

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**DEFINIÇÃO DE UNIDADES DE FLUXO GENÉTICAS EM  
RESERVATÓRIOS CLÁSTICOS COM BASE EM  
HETEROGENEIDADES DEPOSICIONAIS E DIAGENÉTICAS:  
O CASO DA FORMAÇÃO ECHINOCYAMUS,  
EOCENO INFERIOR, BACIA DE TALARA, PERU**

**JOSÉ ALFREDO BORGES DAUDT**

**ORIENTADOR: Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer**

**CO-ORIENTADOR: Prof. Dr. Luiz Fernando De Ros**

**BANCA EXAMINADORA:**

**Dr. Mauro Roberto Becker – Petrobras**

**Dr. Guilherme Raja Gabaglia - Petrobras**

**Dr. Ubiratan Feruccio Faccini – Unisinos**

Tese de doutorado apresentada como  
requisito parcial para a obtenção do  
título de Doutor em Ciências

**Porto Alegre - 2 0 0 9**

**Daudt, José Alfredo Borges**

Definição de unidades de fluxo genéticas em reservatórios clásticos com base em heterogeneidades deposicionais e diagenéticas: o caso da formação Echinocyamus, Eoceno inferior, Bacia de Talara, Peru / José Alfredo Borges Daudt. - Porto Alegre : IGEO/UFRGS, 2009. 220 f.: il.

Tese (doutorado). - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2009.  
Orientação: Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer  
Co-orientação: Prof. Dr. Luiz Fernando De Ros

1. Unidades de fluxo. 2. Heterogeneidades. 3. Caracterização de reservatórios. 4. Diagênese. I. Título.

---

Catálogo na Publicação  
Biblioteca Geociências - UFRGS  
Luciane Scoto da Silva CRB 10/1833

**Dedicatória:**

*Dedico todo este trabalho aos que estiveram mais perto de mim nestes últimos anos:*

*Cláudia, Lucas e Diego.*

*Perdão pelas incontáveis horas em que eu deveria estar presente mas me ausentei,*

*ou quando eu deveria ter brincado mas não brinquei,*

*ou ainda quando eu deveria ter falado mas me calei...*

*O tempo não volta mas a gente compensa de outra forma.*

## **Agradecimentos:**

Agradeço à Petrobras, na pessoa de Pedro Grijalba, pela oportunidade de participar de um programa de pós-graduação e pela liberação dos dados e informações utilizados nesta tese.

Ao Claiton e a Karin, pelo companherismo de sempre. A ajuda dos dois foi fundamental para conseguir terminar este trabalho.

Ao Olinto, pela ajuda no tema de geoestatística, fundamental para a que a geologia seja expressada em números.

Ao De Ros, pelas inúmeras discussões técnicas que tivemos ao longo desses últimos anos. Cresci muito como profissional através da convivência “científica” com o De Ros.

Valeu a ajuda, obrigado!

Não posso deixar de lembrar da minha mãe e do meu pai: eles delinearam o caminho da minha vida e moldaram a personalidade do indivíduo que eu sou hoje.

“Gracias” aos dois, de coração...

**“Sempre quando uma teoria aparece para você como a única possível,  
tome isto como um sinal de que você não entendeu a teoria  
ou não entendeu o problema que ela queria resolver”**

**Frase creditada ao filósofo austríaco Karl Popper (1902-1994)**

## SUMÁRIO

**Resumo**

**Abstract**

<b>Apresentação da estrutura da Tese .....</b>	<b>12</b>
<b>1. Introdução .....</b>	<b>15</b>
<b>2. Geologia Regional da Bacia de Talara .....</b>	<b>16</b>
<b>3. Heterogeneidades dos Reservatórios .....</b>	<b>17</b>
<b>4. Metodologia .....</b>	<b>20</b>
<b>4.1. Etapa 1: Descrição de testemunhos .....</b>	<b>20</b>
<b>4.2. Etapa 2: Petrofísica básica e petrografia .....</b>	<b>20</b>
<b>4.3. Etapa 3: Integração, geração de um modelo geológico de qualidade do reservatório .....</b>	<b>21</b>
<b>5. Resultados obtidos .....</b>	<b>22</b>
<b>5.1. Modelo deposicional e estratigráfico .....</b>	<b>22</b>
<b>5.2. Aspectos texturais e diagenéticos .....</b>	<b>25</b>
<b>5.2.1. Composição e proveniência .....</b>	<b>25</b>
<b>5.2.2. Processos e produtos diagenéticos .....</b>	<b>25</b>
<b>5.2.3. Petrofácies de reservatório.....</b>	<b>27</b>
<b>5.2.4. Controles na qualidade do reservatório .....</b>	<b>31</b>
<b>5.2.4.1. Evolução da qualidade dos reservatórios na Formação Echinocyamus .....</b>	<b>33</b>
<b>5.3. Integração e geração de um modelo de unidade de fluxo .....</b>	<b>38</b>
<b>5.3.1. Geometria dos corpos reservatórios .....</b>	<b>38</b>
<b>5.3.2. Hierarquia de heterogeneidades .....</b>	<b>45</b>
<b>5.3.3. Unidades de fluxo genéticas .....</b>	<b>47</b>
<b>5.3.4. Impacto da diagênese no modelo de unidade de fluxo.....</b>	<b>50</b>
<b>6. Comentários finais .....</b>	<b>53</b>
<b>6.1. Modelo Estático da Formação Echinocyamus .....</b>	<b>53</b>
<b>6.2. Hierarquia de heterogeneidades e Unidades de Fluxo .....</b>	<b>54</b>
<b>Referências Bibliográficas .....</b>	<b>56</b>

## **Artigos principais**

<b>Artigo I – Arquitetura de Fácies e Evolução Estratigráfica dos Reservatórios Flúvio-deltaicos da Formação Echinocyamus (Eoceno Inferior) na Área do Lote 10 (Bacia de Talara, Noroeste do Peru) .....</b>	<b>67</b>
<b>Artigo II – Stratigraphy, Petrology, and Reservoir Petrofacies of the Echinocyamus Formation (Eocene, Talara basin, NW Peru): Use of High-resolution Characterization for Improving Reservoir Development in a Mature Basin.....</b>	<b>96</b>
<b>Artigo III – Genetic Flow Units: a Concept for Reservoir Characterization based on Depositional and Diagenetic Heterogeneities .....</b>	<b>152</b>

## **Anexos: Documentos adicionais**

<b>Anexo I – Artigo completo: Revisión Conceptual sobre el Patrón Diagenético y Potencial de las Areniscas Volcanoclásticas como Reservorios de petróleo .....</b>	<b>190</b>
<b>Anexo II – Reservoir Petrofacies of the Echinocyamus Formation (Talara Basin, Peru): an Approach for High-Resolution Reservoir Characterization ....</b>	<b>213</b>
<b>Anexo III – Tabela com informações de petrofísica e petrografia das amostras analisadas .....</b>	<b>216</b>
<b>Anexo IV – Seções estratigráficas ilustrativas em áreas produtoras:</b>	
<b>Seção estratigráfica A, noroeste-sudeste no Bloco B1-Somatito .....</b>	<b>219</b>
<b>Seção estratigráfica B, norte-sul no Bloco Ballena B9 .....</b>	<b>220</b>

## Resumo

Foi desenvolvida a caracterização integrada de heterogeneidades deposicionais e diagenéticas da Formação Echinocyamus, Eoceno de Bacia de Talara, Peru, visando a definição de um modelo geologicamente significativo e coerente de unidades de fluxo de reservatório. Estudos sedimentológicos realizados em testemunhos permitiram o estabelecimento do arcabouço estratigráfico de alta resolução dessa unidade. Sucessões deltaicas e fluviais se intercalam como unidades produtoras, cada qual composta por sub-domínios ou unidades genéticas reconhecíveis por padrões de perfil característicos. Devido ao contexto tectônico complexo (bacia de ante-arco em zona de subducção sujeita a intensa movimentação transcorrente e vulcanismo associado), a qualidade dos reservatórios estudados está fortemente influenciada por processos diagenéticos condicionados pela composição lítica dos arenitos.

O conceito de *unidades de fluxo genéticas*, como proposto nesse trabalho, representa intervalos que podem ou não ter conotação estratigráfica, definidos ao nível das associações de elementos arquiteturais (sub-ambientes de deposição). As unidades de fluxo genéticas apresentam características petrofísicas particulares que determinam sua capacidade de armazenamento e seu potencial para escoar fluidos. Essas unidades definem volumes que são limitados por superfícies geradas por significativas mudanças deposicionais ou pós-deposicionais, refletidas nas estruturas, texturas e arquitetura das unidades, e/ou na distribuição dos principais processos e produtos diagenéticos. Esses processos podem causar modificações intensas nas relações entre a porosidade e permeabilidade deposicionais e, portanto, controlar substancialmente a distribuição da qualidade dos intervalos produtores. O impacto da diagênese sobre a qualidade e heterogeneidade dos reservatórios é adequadamente caracterizado através do conceito de petrofácies de reservatório. As petrofácies são definidas pela superposição dos aspectos de estruturas, texturas e composições primárias e dos tipos, hábitos, volumes e distribuição de fases diagenéticas. No caso da Formação Echinocyamus, a diagênese é influenciada pelo arcabouço deposicional e seu impacto sobre qualidade e heterogeneidade pode ser compreendido e previsto considerando o paradigma da estratigrafia de seqüências.



Análises petrológicas de detalhe determinaram os principais controles sobre a diagênese e permitiram a caracterização de doze petrofácies de reservatório. Estas petrofácies encontram-se associadas em diferentes proporções em cada sub-ambiente deposicional, o que possibilitou a caracterização estatística de valores representativos de indicadores de qualidade para cada unidade de fluxo genética. Desta forma, foi gerado um modelo de estimativa de padrões diagenéticos e qualidade de reservatório para a unidade Echinocyamus.

Este estudo também apresenta uma proposta de redefinição da hierarquia de heterogeneidades em reservatórios siliciclásticos dentro da perspectiva de um projeto de recuperação avançada de hidrocarbonetos. As heterogeneidades deposicionais foram hierarquizadas de acordo com sua provável influência na movimentação dos fluidos dentro dos reservatórios.

## **Abstract**

An integrated characterization of depositional and diagenetic heterogeneities for the Echinocyamus Formation, Eocene, Talara Basin, Peru, has been developed. The objective of this work is to define a significant and geologically based flow unit model for these reservoirs. Sedimentological studies were done in cores and allowed the establishment of a high-resolution stratigraphic framework of this unit. Deltaic and fluvial successions are found as productive intervals, each of them compounded by sub-domains or genetic units that may be recognized by typical log patterns. Due to a complex tectonic setting (forearc basin close to a subduction zone with intense transcurrent movements and associated vulcanism), the reservoir quality is strongly affected by diagenetic processes that were constrained by the lithic composition of these sandstones.

The concept of genetic flow unit, as proposed in this work, represents intervals that may or may not have stratigraphic meaning and are defined to the level of architectural elements association (sub-environments of deposition). The genetic flow units present particular petrophysical properties that determine their storage and productive capacity. They define volumes that are bounded by surfaces generated by depositional or post-depositional changes that are reflected in structures, textures and architecture of the unit, and/or in the distribution of their main diagenetic processes and products. These processes may cause intense modification in porosity and permeability relationships and, as a consequence, may substantially control the quality distribution of the productive intervals. The diagenetic impact on the quality and heterogeneity is appropriately approached by using the reservoir petrofacies concept. These petrofacies are defined by the superposition of structural, textural and compositional aspects and the types, habits, volumes and diagenetic phases. In the Echinocyamus example, the diagenesis is influenced by the depositional framework and its impact on the quality and heterogeneity can be understood and predictable considering the sequence stratigraphy.

Detailed petrologic analysis determined the main controls on diagenesis and allowed the characterization of twelve reservoir petrofacies. These petrofacies are

found associated in different proportions in each sub-environment of deposition, what made possible the statistic characterization of representative values of quality indicators for each unit. This methodology has created a predictable model for diagenetic patterns and reservoir quality for Echinocyamus Formation.

This study also presents a proposal for re-definition of heterogeneity hierarchy in siliciclastic reservoirs considering the perspective of a secondary recovery project. The depositional heterogeneities were hierarchized accordingly to their probable influence in fluid movement within reservoir.

## **Apresentação da estrutura da Tese**

Esta Tese de Doutorado está estruturada em torno de três artigos escritos sobre o tema abordado. Sua organização compreende as seguintes partes principais:

a) Introdução sobre o tema, descrição dos objetivos e da metodologia empregada na pesquisa, seguido de uma discussão integradora contendo os principais resultados apresentados nos artigos e as implicações destes resultados no processo de caracterização estática de reservatórios. O trabalho está ordenado de forma a permitir a construção de um modelo geral a partir de observações particulares efetuadas na Formação Echinocyamus. Esse processo está baseado em paradigmas conceituais consagrados como o da estratigrafia de seqüências, e em novos conceitos, incorporando caracterização avançada de reservatórios. A abordagem inicia com a definição de um modelo deposicional e estratigráfico, passa pela análise da influência dos efeitos diagenéticos na qualidade do reservatório e culmina com a integração destes elementos na proposição de um conceito de unidades de fluxo geologicamente significativas.

b) Reprodução dos três artigos publicados ou submetidos à publicação em periódicos com corpo editorial permanente e revisores independentes, escritos pelo autor durante o desenvolvimento de seu Doutorado. Os artigos estão referidos no corpo da tese por algarismos romanos:

**Artigo I: Arquitetura de Fácies e Evolução Estratigráfica dos Reservatórios Flúvio-deltaicos da Formação Echinocyamus (Eoceno Inferior) na Área do Lote 10 (Bacia de Talara, Noroeste do Peru).**

Autores: José Daudt e Claiton Marlon dos Santos Scherer, publicado no Boletim de Geociências da Petrobras, volume 14, nº 1, no ano de 2006.

Este artigo apresenta a interpretação do modelo deposicional e estratigráfico da unidade objeto de estudo. Também são discutidos preliminarmente aspectos relacionados ao uso deste modelo estático em etapas posteriores de simulação dinâmica.

**Artigo II: Stratigraphy, Petrology, and Reservoir Petrofacies of the Echinocyamus Formation (Eocene, Talara basin, NW Peru): Use of High-resolution Characterization for Improving Reservoir Development in a Mature Basin.**

Autores: José Daudt, Karin Goldberg, Luiz Fernando De Ros e Claiton Marlon dos Santos Scherer, submetido ao AAPG Bulletin.

Este artigo apresenta os resultados da integração do modelo de arquitetura de fácies, arcabouço estratigráfico de alta resolução e impacto da diagênese na qualidade dos reservatórios. As análises petrológicas definiram os controles dos processos diagenéticos assim como seus condicionamentos deposicionais e estratigráficos. O conceito de petrofácies de reservatório foi utilizado para caracterizar os parâmetros petrológicos de controle da qualidade e sua distribuição nos intervalos estratigráficos. As petrofácies associadas presentes em cada intervalo foram tratadas estatisticamente. Também são discutidos diferentes aspectos relacionados ao impacto do uso deste novo modelo e algumas considerações sobre o seu caráter preditivo.

**Artigo III: Genetic Flow Units: a Concept for Reservoir Characterization based on Depositional and Diagenetic Heterogeneities**

Autores: José Daudt, Luiz Fernando De Ros, Karin Goldberg e Claiton Marlon dos Santos Scherer, submetido ao AAPG Bulletin.

Este artigo discute a questão genética das heterogeneidades e suas correspondentes hierarquias. Também aborda a incorporação da diagênese nos modelos de unidades de fluxo. Conceitos de unidades de fluxo são revistos de forma crítica com o objetivo de proposição de uma nova definição (unidade de fluxo genética) onde os aspectos geológicos são fundamentais.

c) Anexos, compreendendo:

\* Duas publicações secundárias (um artigo completo e um resumo em congresso internacional) que são adicionais ao desenvolvimento central da tese:

**Anexo I: Revisión Conceptual sobre el Patrón Diagenético y Potencial de las Areniscas Volcanoclásticas como Reservorios de Petróleo.**

Autor: José Daudt, publicado no Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, nº 100 (2), páginas 49 a 61, no ano 2005.

Este artigo é uma revisão conceitual sobre os padrões diagenéticos observados em reservatórios com alta proporção de fragmentos de origem vulcânica. O trabalho surge da necessidade de contar com um artigo referencial sobre o tema escrito em espanhol, direcionado para os profissionais peruanos que trabalham com estudos de caracterização de reservatórios da Bacia de Talara.

**Anexo II: Reservoir Petrofacies of the Echinocyamus Formation (Talara Basin, Peru): an Approach for High-Resolution Reservoir Characterization.**

Autores: Karin Goldberg, Mara Abel, Luiz F. De Ros, José Daudt e Claiton M.S. Scherer; abstract publicado nos anais da Convenção Anual da *American Association of Petroleum Geologists* (AAPG), realizada em San Antonio (EUA), em 2008.

Este trabalho apresenta e discute os critérios utilizados para a caracterização das petrofácies de reservatório na Formação Echinocyamus. São desenvolvidas análises estatísticas das proporções destas petrofácies por domínio deposicional (fluvial e deltaico) e por intervalo estratigráfico, o que permitiu a definição de valores referenciais de porosidade e permeabilidade para cada compartimento.

\* Documentos complementares:

**Anexo III: Tabela com informações de petrofísica e petrografia das amostras analisadas.**

Nessa tabela poderão ser verificados as informações mais importantes sobre as amostras extraídas dos testemunhos descritos. Estas informações estão ordenadas por poço, incluindo profundidade original e corrigida dos *plugs*, litofácies reconhecidas, parâmetros petrográficos, incluindo porcentagem de esmectita inter e intragranular, porcentagem de fragmentos vulcânicos, volume de cimento, porosidade total, efetiva e secundária, tamanho granulométrico modal e seleção, porosidade e permeabilidade petrofísicas, petrofácies de reservatório, domínio deposicional e associação de fácies,

**Anexo IV: Seções estratigráficas ilustrativas em áreas produtoras:**

Seção estratigráfica A, noroeste-sudeste no Bloco B1-Somatito

Seção estratigráfica B, norte-sul no Bloco Ballena B9

## 1. Introdução

O objetivo desta pesquisa de Doutorado foi efetuar uma análise de como as heterogeneidades deposicionais e diagenéticas devem ser integradas para a construção de um modelo de unidades de fluxo geologicamente significativas em reservatórios siliciclásticos. Essas unidades de fluxo representam elementos discretos que marcam a transição do modelo estático da geologia para o modelo dinâmico da engenharia. A definição destes modelos, no entanto, é sempre um tema controverso na indústria do petróleo. Isto ocorre principalmente pela falta de clareza nos critérios geológicos que devem ser considerados, além da tendência de simplificar o que é naturalmente complexo por restrições de tempo e de capacidade de processamento.

A diagênese, um condicionante importante que impacta de forma marcante a qualidade de muitos reservatórios, é geralmente menosprezada ou minimizada, não sendo totalmente incorporada nos modelos estáticos que buscam o caráter preditivo. Nesse contexto, esta pesquisa buscou determinar uma metodologia inovadora de incorporação dos aspectos diagenéticos em um modelo de unidades de fluxo, sempre considerando como base o arcabouço deposicional e estratigráfico de alta resolução.

A Formação Echinocyamus (Eoceno Inferior) da Bacia de Talara foi escolhida como objeto do estudo (Artigos I e II; Anexos II e IV). Considerando que a tectônica é o principal agente delimitador das áreas produtivas nesta bacia, optou-se por analisar os elementos responsáveis pelas heterogeneidades internas aos blocos estruturais. Nessa unidade, diversos projetos de injeção de fluidos estão em curso ou em vias de implementação (Groba et al., 2005). Em média, esses projetos geram uma expectativa de incremento adicional no fator de recuperação de petróleo na ordem de 5%. Dois exemplos de projetos implementados são o bloco B1-Somatito (seção estratigráfica “A”, Anexo IV) e Ballena B9 (seção estratigráfica “B”, Anexo IV).

A aplicação da metodologia utilizada nesse estudo em outras situações geológicas onde projetos semelhantes estão sendo conduzidos é perfeitamente possível e recomendável. O teste desse modelo nessas novas situações poderá resultar em melhoras ou ajustes do mesmo. Essa abordagem segue a linha desenvolvida por Popper (1989) onde enunciados particulares (condições iniciais) vão sendo introduzidos como

elementos de verificação dos modelos universais. Esse ciclo resultará no fortalecimento do modelo e no incremento da capacidade preditiva de elementos particulares.

## 2. Geologia Regional da Bacia de Talara

A Bacia de Talara está localizada no extremo Noroeste do Peru, entre os departamentos de Piúra e Tumbes. Esta bacia teve sua geração causada pela subducção da placa oceânica sobre a crosta continental sul-americana em um processo iniciado no Aptiano. Sua extensão longitudinal aproximada é de 220km e transversal de 50km, ocupando uma superfície de 14,500 km<sup>2</sup> dos quais 2/3 estão localizados na atual região marinha (Fig. 1). Seus limites são a zona da fossa tectônica a Oeste, o batólito granítico conhecido como “Pilar de Zorritos” ao Norte, as montanhas Amotape ao Leste (embasamento aflorante) e a “Silla de Paita” na direção Sul (Fildani et al., 2005). Em um contexto predominantemente convergente (Ingersoll & Busby, 1995), Talara pode ser classificada como uma bacia “contraída” (*contracted*) do tipo ante-arco (Dickinson & Seely, 1979; Dickinson, 1995).

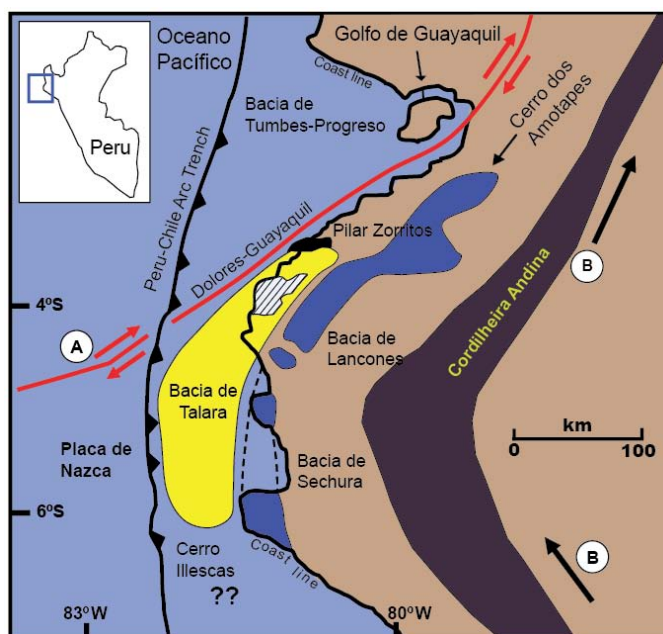


Figura 1: Contexto geotectônico regional da Bacia de Talara (Daudt et al., 2008). O polígono hachurado representa o Lote X, área deste estudo.



A posição da Bacia de Talara coincide ainda com a região onde a cordilheira dos Andes muda de direção Sudeste-Noroeste para Sudoeste-Nordeste, em uma estrutura conhecida como Deflexão de Huancabamba ou localmente como Cordilheira Real. Esta configuração tectônica acompanha a mega estrutura conhecida como Falha Dolores-Guayaquil, um sistema de falhas do tipo *strike-slip* dextral resultante do efeito da subducção oblíqua da placa de Nazca sob a crosta continental sul-americana. Associados a estas mega estruturas de orientação Nordeste, observa-se a existência de vários outros sistemas do mesmo tipo, porém de direção Noroeste e com vergência sinistral. Tankard (2002) interpreta estes sistemas como antitéticos do sistema principal Dolores-Guayaquil, ressaltando que ambos são responsáveis pela intensa compartimentalização interna da bacia.

O Lote X, área sob concessão exploratória de Petrobras Energia, corresponde a uma área aproximada de 460 km<sup>2</sup> (Fig. 1). Depósitos plataformais, deltaicos, fluviais, e turbidíticos (Picarelli et al., 2001; Picarelli et al., 2003; Daudt et al., 2001; Daudt, 2004; Grosso et al., 2005) constituem os principais *plays* da bacia. Os reservatórios da Formação Echinocyamus são encontrados em quase todos os 5000 poços que foram perfurados na área. Representam uma das unidades mais importantes do ponto de vista produtivo, mesmo considerando a intensa compartimentalização estrutural descrita anteriormente. O grande desafio, para esta unidade, é o entendimento das heterogeneidades internas aos blocos estruturais já que estas definem e controlam a movimentação do fluido entre os poços injetores e os poços produtores (Groba et al., 2005; Daudt et al., 2006).

### **3. Heterogeneidades dos Reservatórios**

O termo *heterogeneidade* tem sido associado a fatores que causam a interrupção no fluxo normal de fluidos dentro de um reservatório (Artigo III). As heterogeneidades afetam a distribuição espacial das propriedades petrofísicas, causando redução na eficiência de recuperação do petróleo (Carrasco, 2001). Como consequência, o potencial produtivo dos reservatórios fica comprometido, não sendo possível drenar eficientemente o volume de hidrocarboneto presente em subsuperfície. Esse petróleo

móvel não drenado corresponde ao que se denomina de *reservas remanescentes* de um campo produtor. Esta situação é particularmente comum em projetos cujo ápice produtivo já foi atingido e técnicas de recuperação avançada estão sendo empregadas (por exemplo, injeção de água, gás, nitrogênio, CO<sub>2</sub>, surfactantes, combustão *in situ*, etc).

As heterogeneidades são causadas por processos inerentes aos sistemas naturais (Tyler & Finley, 1991; Hamilton et al., 1998), apresentando um caráter hierárquico importante (Weber, 1986; Lasseter et al., 1986; Van de Graaf & Ealey, 1989; Carrasco, 2001). Os trabalhos precursores tentavam abordar a questão da hierarquia do ponto de vista do impacto das diferentes heterogeneidades presentes em reservatórios submetidos a injeção e produção de fluidos. Durante muito tempo, a hierarquia de heterogeneidades era referida ao trabalho de Van de Graaf & Ealey (1989) onde estes autores definiram o que seria uma escala de campo (1 a 10km), de reservatório (100 a 1000m) e de camadas arenosas (10 a 500m). Slatt & Galloway (1992) apresentam um modelo similar baseado em elementos observáveis em escala de poço, interpoço e em escala de campo. Outro ponto importante foi a utilização de afloramentos como análogos dos reservatórios produtivos. Através de trabalhos sistemáticos, é possível aferir e calibrar as dimensões dos corpos arenosos, suas geometrias externas, relações estratigráficas e continuidade lateral e vertical das barreiras de fluxo. Shew et al. (1995), Willis & White (2000), Slatt et al. (2000) e Falivene et al. (2006) são alguns exemplos sobre este tema.

