Dissertação (Mestrado em Geologia) – Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto/MG, 1995.

CHRISTOPHOUL, F.; BABY, P.; DAVILA, C. Stratigraphic responses to a major tectonic event in a foreland basin: the Ecuadorian Oriente Basin from Eocene to Oligocene times. **Tectonophysics**, v. 345, p. 281-298, 2002. ISSN 0040-1951.

DASHWOOD, M. F. ; ABBOTTS, I. L. **Aspects of the petroleum geology of the Oriente Basin, Ecuador**, Geological Society, London, Special Publications; 1990; v. 50; p. 89-117;

DESBRANDES, R., , **Encyclopedia of Well Logging**, Gulf, Houston, 584 pp,1984

DIAZ, Marlon *et al.* El Pre-Aptense en la Cuenca Oriente Ecuatoriana. In: BABY, Patrice; RIVADENEIRA, Marco; BARRAGÁN, Roberto (Coord.). **La Cuenca Oriente: geología y petróleo**. 1. ed. Quito: Lima&Quito; Paris: Institut Français D'Études Andines (IFEA); Institut de Recherche pour le Développement (IRD); Quito: PETROECUADOR, 2004. v. 144, p. 23-44.

EMERY, D.; MYERS, R.J.. **Sequence Stratigraphy**. Blackwell Science; 1997; 297p.

HALLENBURG, J.K. **Standard methods of geophysical formation evaluation**. Boca Raton:Lewis Publishers, 1998 (442p).

HEARST, J.R. & Nelson, P.H. **Well logging for physical properties** New York: McGraw-Hill Book Company, 1985 (571p).

HIGLEY, D. K. **The Putumayo-Oriente-Maranon province of Colombia, Ecuador, and Peru-Mesozoic-Cenozoic and Paleozoic petroleum systems**. Denver: Central Region, 2000.

HUNTER, V. A.; PLINT, A. G.; CONIGLIO, M. A sequence stratigraphic model of a mixed clastic-carbonate shelf system: the Cretaceous Napo Formation, Oriente Basin,

Ecuador. In: CSEG CONFERENCE. Geocanada 2000: the millennium geoscience summit. **Abstracts...** Ontario, Canadá: SEG, 2000. Disponível em: <http://www.cseg.ca>. Acesso em: 02 maio 2007.

JACQUES, JohnM. A tectonostratigraphic synthesis of the Sub-Andean basins: implications for the geotectonic segmentation of the Andean Belt, **Journal of the Geological Society**, v.160, n.5, p. 687-701, Sept. 2003.

JAILLARD, E. *et al.* Tectonic evolution of the Andes of Ecuador, Peru, Bolivia and Northernmost Chile. In: CORDANI, U. G. *et al.* (Ed.). **Tectonic evolution of South America**. Rio de Janeiro: 2000. p. 481-559. 31st International Geological Congress.

LINDSAY, R. O.; BOCANEGRA, D. Sand thickness prediction from band-limited seismic attributes using neural networks: Oriente Basin, Ecuador. In: SEG. **SEG technical program expanded abstracts**. Salt Lake City, Utah: SEG, 2002. p. 2451-2454.

MACELLARI, C.E.; DE VRIES, T.J., **Late Cretaceous upwelling and anoxic sedimentation in northwestern South America: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 59, 1987 p. 279-292.

MATHALONE, J. M. P.; MONTOYA R. M. Petroleum geology of the sub-Andean basins of Peru. In: TANKARD, A. J.; SUÁREZ, R.; WELSINK, H. J. **Petroleum basins of South America**. AAPG Memoir 62, 1995. v. 423, p. 423-444.

PARDO-CASAS, Federico; MOLNAR, Peter. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American Plates since Late Cretaceous time. **Tectonics**, v. 6, n. 3, p. 233-248, 1987.

PLASEK, RE, ET AL **Improved Pulsed Neutron Capture Logging With Slim Carbon Oxygen Tools Methodology**, Dallas, SPE 30598 (1995)

RIVADENEIRA, M. V. Petroleum geology of the eastern edge of the Oriente Basin. In: IRD. **Géodynamique andine: résumés étendus. Andean geodynamics: extended abstracts. Geodinámica andina: resúmenes ampliados**. Paris Toulouse: Institut de Recherche pour le Développement (IRD) – Université Paul Sabatier, 2003. p. 525-528.

SERRA, O.; **Fundamentals of well-log interpretation**. The Acquisition of Logging Data V.1, Amsterdam: Elsevier SciencePublishers B. V.1984 (423p).

TSCHOPP, H. J. Oil exploration in the Orient of Ecuador. **AAPG Bulletin**, v. 37, n.10, p. 2303-2347, Oct. 1953.

WHITE, H. J. *et al.* Reservoir characterization of the Hollin and Napo formations, Western Oriente Basin, Ecuador. In: TANKARD, A. J.; SUÁREZ, R.; WELSINK, H. J. **Petroleum basins of South America**. AAPG Memoir 62, 1995. p.573-596. ISBN 0-89181-341-1

WHITE, Howard J. *et al.* Sequence stratigraphy of the Cretaceous Ecuadorian Oriente Basin: tectonic and sedimentary evidences of an early foreland deformation. In: IRD. **Géodynamique andine**: résumés étendus. **Andean geodynamics**: extended abstracts. **Geodinámica andina**: resúmenes ampliados. Paris Toulouse: Institut de Recherche pour le Développement (IRD) – Université Paul Sabatier, 2003. p.701-704.