Com relação à gênese, as heterogeneidades podem ser de cunho sedimentológico (diferentes fácies e associação de fácies, variações nos elementos arquiteturais, geometria dos corpos arenosos, ocorrência de bioturbação, sismicidade e escorregamentos sin- e pós-deposicionais, etc; Artigo I), estratigráfico (padrões de empilhamento resultantes de ciclos de regressão e transgressão da linha de costa, existência de superfícies-chave que definem o arcabouço estratigráfico, etc; Artigo I), diagenético (tipos, volumes e distribuição de diferentes componentes diagenéticos, associação de petrofácies de reservatório, etc; Artigos II e III; Anexos I e II), tectônico (padrões estruturais, presença de falhas ou fissuras, etc; Artigo III) ou mesmo uma combinação de todos ou alguns destes fatores. Heterogeneidades causadas por efeitos tectônicos não serão abordadas em profundidade neste trabalho embora se reconheça nessas uma importância significativa na modelagem de determinados reservatórios (cf.

Laubach et al., 2008) como os arenitos da Formação Spraberry no Texas (Lorenz et al., 2002).

O produto final da ação dessas variáveis são volumes de rochas que apresentam capacidade de armazenamento e capacidade de fluxo particulares que as diferenciam de outros volumes. Essa complexidade define locais favoráveis à produção de petróleo, delineando caminhos preferenciais de percolação de fluidos. No “universo” da engenharia de reservatório, estes intervalos são chamados de *unidades de fluxo*. O termo *unidade de fluxo genética* é utilizado no presente estudo para ressaltar a importância da caracterização de intervalos deposicionais e/ou diagenéticos *geneticamente* relacionados dentro de um arcabouço estratigráfico de alta resolução.

A definição de um modelo de *unidades de fluxo genéticas* constitui a etapa final do processo de caracterização estática (ou geológica) de reservatórios siliciclásticos (Artigo III). Com base neste modelo, propriedades petrofísicas como porosidade, permeabilidade e saturação de petróleo e propriedades qualificadoras como pressão capilar e diâmetro médio de gargantas de poros são integradas para representar as propriedades intrínsecas destas unidades. Posteriormente, utilizam-se métodos geoestatísticos para garantir a correta distribuição tridimensional dos elementos interpretados e suas propriedades correspondentes, através de algoritmos específicos de mapeamento. Um outro fator importante é a integração da sísmica de alta resolução, o que não foi considerado nesta análise, uma vez que a unidade em estudo não contava com este tipo de dado em condições que permitissem um estudo aprofundado.

As unidades de fluxo genéticas servirão de base para aperfeiçoar os modelos dinâmicos praticados pela engenharia. Nesses trabalhos, também conhecidos como simulações numéricas, é possível efetuar simulações do comportamento produtivo futuro com base em dados históricos do campo. Isso fornece os fundamentos para o processo de gerenciamento e otimização dos recursos durante a vida produtiva de um reservatório. Estes resultados serão mais eficientes e precisos à medida que os modelos geológicos melhor representem a complexidade dos reservatórios. A abordagem integrada entre a geologia e a engenharia é sumamente importante em estágios avançados de recuperação de petróleo onde métodos de recuperação secundária ou terciária são empregados para incremento de produtividade.

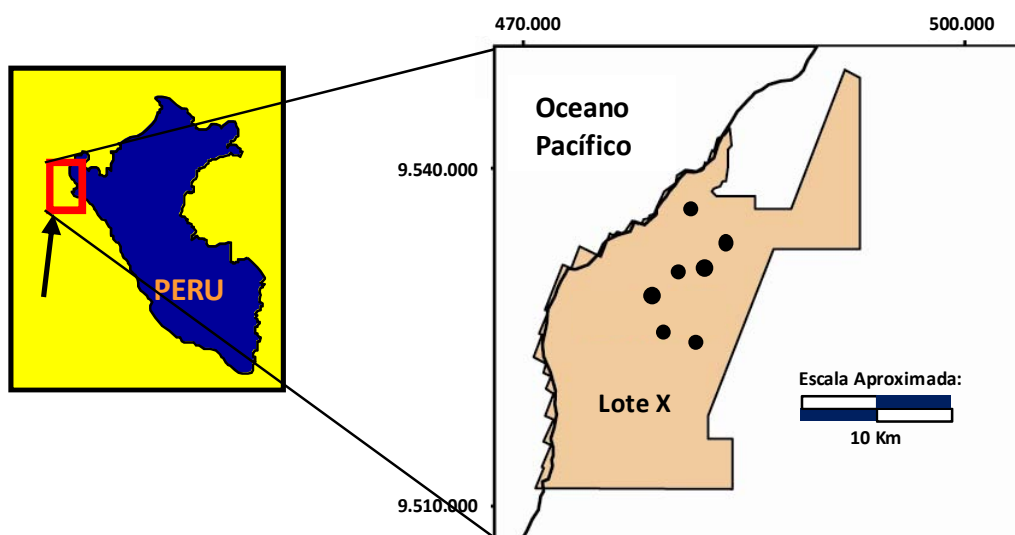
## 4. Metodologia

A definição de um modelo de unidades de fluxo foi baseada na caracterização e hierarquização das heterogeneidades que compartimentalizam o reservatório Echinocyamus. Para tanto, foram integradas abordagens de caráter sedimentológico, estratigráfico e petrológico.

### 4.1. Etapa 1: Descrição de testemunhos

A primeira parte deste estudo foi direcionada para a geração de um arcabouço deposicional e estratigráfico da unidade através da caracterização de litofácies e associações de litofácies. Esta fase foi baseada na descrição de aproximadamente 400 metros de testemunhos (escala 1:40) extraídos em 7 poços localizados no Lote X, área de concessão da Petrobras Energía na Bacia de Talara (Figura 2).

Ainda durante a etapa de descrição foram determinados 89 pontos (profundidades) para posterior extração de *plugs* para análises petrofísicas. Estas profundidades foram definidas em função de critérios sedimentológicos e estratigráficos, como por exemplo, mudanças de padrões de empilhamento, mudanças bruscas de litofácies e proximidade de superfícies estratigráficas importantes.



**Figura 2:** Localização aproximada na Bacia de Talara, Peru, do Lote X (concessão da Petrobras Energía) dos 7 poços (círculos escuros) com testemunhos descritos. Coordenadas referenciadas ao sistema PSAD 56, WGS 84.

## **4.2. Etapa 2: Petrofísica básica e petrografia**

Nessa etapa foram extraídos 89 *plugs* para petrofísica básica (porosidade e permeabilidade, valores não corrigidos para condições de reservatório), 61 dos quais foram selecionados para confecção de lâminas delgadas, com objetivo de avaliar o impacto da diagênese sobre a qualidade dos reservatórios. As lâminas foram preparadas após impregnação a vácuo com resina *epoxy* azul.

A análise petrográfica quantitativa foi executada com uso do software Petroledge® (De Ros et al., 2007; De Ros & Goldberg, 2007) pela contagem de 300 pontos por lâmina, de acordo com o método de Gazzi-Dickinson (Gazzi, 1966; Dickinson, 1970; Zuffa, 1985; 1987). Esta análise envolveu a descrição da composição detrítica, fábrica, textura, tipos, localização e relações paragenéticas entre os diferentes constituintes diagenéticos e o espaço poroso. Foram ainda definidas as petrofácies de reservatório do universo de amostras estudado.

## **4.3. Etapa 3: Integração, geração de um modelo geológico de qualidade do reservatório**

As fácies deposicionais (litofácies) e associações de fácies foram integradas com os perfis elétricos disponíveis. Os intervalos sem testemunhos foram interpretados com base no ordenamento lógico da estratigrafia de seqüências (Artigos I e II).

As petrofácies de reservatório têm sua definição baseada na superposição de aspectos da estrutura, textura e composição primária e dos tipos, hábitos, volumes e distribuição de fases diagenéticas. Essas petrofácies foram associadas dentro dos compartimentos genéticos do modelo estratigráfico. Valores indicativos da qualidade destes intervalos (porosidade e permeabilidade petrofísicas, porosidade petrográfica, teor de fragmentos vulcânicos, teor de componentes autigênicos, etc), foram ponderados e tratados estatisticamente de acordo com a proporção de cada petrofácies dentro de determinado intervalo genético (Artigo II). Finalmente, o caso analisado foi utilizado para o desenvolvimento de uma discussão sobre a definição de unidades de fluxo e de como as heterogeneidades dos reservatórios devem ser introduzidas e hierarquizadas nesta análise (Artigo III).

## 5. Resultados obtidos

### 5.1. Modelo Depositional e Estratigráfico

As análises sedimentológicas realizadas na Etapa 1 permitiram o estabelecimento de um modelo deposicional e de um arcabouço estratigráfico de alta resolução, onde superfícies estratigráficas compartimentalizam as unidades-reservatório (Artigos I e II). Estas superfícies foram equivocadamente hierarquizadas como sendo de quarta ordem no Artigo I. No entanto, uma revisão mais acurada dos dados, associada a uma recente atualização cronoestratigráfica de alguns intervalos do Terciário de Talara (Pozo & Daudt, 2007), permitiram determinar que estas superfícies são hierarquicamente mais compatíveis com uma terceira ordem. Esta correção foi incorporada no Artigo II. De mesma forma, no Artigo I os depósitos fluviais não foram separados dos depósitos de planície deltaica por mera simplificação do modelo. No Artigo II esta divisão é evidenciada e o sistema fluvial é sub-dividido em um intervalo superior e um intervalo inferior, com o objetivo de proporcionar um melhor controle na distribuição das propriedades petrofísicas.

Dentro da área do Lote X, a Formação Echinocyamus está sobreposta a um nível argiloso de ampla expressão areal, depositado em ambiente marinho marginal (Fildani, 2004) referido como Formação Clavel (Artigo I). Sobre este nível, desenvolveu-se uma série de sucessões de fácies deltaicas progradacionais com tendência a raseamento e redução da acomodação em direção ao topo, sendo limitados por superfícies de inundação marinha. Van Wagoner et al. (1990) denominam as unidades com semelhante organização de parasseqüências.

As parasseqüências mostram um contínuo de sedimentação que inicia em uma associação de pró-delta, gradando para frente deltaica e finalmente para planície deltaica. O reconhecimento destes sub-ambientes deposicionais nos perfis elétricos dos poços testemunhados tornou possível extrapolar o modelo para poços sem testemunhos (Tabela 1). Dependendo da área, foram identificadas entre três e quatro parasseqüências na porção inferior da Formação Echinocyamus, com média de espessura total na ordem de 120 a 180 metros. As unidades deltaicas desenvolveram-se sob nível de base alto,

com alta taxa de aporte sedimentar o que resultou em espessuras individuais entre 25 e 55 metros.

Domínio Depositional	Sub-ambiente (AMF)	Associação de Fácies	Assinatura Elétrica
FLUVIAL	Fluvial Superior	Ac+Ap+Am+Fm; Ac+Sp+Fm	Serrilhado/heterolítico (ocasionalmente f.u.)
	Fluvial Inferior	Cm+Ac+Sp+Am; Ac+Ap+Am	Blocoso-cilíndrico (ocasionalmente f.u.)
DELTAICO	Planície deltaica	Cm/Ap/Ac/Am/Fm	Blocoso-cilíndrico (topo das parasseqüências)
	Frente deltaica	Ab/Ar (subordinate: Ap/Fm/Ac/Am)	Padrão c.u. (porção intermediária das parasseqüências; GR "limpando" ao topo)
	Pró-delta	Asl/Fm/Fms/Ab (subordinate: Ar/Ap)	Intervalo mais argiloso das parasseqüências (porção basal, altos valores de GR)

**Tabela 1: Sumário das principais características diagnósticas dos diferentes domínios deposicionais da Formação Echinocyamus. Obs: c.u.: *coarsening-upward* (aumento de granulometria em direção ao topo); f.u.: *fining-upward* (diminuição de granulometria em direção ao topo). Obs.: Reprodução da Tabela 2 do Artigo II.**

O intervalo do pró-delta não foi considerado como reservatório, sendo composto pela associação de litofácies pelitos maciços, pelitos sílticos e arenitos bioturbados (Artigo I). Como litofácies subordinadas, aparecem arenitos com laminações cruzadas de marcas onduladas. Em perfil elétrico, o intervalo de pró-delta apresenta altos valores de raios gama.

Depósitos de frente deltaica foram caracterizados pelo predomínio da associação de litofácies arenitos bioturbados (fácies Ab) e arenitos com laminação ondulada cavalgante (Ar) e, secundariamente, arenitos com laminação horizontal ou paralela (Ap), pelitos maciços (Fm), arenitos com cruzadas (Ac) e arenitos maciços (Am; Artigo I). O intervalo da frente deltaica apresenta valores médios de permeabilidade de 0.77 mD e de porosidade na ordem de 10.6% (Artigo II). Os valores de raios gama são intermediários, com uma tendência a redução em direção ao topo.

Os depósitos da planície deltaica são extremamente arenosos, comumente com associação das litofácies conglomerados maciços (Cm), arenitos com laminação horizontal ou paralela (Ap), arenitos com cruzadas (Ac) e, subordinadamente, pelitos maciços (Fm; Artigo I). A planície deltaica apresenta valores médios de permeabilidade de 4 mD e de porosidade de 11.8% (Artigo II). A seção correspondente à planície

deltaica mostra valores mais baixos de raios gama e formas cilíndricas ou de sino (padrão *fining-upward*).

O intervalo da planície deltaica foi interpretado como uma modificação do modelo original de delta entrelaçado proposto por Mc Pherson et al. (1987), por não apresentar, de forma clara, um leque aluvial a leste como fonte alimentadora. Ao contrário, seriam de múltiplas fontes e com um forte caráter coalescente (Artigo I). A presença de distributários de alta energia, associados a pouca preservação dos depósitos de planície de inundação, também são evidências sugestivas de delta entrelaçado.

Sobre o intervalo deltaico, foi reconhecido um sistema fluvial que foi dividido em intervalos inferior e superior. O intervalo inferior é composto por associações de litofácies de alta energia, como conglomerados maciços (Cm), arenitos com cruzadas (Ac), arenitos com laminação horizontal ou paralela (Ap) e arenitos maciços (Am; Artigo I). Esse intervalo é o que apresenta melhor qualidade como reservatório, com médias de permeabilidade na ordem de 8.5 mD e de porosidade em torno de 14% (Artigo II). Para o intervalo fluvial superior, interpreta-se um ambiente de menor energia, com maior intercalação dos corpos arenosos de granulometria mais fina onde depósitos de planície de inundação estão preservados com mais frequência. Nesse intervalo, os corpos arenosos são formados pelas associações de litofácies arenitos com cruzadas (Ac), arenitos com laminação horizontal ou paralela (Ap) e arenitos maciços (Am; Artigo I), sendo caracterizados por menores valores de permeabilidade (média de 0.25 mD) e porosidade (12.2%; Artigo II). Os perfis de raios gama mostram padrões francamente cilíndricos para a porção inferior e cilíndricos/serrilhado ou heterolítico para o intervalo superior.

Em termos gerais, o intervalo fluvial (inferior + superior) foi interpretado como um sistema entrelaçado de alta energia, com baixa acomodação e múltiplos canais ativos. O dinamismo desse ambiente não permite a discretização de canais individuais uma vez que o processo de amalgamação é muito intenso e praticamente não existem limites físicos entre os corpos de areia, especialmente na porção inferior do sistema fluvial.

Em termos comparativos de qualidade de reservatório, a parte inferior do sistema fluvial apresentou os mais altos valores médios de porosidade e permeabilidade, seguido



do intervalo de planície deltaica. Seguem os depósitos localizados na frente deltaica que, apesar do predomínio das litofácies bioturbadas, perfazem um intervalo produtivo com melhores características do que os depósitos da seção fluvial superior, de menor qualidade (Artigo II). Estas unidades foram identificadas como unidades de fluxo genéticas, compostas por associações de elementos arquiteturais localizados dentro de um mesmo sub-ambiente de deposição (Artigos II e III).

## **5.2. Aspectos texturais e diagenéticos**

### **5.2.1. Composição e proveniência**

Os reservatórios da Formação *Echinocyamus* são predominantemente litoarenitos feldspáticos e subordinadamente litoarenitos ou arcóseos líticos (classificação *sensu* Folk, 1968). Materiais altamente susceptíveis aos processos diagenéticos como fragmentos de rochas vulcânicas (dominantemente de composição andesítica), rochas metamórficas de baixo grau (filitos e xistos), meta-sedimentares, meta-vulcânicas e feldspatos são abundantes na maioria das amostras (Artigo II). A grande proporção destes materiais é um dos fatores que contribuiu para a baixa qualidade destes reservatórios (Anexo I).

Em termos de proveniência, as amostras analisadas indicam uma origem mista com contribuição do arco magmático, cinturão orogênico reciclado e embasamento soerguido (Artigo II), segundo os modelos apresentados por Dickinson (1985). Não existe uma diferença muito marcada com relação a proveniência dos reservatórios fluviais e deltaicos. Ambos intervalos apresentam uma tendência genética relacionada a cinturões orogênicos reciclados e arcos dissecados.

### **5.2.2. Processos e produtos diagenéticos**

Diversos processos diagenéticos afetaram os reservatórios da unidade estudada provocando intensa modificação na porosidade e permeabilidade originais (Artigo II), tal como observado em outros arenitos composicionalmente imaturos (e.g. Surdam & Boles, 1979; Moraes & Surdam, 1993; Smosna & Bruner, 1997). Os processos de maior impacto na qualidade dos reservatórios foram a precipitação precoce de esmectita, a compactação mecânica e a compactação química.

Os produtos diagenéticos mais comuns são a esmectita, calcita, albita e pseudomatriz. Com grande impacto sobre a permeabilidade mas reduzido sobre a porosidade, a esmectita aparece predominantemente como franjas e cutículas circulando os grãos e como agregados microcristalinos substituindo fragmentos de rochas vulcânicas. Com grande efeito sobre porosidade e permeabilidade, a calcita ocorre com textura grossa como cimento intergranular e substituindo os feldspatos. A albita ocorre como substituição dos feldspatos ou, em menor proporção, como crescimentos com efeito reduzido sobre a permeabilidade. A ocorrência de pseudomatriz, resultante do processo de compactação de fragmentos de rochas sedimentares, meta-sedimentares e intraclastos lamosos, provoca impacto local na permeabilidade e na porosidade.

Os hábitos e proporções dos constituintes diagenéticos variam entre os reservatórios fluviais e deltaicos. No intervalo fluvial a ocorrência de esmectita intergranular é substancialmente maior que nos depósitos deltaicos (média de 8.4% no fluvial contra 5.1% no deltaico). A diferença não é tão acentuada para os valores médios de esmectita de substituição de grãos (4.9% no fluvial contra 4.2% no deltaico). Uma das causas da diferença nas proporções de esmectita intergranular reside na porcentagem de fragmentos de rochas vulcânicas dos dois domínios (média de 11.6% no fluvial contra apenas 5.6% no deltaico), que seria a fonte de íons para a formação da esmectita durante o estágio eodiagenético. Os feldspatos, outra possível fonte de íons para a formação da esmectita, aparecem em proporções semelhantes nos dois domínios.

A calcita intergranular aparece com média de 1% no intervalo fluvial e até 3% no intervalo deltaico. Como substituição de grãos atinge apenas 0.2% no fluvial e 1% no deltaico. A maior proporção de cimento calcítico no ambiente deltaico relaciona-se à maior influência da água marinha e disponibilidade de fragmentos bioclásticos neste domínio.

Os teores de albita, pirita e quartzo são similares nos dois domínios. O volume de pseudomatriz é substancialmente maior no deltaico (2.5% em média) do que no fluvial (0.2% em média). Esta diferença está estar relacionada à maior disponibilidade de intraclastos lamosos erodidos dos depósitos finos da planície ou da frente deltáica.

### 5.2.3. Petrofácies de reservatório

Doze petrofácies de reservatório foram definidas com base em parâmetros objetivos de estruturas deposicionais, textura e composição primária, processos e produtos diagenéticos que mais afetam a porosidade e permeabilidade (De Ros & Goldberg, 2006; Artigo II; Anexo II). Os valores informados a seguir referem-se a valores médios obtidos para cada parâmetro considerado (maiores detalhes na Tabela 4 do Artigo II e no Anexo III).

1. Petrofácies *franjas-porosa (rims-porous)*: Petrofácies identificada nas litofácies arenitos de granulometria média a grossa com seleção variável. Apresenta franjas contínuas e bem definidas de esmectita e abundantes fragmentos de rochas vulcânicas e metamórficas. A compactação não é significativa. Os valores médios de porosidade e permeabilidade petrofísicas são de 16.4% e 10.7 mD, respectivamente; macroporosidade e porosidade efetiva petrográficas, de 9% e 5.8%, respectivamente.

2. Petrofácies *intraclástica (intraclastic)*: Identificada em litofácies de arenitos grossos ou conglomeráticos, exibe abundantes intraclastos lamosos com seleção pobre a muito pobre. Apresenta franjas contínuas e bem definidas de esmectita e compactação mecânica moderada a alta. Localizadamente pode apresentar cimentação por calcita e zeolita do tipo preenchimento de poro. A porosidade e a permeabilidade petrofísicas atingem valores médios de 15.8% e 5 mD; macroporosidade e porosidade efetiva, 9.3% e 5.6%, respectivamente.

3. Petrofácies *conglomerática (conglomeratic)*: Representada somente por uma amostra extraída no domínio fluvial, correspondendo à litofácies arenito conglomerático pobremente selecionado. Apresenta finas e contínuas franjas de esmectita e abundantes fragmentos de rochas vulcânicas e metassedimentares. Porosidade petrofísica de 17.5% e permeabilidade de 2.4 mD; macroporosidade de 7% e porosidade efetiva de 2.7%.

4. Petrofácies *crescimentos (overgrowths)*: Presente em litofácies de arenitos de granulometria média e seleção moderada, com franjas finas e descontínuas de esmectita que eventualmente podem não estar presentes. Mostra cimentação por crescimentos descontínuos de quartzo e de albita. Porosidade de 13.4% e permeabilidade de 16.8mD; macroporosidade de 13.4% e porosidade efetiva de 5.4%.

5. Petrofácies *franjas-compactada (rims-compacted)*: Reconhecida em litofácies de arenitos de granulometria fina a grossa, com seleção variável. Apresenta franjas e cutículas contínuas de esmectita e moderada a forte compactação. Cimentação por calcita ocorre preenchendo poros. O valor médio de porosidade é de 12.2% e permeabilidade, de 0.5 mD; macroporosidade de 6.1% e porosidade efetiva de 3.4%.

6. Petrofácies *zeolita-calcita (zeolite-calcite)*: Petrofácies identificada em litofácies de arenitos de granulometria fina a média e seleção moderada a boa. Caracteristicamente, mostra cimentação por esmectita em forma de cutículas e franjas contínuas, além de uma intensa cimentação por zeolita e calcita do tipo preenchimento de poros. A compactação mecânica mostra-se moderada a forte. A porosidade atinge valores médios de 12.1% e a permeabilidade, de 7.6 mD; macroporosidade de 7.6% e porosidade efetiva de 4.8%.

7. Petrofácies  *fina-porosa (fine-porous)*: Presente em litofácies de arenitos quartzosos de granulometria fina e boa seleção. As principais características diagnósticas incluem a presença de cutículas descontínuas de esmectita de espessura muito fina além de crescimentos de quartzo. Porosidade de 10.1% e permeabilidade de 2.8 mD; macroporosidade de 11.2% e porosidade efetiva de 5.3%.

8. Petrofácies  *calcita-pós-compactação (post-compacted-calcite)*: Ocorre em litofácies de arenitos com ampla variação granulométrica (desde fina até grossa) e moderada seleção. Apresenta franjas de esmectita de fina espessura e abundante cimentação calcítica pós-compactacional, do tipo preenchimento de poros. Por estas razões, mostra indicadores ruins de qualidade de reservatório: porosidade de 5.2% e permeabilidade de 0.08 mD; macroporosidade de 2.5% e porosidade efetiva de 0.5%.

9. Petrofácies  *calcita-pré-compactação (pre-compacted-calcite)*: Reconhecida em litofácies de arenitos híbridos, finos a médios, muito mal selecionados. Caracteristicamente, apresentam abundantes bioclastos carbonáticos e fosfáticos (principalmente moluscos). Mostra cimentação pervasiva de calcita microcristalina, pré-compactacional, o que afeta fortemente a qualidade do reservatório. A porosidade média é de 5.4% e a permeabilidade, 0.02 mD; macroporosidade de 0.7% e porosidade efetiva de 0.3%.

10. Petrofácies *preenchimento-por-esmectita (smectite-filled)*: Representada somente por uma amostra, extraída no intervalo fluvial inferior. Corresponde à litofácies de arenito de granulometria média e seleção pobre. Essa petrofácies é extremamente rica em fragmentos de rochas vulcânicas, extensivamente substituídos por esmectita, Também se reconhece cimentação por esmectita do tipo preenchimento de poros. Porosidade de 12.7% e permeabilidade de 0.7 mD; macroporosidade de 3% e porosidade efetiva de 0.3%.

11. Petrofácies  *fina-mal-selecionada (fine-unsorted)*: Petrofácies reconhecida em litofácies de arenitos finos a muito finos, com seleção muito pobre. Mostra abundantes fragmentos de rochas vulcânicas e intraclastos lamosos parcialmente compactados a pseudo-matriz. A porosidade média atinge a 10.1% e a permeabilidade, 0.01 mD; macroporosidade de 0.7% e porosidade efetiva de 0.4%.

12. Petrofácies  *fina-compactada (fine-compacted)*: Presente em litofácies de arenitos finos a muito finos com seleção boa a pobre. Petrofácies rica em fragmentos de rochas metassedimentares, micas e intraclastos lamosos parcialmente compactados a pseudo-matriz. A compactação mecânica é intensa, ocorrendo também cimentação calcítica sin-compactacional de forma heterogênea e parcial. Porosidade de 11.1% e permeabilidade de 0.2 mD; macroporosidade de 2.3% e porosidade efetiva de 1.4%.

Para cada sub-ambiente de deposição interpretado (frente deltaica, planície deltaica, fluvial inferior e fluvial superior, com suas associações de litofácies específicas; Tabela 1) foram definidos também um grupo de petrofácies de reservatório que, combinadas em diferentes proporções, caracterizam o aspecto diagenético destes compartimentos (Tabelas 2 e 3; Artigo II; Anexo II). Como estas associações de petrofácies têm sua distribuição controlada pela estratigrafia, ao se mapear estas unidades estratigráficas de alta resolução, indiretamente se está mapeando associações de petrofácies e, por consequência, aspectos petrológicos que controlam a porosidade e permeabilidade. Através deste fluxo de trabalho, obtém-se valores mais representativos da qualidade dos reservatórios presentes em cada compartimento estratigráfico afetado em maior ou menor grau por fatores petrológicos.

Compartimento Genético	Associação de Petrofácies	% Relativo:
Planície Deltaica	Franjas-compactadas	43%
	Fina-compactada	21%
	Intraclástica	14%
	Crescimentos	14%
	Calcita-pós-compactação	7%
Frente Deltaica	Fina-compactada	31%
	Fina-mal-selecionada	19%
	Franjas-porosas	13%
	Calcita-pré-compactação	13%
	Fina-porosa	13%
	Calcita-pós-compactação	6%
	Franjas-compactadas	6%

**Tabela 2: Associação de petrofácies reconhecidas nos sub-ambientes deposicionais (associações maiores de fácies) do domínio deltaico.**

Compartimento Genético	Associação de Petrofácies	% Relativo:
Fluvial Superior	Franjas-compactadas	42%
	Zeolita-calcita	25%
	Franjas-porosas	8%
	Calcita-pré-compactação	8%
	Intraclástica	8%
	Fina-compactada	8%
Fluvial Inferior	Franjas-porosas	33%
	Franjas-compactadas	22%
	Intraclástica	11%
	Zeolita-calcita	11%
	Preenchimento-esmet	6%
	Conglomerática	6%
	Crescimentos	6%
	Calcita-pré-compactação	6%

**Tabela 3: Associação de petrofácies reconhecidas nos dois intervalos do domínio fluvial.**

#### 5.2.4. Controles na qualidade do reservatório

Vários fatores atuam durante a história evolutiva de um reservatório para que o mesmo tenha menor ou maior capacidade de armazenamento (relação direta com a porosidade) e fluxo (relação direta com a permeabilidade).

Reservatórios clásticos são o resultado da deposição, soterramento e litificação de sedimentos que foram erodidos das áreas fontes. A diagênese representa o conjunto de processos físicos, químicos e biológicos atuantes sobre esses sedimentos após sua deposição, envolvendo a sua transformação em rochas sedimentares. Os processos são de amplo espectro, iniciando logo após a deposição, com reações entre as assembléias originais de sedimentos e os fluidos intersticiais em busca de um equilíbrio nunca plenamente alcançado (Curtis, 1977, *apud* Worden & Burley, 2003). A compreensão da diagênese e seu impacto sobre a qualidade dos reservatórios é fundamental para a maioria das unidades onde a distribuição e relação original entre as propriedades petrofísicas foi modificada após a deposição.

O controle inicial na qualidade dos reservatórios é exercido pelo sistema deposicional, materializado pelas reações químicas precoces típicas da eodiagênese e pelas próprias fácies que são produtos de processos sedimentares atuantes dentro de níveis de energia particulares. Entre as características deposicionais mais importantes no controle inicial da qualidade dos reservatórios destacam-se o tamanho e a seleção dos grãos. Outros parâmetros menos importantes são o arredondamento e a esfericidade dos grãos (Grier & Marschall, 1992). A bioturbação provocada pela movimentação de organismos durante ou logo após a deposição também pode acarretar variações na qualidade dos reservatórios (Worden & Morad, 2003; Gingras et al., 2004) ou mesmo uma completa falta de consistência nas relações esperadas (Evans, 1987).

As relações deposicionais também determinam arranjos geométricos específicos dos grãos e espaços intergranulares, afetando a porosidade e permeabilidade. Ao analisar a influência da textura deposicional na porosidade e permeabilidade de areias inconsolidadas, Beard & Weyl (1973) concluíram que a porosidade independe do tamanho de grão em amostras de mesma seleção granulométrica. Entretanto, a porosidade aumenta com a seleção. Estudos de gradientes de compactação, executados para estimar a porosidade de áreas não amostradas devem comparar areias com igual

seleção já que a porosidade é fortemente influenciada por este parâmetro. Os autores também verificaram que a permeabilidade tende a diminuir com a diminuição do tamanho de grão e da seleção. Pryor (1972) já havia reportado esta relação direta entre permeabilidade e tamanho do grão, embora tenha sugerido que algumas vezes as relações esperadas podem variar com o tipo do ambiente deposicional (Tabela 4).

	Aumenta o Tamanho de grão	Aumenta a seleção
<u>Barras Fluviais</u>		
Permeabilidade	Aumenta	Aumenta
Porosidade	Aumenta	Aumenta
<u>Depósitos de praias</u>		
Permeabilidade	Aumenta	Diminui
Porosidade	Diminui	Aumenta
<u>Dunas eólicas</u>		
Permeabilidade	Aumenta	Diminui
Porosidade	Diminui	Aumenta

**Tabela 4: Relação entre porosidade e permeabilidade com parâmetros texturais para diferentes ambientes deposicionais (baseado em Pryor, 1972; Fraser, 1935)**

Um outro controle importante sobre a qualidade dos reservatórios é a composição detrítica original dos sedimentos, determinada pelos parâmetros de proveniência e influenciada pelo clima (De Ros, 1996). Muitos dos reservatórios de melhor qualidade são provenientes de áreas-fonte constituídas por rochas graníticas, gnáissicas ou granulíticas. Sedimentos predominantemente quartzosos podem ser gerados em áreas sob intenso intemperismo químico. Também podem ocorrer em bacias cujos padrões de drenagem e configuração geomorfológica permitem longas distâncias de transporte e reciclagem, favorecendo o enriquecimento residual em quartzo ou outros minerais química- e fisicamente resistentes (Suttner et al., 1981; Ferree et al., 1988; Johnsson & Meade, 1990; De Ros, 1996).

Sedimentos composicionalmente imaturos são comuns em climas secos e em contextos geomorfológicos acidentados. Isto é típico de zonas orogênicas ou zonas com arcos magmáticos associados, configurando situações de áreas fontes próximas e curta distância de transporte sem retrabalhamento. Sedimentos imaturos também podem



ocorrer em zonas de transporte e deposição extremamente rápidos, como acontece com as correntes de turbidez (Ingersoll & Suczek, 1979; Suczek & Ingersoll, 1985; Zuffa, 1987; Critelli et al., 1990; Ingersoll & Cavazza, 1991; Michaelsen & Henderson, 2000). Os sedimentos provenientes de arcos magmáticos ou orogênicos são ricos em fragmentos de rochas vulcânicas, sedimentares ou meta-sedimentares, cuja instabilidade durante os processos diagenéticos tipicamente promove acelerada e intensa redução da porosidade (Anexo I; Surdam et al., 1989). Somado a isto, a composição dos minerais autigênicos formados em estágios iniciais da diagênese influencia as reações diagenéticas subsequêntes. Os constituintes formados na diagênese inicial podem condicionar ou inibir o desenvolvimento de processos e produtos diagenéticos típicos do soterramento, contribuindo para a preservação da porosidade (Lima & De Ros, 2002).

#### 5.2.4.1. Evolução da qualidade dos reservatórios na Formação Echinocyamus

A complexidade observada na Formação Echinocyamus sugere que a qualidade dos reservatórios foi parcialmente influenciada pelas características deposicionais da unidade. O intervalo fluvial, de maior energia deposicional, apresenta um predomínio marcante de litofácies de granulometria média a grossa com seleção entre pobre a moderada (Artigos I e II). Por sua vez, o intervalo deltaico mostra granulometria mais fina especialmente no sub-ambiente frente deltáica que é proporcionalmente predominante. Em termos gerais, a seleção no intervalo deltaico é moderada a boa, o que reflete a melhor segregação das diferentes classes granulométricas pelo sistema deltáico, quando comparado ao sistema fluvial proximal.

Não é, contudo, observada uma relação direta entre estes parâmetros relacionados com o sistema deposicional e a qualidade dos reservatórios. No caso dos reservatórios fluviais, não foi possível reconhecer uma tendência de aumento da porosidade petrofísica com o aumento da seleção. Também não se observou relação direta entre seleção e porosidade petrográfica. A causa destas anomalias está relacionada com a intensa precipitação precoce de esmectita nos sedimentos fluviais. Desta maneira, a qualidade dos reservatórios fluviais foi, de certa forma, “homogeneizada” pelos processos diagenéticos, não ocorrendo distinção dos intervalos com diferentes graus de seleção. Além disto, esta comparação normalmente é efetuada

com dados de porosidade petrofísica total, que inclui macroporosidade petrográfica e microporosidade. Similar homogeneização foi observada por Evans (1987) na Formação Scarborough (Jurássico médio, Inglaterra), onde areias de diferentes classes granulométricas resultaram em reservatórios de qualidade semelhante devido à intensa precipitação de argilas autigênicas e crescimentos de quartzo.

A melhor seleção das areias deltaicas também não se refletiu em um claro controle sobre a porosidade destes reservatórios. No entanto, ao analisar-se somente as amostras de tamanho de grão fino e muito fino, é possível notar que existe uma ligeira tendência de redução da porosidade com o decréscimo da seleção. A falta de uma evidente correlação entre a seleção e a porosidade para o universo total de amostras deltaicas pode ser atribuída à própria evolução diagenética do intervalo. Isto ocorre porque a compactação química, ao contrário do observado no intervalo fluvial inferior, é mais forte nos reservatórios deltaicos em decorrência de variações na composição detrítica (menor quantidade de fragmentos de rochas plutônicas e vulcânicas e maior quantidade de fragmentos de grãos intrabacinais, Tabela 5). Em menor intensidade, uma outra razão para a falta de correlação é o processo de formação precoce de esmectita que, semelhante ao ocorrido no intervalo fluvial, afetou as relações iniciais de caráter deposicional.

Média	% Vulc	%Feldspatos	%Plutônicas	%Rochas sedimentares	%Frag intrabacinais
Fluvial (total)	11.6	4.8	4.3	2.8	1.7
Fluvial Inf	10.8	3.8	4.8	3.1	1.7
Fluvial Sup	12.8	6.4	3.4	2.3	1.7
Deltaico (total)	6.5	5.9	2.9	3.7	3.1

**Tabela 5: Valores medios contabilizados de alguns componentes detríticos nos intervalos fluviais (superior e inferior) e deltaico**

Com relação à permeabilidade, existe uma relação direta entre este parâmetro e o tamanho modal de grão para o intervalo fluvial, sugerindo um controle deposicional (Fig. 3). A seleção, no entanto, não mostra o mesmo grau de influência na permeabilidade destes reservatórios. Na Figura 4 é possível observar que, para um mesmo grau de seleção, a permeabilidade pode apresentar uma ampla variação, embora, em linhas gerais, quanto pior a seleção, menor a permeabilidade.

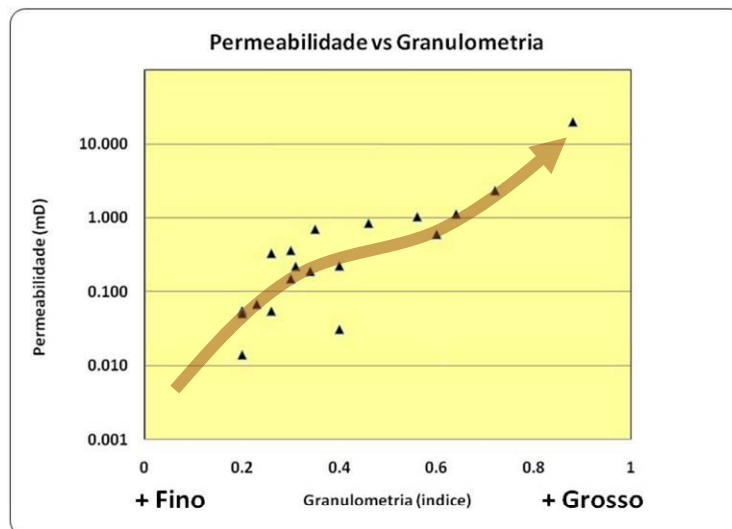


Figura 3: Gráfico Permeabilidade (mD, escala logarítmica) versus Índice granulométrico para amostras dos reservatórios fluviais. Obs.: sem filtro de seleção.

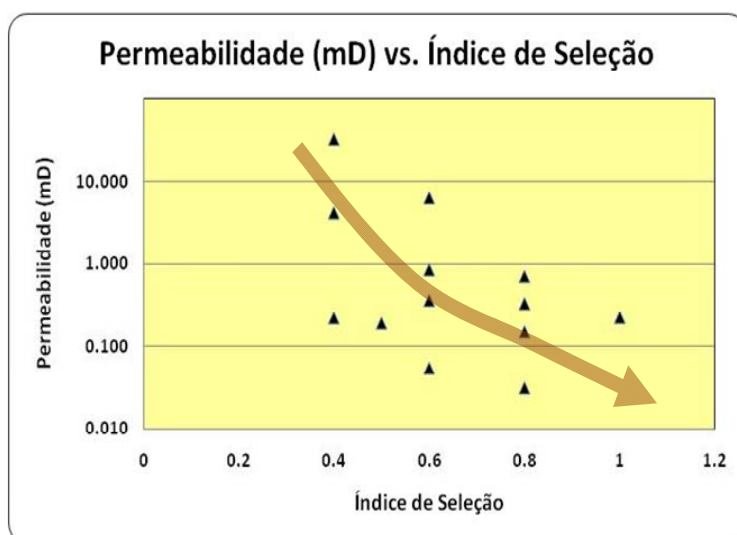
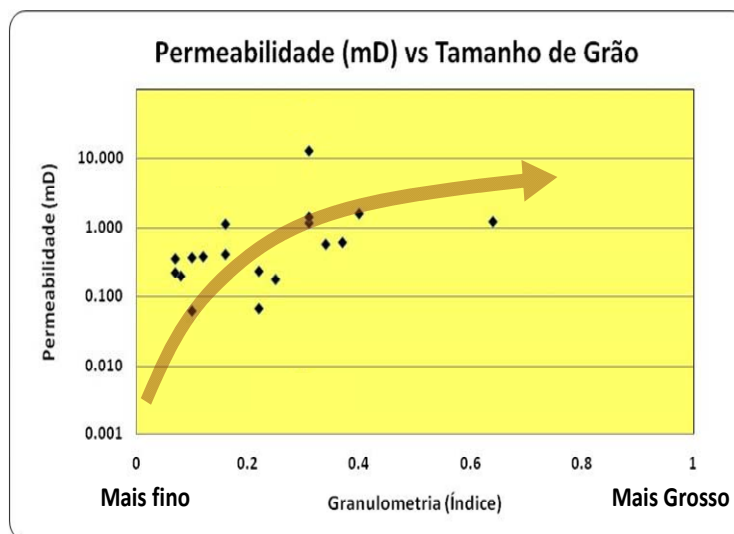


Figura 4: Gráfico Permeabilidade (mD, escala logarítmica) versus Índice de seleção para amostras dos reservatórios fluviais. Obs.: somente amostras de granulometria média.

A permeabilidade no intervalo deltaico mostra uma sutil relação com a granulometria para o universo de amostras de seleção moderada a boa (Fig. 5). No entanto, não foi possível identificar uma tendência de aumento da permeabilidade com a seleção, possivelmente devido a maior presença da fácies *arenitos finos bioturbados* na frente deltaica, que representa o sub-ambiente mais importante do domínio deltaico (Artigo I). A bioturbação provoca um rearranjo da distribuição espacial da porosidade, o que pode afetar a tendência esperada de aumento da permeabilidade com a seleção.



**Figura 5: Variação da permeabilidade em função do tamanho de grão para amostras do intervalo deltaico, filtradas para seleção moderada a boa.**

A composição detrítica original, como foi mencionado, também teve forte influência na qualidade final dos reservatórios. Os arenitos de ambos domínios deposicionais têm composição predominantemente lítica embora com diferenças na proporção geral dos diferentes fragmentos de rocha (Tabela 5). O intervalo fluvial apresenta em média 11.6% de fragmentos de rochas vulcânicas e 4.8% de feldspatos detríticos, ambos intensamente reativos aos processos diagenéticos. O intervalo fluvial superior, de pior qualidade que o intervalo fluvial inferior, apresenta valores médios de 12.8% de fragmentos vulcânicos e 6.4% de feldspatos. A composição foi um dos fatores principais para a preservação mais efetiva da porosidade deposicional nos arenitos fluviais, observando-se uma relação direta entre a quantidade de fragmentos vulcânicos e a presença de esmectita precoce (Tabela 6). A formação da esmectita intergranular teve a mesma intensidade no intervalo fluvial inferior e no superior. No entanto, a compactação mecânica foi relativamente menos intensa no fluvial inferior do que no superior. Isto ocorreu tanto pela presença da esmectita precoce como pela maior quantidade de fragmentos de rochas plutônicas, normalmente mais resistentes aos efeitos da compactação mecânica, na seção inferior dos depósitos fluviais.

No intervalo deltaico, a quantidade média de fragmentos vulcânicos é menor, da ordem de 6.6%, com valores ligeiramente mais elevados de feldspatos (média de 5.9%).

Interessante notar que o intervalo deltaico apresenta quase o dobro de fragmentos intrabaciais (média de 3.1%) quando comparado aos outros intervalos (média de 1.7%; Tabela 5).

	Dep. Fluviais	Dep. Deltaicos
<b>Fragmentos vulcânicos (%)</b>	11.6%	6.6%
<b>Esmectita Intergranular (%)</b>	8.5%	5.2%
<b>Esmectita Intragranular (%)</b>	4.9%	4.2%

**Tabela 6: Valores médio de fragmentos de rochas vulcânicas, esmectita intergranular e intragranular (em porcentagens).**

Apesar da história de soterramento e composição detrítica relativamente semelhantes das diferentes petrofácies de reservatório, algumas diferenças interessantes puderam ser observados na sua evolução diagenética (Artigo II). A redução da porosidade deposicional ocorreu predominantemente por compactação mecânica, favorecida pela debilidade física de muitos dos constituintes detríticos destes arenitos (rochas sedimentares e meta-sedimentares, fragmentos de rochas vulcânicas alteradas e intraclastos lamosos).

Para a petrofácies *franjás-porosa (rims-porous)*, predominante na seção fluvial inferior (Artigo II), a formação precoce de esmectita na forma de franjas e cutículas envolvendo os grãos favoreceu a preservação de grande parte da porosidade deposicional através da inibição parcial dos processos diagenéticos de cimentação e compactação. Embora com história evolutiva semelhante, a petrofácies *franjás-compactada (rims-compacted)*, predominante nos reservatórios da planície deltaica e fluvial superior (Artigo II), apresenta uma compactação química mais intensa. Isto corrobora a asserção de que a qualidade dos reservatórios sofreu uma forte influência da proporção de fragmentos de rochas vulcânicas. Esta proporção, como foi discutido anteriormente, é maior no intervalo fluvial o que facilitou a formação precoce de esmectita intergranular (Tabela 6). No domínio deltaico, ao contrário, as compactações

químicas e mecânicas foram proporcionalmente mais intensas, principalmente para a planície deltaica. Isto resultou em uma proporção maior da petrofácies *franjas-compactada* (*rims-compacted*) e uma maior quantidade de pseudomatriz nesse sub-ambiente.

A cimentação pré-compactação somente é importante para a petrofácies *calcita-pré-compactação* (*pre-compacted-calcite*), sendo relacionada a eventos cíclicos de alta frequência que provocaram remobilização de fragmentos bioclásticos. Estes fragmentos constituíram fonte e núcleos para o processo de cimentação.

As petrofácies como pouca formação de esmectita precoce, como as petrofácies *crescimentos* (*overgrowth*) e *calcita-pós-compactação* (*post-compacted-calcite*), apresentam pior qualidade de reservatório devido a expressiva compactação. O mesmo ocorre para a petrofácies *preenchimento-por-esmectita* (*smectite-filled*) onde o processo de cimentação foi abundante, resultando em uma redução severa de porosidade e permeabilidade.

A combinação de seleção pobre, pouca presença de esmectita precoce e compactação intensa, resultou na limitada qualidade de reservatório das petrofácies *conglomerática* (*conglomeratic*) e *intraclástica* (*intraclastic*). A textura deposicional também influenciou a qualidade de reservatório das petrofácies com predomínio da granulometria fina: petrofácies *fina-porosa* (*fine-porous*), *fina-mal-selecionada* (*fine-unsorted*) e *fina-compactada* (*fine-compacted*). Isto é particularmente importante no intervalo de frente deltaica onde, além da granulometria mais fina, a qualidade é reduzida pelo predomínio da litofácies bioturbada, como foi discutido anteriormente.

### **5.3. Integração e geração de um modelo de unidade de fluxo**

#### **5.3.1. Geometria dos corpos reservatórios**

A geometria externa de um reservatório sofre influência de vários fatores que interagem em diferentes escalas (Cortez, 1996). Estes fatores podem ser englobados em duas variáveis principais: o volume de sedimentos que está sendo transportado por um determinado sistema e o espaço que está potencialmente disponível para estes sedimentos depositarem (Reading & Levell, 1996). Em contextos deposicionais

complexos (como por exemplo a Bacia de Talara), a compreensão das relações espaciais entre os depósitos deve estar baseada na análise detalhada das associações de fácies e das superfícies limítrofes dos diferentes compartimentos deposicionais. O objetivo desta análise é o entendimento das variações no tempo e no espaço dos padrões de arquitetura estratigráfica.

A geometria tridimensional dos reservatórios da Formação Echinocyamus mostra uma forma geral canalizada para o intervalo fluvial, cujo eixo deposicional está orientado aproximadamente no sentido de sudeste-leste para noroeste-oeste (Figura 4 do Artigo II). Esta direção de aporte pode apresentar variações relacionadas a paleofisiografia local, como por exemplo, na área de Zapotal onde o eixo deposicional está mais orientado no sentido nordeste-sudoeste. Este sistema compreende complexos de canais amalgamados com largura variando entre 500 metros a 2 km. A espessura total do intervalo fluvial pode atingir a 100 metros em algumas áreas (Ballena e Órganos, vide Figura 4 do Artigo II) com valores médios em torno de 60 metros.

O intervalo deltaico apresenta reservatórios arenosos tanto na planície deltaica como na frente deltaica. A planície deltaica, pela suas características de delta entrelaçado (Artigo I), mostra características geométricas semelhantes aos complexos canalizados do intervalo fluvial, com corpos regionalmente alongados na mesma direção descrita anteriormente. Os depósitos da frente deltaica, predominantemente compostos por barras de desembocadura amalgamadas, tendem a possuir geometrias mais equidimensionais que se “acomodam” a feições paleofisiográficas locais. Por esta razão, fica mais difícil definir a precisa geometria destes corpos deltaicos quando a interpretação é baseada em dados de perfís elétricos adquiridos em poços irregularmente espaçados. Entretanto, a direção de aporte de sedimentos para o sistema deltaico não deve ter sido muito diferente do sistema fluvial, mesmo que estas variações locais tenham ocorrido. O principal argumento para esta interpretação é a posição da cadeia de montanhas dos Amotapes, localizada a poucos quilômetros da zona produtiva da bacia, que seguramente favoreceu a erosão e transporte de uma grande carga sedimentar originada nestas áreas altas. O aporte sedimentar proveniente do norte-nordeste também não pode ser descartado, considerando a geometria alongada da bacia de Talara, um fator facilitador da captação regional de material clástico.

Os intervalos lamosos que limitam as parasseqüências (ou conjunto de parasseqüências) marcam finais de ciclos progradacionais do sistema deltaico (iniciando no prodelta e terminando na planície deltaica). Nos modelos conhecidos (ex. Berg, 1982; Bhattacharya & Walker, 1991; Reading & Collinson, 1996), estas superfícies devem ser inclinadas na direção geral de sedimentação (direção *dip*), definindo geometrias de *clinoformas deltaicas progradantes* (Bhattacharya, 2006). Sistemas com alta taxa de sedimentação localizados em bacias cujas áreas-fonte dos sedimentos estão próximas dos depocentros devem resultar em geometrias cujas superfícies limitantes apresentam alta inclinação (Catuneanu, 2006; Bhattacharya, 2006). O caso da Bacia de Talara parece ser um exemplo onde as superfícies deposicionais devem ter um alto ângulo, em situação análoga às inclinações dos *foresets* dos deltas do tipo Gilbert. Na direção *strike* (perpendicular à direção de aporte sedimentar), as relações faciológicas são mais imprevisíveis e as superfícies deposicionais podem mergulhar para diferentes direções (Bhattacharya, 2006).

A questão da geometria dos depósitos arenosos principalmente na seção deltaica representa um elemento fundamental para o entendimento das relações espaciais interpoço. As seções estratigráficas publicadas no Artigo I (Figura 14, Artigo I) mostram uma interpretação simplificada onde não estão contempladas as superfícies deposicionais inclinadas das clinoformas. Os limites das parasseqüências definidas foram correlacionados regionalmente, semelhante a abordagem realizada por Bhattacharya & Walker (1991) na unidade Dunvegan do Cretáceo Superior em Alberta, Canadá (Fig. 6). Naquele trabalho, os autores definiram alomembros que internamente apresentavam unidades menores com caráter de *offlapping* deposicional, limitadas por superfícies transgressivas de menor magnitude.





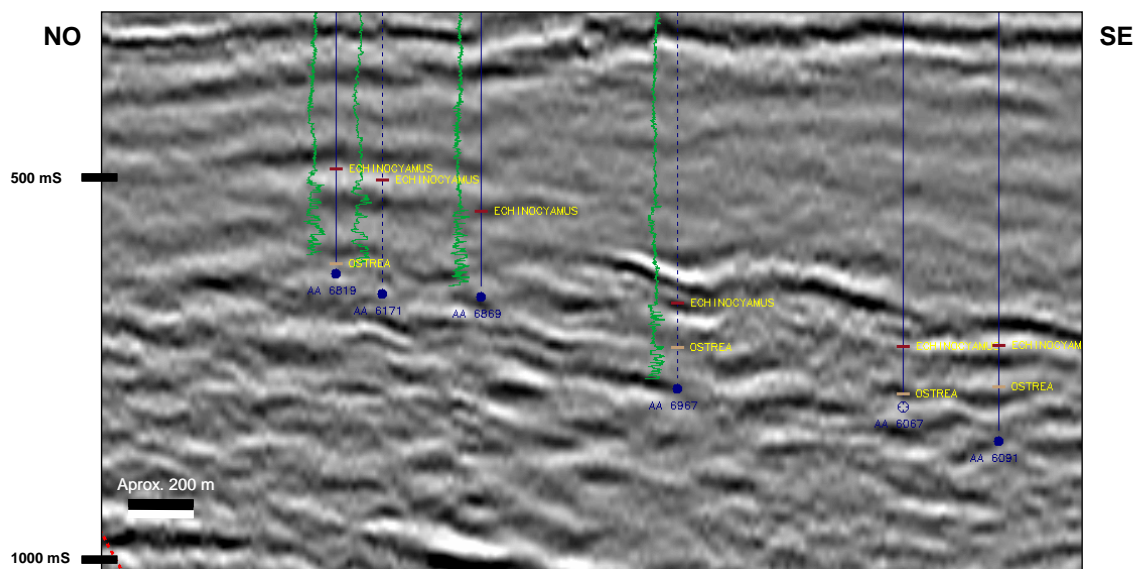


Figura 7a

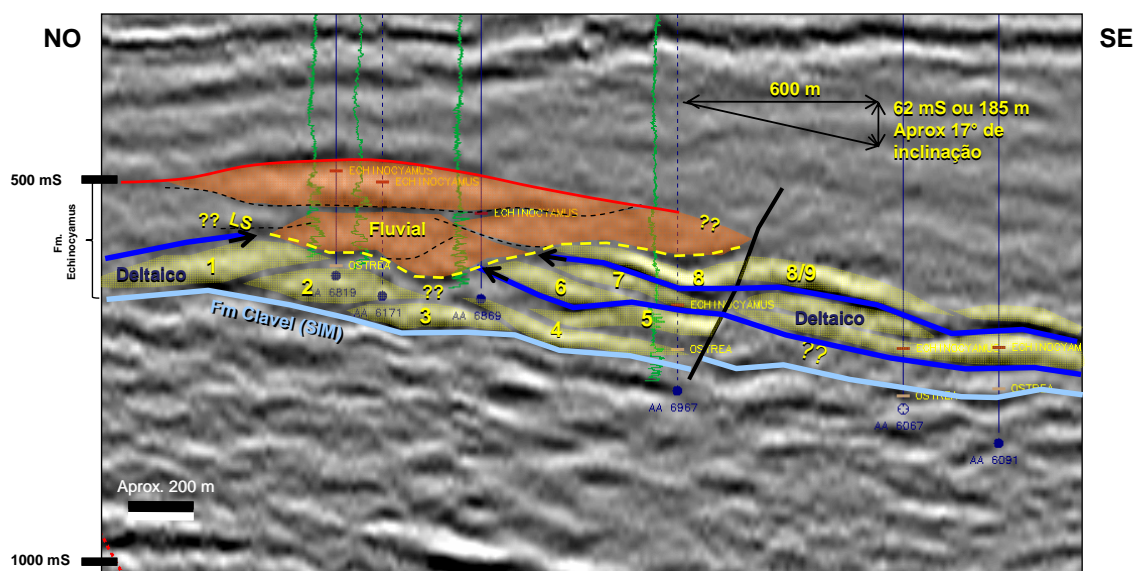


Figura 7b

Figura 7: Dado sísmico do volume 3D de Carrizo, Lote X, na área de Merina-Zapotal. seção sem interpretação; b) seção interpretada. LS: Limite de seqüência da base do sistema fluvial (superfície tracejada em amarelo) ---: Possíveis superfícies de base dos complexos amalgamados. Observar truncamentos nas porções superiores dos intervalos deltaicos.

Nas seções apresentadas no Anexo IV, procurou-se interpretar as superfícies limítrofes das parasseqüências deltaicas (clinoformas deposicionais) de acordo com sua provável geometria bidimensional. Esta interpretação também foi baseada em analogias com sistemas deltaicos de contextos de alta energia deposicional similares à Bacia de Talara. Foram tomados valores referenciais de inclinação de clinoformas deltaicas

encontrados na literatura (Reading & Collinson, 1996; Catuneanu, comunicação pessoal, 2008). Os análogos sugerem que, para a variação granulométrica encontrada nos depósitos deltaicos da Formação Echinocyamus, os valores normalmente são próximos a 20°. Mesmo tomando estes valores como guia e assumindo que os mesmos são compatíveis ao observado na sísmica, é preciso salientar que as interpretações apresentadas refletem somente uma das possíveis alternativas. No estágio atual de conhecimento, qualquer configuração geométrica que seja proposta para o intervalo deltaico é ainda meramente especulativa uma vez que a geometria precisa destas unidades também deve ser analisada através da integração de informações dinâmicas e continuidade da interpretação dos dados sísmicos.

A mudança do paradigma da litoestratigrafia para o de estratigrafia de seqüências de alta resolução ocasionará profundas modificações no processo de gerenciamento dos projetos de injeção de fluidos para recuperação secundária de petróleo. O impacto desta mudança pode ser visualizado nos modelos esquemáticos apresentados por Daudt et al. (2006), que se encontram na Figura 8. Na Figura 8a foi utilizado um modelo de correlação litoestratigráfica, resultando em uma expectativa de eficiência de varrido horizontal (quanto de petróleo está sendo “empurrado” para do poço injetor em direção ao poço produtor) que não permite muitas alternativas adicionais de recuperar reservas com abertura de novos intervalos para produção. Ao contrário, no modelo baseado em estratigrafia de alta resolução (Fig. 8b), a complexidade é bem maior sendo possível identificar várias situações onde a eficiência de varrido horizontal é extremamente baixa ou até mesmo nula. Este petróleo remanescente, a depender da estimativa do seu volume, permite o planejamento de um sem número de alternativas adicionais de recuperação de reservas através da abertura de novos intervalos nos poços produtores ou injetores ou até mesmo a perfuração de novos poços. Vários são os exemplos onde a aplicação da abordagem de estratigrafia de alta resolução ocasionou melhoras no gerenciamento de campos maduros ou em avançado estágio produtivo (Sullivan et al., 1997; Eschard et al., 1998; Cook et al., 1999). Evidentemente, é preciso recordar que as relações espaciais entre poços injetores e produtores são tridimensionais e devem ser enfocadas sob o ponto de vista dos conceitos de *continuidade* (variável dependente da direção de observação) e *conectividade* (variável dependente da geometria dos corpos reservatórios, não

necessariamente condicionada à direção de observação), de acordo com os modelos de Larue & Hovadik (2006).

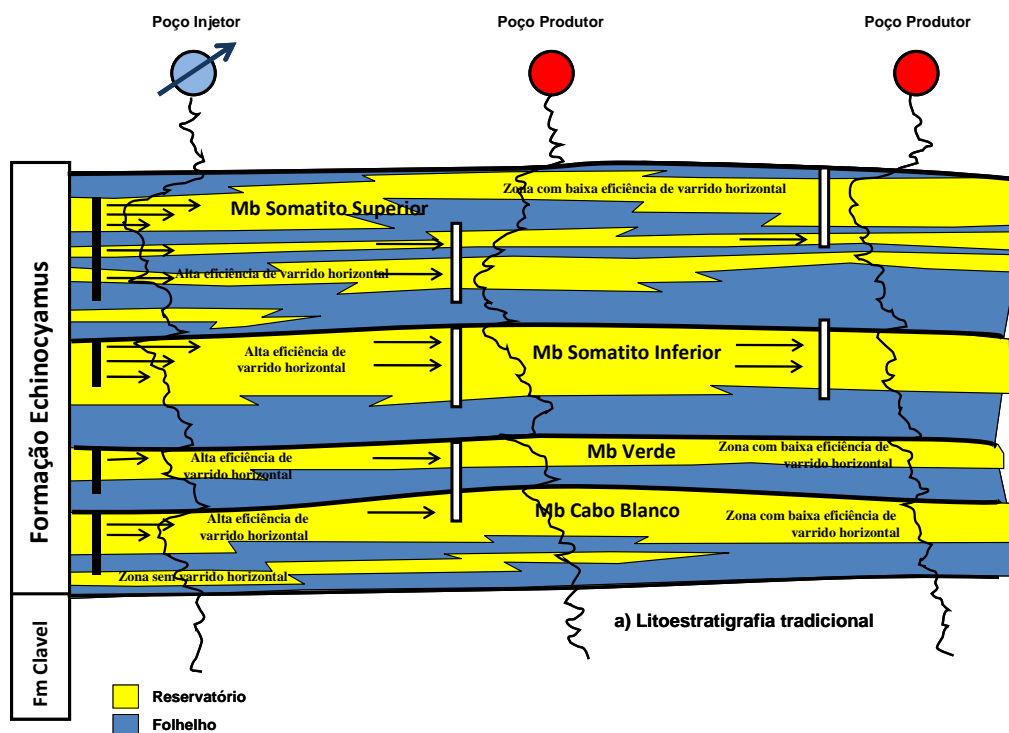


Figura 8a

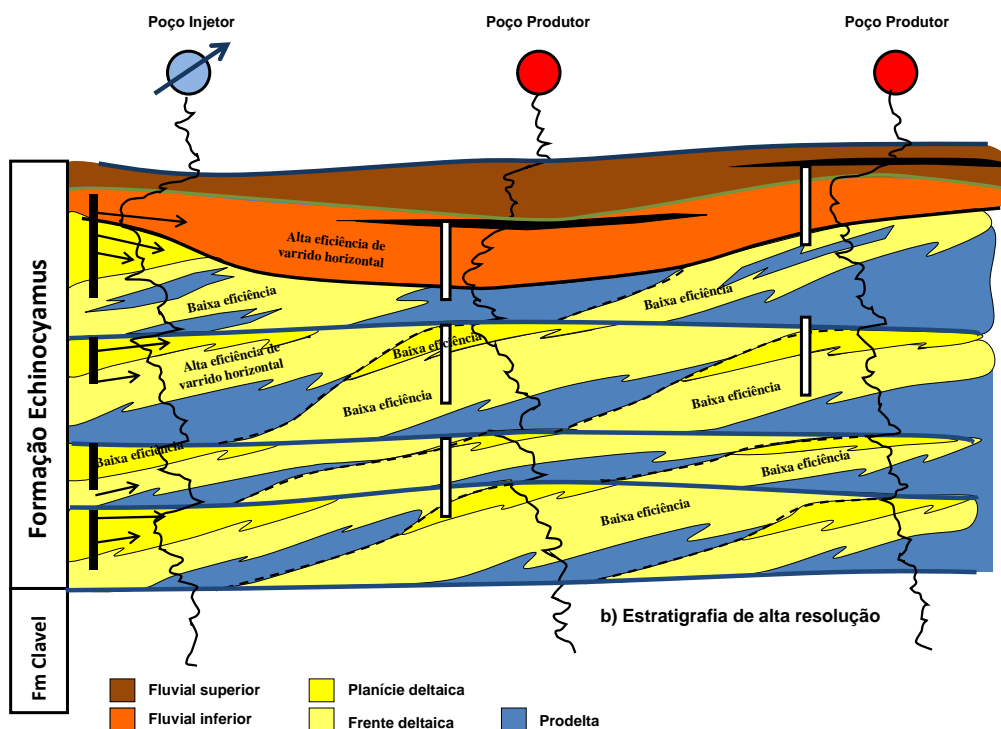


Figura 8b

Figura 8: Seção esquemática entre poços no Lote X, Bacia de Talara (modificado de Daudt et al., 2006): a) correlação baseada no paradigma da litoestratigrafia com boa continuidade lateral (c.f. Larue & Hovadik, 2006); b) correlação baseada em estratigrafia de alta resolução. Superfícies limitantes: “Superfície deposicional da clinoforma” (define a geometria externa da clinoforma);

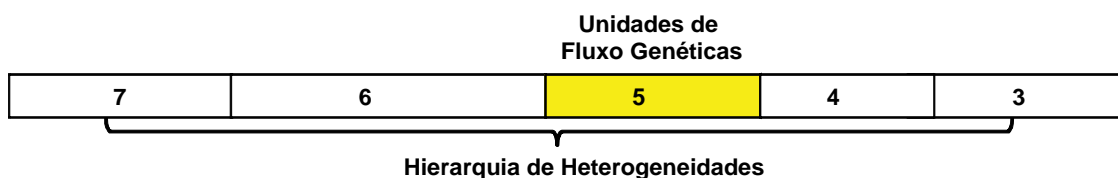
(cont...) “Superfície limitante dentro do trend” (*within-trend surface*, c.f. Catuneanu, 2006, representando a superfície que limita as associações maiores de fácies ou sub-ambientes de deposição). Barras verticais pretas: intervalos abertos para a injeção; barras verticais brancas: intervalos abertos para a produção. Obs.: Reprodução da Figura 3 do Artigo II.

### 5.3.2. Hierarquia das heterogeneidades

A integração das interpretações discutidas nos itens anteriores permitiu a elaboração de um arcabouço hierárquico dos reservatórios da Formação Echinocyamus (Tabela 7). A heterogeneidade de hierarquia 6 (elementos arquiteturais individuais) não foi reconhecida na prática pela insuficiência de dados de campo (dados de produção, afloramentos ou testemunhos). No entanto, sua existência é conceitualmente plausível considerando os modelos análogos publicados na literatura (Bridge, 2006; Bhattacharya, 2006). A interpretação destes elementos em cada unidade genética integra critérios sedimentológicos e os paradigmas da estratigrafia de seqüências em ambientes continentais e transicionais (Shanley & McCabe, 1994; Boyd et al., 1989; Van Wagoner et al., 1990). A análise dos padrões de curvas eléticas foi utilizada para estender as unidades genéticas para os poços não testemunhados.

A construção de um modelo geral de hierarquia de heterogeneidades foi exposta no Artigo III, com foco em projetos de recuperação avançada de petróleo e considerando as conclusões da análise efetuada na Formação Echinocyamus (ver Figura 1 do Artigo III). Uma das premissas é que certas heterogeneidades deposicionais não causariam um impacto significativo na movimentação de fluidos no reservatório, podendo ser negligenciadas a título de simplificação dos modelos de unidades de fluxo. Entretanto, casos particulares onde contrastes bruscos de permeabilidade ocorram (por exemplo, existência de *lags* conglomeráticos de mais alta permeabilidade dentro de unidades arenosas de permeabilidade regular) deverão ser analisados cuidadosamente (Artigo III).

Litofácies	Elementos Arquiteturais	Sub-ambientes deposicionais	Sistema Depositional	Trato de Sistemas
Ac, Ap, Am, Fm	Canais isolados; Planície de inundação	Fluvial superior	Fluvial	Transgressivo
Gm, Ac, Ap, Am	Canais amalgamados; Barras de acreção frontal; depósitos carga de fundo	Fluvial Inferior	Fluvial	Nível baixo
Gm, Ap, Ac, Am Fm	Canais amalgamados; Barras de acreção lateral e frontal; Planície de inundação	Planície deltaica de alta energia	Delta	Nível alto
Ab, Ar Subordinadas: Ap, Fm, Ac, Am	Coalescência de barras de desembocadura Canais alimentadores	Frente deltaica	Delta	Nível alto



**Tabela 7: Hierarquia de heterogeneidades dos reservatórios da Formação Echinocyamus. O campo das unidades de fluxo genéticas está evidenciado na barra inferior (ver discussão adiante).**

O entendimento da complexidade e inter-relação entre heterogeneidades de caráter sedimentológico, estratigráfico e diagenético também é importante no processo analítico. Certas heterogeneidades, por exemplo, estão abaixo do limite inferior da resolução do método da estratigrafia de seqüências, sendo restritas às variações autocíclicas dos sistemas deposicionais. Outras, ao contrário, podem ser enfocadas sob o ponto de vista de variações regionais ou semi-regionais no nível de base, caindo no campo do alociclismo (Beerbower, 1964). No entanto, a definição precisa deste limite mínimo de análise estratigráfica também é questionável. Raja Gabaglia et al. (2006) e Daudt et al. (2008) sustentam que os efeitos alocíclicos de quarta ordem resultam em uma arquitetura deposicional diferente da arquitetura deposicional de uma oscilação de terceira ordem estratigráfica. Como resultado, mudanças menos significativas no estilo de deposição já poderiam ser considerada como resultado de processos alocíclicos, gerando heterogeneidades de hierarquia 5 (Artigo III). Estas mudanças se dariam ao nível das associações de elementos arquiteturais ou sub-ambientes de deposição.

Independente desta discussão sobre o caráter genético das heterogeneidades que definem as unidades de fluxo, restringir o uso do conceito ao contexto de sub-ambiente de deposição (hierarquia de ordem 5) representa a melhor alternativa para gerenciamentos de projetos de recuperação secundária.

### 5.3.3. Unidades de fluxo genéticas

As heterogeneidades caracterizadas no arcabouço estratigráfico de alta resolução construído para a Formação Echinocyamus serviram de base para a definição das unidades de fluxo genéticas. Os parâmetros petrofísicos, bem como os indicadores chave de qualificação das unidades de fluxo, foram assim condicionadas pelo modelo estratigráfico e pelas heterogeneidades a ele relacionadas.

Uma vez definido este arcabouço, procedeu-se uma análise estatística da proporção das petrofácies de reservatório presentes em cada unidade genética ou unidade de fluxo. Em projetos de recuperação avançada de petróleo, a hierarquia convencional de unidades de fluxo deveria corresponder às associações maiores de fácies ou sub-ambientes de deposição. Esta escala permite considerar o problema de gerenciamento do campo com o grau de praticidade que é necessário em projetos deste tipo. Os indicadores de qualidade de reservatório mais importantes (porosidade, permeabilidade, percentual de argilas autigênicas, fragmentos de rochas vulcânicas, etc) foram computados de acordo com a proporção de cada petrofácies de reservatório presente em cada unidade de fluxo, resultando valores representativos do intervalo analisado (Artigo II).

Através desta metodologia, concluiu-se que os melhores reservatórios encontram-se no sub-ambiente fluvial inferior, seguidos da planície deltaica, frente deltaica e fluvial superior. Na Tabela 8 são apresentados os valores referenciais de cada uma das quatro unidades de fluxo genéticas definidas para a Formação Echinocyamus e a proporção relativa de cada petrofácies de reservatório dentro de cada uma destas (Artigo II). Além dos parâmetros petrofísicos tradicionais (porosidade e permeabilidade), também são informados indicadores petrográficos que permitem melhor qualificar o potencial produtor de cada um destes intervalos, como porcentagem

<b>Fluvial Superior</b>		Esmect Inter (%)			Porosidade Plug (%)			Permeabilidade Plug (md)			Macroporosidade (Ld, %)			Porosidade efetiva (Ld, %)			VIG (%)			Granulometria	Seleção	<b>Fluvial Superior</b>	<b>Sumário de valores ponderados</b>		
<b>Assoc. Petrofácies</b>	<b>Rel %</b>	Min	Med	Max	Min	Med	Max	Min	Med	Max	Min	Med	Max	Min	Med	Max	Min	Med	Max			<b>Associação Petrofácies</b>	<b>Parâmetro</b>	<b>Min</b>	<b>Med</b>
Rims-Compacted	42	8.7	11.2	15.3	9.4	11.8	14.4	0.03	0.3	0.6	2.3	5.8	7.7	1.7	3.5	5	13.3	17.6	19.3	Média	Poor	Esmectita Inter (%)	6.9	8.7	11
Zeolite-Calcite	25	4.3	7.2	9.3	10	11.1	12.7	0.05	0.06	0.07	4.3	6.1	7.3	2.3	3.6	5	15.3	18.9	21.7	Fina	Well	Porosidade Plug (%)	11	12.2	13.7
Rims-Porous	8	*	8.7	*	*	25	*	*	*	*	*	14.3	*	*	10	*	*	20.6	*	Grossa	Well	Permeabilidade (md)	0.13	0.25	0.39
Pre-Comp-Calcite	8	*	0	*	*	6.8	*	*	0.05	*	*	2	*	*	1	*	*	39.3	*	Fina	Very poor	Macroporosidade (Ld, %)	4.7	6.6	7.7
Intraclastic	8	*	5.6	*	*	12.1	*	*	1.04	*	*	11	*	*	7.3	*	*	13.6	*	Grossa	Poor	Porosidade efetiva (Ld, %)	2.8	3.9	4.9
Fine-Compacted	8	*	13.3	*	*	12.7	*	*	0.01	*	*	5.6	*	*	1.3	*	*	16	*	Fina	Moderate	VIG (%)	16.5	19.3	20.7

<b>Fluvial Inferior</b>		Esmect Inter (%)			Porosidade Plug (%)			Permeabilidade Plug (md)			Macroporosidade (Ld, %)			Porosidade efetiva (Ld, %)			VIG (%)			Granulometria	Seleção	<b>Fluvial Inferior</b>	<b>Sumário de valores ponderados</b>		
<b>Assoc. Petrofácies</b>	<b>Rel %</b>	Min	Med	Max	Min	Med	Max	Min	Med	Max	Min	Med	Max	Min	Med	Max	Min	Med	Max			<b>Associação Petrofácies</b>	<b>Parâmetro</b>	<b>Min</b>	<b>Med</b>
Rims-Porous	33	6	9	10.6	12.2	16	18	0.2	1.4	34.3	5.7	8.8	11	4.7	6	7.6	13.7	16.1	19.7	Grossa	Variável	Esmectita Inter (%)	6.5	8.4	9.9
Rims-Compacted	22	9.3	12.6	16.7	11	12.2	13	0.1	0.2	0.4	6	8.4	10.3	3.7	4.2	5	15.3	20.4	25	Média	Pobre	Porosidade Plug (%)	12.4	14	15
Intraclastic	11	4.3	5.3	6.3	16.5	17.8	19.1	*	9	*	6.6	9	11.4	4.7	5.7	6.7	12.4	15.5	18.6	Média	Muito pobre	Permeabilidade (md)	2.1	8.5	17.1
Zeolite-Calcite	11	1.3	1.7	2	13.4	13.4	13.5	6.3	19	31.7	9	10	11	5.3	6.5	7.6	16.6	18.2	19.6	Média	Boa	Macroporosidade (Ld, %)	6.2	8.1	9.6
Smectite-Filled	6	*	20	*	*	12.7	*	*	0.7	*	*	3	*	*	0.3	*	*	21.7	*	Média	Pobre	Porosidade efetiva (Ld, %)	3.8	4.6	5.5
Conglomeratic	6	*	5.3	*	*	17.5	*	*	2.3	*	*	7	*	*	3	*	*	8.7	*	Grossa	Muito pobre	VIG (%)	14.7	17.1	19.8
Overgrowths	6	*	3.6	*	*	10.7	*	*	*	*	*	10.3	*	*	2.6	*	*	12	*	Média	Moderada				
Post-Comp-Calcite	6	*	2	*	*	3.1	*	*	0.01	*	*	1	*	*	0	*	*	17.7	*	Grossa	Moderada				

<b>Plan. Deltaica</b>		Esmect Inter (%)			Porosidade Plug (%)			Permeabilidade Plug (md)			Macroporosidade (Ld, %)			Porosidade efetiva (Ld, %)			VIG (%)			Granulometria	Seleção	<b>Planície Deltaica</b>	<b>Sumário de valores ponderados</b>		
<b>Assoc. Petrofácies</b>	<b>Rel %</b>	Min	Med	Max	Min	Med	Max	Min	Med	Max	Min	Med	Max	Min	Med	Max	Min	Med	Max			<b>Associação Petrofácies</b>	<b>Parâmetro</b>	<b>Min</b>	<b>Med</b>
Rims-Compacted	43	5.3	10.3	14.3	10.9	12.3	13.8	0.06	0.69	1.19	3.3	5.1	8.3	1.6	2.8	3.6	11	15.8	19.7	Variável	Variável	Esmectita Inter (%)	3.6	6.5	9.5
Fine-Compacted	21	3.6	5.6	9.6	8.7	9.8	10.9	0.06	0.12	0.19	2.3	3	4	1	1.8	2.6	17	19.1	22	Muito fina	Boa	Porosidade Plug (%)	10.9	11.8	12.8
Intraclastic	14	4	6.1	8.3	15.2	15.6	16.1	*	*	*	8.6	8.8	9	4.3	4.6	5	11.3	13	14.6	Grossa	Pobre	Permeabilidade (md)	1.9	4	5.9
Overgrowths	14	0	0.5	1	14.6	14.8	15	12.7	24.6	35.6	12.6	15	17.3	6.6	6.8	7	12	14	16	Média	Moderada	Macroporosidade (Ld, %)	5.1	6.4	8.4
Post-Comp-Calcite	7	*	0.3	*	*	3.4	*	*	0.01	*	*	4.3	*	*	0	*	*	25.3	*	Média	Moderada	Porosidade efetiva (Ld, %)	2.4	3.2	3.8
																						VIG (%)	13.3	16.4	19.1

<b>Frente Deltaica</b>		Esmect Inter (%)			Porosidade Plug (%)			Permeabilidade Plug (md)			Macroporosidade (Ld, %)			Effective Porosity (Ld, %)			VIG (%)			Granulometria	Seleção	<b>Frente Deltaica</b>	<b>Sumário de valores ponderados</b>		
<b>Assoc. Petrofácies</b>	<b>Rel %</b>	Min	Med	Max	Min	Med	Max	Min	Med	Max	Min	Med	Max	Min	Av	Max	Min	Av	Max			<b>Associação Petrofácies</b>	<b>Parâmetro</b>	<b>Min</b>	<b>Med</b>
Fine-Compacted	31	0.3	3.2	6.3	6.3	11.8	16.3	0.21	0.33	0.39	0	1.2	2.3	0	1	2.3	11.3	14.8	19.7	Muito fina	Variável	Esmectita Inter (%)	2.7	4.2	5.6
Fine-Unsorted	19	2.3	4.5	6	9.5	10.1	10.4	0.01	0.37	1.1	0	0.6	1.3	0	0.4	1.3	14.3	20	25.7	Fina	Muito pobre	Porosidade Plug (%)	7.7	10.6	13.1
Rims-Porous	13	6.3	6.6	7	12.5	13.7	14.9	0.55	1	1.55	2	6.8	11.7	1	3	5	14	17.3	20.6	Média	Moderada	Permeabilidade (md)	0.29	0.77	1.32
Pre-Comp-Calcite	13	0	0.6	1.3	2.7	4.6	6.5	0	0.005	0.01	0	0	0	0	0	0	14.7	34	53.3	Fina	Muito pobre	Macroporosidade (Ld, %)	1.9	3.2	4.5
Fine-Porous	13	4	4.5	5	4.8	10	15.3	0.4	2.83	5.3	9.7	11.2	12.6	5	5.3	5.7	11.7	14.8	18	Fina	Boa	Porosidade efetiva (Ld, %)	1.1	1.8	2.7
Post-Comp-Calcite	6	*	2	*	*	9	*	*	0.23	*	*	2.3	*	*	1.6	*	*	18.7	*	Fina	Moderada				
Rims-Compacted	6	*	12	*	*	13.2	*	*	1.38	*	*	4.7	*	*	4	*	*	20.7	*	Média	Boa	VIG (%)	13.8	19.3	25.3

**Tabela 8: Sumário das unidades de fluxo genéticas identificadas na Formação Echinocyamus, com a distribuição das petrofácies de reservatório e dos parâmetros petrofísicos básicos que definem a qualidade do reservatório. Obs: “Sumário valores ponderados” considera a importância relativa de cada petrofácies dentro de cada unidade de fluxo genética. \*: apenas uma amostra; Ld: lâmina delgada; VIG: Volume Intergranular.**



de esmectita intergranular, macroporosidade petrográfica, porosidade efetiva e volume intergranular.

As etapas anteriores foram importantes *para a revisão crítica dos* conceitos de unidades de fluxo que estão disseminados na literatura técnico-científica (Artigo III). A intenção inicial foi de estabelecer uma ligação entre estes conceitos e a situação geológica particular da Formação Echinocyamus. Porém, esta tarefa foi prejudicada por dois fatores conceituais importantes:

a) Controle geológico:

A influência de fatores geológicos na formação das heterogeneidades e, por conseqüência, na definição das unidades de fluxo tem também relação com a discussão sobre a escala (ver comentários abaixo). No entanto, Gunter et al. (1997) mencionam que uma unidade de fluxo pode ser definida sem controle de fácies (geologia). No conceito proposto agora, uma unidade de fluxo deve ser definida com base em critérios geológicos, uma vez que as superfícies que marcam as heterogeneidades são pelo menos barreiras de fluxo em potencial. Desconsiderar a geologia pode levar a erros grotescos na transição entre o modelo estático e o dinâmico.

b) Escala:

Nenhum conceito publicado de unidade de fluxo define claramente a escala envolvida nesta abordagem. Unidades de fluxo convencionais têm escala variável de acordo com o espaçamento entre poços. Em decorrência disto, é difícil definir critérios geológicos concretos para estabelecer um arcabouço de unidades de fluxo uma vez que este arcabouço pode variar com a incorporação de novos poços e conseqüente redução da distância média entre estes. No entanto, é preciso lembrar que o arcabouço geológico foi definido previamente com base na tipologia do sistema deposicional, do volume de sedimentos e espaço disponível para a deposição. Estes fatores, obviamente, não mudam com o avanço de um projeto, embora se reconheça que a *percepção* varie de acordo com a quantidade de dados disponíveis para a interpretação. Unidades de fluxo deveriam ser elementos *condicionados* pelo modelo geológico (sistema deposicional + evolução estratigráfica + diagênese) e *condicionantes* para a dispersão de propriedades petrofísicas indicadoras de qualidade de reservatório. Heterogeneidades, cujo caráter hierárquico é fundamental para a modelagem, são formadas com base na evolução

geológica do intervalo, representando os limites físicos palpáveis das unidades de fluxo. Conseqüentemente, o termo unidade de fluxo deveria conter um componente relacionado com a hierarquia das heterogeneidades para ter uma conotação geológica.

c) Comunicação entre unidades de fluxo:

Em algumas definições (Ebanks, 1987; Ebanks et al., 1992; Slatt, 2006), uma unidade de fluxo pode estar em comunicação com outra unidade de fluxo. Porém, se a unidade de fluxo é definida pelas heterogeneidades e essas heterogeneidades limitam a dispersão das propriedades petrofísicas, duas unidades de fluxo contíguas não poderiam estar livremente comunicadas entre si (desconsiderando qualquer efeito pós-deposicional causado por fraturamento natural ou hidráulico). Isto é particularmente verdadeiro em casos onde as unidades de fluxo têm controle estratigráfico (ciclos alocíclicos de quarta ordem de variação do nível de base) pois as superfícies geradas representam elementos discretos que de uma forma ou de outra impedem ou pelo menos provocam desvios no fluxo de fluidos.

#### 5.3.4. Impacto da diagênese no modelo de unidade de fluxo

A diagênese exerce forte impacto na qualidade e heterogeneidade de muitos reservatórios e, conseqüentemente, tem importância fundamental na definição das unidades de fluxo (Moraes & Surdam, 1993; Danielli, 1996; Worden et al., 2000, Milliken, 2001; Anjos et al., 2003 e muitos outros exemplos). Nesses casos, no âmbito da modelagem estática, prever os padrões diagenéticos em áreas pouco conhecidas significa prever a capacidade de armazenamento, potencial de produção e possíveis reações entre os fluidos utilizados pela engenharia e a suíte mineralógica presente no reservatório. As dificuldades, no entanto, não são poucas. Normalmente, a diagênese é estudada na escala micro- a mesoscópica, com base essencialmente em análises petrográficas efetuadas em lâminas delgadas. Levar as interpretações obtidas com a petrografia para uma escala utilizável pela indústria é um grande desafio.

Uma das maneiras de efetuar esta *transição de escala* é o uso combinado do conceito de unidades de fluxo genéticas e petrofácies de reservatório, tema apresentado em detalhe no Artigo II e de maneira sumariada no Artigo III. Com base no estudo efetuado na Formação Echinocyamus, foi possível concluir que, em contextos

complexos (uma bacia de ante-arco, como Talara, com vulcanismo atuante em diferentes períodos de sua evolução), é muito provável que não haja uma correlação direta e simples entre litofácies deposicionais e petrofácies de reservatório. Por exemplo, uma mesma litofácies arenosa pode ser composta por mais de uma petrofácies de reservatório. Dessa maneira, em casos onde a diagênese é importante, a capacidade preditiva do modelo geológico com base exclusivamente no arcabouço sedimentológico e estratigráfico seria extremamente baixa.

No artigo III, também são discutidos os caminhos para a inclusão da diagênese em um modelo de unidades de fluxo genéticas. Existem duas alternativas possíveis (Tabela 9):

Estilo diagenético	Estágio diagenético	Hierarquia das Heterogeneidades	Gênese das heterogeneidades	Unidade de Fluxo	Aplicação	Referências
Diagênese segue o arcabouço deposicional e estratigráfico	Eodiagênese predomina	Heterogeneidade 4 (3a ordem estratigrafia de seqüências)	Variações no nível de base (Nível do mar e tectônica)	Unidades de fluxo genéticas "conceituais"	Análise de bacias Exploração Delimitação da jazida	Ryu & Niem, 1999; Ketzer et al., 2002; Al-Ramadan et al, 2005 El-ghali et al., 2006
		Heterogeneidade 5 (4a ordem estratigrafia de seqüências)	Variações no nível de base (Nível do mar e tectônica) controles aloclícos (?)	Unidades de fluxo genéticas Sub-ambientes deposicionais Uso de petrofácies de reservatório	Geologia de desenvolvimento	Esta tese; Goldberg et al., 2008
Diagênese não segue o arcabouço deposicional e estratigráfico	Meso e telodiagênese predominam	Variável	Maturação termal: Tempo de oil <i>emplacement</i> ; Fluidos definindo diferentes zonas	Definição caso a caso	Geologia de desenvolvimento	Hancock & Taylor, 1978; Surdam et al., 1989; Bruhn et al., 1998; Taylor et al., 2004;
	Telodiagênese predomina	Variável	Tectônica (fraturas, falhas, etc)	Não discutida neste trabalho	Análise de bacias (geoquímica) Delimitação da jazida Geologia de desenvolvimento	Nelson, 2002; Lorenz et al., 2002

**Tabela 9: Diferenças no estilo diagenético e conseqüências no modelo de unidades de fluxo. Obs.: Reprodução da Tabela 2 do Artigo III.**

- a) A diagênese é controlada pelo sistema deposicional ou evolução estratigráfica.

Nesses casos, a evolução diagenética do reservatório será fortemente controlada pelas características físicas, biológicas e geoquímicas definidas pelo ambiente deposicional. A eodiagênese é o estágio diagenético predominante e o impacto desta pode ser previsto através da análise estratigráfica (4ª ordem de heterogeneidade ou sistemas deposicionais) como nos exemplos demonstrados por Ryu & Niem (1999), Ketzer et al. (2002), El-ghali et al. (2006), etc.

Em fases avançadas de exploração (campos maduros ou em vias de esgotamento produtivo), esta abordagem requer uma análise estratigráfica de alta resolução (5ª ordem de heterogeneidade ou sub-ambiente de deposição) para uma melhor adequação do

conceito de unidade de fluxo genética. O exemplo apresentado da Formação Echinocyamus mostrou que esta metodologia constitui uma poderosa ferramenta de predição de qualidade de reservatório, quando associada ao tratamento estatístico feito sobre as petrofácies de reservatório contidas dentro de cada sub-ambiente deposicional (Artigo II; Anexo II).

b) A diagênese não tem controle deposicional.

Quando o impacto da diagênese não segue nenhum padrão definido pela arquitetura deposicional, a distribuição espacial da qualidade do reservatório, expressada pelas unidades de fluxo, é muito mais difícil de prever. Nesses casos, a diagênese pode sofrer um controle hidrodinâmico desvinculado de limites deposicionais ou estratigráficos, seja imediatamente após a deposição (variações verticais entre a zona vadosa e freática; Taylor et al., 2004), durante o soterramento (mesodiagênese), ou durante a telodiagênese (infiltração de águas meteóricas através de falhas, fraturas e discordâncias e conseqüente dissolução de grãos reativos; Wilkinson & Haszeldine, 1996; Wilkinson et al., 2001).

Outro fator importante é a história térmica e de soterramento da bacia onde os diferentes tempos de geração, migração e acumulação de hidrocarbonetos acabam por delinear os contornos diagenéticos em algumas áreas. A desaceleração ou mesmo a completa parada dos processos diagenéticos foi reconhecida em reservatórios onde a carga e acumulação de expressiva saturação de hidrocarbonetos ocorreram durante estágios precoces da história evolutiva da bacia (Yurkova, 1970; Saigal et al., 1992; Bruhn et al., 1998; Worden & Morad, 2000; Marchand et al., 2001).

A possibilidade de ocorrência de um ou mais destes fatores de forma combinada não deve ser descartada, inclusive com aspectos deposicionais. Hawkins (1978) descreve um modelo “híbrido” onde a presença de petróleo inibiu a geração de cimento quartzoso na porção axial de um sistema canalizado. Desta forma, a preservação da porosidade deposicional, normalmente mais alta nas fácies de canal de mais alta energia foi facilitada pela entrada precoce de hidrocarbonetos. Um outro modelo “híbrido” foi apresentado por KulenDare (2007), que descreve a geração de porosidade secundária por dissolução durante a mesodiagênese com controle deposicional e estratigráfico.

Finalmente, unidades de fluxo podem ainda serem definidas com base nas características permo-porosas de intervalos fraturados, igualmente sem nenhum controle deposicional. Este assunto, embora de grande interesse para a indústria, não foi abordado em profundidade nessa tese. Nesses casos, as unidades de fluxo são definidas pela associação de vários fatores, incluindo a combinação do arcabouço tectônico com a variação nos estilos diagenéticos. Esta complexidade acarreta diferenças nos padrões de fraturamento que definem as unidades produtoras (Lorenz et al., 2002).

## **6. Comentários finais**

### 6.1. Modelo Estático da Formação Echinocyamus:

a) A qualidade dos reservatórios da unidade estudada foi parcialmente controlada por suas características deposicionais. Os domínios fluvial e deltaico mostraram sutis diferenças em termos de composição detrítica e evolução diagenética que justificam a variação de sua qualidade como reservatório. A maior proporção de grãos mais susceptíveis aos processos diagenéticos (fragmentos vulcânicos e feldspatos principalmente) encontrados no intervalo fluvial inferior, proporcionou a maior geração precoce de esmectita intergranular. Esta esmectita intergranular, associada a maior concentração de fragmentos de rochas plutônicas nesse intervalo, foi fundamental para permitir a preservação de parte da porosidade original durante a etapa mais intensa de compactação mecânica. No intervalo fluvial superior, os fragmentos de rochas plutônicas se encontram em menor quantidade favorecendo os efeitos da compactação mecânica. Outro aspecto que impactou a qualidade dos reservatórios do fluvial superior foi a preservação freqüente das planícies de inundação, predominantemente argilosas.

b) A compactação mecânica foi sutilmente mais intensa no intervalo deltaico, essencialmente devido à maior proporção de grãos dúcteis (fragmentos sedimentares e meta-sedimentares e intraclastos lamosos), resultando em reservatórios de inferior qualidade. Também contribuíram para qualidade do intervalo deltaico a intensa bioturbação na frente deltaica, a maior porcentagem de cimentação calcítica (pós e pré-compactação) e a granulometria ligeiramente mais fina.

c) O modelo estratigráfico da Formação Echinocyamus deve ser tomado como um elemento fundamental no processo de gerenciamento dos campos produtores, especialmente durante os projetos de recuperação secundária. Pequenas diferenças nos parâmetros petrofísicos de reservatórios marginais como a Formação Echinocyamus podem resultar em consideráveis variações nas estimativas do volume de petróleo original *in situ* e, por consequência, o volume de reservas a ser recuperado (como demonstrado por Smosna & Bruner, 1997). Daudt et al. (2006) também demonstraram que, embora o intervalo fluvial no bloco B9 de Ballena (situado no Lote X, área deste estudo), represente somente 15% do intervalo produtivo, seu volume de petróleo original *in situ* ascende a 30% do total estimado para o bloco.

## 6.2. Hierarquia de heterogeneidades e Unidades de Fluxo:

a) Os modelos hierárquicos propostos são direcionados para uso em campos maduros onde os níveis produtivos já atingiram seu patamar máximo. Normalmente estes projetos têm limitações orçamentárias devido a baixa produtividade por poço. Este fator, embora seja de cunho extra-geologia, também foi implicitamente considerado na geração do arcabouço hierárquico, uma vez que modelos estáticos demasiadamente detalhados perdem o sentido prático buscado pela indústria. Um detalhamento exagerado não pode ser traduzido em ações concretas como a definição seletiva de intervalos a canhonear para incrementar o volume injetado ou produzido, o uso de estratégias diferenciadas de estimulação de acordo com as particularidades de cada intervalo produtor ou ainda o uso de lama de perfuração com diferentes densidades e composição química para evitar danos à formação produtora. Além disto, o re-escalamento dos *grids* destes modelos detalhados para *grids* de dimensões compatíveis com a capacidade de processamento não é uma tarefa fácil. Uma vez reconhecidas, as principais incertezas devem ser quantificadas e filtradas daquelas que possuem uma menor relevância. Simplificar a complexidade geológica dentro de uma variação aceitável que permite capturar as heterogeneidades que mais impactam o fluxo foi o caminho buscado no modelo proposto.

b) O conceito de unidade de fluxo genética foi apresentado como uma nova abordagem metodológica que mostra duas modificações importantes quando comparado

aos modelos anteriores. A primeira diz que uma unidade de fluxo genética deve ter uma hierarquia definida, uma vez que as heterogeneidades deposicionais que geram os limites das unidades de fluxo também têm um caráter hierárquico importante. A recomendação é que estas unidades sejam caracterizadas na escala dos sub-ambientes de deposição (associação de elementos arquiteturais). A segunda modificação está relacionada à inclusão dos efeitos diagenéticos na análise da qualidade das unidades de fluxo e nos correspondentes modelos preditivos. Esta metodologia inclui a caracterização das petrofácies de reservatório e o tratamento estatístico das mesmas dentro de cada sub-ambiente deposicional (unidade de fluxo).

c) Foi ressaltada a importância da caracterização geológica no processo de definição de unidades de fluxo. Esta caracterização geológica deve abranger um modelo deposicional integrado dentro de um paradigma de estratigrafia de seqüências de alta resolução, dentro de uma escala compatível com as associações maiores de fácies (sub-ambientes de deposição ou associação de elementos arquiteturais).

## Referências Bibliográficas

- Al-Ramadan, K.; Morad, S.; Proust, J.N. & Al-Asam, I. 2005. Distribution of diagenetic alteration in siliciclastic shoreface deposits within a sequence stratigraphic framework: evidence from the Upper Jurassic, Boulonnais, NW France. *J. Sediment. Res.*, 75: 943-959.
- Anjos, S.M.C.; De Ros, L.F. & Silva, C.M.A. 2003. Chlorite authigenesis and porosity preservation in the Upper Cretaceous marine sandstones of the Santos Basin, offshore eastern Brazil. In: Worden, R.H. & Morad, S. (eds.). *Clay mineral cement in sandstones*. Oxford, Wiley-Blackwell. p. 291-316 (IAS Special Publication, n. 34).
- Beard, D.C. & Weyl, P.K. 1973. Influence of texture on porosity and permeability of unconsolidated sands. *AAPG Bull.*, 57 (2): 349-369.
- Beerbower, J.R. 1964. Cyclotherm and cyclic depositional mechanisms in alluvial plain sedimentation. *Bull. Kansas Geol. Survey*, 169: 31-42.
- Berg, O.R. 1982. Seismic detection and evaluation of delta and turbidite sequences: their application to exploration for the subtle trap. *AAPG Bull.*, 66 (9): 1271-1288.
- Bhattacharya, J.P. & Walker, R. 1991. River- and wave-dominated depositional systems of the upper cretaceous dunvegan formation, northwestern Alberta. *Bull. Can. Pet. Geol.*, 39: 165-191.
- Bhattacharya, J.P. 2006. Deltas. In: Posamentier, H. & Walker, R. (eds.). *Facies models revised*. Tulsa, Oklahoma, SEPM Geology. p. 237-292 (SEPM Special Publication, n. 84).
- Boyd, R.; Suter, J. & Penland, S. 1989. Sequence stratigraphy of the Mississippi Delta. *Transactions of the Gulf Coast Ass. of Geol. Societies*, 39: 331-341.
- Bridge, J.S. 2006. Fluvial facies models: recent developments. In: Posamentier, H. & Walker, R. (eds.). *Facies Models Revised*. Tulsa, Oklahoma, SEPM Geology. p. 85-170 (SEPM Special Publication, n. 84).
- Bruhn, C.H.L.; Barroso, A.S.; Lopes, M.R.F.; Sarzenski, D.J.; Abreu, C.J. & Silva, C.M.A. 1998. High-resolution stratigraphy and reservoir heterogeneities of upper Albian turbidite reservoirs of albacora field, campos basin, offshore Brazil. In: *AAPG ANNUAL CONVENTION AND EXHIBITION, 1998, Salt Lake City, USA. Expanded Abstracts*. v. 1, 4p.
- Carrasco, B.N. 2001. Estudos de heterogeneidades sedimentológicas e seus impactos no comportamento de fluxo de fluido em reservatórios de petróleo. Rio de Janeiro. 168p. Tese de Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro.



- Catuneanu, O. 2006. Principles of sequence stratigraphy. Amsterdam, Elsevier, 375p.
- Cook, G.; Chawathè, A.; Larue, D.; Legarre, H. & Ajayi, E. 1999. Incorporating sequence stratigraphy in reservoir simulation: an integrated study of the Meren E-01-MR-05 sands in the Niger Delta. In: SPE RESERVOIR SIMULATION SYMPOSIUM, 1999, Houston. SPE Paper 51892, 8p.
- Cortez, M.M. 1996. Análise geoestatística da geometria externa dos reservatórios fluvial e eólico da formação água grande, área central da Bacia do Recôncavo. Campinas. 104p. Dissertação de mestrado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas.
- Critelli, S.; De Rosa, R. & Platt, J.P. 1990. Sandstone detrital modes in the Makran accretionary wedge, southwest Pakistan: implications for tectonic setting and long-distance turbidite transportation. *Sediment. Geol.*, 68: 241-260.
- Danielli, H.M.C. 1996. Flow units vs depositional cycles in field development, Reeves San Andres Field, Yoakum County, Texas. In: PERMIAN BASIN OIL AND GAS RECOVERY CONFERENCE, 1996, Midland. SPE Paper 35185, 6p.
- Daudt, J.; Stifano, P.; Castillo, J.; Savini, R. & Ostos, M. 2001. Sequence stratigraphy approach in Talara Basin, NW Perú: integrated analysis of the Mogollón-Chira Cycle. In: 21st INTERNATIONAL MEETING OF SEDIMENTOLOGISTS, 2001, Davos, Switzerland. Abstracts...
- Daudt, J. 2004. Depositional setting, sedimentary processes, and pinch-out geometries in a fault-controlled deep-water turbidite system: an example from the Verdún Formation, Laguna Field, Talara Basin, Northwest Perú. *Bol. Soc. Geol. Perú*, 97: 51-66.
- Daudt, J.; Rejas, J.; Gabriel, E.; Galloso, J.; Huapaya, C. & Groba, C. 2006. Integration of sedimentology and stratigraphy in a 3D static model: example of the Echinocyamus Formation in Block X, Talara basin. In: SPE APPLIED TECHNOLOGY WORKSHOP: OPPORTUNITIES IN MATURE OIL FIELDS, 2006, Lima, Peru. Abstracts...
- Daudt, J.; Raja Gabaglia, G.P. & Torres, K.M. 2008. Seminario de Campo: método de análisis estratigráfico de alta resolución en dominios modificados tectónicamente: guía de campo. Lima, Peru, 45p. (Relatório interno Petrobras Energia Peru).
- De Ros, L.F. 1996. Compositional controls on sandstone diagenesis. Uppsala. 23p. Tese de Doutorado em Geociências, Institute of Earth Sciences, Uppsala University.
- De Ros, L.F. & Goldberg, K. 2006. Echinocyamus Formation, Talara basin, Perú: petrographic analysis, reservoir petrofacies definition. Lima, Peru, 2006. 8p. (Technical Services Report for Petrobras Energia Peru).

- De Ros, L.F. & Goldberg, K. 2007. Reservoir petrofacies: a tool for quality characterization and prediction (abs). In: AAPG ANNUAL CONFERENCE AND EXHIBITION, 2007, Long Beach, USA. Extended abstracts...
- De Ros, L.F.; Goldberg, K.; Abel, M.; Victoretti, F.; Mastella, L. & Castro, E. 2007. Advanced acquisition and management of petrographic information from reservoir rocks using the PETROLEDGE® System. In: AAPG ANNUAL CONFERENCE AND EXHIBITION, 2007, Long Beach, USA. Extended Abstracts...
- Dickinson, W.R. 1970. Interpreting detrital modes of greywacke and arkose. *J. Sediment. Petrol.*, 40: 695-707.
- Dickinson, W.R. & Seely, D.R. 1979. Structure and stratigraphy of forearc regions. *AAPG Bull.*, 63 (1):2-31.
- Dickinson, W.R. 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In: Zuffa, G.G. (ed.). *Provenance of Arenites*. Dordrecht, D. Reidel Pub. Co. p. 333-361 (NATO-ASI Series: Math. and Phys. Sci., n. 148).
- Dickinson, W. 1995. Forearc basins. In: Busby, C.J. & Ingersoll, R.V. (eds.). *Tectonics of Sedimentary Basins*. Oxford, Blackwell-Science Publication. p. 221-262.
- Ebanks, W.J. 1987. Flow unit concept: integrated approach to reservoir description for engineering projects (abs). *AAPG Bull.*, 71 (5):551-552.
- Ebanks, W.J.; Scheihing, M.H. & Atkinson, C.D. 1992. Flow units for reservoir characterization: part 6, geological methods. In: Morton-Thompson, D. & Woods, A.M. (eds.). *Development geology reference manual*. Tulsa, Oklahoma, AAPG. p. 282-285 (AAPG Special Publication Methods in Exploration, n. 10).
- El-ghali, M.A.K.; Mansurbeg, H.; Morad, S.; Al-Aasm, I. & Ajdanlisky, G. 2006. Distribution of diagenetic alterations in fluvial and paralic deposits within sequence stratigraphic framework: evidence from the Petrohan Terrigenous Group and the Svidol Formation, Lower Triassic, NW Bulgaria. *Sediment. Geol.*, 190: 299-321.
- Eschard, R.; Lemouzy, P.; Bacchiana, C.; Désaubliaux, G.; Parpant, J. & Smart B. 1998. Combining sequence stratigraphy, geostatistical simulations, and production data for modeling a fluvial reservoir in the Chaunoy Field (Triassic, France). *AAPG Bull.*, 82 (4):545-568.
- Evans, R.C. 1987. An investigation into the influence of common sedimentary structures and diagenesis on permeability heterogeneity and anisotropy in selected sands and sandstones. SPE Paper 17130, 42p.
- Falivene, O.; Arbués, P.; Gardiner, A.; Pickup, G.; Muñoz, J.A. & Cabrera, L. 2006. Best Practice Stochastic Facies Modelling from a Channel-fill Turbidite Sandstone Analog (the Quarry Outcrop, Eocene Ainsa Basin, Northeast Spain). *AAPG Bull.*, 90 (7): 1003-1030.

- Ferree, R.A.; Jordan, D.W.; Kertes, R.S.; Savage, K.M. & Potter, P.E. 1988. Comparative petrographic maturity of river and beach sand, and origin of quartz arenites. *J. Geol. Educ.*, 36:79-87.
- Fildani, A. 2004. Analysis of two arc-associated basins and onset of their deep-water stages: Magallanes basin, Chile, and Talara basin, Peru. Stanford, USA. 325p. Tese de Doutorado em Geociências, Stanford University.
- Fildani, A.; Hanson, A.; Chen, Z.; Mondowan, J.M.; Graham, S. & Arriola, P.R. 2005. Geochemical characteristics of oil and source rocks and implications for petroleum systems, Talara basin, northwest Peru. *AAPG Bull.*, 89 (11):1519-1545.
- Folk, R.L. 1968. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Austin, Hemphill Publishing Co., 170p.
- Fraser, H.J. 1935. Experimental study of the porosity and permeability of clastic sediments. *J. Geol.*, 43:910.
- Gazzi, P. 1966. Le arenarie del flysch sopracretaceo dell'Appennino modenese: correlazioni con il flysch di Monghidoro. *Mineral. Petrog. Acta*, 12:69-97.
- Gingras, M.K.; Mendoza, C.A. & Pemberton, S.G. 2004. Fossilized worm burrows influence the resource quality of porous media. *AAPG Bull.*, 88 (7):875-883.
- Goldberg, K.; Abel, M.; De Ros, L.F.; Daudt, J. & Scherer, C.M. 2008. Reservoir petrofacies of the Echinocyamus Formation (Talara Basin, Peru): an approach for high-resolution reservoir characterization. In: *AAPG ANNUAL CONVENTION AND EXHIBITION, 2008, San Antonio, USA. Abstracts...*
- Grier, S.P. & Marschall, D.M. 1992. Reservoir quality: part 6, geological methods. In: Morton-Thompson, D. & Woods, A.M. (eds.). *Development geology reference manual*. Tulsa, Oklahoma, AAPG. p. 275-277. (AAPG Special Publication Methods in Exploration, n. 10).
- Groba, C.; Galloso, J.; Rejas, J.; Leyva, J.; Toledo, R. & Daudt, J. 2005. Analisis del potencial por recuperación secundaria de la formación Echinocyamus, Lote X, Cuenca Talara, Perú. In: *V° INGEPEP, 2005, Lima, Peru. Proceedings...*
- Grosso, S.; Marchal, D. & Daudt, J. 2005. Integración Alfloramiento-subsuelo: relación entre la complejidad estructural y el comportamiento productivo de los reservorios del Lote X, Cuenca Talara, Perú. In: *V° INGEPEP, 2005, Lima, Peru. Proceedings...*
- Gunter, G.W.; Finneran, J.M.; Hartmann, D.J. & Miller, J.D. 1997. Early determination of reservoir flow units using an integrated petrophysical method. In: *SPE ANNUAL TECHNICAL CONFERENCE AND EXHIBITION, 1997, San Antonio. SPE Paper 38679, 8p.*

- Hamilton, D.S.; Holtz, M.H.; Ryles, P.; Lonergan, T. & Hillyer, M. 1998. Approaches to identifying reservoir heterogeneity and reserve growth opportunities in a continental-scale bed-load fluvial system: Hutton Sandstone, Jackson Field, Australia. *AAPG Bull.*, 82 (12):2192-2219.
- Hancock, N.J. & Taylor, A.M. 1978. Clay mineral diagenesis and oil migration in the Middle Jurassic Brent Sand Formation. *J. Geol. Soc. London*, 135(1): 69-72.
- Hawkins, P.J. 1978. Relationship between diagenesis, porosity reduction, and oil emplacement in late carboniferous sandstone reservoirs, Bothamsall Oilfield, e Midlands. *J. Geol. Soc. London*, 135 (1):7-24.
- Ingersoll, R.V. & Suczek, C.A. 1979. Petrology and provenance of Neogene sand from Nicobar and Bengal fans, DSDP sites 211 and 218. *J. Sediment. Petrol.*, 49:1217-1228.
- Ingersoll, R.V. & Cavazza, W. 1991. Reconstruction of Oligo-Miocene volcanoclastic dispersal patterns in north-central New Mexico using sandstone petrofacies. In: Fisher, R.V. & Smith, G.A. (eds.). *Sedimentation in Volcanic Settings*. Tulsa, Oklahoma, SEPM Geology. p. 227-236 (SEPM Special Publication, n. 45).
- Ingersoll, R.V. & Busby, C.J. 1995. Chapter 1: tectonics of sedimentary basins. In: Busby, C.J. & Ingersoll, R.V. (eds.). *Tectonics of sedimentary basins*. Oxford, Blackwell-Sci Publication. p. 1-51.
- Johnsson, M.J. & Meade, R.H. 1990. Chemical weathering of fluvial sediments during alluvial storage: the Macuapanin Island point bar, Solimões River, Brazil. *J. Sediment. Petrol.*, 60:827-842.
- Ketzer, J.M.; Morad, S.; Evans, R. & Al-Aasm, I.S. 2002. Distribution of diagenetic alterations in fluvial, deltaic, and shallow marine sandstones within a sequence stratigraphic framework: evidences from the Mullanghmore Formation (Carboniferous), NW Ireland. *J. Sediment. Res.*, 72 (6):760-774.
- KulenDare, M.A.K., 2007. The “Buckyball Effect”: framework grain stabilization and secondary porosity preservation in the Cambrian Galesville Sandstone, Illinois Basin. *AAPG Search and Discovery*. Disponível em: <http://www.searchanddiscovery.net>. Artigo 50043. Acesso em: 5 maio 2008.
- Larue, D. & Hovadik, J. 2006. Connectivity of channelized reservoirs: a modelling approach. *Petroleum Geoscience*, 12:291-308.
- Lasseter, T.J.; Waggoner, J.R. & Lake, L.W. 1986. Reservoir heterogeneities and their influence on oil recovery. In: Lake, L.W & Carroll, H.B. (eds). *Reservoir Characterization*. Orlando, USA, Academic Press. p. 545-559.

- Laubach, S.; Milliken, K.; Eichhubl, P.; Lander, R.; Bonnell, L.; Olson, J. & Thomas, A. 2008. Structural diagenesis: the integration of structural geology and diagenesis. In: AAPG ANNUAL CONVENTION AND EXHIBITION, 2008, San Antonio, USA. Abstracts...
- Lima, R.D. & De Ros, L.F. 2002. The role of depositional setting and diagenesis on the reservoir quality of Devonian sandstones from the Solimoes Basin, Brazilian Amazonia. *Mar. Pet. Geol.*, 19:1047-1071.
- Lorenz, J.C.; Sterling, J.L.; Schechter, D.S.; Whigham, C.L. & Jensen, J.L. 2002. Natural fractures in Spraberry Formation, Midland basin, Texas: the effects of mechanical stratigraphy on fracture variability and reservoir behavior. *AAPG Bull.*, 86 (3):505-524.
- Marchand, A.M.; Haszeldine, R.S.; Smalley, P.C.; Macaulay, C.I. & Fallick, A.E. 2001. Evidence for reduced quartz-cementation rates in oil-filled sandstones. *Geology*, 29 (10):915-918.
- McPherson, J.G.; Shanmugam, G. & Moiola, R.J. 1987. Fan-deltas and braid deltas: varieties of coarse-grained deltas. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 99:331-340.
- Michaelsen, P. & Henderson, R.A. 2000. Sandstone petrofacies expressions of multiphase basinal tectonics and arc magmatism: Permian-Triassic North Bowen Basin, Australia. *Sediment. Geol.*, 136:113.
- Milliken, K.L. 2001. Diagenetic heterogeneity in sandstone at the outcrop scale, Breathitt Formation (Pennsylvanian), eastern Kentuck. *AAPG Bull.*, 85 (5):795-815.
- Moraes, M.A. & Surdam, R.C. 1993. Diagenetic heterogeneity and reservoir quality: fluvial, deltaic, and turbiditic sandstone reservoirs, Potiguar and Reconcavo rift basins, Brazil. *AAPG Bull.*, 77 (7):1142-1158.
- Nelson, R. 2002. *Geologic analysis of naturally fractured reservoirs*. Houston, Gulf Professional Publishing, 332pp.
- Picarelli, A.T.; Daudt, J. & Savini, R. 2001. Sand-transport paths and sand-body geometry for the Eocene Verdún Formation, Talara Basin, NW Peru. In: STANFORD PROJECT ON DEEP-WATER DEPOSITIONAL SYSTEM ANNUAL MEETING, 2001, Stanford, USA. Abstracts...
- Picarelli, A.T.; Pozo, G.; Daudt, J.; Leyva, J.; Arriola, P. & Arispe, A. 2003. Upper-Eocene fault-controlled deep water systems in the Talara forearc basin, NW Perú: sand-transport paths, sand-body geometry and exploration and development opportunities. In: AAPG ANNUAL CONFERENCE AND EXHIBITION, 2003, Salt Lake City, USA. Abstracts...
- Popper, K.R. 1989. *A lógica da pesquisa científica*. São Paulo, Cultrix, 567p.

- Pozo, G. & Daudt, J. 2007. Actualización del marco cronoestratigráfico del área del Lote X, Cuenca Talara, Noroeste Peruano. Lima, Peru. 5p. (Relatório Interno para Petrobras Energia).
- Pryor, W.A. 1972. Reservoir inhomogeneities of some recent sand bodies. *SPE Journal*, 12 (3): 229-245.
- Raja Gabaglia, G.P.; Rodrigues, E.B.; Magalhães, A.J.C.; Arregui, C.D. & Savini, R.R. 2006. Criteria to recognize sequence orders and tectonic imprint in cyclic siliciclastic record: a key to high-resolution stratigraphy. In: 17th IAS INTERNATIONAL CONGRESS, 2006, Fukuoka, Japão. Abstracts...
- Reading, H.G. & Collinson, J.D. 1996. Clastic coasts. In: Reading, H.G. (ed.). *Sedimentary Environments: processes, facies and stratigraphy*. Oxford, Blackwell Science. p. 154-231.
- Reading, H.G. & Levell, B.K. 1996. Controls on the sedimentary rock record. In: Reading, H.G. (ed.). *Sedimentary Environments: processes, facies and stratigraphy*. Oxford, Blackwell Science. p. 5-36.
- Ryu, I. & Niem, A.R. 1999. Sandstone diagenesis, reservoir potential, and sequence stratigraphy of the Eocene Tyee Basin, Oregon. *J. Sediment. Res.*, 69 (2):384-393.
- Saigal, G.C.; Bjørlykke, K. & Larter, S. 1992. The effects of oil emplacement on diagenetic processes: examples from the Fulmar reservoir sandstones, Central North Sea. *AAPG Bull.*, 76 (7):1024-1033.
- Shanley, K.W. & McCabe, P.J. 1994. Perspectiva on the sequence stratigraphy of continental strata. *AAPG Bull.*, 78 (4):544-568.
- Shew, R.D.; Tiller, G.M.; Hackbarth, C.J., Rollins, D.R. & White, C.D. 1995. Characterization and Modeling of Channel and Thin-bedded Turbidite Prospects in the Gulf of Mexico: Integration of Outcrops, Modern Analogs, and Subsurface Data. In: *SPE ANNUAL TECHNICAL CONFERENCE AND EXHIBITION, 1995*, Dallas. SPE Paper 30535, 7p.
- Slatt, R. & Galloway, W. 1992. Reservoir heterogeneity: part 6, geological methods. In: Morton-Thompson, D. & Woods, A.M. (eds). *Development geology reference manual*. Tulsa, Oklahoma, AAPG. p. 278-281 (AAPG Special Publication Methods in Exploration, n. 10).
- Slatt, R.; Al-Siyabi, H.A.; VanKirk, C.W. & Williams, R.W. 2000. From Geologic Characterization to Reservoir Simulation of a Turbidite Outcrop, Arkansas, USA, In: Bouma, A.H. & Stone, C.G. (eds.). *Fine Grained Turbidite Systems*. Tulsa, Oklahoma, AAPG/SEPM. p.187-194 (AAPG Memoir, n. 72/SEPM Special Publication, n. 68).

- Slatt, R. 2006. Stratigraphic reservoir characterization for petroleum geologists, geophysicists, and engineers. Amsterdam, Elsevier Science, 492p.
- Smosna, R. & Bruner, K. R. 1997. Depositional controls over porosity development in lithic sandstones of the Appalachian basin: reducing exploration risk. In: Kupecz, J.A.; Gluyas, J.G. & Bloch, S. (eds.). Reservoir Quality Prediction in Sandstones and Carbonates. Tulsa, Oklahoma, AAPG. p. 249-266 (AAPG Memoir, n. 69).
- Suczek, C.A. & Ingersoll, R.V. 1985. Petrology and provenance of Cenozoic sand from the Indus cone and the Arabian Basin, DSDP sites 221, 222, and 224. *J. Sediment. Petrol.*, 55:340-346.
- Sullivan, M.D.; Van Wagoner, J.C.; Jennette, D.C.; Foster, M.E.; Stuart, R.M.; Lovell, R.W. & Pemberton, S.G. 1997. High-resolution sequence stratigraphy and architecture of the Shannon Sandstone, Hartzog Draw Field, Wyoming: implications for reservoir management. In: 18th ANNUAL GCSSEPM RESEARCH CONFERENCE: SHALLOW MARINE AND NONMARINE RESERVOIRS, 1997, Houston, USA. Proceedings...
- Surdam, R. C. & Boles, J.R. 1979. Diagenesis of volcanic sandstones. In: Scholle, P.A. & Schluger, P.R. (eds.). Aspects of Diagenesis. Tulsa, Oklahoma, SEPM Geology. p. 227-242 (SEPM Special Publication, n. 26).
- Surdam, R.C.; Dunn, T.L.; Heasler, H.P. & MacGowan, D.B. 1989. Porosity evolution in sandstone/shale systems. In: Hutcheon, I.E. (ed.). Short Course on Burial Diagenesis. Montreal, Mineralogical Association of Canada. p. 61-133.
- Suttner, L.; Basu, A. & Mack, G.H. 1981. Climate and the origin of quartz arenites. *J. Sediment. Petrol.*, 51 (4):1235-1246.
- Tankard, A. 2002. Tectonic framework of basin evolution in Peru. Lima, Peru. 29p. (Relatório interno Perupetro).
- Taylor, T.; Stancliffe, R.; Macaulay, C. & Hathon, L. 2004. High temperature quartz cementation and the timing of hydrocarbon accumulation in the Jurassic Norphlet sandstone, offshore Gulf of Mexico, USA. In: Cubitt, J.M.; England, W.A. & Larter, S. (eds.). Understanding petroleum reservoirs: towards and integrated reservoir engineering and geochemical approach. London, England, Geological Society of London. p. 257-278 (Geological Society of London Special Publication, n. 237).
- Tyler, N. & Finley, R.J. 1991. Architectural controls on the recovery of hydrocarbons from Sandstone Reservoir. In: Miall, A.D. & Tyler, N. (eds.). The three dimensional facies architecture of terrigenous clastics sediments and its implications for hydrocarbon discovery and recovery. Tulsa, Oklahoma, SEPM Geology. p. 1-5 (SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology, v. 3).
- Van de Graaf, W. J. E. & Ealey, P. J. 1989. Geological modeling for simulation studies. *AAPG Bull.*, 73 (11):1436-1444.

- Van Wagoner, J.C.; Mitchum, R.M.; Campion, K.M. & Rahmanian, V.D. 1990. Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies. Tulsa, Oklahoma, AAPG. 52p (AAPG Methods in Exploration Series, n. 7).
- Weber, K.J. 1986. How heterogeneity affects oil recovery. In: Lake, L.W & Carroll, H.B. (eds.). Reservoir Characterization. Orlando, USA, Academic Press. p. 487-544.
- Wilkinson, M. & Haszeldine, R.S. 1996. Aluminium loss during sandstone diagenesis. *J. Geol. Soc. London*, 153 (5):657-660.
- Wilkinson, M.; Milliken, K.L. & Haszeldine, R.S. 2001. Systematic destruction of K-feldspar in deeply buried rift and passive margin sandstones. *J. Geol. Soc. London*, 158 (4):675-683.
- Willis, B.J. & White, C.D. 2000. Quantitative Outcrop Data for Flow Simulation. *J. Sediment. Res.*, 70 (4): 788-802.
- Worden, R.H.; Mayall, M. & Evans, I.J. 2000. The effect of ductile-lithic sand grains and quartz cement on porosity and permeability in Oligocene and Lower Miocene clastics, South China Sea: prediction of reservoir quality. *AAPG Bull.*, 84 (3):345-359.
- Worden, R.H. & Morad, S. 2000. Quartz cementation in sandstones. Oxford, Blackwell-Sci Publication. 342 p. (IAS Special Publication, n. 29).
- Worden, R.H. & S.D. Burley, 2003. Sandstone diagenesis: from sand to stone. In: Burley, S.D. & Worden, R.H. (eds.). *Clastic Diagenesis: Recent and Ancient*. Oxford, Blackwell-Sci Publication. p. 3-44 (IAS Special Publication, n. 4).
- Worden, R.H. & Morad, S. 2003. Clay minerals in sandstones: controls on formation, distribution and evolution. In: Worden, R.H. & Morad, S. (eds.). *Clay mineral cements in sandstones*. Oxford, Blackwell-Sci Publication. p. 3-41 (IAS Special Publication, n. 34).
- Yurkova, R.M., 1970. Comparison of post-sedimentary alterations of oil- gas- and water-bearing rocks. *Sedimentology*, 15:53-68.
- Zuffa, G.G. 1985. Optical analysis of arenites: influence of methodology on compositional results. In: G.G. Zuffa (ed.). *Provenance of Arenites*. Dordrecht, D. Reidel Pub. Co. p.165-189 (NATO-ASI Series: Math. and Phys. Sci., n. 148).
- Zuffa, G.G. 1987. Unravelling hinterland and offshore palaeogeography from deep-water arenites. In: Leggett, J.K. & Zuffa, G.G. (eds.). *Marine Clastic Sedimentology-Concepts and Case Studies*. London, Graham and Trotman. p. 39-61.



## Artigos

**Artigo I:** Arquitetura de Fácies e Evolução Estratigráfica dos Reservatórios Flúvio-deltaicos da Formação Echinocyamus (Eoceno Inferior), na área do Lote X (Bacia de Talara, Noroeste do Peru).

Autores: José Daudt e Claiton M. S. Scherer.

**Artigo II:** Stratigraphy, Petrology, and Reservoir Petrofacies of the Echinocyamus Formation (Eocene, Talara basin, NW Peru): Use of High-resolution Characterization for Improving Reservoir Development in a Mature Basin.

Autores: José Daudt, Karin Goldberg, Luiz Fernando De Ros e Claiton M.S. Scherer.

**Artigo III:** Genetic Flow Units: a Concept for Reservoir Characterization based on Depositional and Diagenetic Heterogeneities.

Autores: José Daudt, Luiz Fernando De Ros, Karin Goldberg, Claiton M.S. Scherer.

## Anexos:

**Anexo I:** Revisión Conceptual sobre el Patrón Diagenético y Potencial de las Areniscas Volcanoclásticas como Reservorios de Petróleo.

Autor: José Daudt.

**Anexo II:** Reservoir Petrofacies of the Echinocyamus Formation (Talara Basin, Peru): an Approach for High-Resolution Reservoir Characterization.

Autores: Karin Goldberg, Mara Abel, Luiz F. De Ros, José Daudt e Claiton M.S. Scherer.

**Anexo III:** Tabela com informações de petrofísica e petrografia das amostras analisadas.

**Anexo IV:** Seções estratigráficas ilustrativas em áreas produtoras:

Seção estratigráfica A, noroeste-sudeste no Bloco B1-Somatito.

Seção estratigráfica B, norte-sul no Bloco Ballena B9.

## **Artigos Principais**

**Artigo I:**

**Arquitetura de fácies e evolução estratigráfica dos reservatórios flúvio-deltaicos da Formação Echinocyamus (Eoceno Inferior) na área do Lote 10 (Bacia de Talara, Noroeste do Peru).**

## Arquitetura de fácies e evolução estratigráfica dos reservatórios flúvio-deltaicos da Formação Echinocyamus (Eoceno Inferior) na área do Lote 10 (Bacia de Talara, Noroeste do Peru)

*Facies architecture and stratigraphical evolution of fluvio-deltaic reservoirs of the Echinocyamus Formation (Lower Eocene) in the Block 10 area (Talara Basin, Northwestern Peru)*

José Alfredo Borges Daudt | Claiton Marlon dos Santos Scherer

### resumo

Este artigo descreve a arquitetura de fácies da unidade reservatório Formação Echinocyamus, Eoceno Inferior da Bacia de Talara (Noroeste do Peru), apresentando um modelo estratigráfico evolutivo para a seção estudada. Este estudo constitui um passo inicial na caracterização estática desta unidade, com o objetivo de melhorar o conhecimento das heterogeneidades internas do reservatório, reduzindo as incertezas no gerenciamento de projetos de recuperação avançada de petróleo.

A integração das descrições de testemunho (fácies e associação de fácies deposicionais) com a análise de perfis elétricos (padrão das curvas) permitiu a interpretação de dois domínios deposicionais marcadamente diferentes: a) uma porção inferior, caracteristicamente deltaica, onde se desenvolveram paraseqüências e grupos de paraseqüências prográdacionais em trato de mar alto e b) uma porção superior, dominada por depósitos fluviais em trato de mar baixo. Posteriormente,

o sistema deltaico volta a recorrer, associado a um intervalo transgressivo sobre o sistema fluvial.

Foram identificadas superfícies com caráter estratigráfico regional que potencialmente se constituem em barreiras verticais de fluxo, delimitando diferentes compartimentos nesta unidade: a) limites de paraseqüências ou grupos de paraseqüências, b) limite de seqüência que antecede os depósitos fluviais, c) superfície transgressiva que marca o início da ocorrência de um sistema deltaico retrogradacional sobre o fluvial e d) a superfície de máxima inundação.

Assim, foi possível estabelecer uma metodologia-padrão de abordagem que permitirá o mapeamento destes diferentes domínios com base nos estilos das curvas elétricas, resultando em uma melhor previsão dos diferentes intervalos com características permosas particulares.

(originais recebidos em 27.02.2006)

**Palavras-chave:** arquitetura de fácies | estratigrafia | modelo deposicional | Bacia de Talara

**Arquitetura de fácies e evolução estratigráfica dos reservatórios flúvio-deltaicos  
da Formação Echinocyamus (Eoceno Inferior) na área do Lote 10  
(Bacia de Talara, Noroeste do Peru)**

**Periódico:** Publicado no Boletim de Geociências da Petrobras, v. 14, nº 1, p. 27-45, novembro 2005/maio 2006.

**Autores:** José Alfredo Borges Daudt e Claiton Marlon dos Santos Scherer

**Resumo**

Este artigo descreve a arquitetura de fácies da unidade reservatório Formação Echinocyamus, Eoceno Inferior da Bacia de Talara (Noroeste do Peru), apresentando um modelo estratigráfico evolutivo para a seção estudada. Este estudo constitui um passo inicial na caracterização estática desta unidade, com o objetivo de melhorar o conhecimento das heterogeneidades internas do reservatório, reduzindo as incertezas no gerenciamento de projetos de recuperação avançada de petróleo.

A integração das descrições de testemunho (fácies e associação de fácies deposicionais) com a análise de perfis elétricos (padrão das curvas) permitiu a interpretação de dois domínios deposicionais marcadamente diferentes: a) uma porção inferior, caracteristicamente deltaica, onde se desenvolveram parasequências e grupos de parasequências progracionais em trato de mar alto e b) uma porção superior, dominada por depósitos fluviais em trato de mar baixo. Posteriormente, o sistema deltaico volta a recorrer, associado a um intervalo transgressivo sobre o sistema fluvial.

Foram identificadas superfícies com caráter estratigráfico regional que potencialmente se constituem em barreiras verticais de fluxo, delimitando diferentes compartimentos nesta unidade: a) limites de parasequências ou grupos de parasequências, b) limite de sequência que antecede os depósitos fluviais, c) superfície transgressiva que marca o início da ocorrência de um sistema deltaico retrogradacional sobre o fluvial e d) a superfície de máxima inundação.

Assim foi possível estabelecer uma metodologia padrão de abordagem que permitirá o mapeamento destes diferentes domínios com base nos estilos das curvas elétricas, resultando em uma melhor previsão dos diferentes intervalos com características permo-porosas particulares.

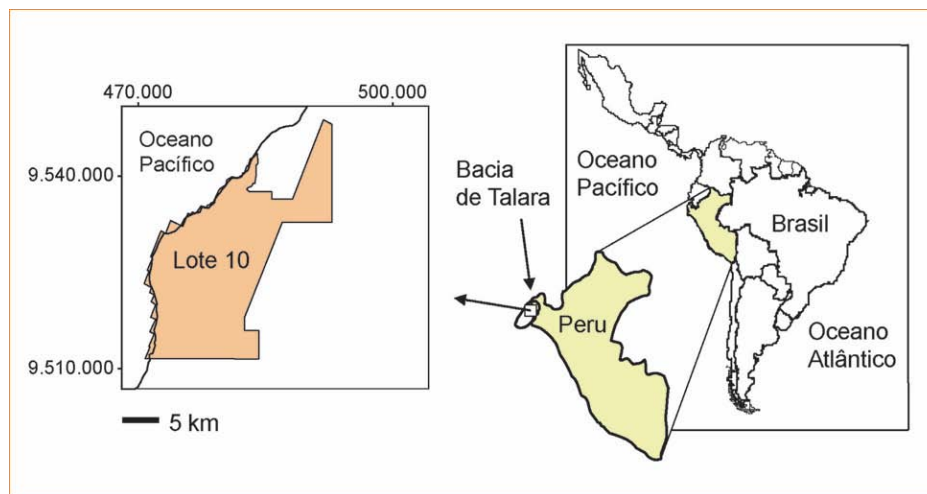
## Introdução

A Formação Echinocyamus representa uma importante unidade produtiva na Bacia de Talara, Noroeste do Peru (Figura 1). Entretanto, estes reservatórios apresentam características permo-porosas pobres, fato que resulta em uma baixa eficiência no fator de recuperação de petróleo. De acordo com estimativas, somente de 12% a 16% do volume original de óleo *in place* (VOOIP) é efetivamente recuperado por produção primária nesta unidade. Considerando este cenário, a Petrobras Energía iniciou uma forte campanha de estudos para viabilizar e/ou otimizar a implementação de projetos de recuperação secundária no Lote 10, área sob concessão da empresa. A previsão é que estes projetos resultem em um incremento no fator de recuperação da ordem de 4% a 8% (Groba *et al.* 2005). Entre os objetivos destes estudos também está a proposição de perfuração de novos poços para conectar volumes de hidrocarbonetos não drenados pelas campanhas passadas. Como consequência, aparece a necessidade de melhor caracterização destes reservatórios, com o objetivo de melhor se entender as heterogeneidades deposicionais e a complexidade estratigráfica que afeta a conectividade dos corpos arenosos na escala entre poços.

O objetivo deste artigo é apresentar a descrição da arquitetura e sucessão das fácies deposicionais, além do modelo estratigráfico evolutivo para esta unidade. A metodologia utilizada inclui a revisão dos dados disponíveis, enfocando a análise de testemunhos e interpretação do padrão dos perfis elétricos. A identificação de superfícies-chaves (por exemplo: superfícies de inundação, limites de seqüência etc) dentro de um arcabouço de estratigrafia de seqüências de alta resolução foi também de grande utilidade para o entendimento da evolução e complexidade deposicional. Evidentemente, o enfoque utilizado resultou em um modelo estratigráfico de compartimentação que é diferente da tradicional litoestratigrafia.

A modelagem de reservatórios com base em abordagens semelhantes é, segundo Bashore *et al.* (1994), a melhor maneira para se criar uma base sólida para a simulação de fluxo. Estes modelos mais robustos certamente reduzem os riscos de eventuais equívocos na correlação de diferentes unidades genéticas, aumentando a capacidade preditiva com relação à extensão e à arquitetura do reservatório (Eschard *et al.* 1998), além da distribuição espacial das propriedades petrofísicas. Estes fatores influenciam

fortemente o fluxo de fluidos dentro do meio poroso, impactando, por conseqüência, o fator de recuperação final de petróleo (Hamlin *et al.* 1996; Ramón e Cross, 1997). Outros parâmetros que podem afetar o fluxo de fluidos dentro do reservatório, como diagênese e compartimentações estruturais de pequena escala, estão além do objetivo deste estudo. A influência da diagênese, por exemplo, em cada unidade deposicional (genética), com controle estratigráfico ou não, deverá ser avaliada nas próximas etapas deste projeto.



**Figura 1:** Mapa de localização da Bacia de Talara e da área do Lote 10. Escala gráfica, coordenadas referenciadas ao sistema PSAD 56.

## Geologia Regional

A Bacia de Talara é originada pelo processo de subducção da placa oceânica de Nazca sob a placa continental da América do Sul. O principal sítio deposicional está localizado em uma posição entre o arco magmático (representado pelo Cinturão Andino) e o complexo de subducção, caracterizando, desta maneira, uma típica bacia de ante-arco (de acordo com Dickinson e Seely, 1979). Localmente, o Cinturão Andino está representado pela Cordilheira Real, estrutura de conexão entre a parte norte e central dos Andes (Fildani, 2004), um significativo elemento que marca a mudança na tendência do alinhamento regional (Mourier *et al.* 1988) e que acompanha, de certa forma, a megaestrutura tipo transformante conhecida como Falha de Dolores-Guaiaquil. Desta forma, Talara encontra-se limitada pela zona de subducção Peruana-Chilena (em

direção a oeste), o Alto de Zorritos (uma intrusão granítica localizada ao norte, provavelmente resultante da movimentação transformante da Falha de Dolores-Guaiaquil), um terreno alóctone paleozóico (a cadeia Amotape, em direção leste, um elemento que separa a Bacia de Talara da Bacia de Lancones) e a Silla de Paita (Alto de Paita, Fildani *et al.* 2005) na direção sul. Segundo Carozzi e Palomino (1993), os limites de Talara são, até certo ponto, especulativos porque a dimensão precisa da bacia é difícil de se estabelecer.

Apesar da regra geral de que bacias de ante-arco têm restrito potencial para hidrocarbonetos, Talara tem demonstrado exatamente o contrário, sendo uma das mais prolíferas bacias petrolíferas do mundo, em uma história de sucesso de mais de 100 anos. Além disto, a predominância de tectônica extensional sobre uma esperada atividade compressiva, que tipicamente seria o lógico em uma bacia deste tipo, é outra intrigante característica deste complexo ambiente. Carozzi e Palomino (1993) argumentam que a localização de Talara, na intersecção do aulacógeno Amazônico, o Cinturão Orogênico Andino e a zona de subducção Peruana-Chilena, pode ser uma das explicações para este conjunto de características peculiares que também incluem um gradiente geotermal relativamente alto e o predomínio de matéria orgânica marinha na composição do petróleo produzido.

O preenchimento sedimentar da Bacia de Talara compreende uma série de depósitos que vão desde o Cretáceo até o Oligoceno, com compartimentações estruturais por falhas transcorrentes de direção geral noroeste (Tankard, 2002). Durante o Cretáceo, foram desenvolvidas sub-bacias localizadas que permitiram a deposição, em caráter restrito, da matéria orgânica correspondente às formações Muerto e Redondo. No Terciário, sedimentos clásticos chegam a acumular até 9 000 m de espessura, depositando-se nos principais depocentros controlados tectonicamente. Geração a partir de rochas pelíticas do Oligoceno também foram interpretadas por Fildani *et al.* (2005), considerando um processo de ressurgência costeiro.

A Formação Echinocyamus, objeto deste estudo, representa uma série de unidades deltaicas e fluviais depositadas durante o Eoceno Inferior (Ypresiano-Lutetiano), totalizando uma espessura máxima de até 400 m na área estudada. Este sistema evoluiu no sentido leste para oeste em uma tendência de preenchimento transversal ao maior eixo da bacia (Carozzi e Palomino, 1993). O aporte sedimentar foi



provavelmente originado na cadeia de montanhas de Amotape, localizada a leste (Daudt *et al.*, 2004).

Os depósitos desta unidade fazem parte de um megaciclo regressivo que começou durante o Paleoceno-Eoceno, terminando aproximadamente durante o Eoceno Médio. Este final é marcado por uma abrupta subsidência na área estudada, coincidindo, em linhas gerais, com o topo da Formação Echinocyamus. Este evento, de caráter eminentemente tectônico, é correlacionado com uma das mais importantes fases de deformação do ciclo Andino, a fase Incaica (Steinmann, 1929; Pindell e Tabbutt, 1995). Após este evento, condições de águas profundas foram estabelecidas, especialmente na área do Lote 10, permitindo a deposição de espessos pacotes de depósitos turbidíticos.

Em termos de litoestratigrafia, a Formação Echinocyamus é composta por cinco membros. Da base para o topo, membros Cabo Blanco, Verde, Somatito Inferior, Somatito Superior e Constancia. Em algumas áreas, um sexto membro é reconhecido, denominado de Ballena. Estas unidades foram depositadas sobre os folhelhos de caráter marinho marginal (A. Fildani, comunicação pessoal) da Formação Clavel. Pozo (2002) apresentou uma revisão completa das informações bioestratigráficas disponíveis no Lote 10. De acordo com aquele autor, embora exista certa dispersão nos dados, a Formação Echinocyamus foi depositada em um intervalo de tempo aproximado de 1,2 Ma.

### **Dados Utilizados**

Um dos objetivos deste estudo foi buscar a integração das informações disponíveis em subsuperfície, incluindo aqui os testemunhos convencionais e os perfis elétricos. Doze poços foram testemunhados no intervalo de interesse, mas nem todos resultaram em um fator de recuperação apreciável. Dentro deste universo, foram selecionados sete poços para o estudo, levando-se em conta a importância de cada poço com relação à continuidade do intervalo recuperado. Isto resultou em um total descrito de aproximadamente 400 m de rocha.

Com relação aos perfis elétricos, o Lote 10 conta com cerca de 4 900 poços perfurados. Um bom número destes é possuidor da suíte convencional de perfis (raios gama, potencial espontâneo, resistividade rasa e profunda).

## **Sedimentologia**

A seguir, serão descritas as fácies deposicionais que foram identificadas nos testemunhos selecionados, considerando-se a nomenclatura tradicional proposta nos trabalhos de Miall (1985; 1996). Com base nestas descrições, foi possível gerar um modelo de associação de fácies que melhor representasse a unidade estudada. Esta interpretação, por sua vez, serve de base para o modelo estratigráfico de subambientes de deposição, que será discutido adiante.

### **Caracterização das fácies**

#### **Fácies Ac: arenitos com estratificação cruzada acanalada (Figura 2)**

Arenito fino a muito grosso, algumas vezes conglomerático, com estratificação cruzada acanalada, dispostos em *sets* que variam de 10 cm a 25 cm. Ocasionalmente pode conter grânulos e seixos de quartzo, fragmentos de rochas ígneas (Figura 3), fragmentos de plantas e provavelmente carvão, dispostos nos planos de estratificação ou formando *lags* na base dos *sets*.

Esta litofácies representa depósitos residuais de formas de leito de crista sinuosa (dunas 3D) em condições de regime de fluxo inferior (Collinson, 1996; Leeder, 1999). A composição dos clastos e seixos é indicativa de relativa proximidade da área fonte.

#### **Fácies Am: arenitos maciços (Figura 4)**

Arenitos finos a grossos, moderadamente selecionados, apresentando, por vezes, intraclastos de pelitos (com até 10 cm de diâmetro) e, mais raramente, grânulos e seixos de quartzo e fragmentos de plantas superiores. Material de composição bioclástica (pedaços de conchas) ocasionalmente presente.

Embora esta litofácies mostre uma aparência maciça, é relativamente comum a identificação de pequenas estruturas em prato, algumas vezes similares a bioturbações incipientes.

Arenitos maciços são interpretados como o resultado de deposição em massa (*en masse*), associados à rápida desaceleração de fluxos hiperconcentrados (Miall, 1996). As estruturas de escape de fluido seriam formadas durante os estágios finais de

deposição (Lowe, 1982) e a presença de intraclastos de folhelhos indicaria o comportamento turbulento e erosivo da porção basal do fluxo.



**Figura 2:** Arenito com estratificação cruzada acanalada, fácies Ac, granulometria média. A estratificação, neste caso, é marcada por pequenos fragmentos de intraclastos de pelitos.



**Figura 3:** Arenito com estratificação cruzada acanalada, fácies Ac, granulometria muito grossa. Composição de clastos bastante variável incluindo quartzo, pelitos e fragmentos líticos.



**Figura 4: Arenitos maciços, fácies Am, granulometria média a grossa, raros intraclastos de pelitos.**

#### **Fácies Ap: arenitos laminados (Figura 5) ou com estratificação plano-paralela**

Arenitos muito finos a grossos, com estratificação plano-paralela, dispostos em *sets* com espessuras de 10 cm a 20 cm que, algumas vezes, apresentam gradação normal. É comum a presença de níveis de intraclastos de pelitos de poucos centímetros de espessura. Estes níveis podem, ocasionalmente, conter diminutos fragmentos de carvão. Frequentemente, esta fácies está em uma associação vertical contínua com a Fácies Ac.

Arenitos com estratificação ou laminação horizontal (ou de partição) são interpretados por Miall (1985; 1988) como resultado de deposição em regime de fluxo superior (fluxos planos), em uma combinação de processos trativos e de decantação a partir de correntes com muita carga suspensa por turbulência.



**Figura 5:** Arenito com laminação plano-paralela, Fácies Ap, granulometria média a grossa com níveis de intraclastos de pelitos. Normalmente, esta fácies está associada com a fácies Ac.

#### **Fácies Ab: arenitos bioturbados (Figura 6)**

Arenitos finos a médios, bioturbados, dispostos em pacotes com até 4 m de espessura. Fragmentos bioclásticos são comuns, algumas vezes compondo intervalos de até 10 cm de espessura. O grau de bioturbação é caracterizado pela alternância de níveis altamente bioturbados com níveis menos bioturbados, variando entre as icnofácies *Cruziana* e *Skolithos*, com baixa diversidade. Entre os traços fósseis verticais mais comuns estão *Ophiomorpha*, *Skolithos* e *Arenicolites* e, entre os horizontais, *Asterossoma*, *Planolites* e *Paleophycos*.

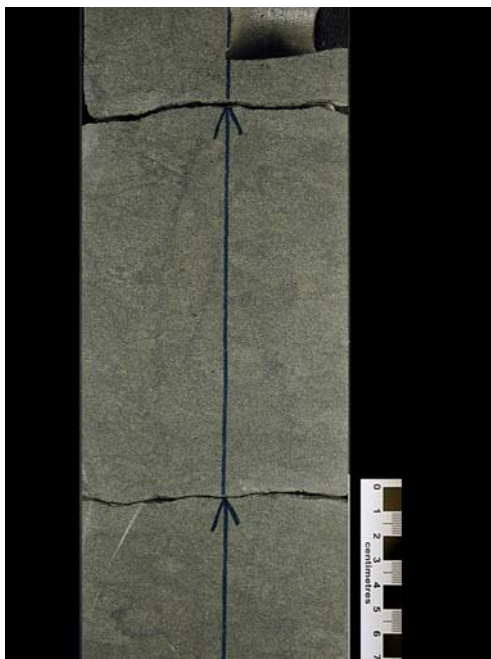
Arenitos bioturbados são interpretados como resultado da ação biogênica sobre sedimentos previamente depositados. As icnofácies *Cruziana* e *Skolithos* são indicativas de condições francamente marinhas e referidas ao nível de energia do ambiente de deposição. Porções relativamente mais distais normalmente mostram um maior grau de perturbação do substrato pela bioturbação predominantemente horizontal, destruindo completamente as estruturas sedimentares (em caso de existência destas) e caracterizando a icnofácies *Cruziana* (menor energia). Quando algum resquício de estrutura é preservado e existe um predomínio de bioturbação vertical sobre a

horizontal, interpreta-se uma situação de maior energia deposicional, decrescendo a intensidade e diversidade da bioturbação, caracterizando a icnofácies Skolithos.

### **Fácies Cm: conglomerados maciços (Figura 7)**

Conglomerados sustentados por clastos maciços, ou apresentando, por vezes, laminação horizontal incipiente, dispostos em camadas de até 2 m de espessura. Os clastos são compostos por fragmentos de quartzo, rochas vulcânicas e pelitos, com tamanhos individuais de até 10 cm a 15 cm.

Conglomerados maciços são interpretados como o resultado de correntes de alta densidade, transporte por carga de fundo ou fluxos de detritos pseudo-plásticos, depositados a partir de fluxos laminares viscosos ou turbulentos (Miall, 1988). A presença constante de clastos de pelitos é indicativa do caráter erosivo da base do fluxo (Collinson, 1996).



**Figura 6: Arenito bioturbado, fácies Ab, granulometria média a fina. Nesse caso, os icnofósseis mais comuns são Ophiomorpha e Arenicolites. Interpreta-se como icnofácies Skolithos.**



**Figura 7:** Conglomerado maciço, fácies Cm. Quartzo, rochas vulcânicas e folhelhos estão entre os constituintes mais comuns dos clastos presentes.

#### **Fácies Ar: arenito com marcas onduladas (Figura 8)**

Arenitos de granulometria fina, dispostos em camadas com espessura de 25 cm a 1 m, compostas internamente por laminações cruzadas de marcas onduladas subcríticas a supercríticas. Fragmentos de carvão e intraclastos de folhelho estão ocasionalmente presentes em pequenas proporções, assim como laminações convolutas.

Esta fácies é interpretada como o resultado da migração e cavalgamento de marcas onduladas assimétricas, geradas por processos trativos e de decantação, em um regime de fluxo inferior. As laminações convolutas são geradas pela deformação dúctil dos estratos por fluidização, em situações onde os sedimentos depositados não estão completamente consolidados.



**Figura 8: Arenito com marcas onduladas, fácies Ar, granulometria fina a muito fina.**

### **Fácies Fm/Fms: pelitos maciços/pelitos com fração sílica**

Pelitos maciços, acinzentados, com raros fragmentos de plantas. Ocasionalmente, estas fácies apresentam uma laminação aparente, algumas vezes ondulosa truncada, especialmente na fração sílica (Fácies Fms). Feições deformacionais, como convolutas e estruturas em chama, estão esporadicamente presentes.

Os pelitos maciços são interpretados como decorrentes do assentamento gravitacional de partículas em suspensão, em um contexto de baixa energia. As estruturas deformativas indicam situações de substrato não totalmente consolidado.

### **Associação de fácies e subambientes de deposição**

O conceito de elemento arquitetural (introduzido por Allen, 1983, e revitalizado por Miall em 1985; 1988; 1996) foi muito importante para o desenvolvimento de um novo método de análise de arquitetura de fácies. Entretanto, estes conceitos são baseados nas associações tridimensionais de fácies e, como a abordagem aqui está baseada somente em testemunhos e perfis elétricos, é preferível fazer referência a estas



associações como Associação Maior de Fácies (AMF, ou o correspondente em língua inglesa, *Major Facies Associations*, no sentido proposto por Begg *et al.* 1996). Uma AMF não representa diretamente um elemento arquitetural mas uma associação de fácies típica de uma posição específica no ambiente deposicional. Um sumário das associações de fácies para cada subambiente ou AMF pode ser visualizado na tabela I.

Domínio Depositional (Depositional Domain)	Sub-ambiente (Sub-environment)	Fácies Associadas (Facies Associations)
FLUVIAL	Fluvial Indiferenciado (reservatório + Planície de inundação)	Cm / Ap / Ac / Am / Fm Ciclos: Cm+Ac+Ap+Am; Ac+Ap+Am; Ac+Ap
DELTAICO	Planície Deltaica	Cm / Ap / Ac / Am / Fm (difícil diferenciar da AMF Fluvial)
	Frente Deltaica	Ab / Ar (subordinado: Ap / Fm / Ac / Am)
	Pro-delta	Fm / Fms / Ab (subordinado: Ar / Ap)

**Tabela 1: Sumário das associações de fácies para cada domínio deposicional e/ou subambiente de deposição.**

### AMF de pró-delta

Esta AMF mostra um forte predomínio das fácies Fm, Fms e Ab, com presença subordinada das fácies Ar e Ap. As fácies Ab e Ap são relativamente mais finas que as correspondentes identificadas na AMF de frente deltaica. Normalmente, esta AMF mostra-se pouco a medianamente bioturbada. Em testemunhos onde a influência de organismos foi identificada a associação de icnofósseis sugere a icnofácies *Cruziana*, com predomínio de bioturbação horizontal.

### AMF de frente deltaica

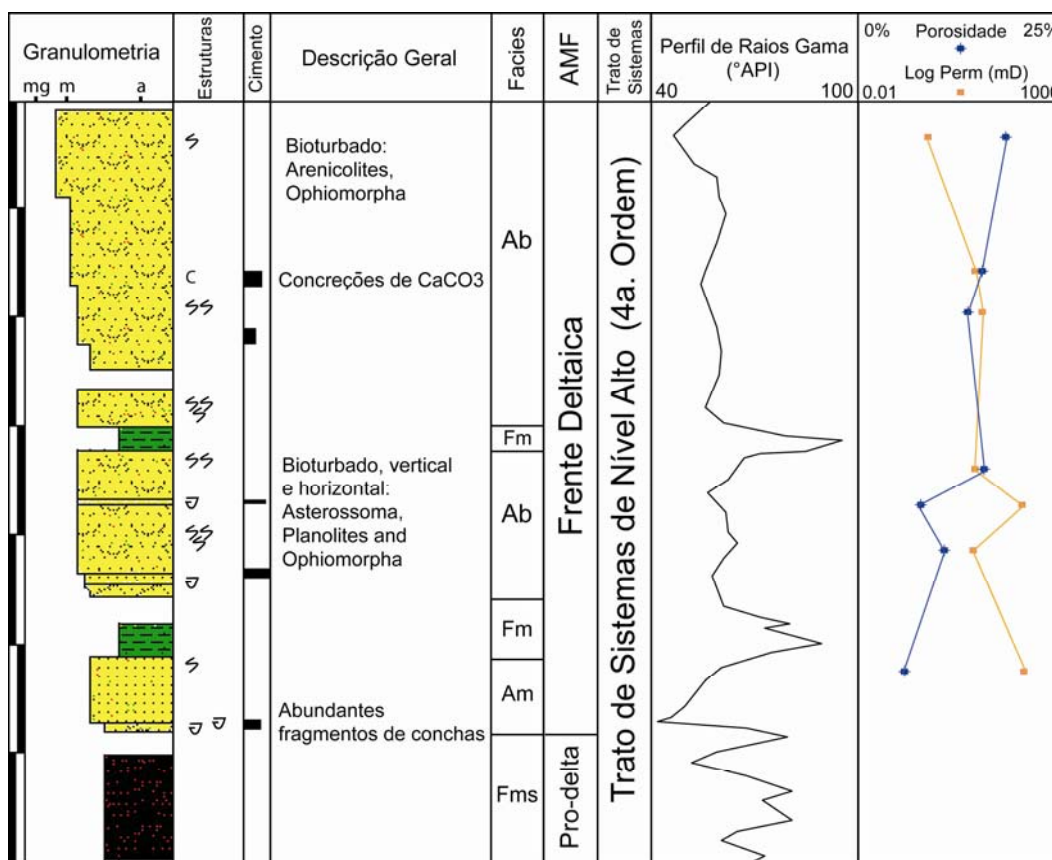
Esta associação normalmente sucede a AMF de pró-delta e mostra um predomínio claro das fácies Ab e Ar sobre as outras (Figura 9). As fácies Ac e Am são

muito menos importantes em termos de proporções e normalmente são de granulometria mais fina do que as mesmas fácies identificadas na AMF fluvial-planície deltaica.

Não existe uma clara ciclicidade na sucessão vertical destas fácies, mesmo quando se analisa a sucessão de icnofácies (*Skolithos* e *Cruziana*), embora, algumas vezes, exista a sugestão de que ocorre um decréscimo de intensidade de bioturbação em direção ao topo. Se isto é verdade, corroboraria a interpretação da existência de ciclos progradantes de alta frequência nesta AMF.

Dados petrofísicos escassos sugerem que, dentro de uma mesma sucessão vertical de fácies, a porosidade incrementa para o topo (Figura 9). A permeabilidade, ao contrário, não mostra o mesmo padrão, o que pode indicar algum controle diagenético. Em geral, as porosidades variam de 3,3% a um máximo de 25% e as permeabilidades de 0,002 mD até 120 mD.

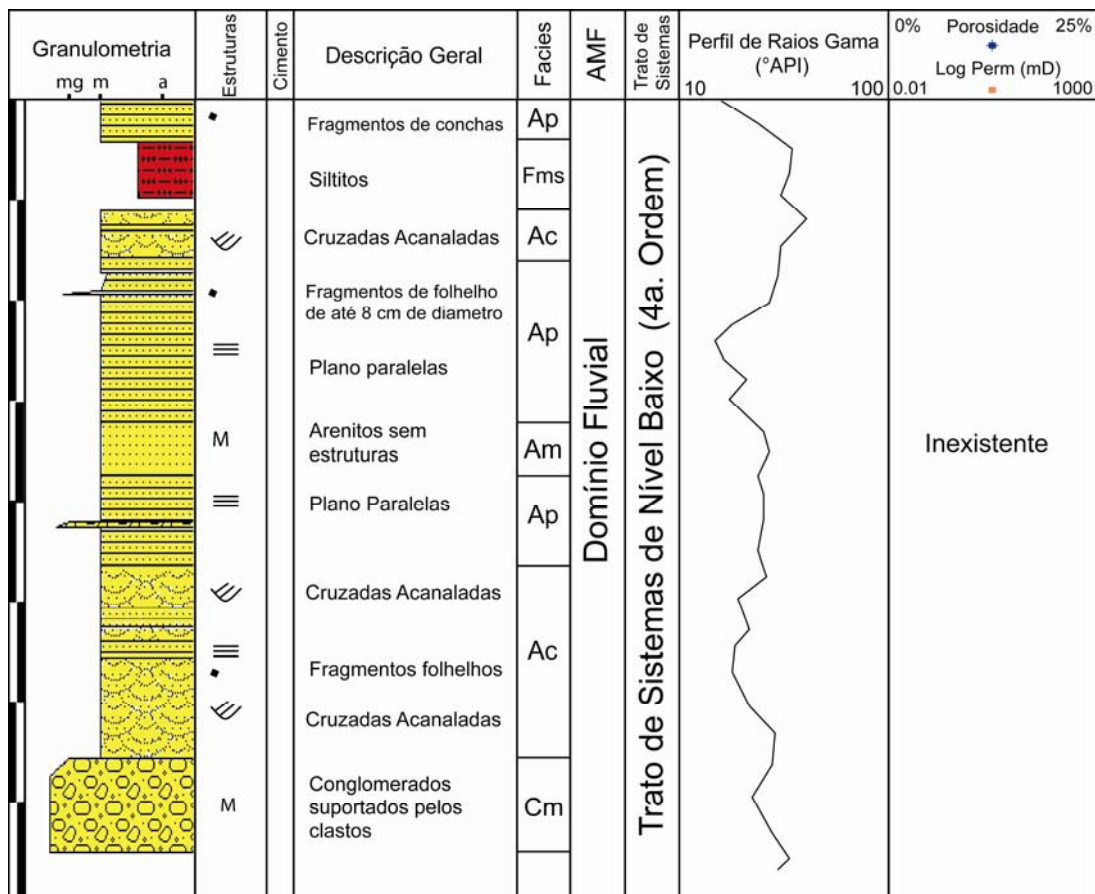
Níveis de fragmentos de conchas e intervalos centimétricos de coquinas, resultado da deposição de materiais bioclásticos de diferentes composições, aparecem, esporadicamente, completamente cimentados por calcita. Fragmentos de plantas de diferentes tamanhos são muito comuns, representando o aporte continental constante.



**Figura 9 (figura da página anterior): Exemplo de associação de fácies de frente deltaica, com predominância da Fácies Ab arenito bioturbado) sobre asdemais. A distribuição granulométrica mostra um padrão de aumento do tamanho de grão em direção ao topo (granocrescência ascendente). A porosidade aumenta para o topo, mas a permeabilidade não mostra claramente o mesmo padrão. Escala Vertical: cada segmento corresponde a 2 m. Tamanho de grão: aumenta para a esquerda, mg: muito grosso, m: médio, a: argila.**

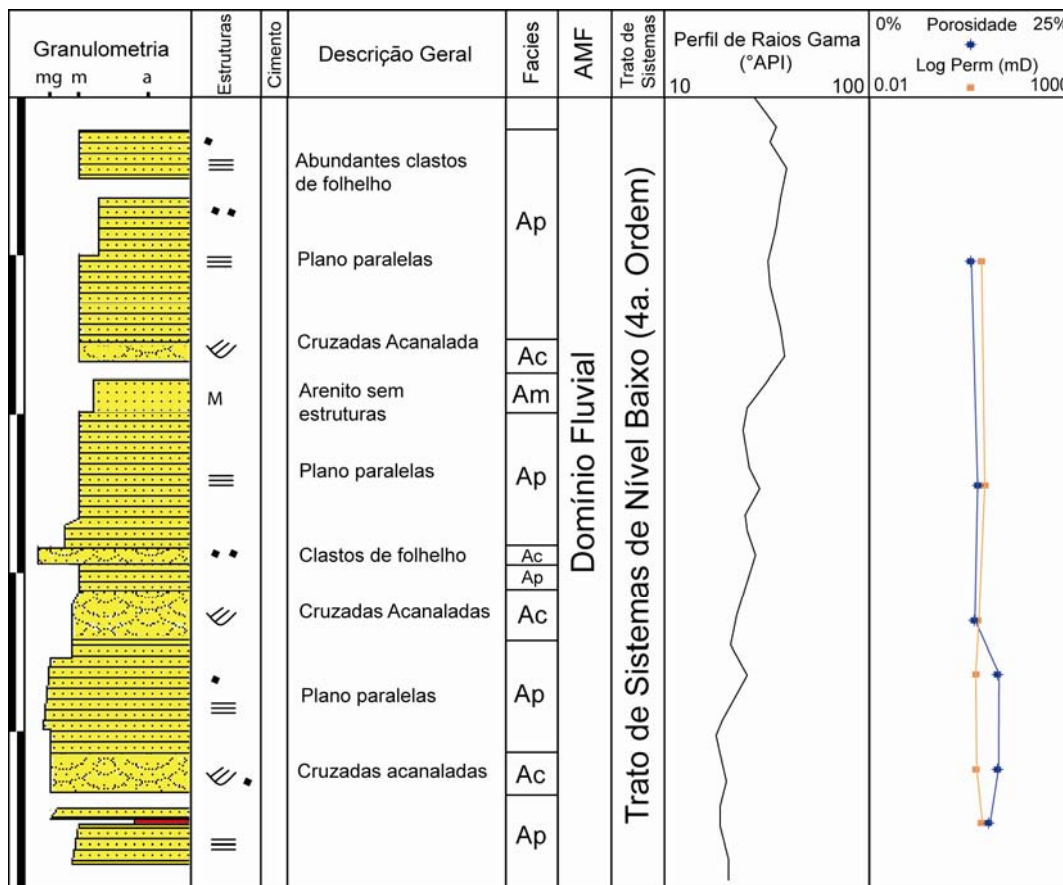
### **Fluvial-planície deltaica**

Normalmente, esta AMF é encontrada em ciclos compostos pelas seguintes sucessões de fácies (da base para o topo): Cm + Ac + Ap + Am (Figura 10); Ac + Ap + Am; Ac + Am e, mais raramente, Ac + Ap. Poucos ciclos apresentam as fácies Fm na parte superior, sugerindo que os sedimentos finos não foram depositados ou foram erodidos pelos ciclos subseqüentes. Todas estas observações sugerem que, em alguns intervalos, feições de corte e preenchimento causadas por erosão, passagem de sedimentos e deposição são as razões para o aparecimento de ciclos incompletos. Esta última interpretação é corroborada pela presença de bases erosivas que são observadas em alguns ciclos de granodecrescência ascendente. Quando completos, os ciclos individuais podem atingir um máximo de 10 m de espessura. Entretanto, os ciclos incompletos, mais comuns em ocorrência, possuem entre 2 m e 4 m de espessura. Esta associação de fácies ocorre em dois contextos distintos: (a) como complexos amalgamados, formando um pacote de até 25 m de espessura, posicionados na porção superior do intervalo analisado ou (b) como pacotes delgados (máximo de 2 m), que ocorrem sobrepostos aos depósitos da AMF de frente deltaica, dominantes na porção inferior do intervalo estudado.



**Figura 10: Exemplo de associação de fácies do domínio fluvial com ciclo completo de Cm+Ac+Ap+Am (da base para o topo). Obs: este poço não dispõe de informação petrofísica. Escala Vertical: cada segmento corresponde a 2 m. Tamanho de grão: aumenta para a esquerda, mg: muito grosso, m: médio, a: argila.**

Com relação aos dados petrofísicos, os intervalos com maior influência fluvial mostram um comportamento relativamente homogêneo, sem tendências evidentes, como pode ser visto na figura 11. Entretanto, mesmo se considerando esta aparente homogeneidade, observa-se uma ampla variação nos valores de permeabilidade, de 0,0027 mD a 134 mD, enquanto a média de porosidade é de 12% (variando de 3% a um máximo de 25%).



**Figura 11: Associação de fácies fluvial. Ciclos métricos de fácies Ac+Ap+Am são comuns neste domínio, com a presença freqüente de clastos de folhelho indicando erosão e alta energia do fluxo. Escala Vertical: cada segmento corresponde a 2 m. Tamanho de grão: aumenta para a esquerda, mg: muito grosso, m: médio, a: argila.**

A presença de superfícies erosivas limitando os ciclos, associadas à ocorrência de arenitos com grânulos, moderadamente selecionados, com estratificação cruzada e laminações plano-paralelas, permite interpretar esta associação de fácies como depósitos de canais fluviais. O predomínio de arenitos grossos em ciclos incompletos com rara preservação dos depósitos de planície de inundação sugere canais fluviais arenosos entrelaçados, de alta energia e relativamente de baixa sinuosidade. Eventos erosivos relacionados com a migração de canais e retrabalhamento de depósitos marginais são interpretados pela presença de clastos de pelitos, fragmentos de plantas e carvão. Os depósitos mais delgados de canais fluviais que ocorrem intercalados com as AMF de frente deltaica na metade inferior da seção analisada sugerem um possível subambiente de planície deltaica. Já os pacotes mais espessos da porção superior indicam um ambiente de planície aluvial composta por uma rede de canais entrelaçados.

## Estratigrafia

A integração das descrições das fácies deposicionais, suas associações e o padrão (forma geral) observado nos perfis elétricos disponíveis permitiu a geração de um modelo estratigráfico esquemático que pode ser observado na Figura 12. Na mesma Figura também pode ser vista uma comparação entre o modelo estratigráfico proposto e a litoestratigrafia tradicional, tendo-se como base um perfil elétrico de um poço testemunhado.

A seguir são descritos os dois domínios deposicionais interpretados e a evolução estratigráfica do intervalo analisado. Blocos diagramas esquemáticos representando esta evolução podem ser apreciados na Figura 13.

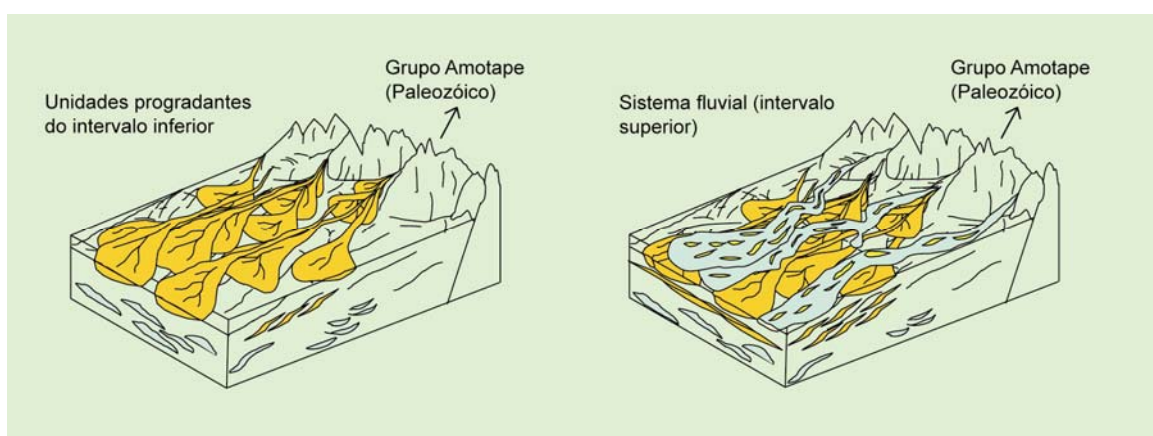
Litoestratigrafia	Raios Gama	Ciclos T/R	Superfícies importantes	Contexto Depositional	Tratos de Sist. 4 <sup>a</sup> Or.		
Fm. Lutitas Talara		??	disc.tect.	Água Profunda	TST/TSNA		
Formação Echinocyamus	Mb. Constancia				Deltaico	TST	
	Mb. Somatito Superior			 			Fluvial
	Mb. Somatito Inferior				FD pd	Domínio Deltaico Pro-delta (pd), Frente Deltaica (FD) e Planície Deltaica (PD) em apilhamento progradação	TSNA
	Mb. Verde				PD FD pd		
	Mb. Cabo Blanco				FD FD pd		
	Fm. Clavel				PD FD pd		
Fm. Ostrea			 	PD FD pd FD pd			

Figura 12: Gráfico comparativo entre a litoestratigrafia e este estudo. A litoestratigrafia foi baseada em Pozo (2002). T/R: Ciclos de Transgressão / Regressão. Superfícies importantes: LS (limite de seqüência), ST (superfície transgressiva), SIM (superfície de inundação máxima), lps (limite de parasseqüência). Associação Maior de Fácies: pd (pró-delta), FD (frente deltaica), PD (planície deltaica). Tratos de sistemas: TSNB (trato de sistemas de nível baixo), TST (trato de sistemas transgressivo), TSNA (trato de sistemas de nível alto).

## Domínios Depositionais

### Domínio deltaico (porção inferior)

Na porção inferior, a arquitetura dos reservatórios da Formação Echinocyamus mostra uma complexa sucessão de ciclos com granocrescência ascendente que, quando analisados individualmente, apresentam variável expressão vertical (de 25 m a 55 m). No entanto, o conjunto de todos estes ciclos mostra espessura relativamente constante na área de estudo (de 120 m a 180 m de espessura, ver seções estratigráficas na Figura 14), com leve tendência ao afinamento estratigráfico em direção sul.



**Figura 13: Representação esquemática dos eventos deposicionais relativos aos dois domínios identificados: deltaico (a) e fluvial (b). Sem escala.**

A análise dos testemunhos permitiu verificar que esta ciclicidade representa unidades geneticamente relacionadas, interpretadas aqui como sucessão de subambientes (AMFs) deltaicos, desde porções distais do pró-delta até porções mais proximais da frente deltaica ou planície deltaica. Estes ciclos, quando analisados conjuntamente, mostram uma leve tendência progradacional, reflexo do caráter progradante de todo o sistema devido à relação positiva ( $<1$ ) entre o aporte sedimentar e o espaço de acomodação. Os intervalos mais pelíticos que limitam os ciclos foram considerados como superfícies de inundação marinha e devem ser correlacionáveis ao menos na extensão de blocos tectonicamente controlados (escala dos jazimentos ou áreas produtivas), constituindo importantes barreiras verticais de fluxo. Ciclos de igual conotação genética foram definidos como parasseqüências por Van Wagoner *et al.* (1990).

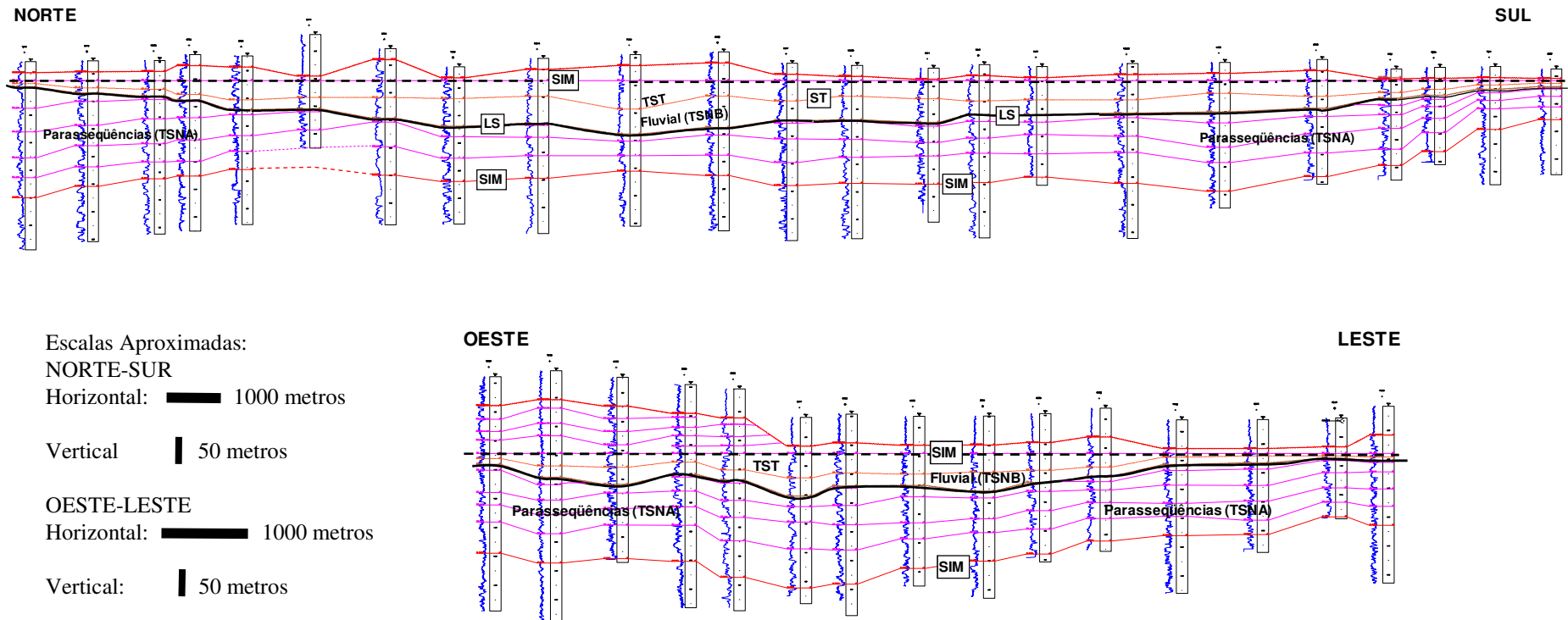


Figura 14: Seções estratigráficas da área estudada. Datum: superfície de máxima inundação (superior).

Linha Norte – Sul: A extensão total desta linha corresponde, aproximadamente, aos limites da concessão do Lote 10 na direção considerada. Observar que a incisão do sistema fluvial é mais intensa na parte central da seção, erodindo algumas das parasseqüências depositadas anteriormente.

Linha Oeste – Leste: A extensão total desta linha corresponde, aproximadamente, aos limites da concessão do Lote 10 na direção considerada.

O intervalo deltaico inferior, nesta direção, apresenta espessura relativamente constante.

Disc: Discordância, SIM: Superfície de Máxima Inundação, LS: Limite de Seqüência, ST: Superfície Transgressiva, TSNB: Trato de Sistemas de Nível Baixo, TSNA: Trato de Sistemas de Nível Alto



As parasseqüências mostram, ocasionalmente, contatos superiores do tipo gradual em vez de contatos abruptos como se esperaria para ambientes plataformais não estuarinos (Van Wagoner *et al.* 1990). Uma hipótese para esta situação é a ocorrência de subsidência local contemporânea à sedimentação, gerando um incremento gradual no espaço de acomodação no momento do evento de inundação marinha. Outra possibilidade a ser avaliada durante a fase de descrição petrográfica seria o aumento do teor de feldspato potássico em direção ao topo da parasseqüência, fato que resultaria em depósitos arenosos mais radioativos perto da superfície superior que limita a parasseqüência. Um fato interessante observado é que a curva de potencial espontâneo (SP), em muitos poços, mostra uma clara tendência de aumento de permeabilidade em direção ao topo das parasseqüências, o que poderia estar relacionado com o aumento da dissolução dos feldspatos durante a diagênese.

O controle estratigráfico na distribuição do cimento calcítico é bastante provável, embora não avaliado em detalhe neste estudo. Aparentemente, os níveis decimétricos de intensa cimentação por CaCO<sub>3</sub> estão localizados na porção superior das parasseqüências, similar a outros exemplos descritos na literatura (por exemplo, Ketzer *et al.* 2002). Também relacionadas com este processo, esporadicamente aparecem camadas de coquinas próximas aos limites de parasseqüências.

A ocorrência de fontes múltiplas, associadas com a existência de correntes paralelas, é muito provável de ter ocorrido durante a deposição do domínio deltaico, o que caracterizaria um sistema tipo delta entrelaçado (*braid delta system* de McPherson *et al.* 1987). Na definição original, este tipo de delta seria formado quando um sistema fluvial tipo entrelaçado prograda diretamente em um corpo de água. Este cenário torna possível o desenvolvimento de reservatórios com baixo teor de argila deposicional e grande continuidade lateral (dezenas ou centenas de quilômetros quadrados) quando comparados com os reservatórios do tipo *fan delta*. O intervalo deltaico aqui descrito é interpretado como um delta entrelaçado, possivelmente de múltiplas fontes, de caráter coalescente e desprovido de um leque aluvial claramente identificável em direção leste. Desta maneira, este modelo seria uma pequena modificação do modelo de delta entrelaçado do tipo C de McPherson *et al.* (1987, página 332, Figuraura C). Naquele modelo, este tipo de delta requer ou considera a presença de uma extensiva planície entrelaçada que seria alimentada por um leque aluvial originado na montanha. Este não

é o caso do domínio deltaico inferior da Formação Echinocyamus, principalmente porque existe uma pequena distância entre a zona principal de aporte (a cadeia de montanhas de Amotape, localizada em direção leste) e os reservatórios estudados.

### **Domínio fluvial (porção superior)**

Ao contrário da porção inferior descrita anteriormente, o domínio fluvial mostra padrão de perfil do tipo cilíndrico e/ou do tipo sino, típico de ciclos com granodecrescência ascendente, fato que corrobora a interpretação de um diferente compartimento genético (Figura 14). Desta forma, associado com a arquitetura de fácies descrita em testemunhos, foi possível interpretar a existência de uma superfície com caráter estratigráfico importante limitando a base do intervalo fluvial. Esta superfície, considerada como um limite de seqüência de conotação regional, provavelmente constitui uma significativa barreira ao fluxo vertical de fluidos dentro do reservatório. É importante salientar que o início da ocorrência do sistema fluvial pode variar estratigraficamente, dependendo da área e do grau de incisão deste sistema sobre o sistema deltaico sotoposto.

O sistema fluvial descrito é interpretado como um sistema entrelaçado cuja amalgamação de corpos arenosos canalizados indica um contexto de baixa taxa de criação de espaço de acomodação, ocasionando constantes avulsões e deslocamentos laterais da zona central de maior energia o que, por conseqüência, gera erosão e retrabalhamento dos depósitos de planície de inundação.

### **Tratos de sistemas e evolução estratigráfica**

Considerando a revisão bioestratigráfica feita por Pozo (2002), interpreta-se que cada parasseqüência do domínio deltaico representa uma ciclicidade de quarta ordem de variação relativa do nível do mar (baseado na hierarquia proposta nos ciclos descritos por Van Wagoner *et al.* 1990). Fatores climáticos podem ter afetado a história genética destes depósitos, não considerados nesta abordagem.

Este domínio deltaico está relacionado com um período de nível alto com grande espaço de acomodação. Associado a isto, uma grande carga de sedimentos estava disponível, permitindo a geração de unidades progradacionais típicas.

A entrada do sistema fluvial franco interrompe, de certa forma, a história evolutiva do domínio deltaico, representando um evento diferenciado que marca o início de uma nova seqüência, correspondendo a um trato de sistemas de nível baixo que apresenta caráter erosivo marcante em algumas áreas (Figura 14). Análises petrográficas preliminares (De Ros e Ketzer, comunicação pessoal) indicam que a composição detrítica e os constituintes diagenéticos mudam radicalmente nos reservatórios fluviais, quando comparados com os reservatórios da unidade sotoposta (deltaica), corroborando a interpretação da existência de uma discordância entre ambos.

Neste modelo, a sedimentação fluvial se desenvolve logo após o rebaixamento do nível de base, durante os primeiros estágios de subida do nível relativo do mar. Não ocorre o desenvolvimento de depósitos marinhos estuarinos de caráter transgressivo, relacionando-se todos os depósitos fluviais ao trato de sistemas de nível baixo. Em seguida, o sistema fluvial é afogado rapidamente, dando início ao trato transgressivo, onde novamente ocorre o desenvolvimento de unidades deltaicas, agora em caráter retrogradacional até a máxima inundação. Localmente (em especial na zona proximal a borda oeste do Lote 10) ainda é preservada alguma sedimentação relativa ao trato de sistemas de nível alto subsequente (não enfocados neste estudo), desenvolvido na porção superior da Formação Echinocyamus (correspondente, em linhas gerais, à unidade litoestratigráfica Membro Ballena).

## **Conclusões**

1- A seção estudada é composta por dois intervalos estratigráficos distintos, separados por uma discordância regional de quarta ordem. A porção inferior é caracterizada por depósitos deltaicos organizados em parasseqüências empilhadas em um padrão levemente progradacional, definindo um trato de sistemas de nível alto. A porção superior é constituída por corpos arenosos de canais fluviais amalgamados, definindo um trato de sistemas de nível baixo.

2- Com base nos conceitos de Estratigrafia de Seqüências, ambos os intervalos são identificáveis em perfis elétricos, fato que torna a interpretação genética aqui proposta passível de mapeamento em poços sem testemunhos.

3- A arquitetura de fácies aqui descrita resultou em um modelo estratigráfico que compartimenta o reservatório Echinocyamus em unidades genéticas que apresentam complexidade diferente das unidades litoestratigráficas convencionais. A correlação destes domínios deposicionais permitirá um melhor entendimento da sucessão vertical de intervalos de diferentes qualidades de reservatório. Em geral, este modelo é aplicável na extensão total do Lote 10, salientando que um mapeamento tridimensional de detalhe sempre é necessário para cada área em particular. As relações existentes entre as heterogeneidades estratigráficas, a distribuição espacial dos parâmetros petrofísicos dos reservatórios e a produtividade serão avaliadas em etapas futuras.

4- O reconhecimento de unidades genéticas e a correlação destas ao longo do campo representam elementos-chave para o entendimento das relações entre o padrão de empilhamento, largura, espessura, comprimento e geometria dos reservatórios. Análises seguintes incluirão estudos de petrofácies e reconhecimento de heterogeneidades diagenéticas dentro do arcabouço deposicional aqui proposto. Onde as petrofácies (ou associação de petrofácies, já considerando os efeitos diagenéticos) e unidades genéticas forem positivamente compatíveis, uma unidade de fluxo com boas características produtivas deve ocorrer, se o modelo hidrodinâmico for favorável.

### **Referências bibliográficas**

- ALLEN, J. R. L. Studies in fluvial sedimentation: bars, bar complexes, and sandstone sheets (low sinuosity braided streams) in the brownstones (L. Devonian), welsh borders. *Sedimentary Geology*, Amsterdam, v. 33, p. 237-293, 1983.
- BASHORE, W. M.; ARAKTINGI, U. G.; LEVY, M.; SCHWELLER, W. J. Importance of a geological framework and seismic data integration for reservoir modeling and subsequent fluid-flow predictions, In: YANUS, J. M.; CHAMBERS, R. L. (Ed.), *Stochastic Modelling and Geostatistic*. Tulsa, Okla. American Association of Petroleum Geologists, 1994. p. 159-175.
- BEGG, S. H.; KAY, A.; GUSTASON, E. R.; ANGERT, P. F. Characterization of a Complex fluvio-deltaic reservoir for simulation. *SPE Reservoir Evaluation & Engineering*, Richardson, Tx., v.11, n.3, p. 147-154, Sep. 1996. (Paper, 28398).
- CAROZZI, A. V.; PALOMINO, J. R. The Talara forearc basin: Depositional models of oil-producing Cenozoic clastic systems. *Journal of Petroleum Geology*, v. 16, p. 5-32, 1993.

- COLLINSON, J. D. Alluvial Sediments. In : Reading, H. G. (Ed.). *Sedimentary Environments : Processes, Facies and Stratigraphy*. 3. ed. Oxford : Blackwell Science, 1996. 688 p.p. 37-82. Chapter 3.
- DAUDT, J.; GROSSO, S.; SULLIVAN, M. D. Sea-level changes and tectonic influence in the deposition of the Cabo Blanco Member: Example of an Eocene Fluvio-Estuarine system in Talara Basin, NW Peru. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, v. 97, p. 67-80, 2004.
- DICKINSON, W. R.; SEELY, D. R. Structure and stratigraphy of forearc regions. *American Association of Petroleum Geologists. Bulletin, Tulsa, Okla.*, v. 63, p. 2-31, 1979.
- ESCHARD, R.; LEMOUZY, P.; BACCHIANA, C.; DÉSAUBLIAUX, G.; PARPANT, J.; SMART, B. Combining sequence stratigraphy, geostatistical simulations, and production data for modelling a fluvial reservoir in the chaunoy field (Triassic, France). *American Association of Petroleum Geologists. Bulletin, Tulsa, Okla.*, v. 82, p. 545-568, 1998.
- FILDANI, A. Analysis of two arc-associated basins and onset of their deep-water stages: Magallanes basin, Chile, and Talara basin, Peru. Stanford : Stanford University, 2004. Tese (Doutorado).
- FILDANI, A.; HANSON, A.; CHEN, Z.; MOLDOWAN, J. M.; GRAHAM, S.; ARRIOLA, P. R. Geochemical characteristics of oil and source rocks and implications for petroleum systems, Talara basin, northwest Peru. *American Association of Petroleum Geologists. Bulletin, Tulsa, Okla.*, v. 89, p. 1519-1545, 2005.
- GROBA, C.; GALLOSO, J.; REJAS, J.; LEYVA, J.; TOLEDO, R.; DAUDT, J. Analisis del Potencial por Recuperación Secundaria de la Formación Echinocyamus, Lote 10, Cuenca Talara, Perú. In : SEMINARIO INTERNACIONAL EN PRÁCTICAS DE EXPLORACIÓN Y EXPLOTACIÓN DE PETRÓLEO Y GAS - INGEPEP, 5., 2005, Lima, Perú. Anais... [S.l.: s.n.], 2005.
- HAMLIN, H. S.; DUTTON, S. P.; SEGIE, R. J.; TYLER, N. Depositional controls on reservoir properties in a braided delta sandstone, tirrawarra oil Field, South Australia. *American Association of Petroleum Geologists. Bulletin, Tulsa, Okla.*, v. 80, p. 139-156, 1996.
- KETZER, J. M.; MORAD, S.; EVANS, R.; AL-AASM, I. S. Distribution of diagenetic alterations in fluvial, deltaic, and shallow marine sandstones within a sequence stratigraphic framework: evidence from the Mullaghmore Formation (Carboniferous), New Ireland. *Journal of Sedimentary Research Tulsa, Okla.*, v. 72, p. 760-774, 2002.

- LEEDER, M. *Sedimentology and Sedimentary basins: from turbulence to tectonics*. Oxford, Blackwell Science, 1999, 592 p.
- LOWE, D. Sediment gravity flow II: depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*. Tulsa, Okla., v. 52, p. 279-297, 1982.
- McPHERSON, J. G.; SHANMUGAN, G.; MOIOLA, R. J. Fan-deltas and braid deltas : Varieties of coarse-grained deltas. *Geological Society of America Bulletin*, Boulder, v. 99, p. 331-340, 1987.
- MIALL, A. D. Architectural element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Science Review*, v. 22, p. 261-308, 1985.
- MIALL, A. D. Facies Architecture analysis in clastic sedimentary basins. In : KLEINSPEHN, K. L.; PAOLA, C. (Ed.). *New perspectives in basin analysis*. New York: Springer-Verlag, 1988. 453 p. p. 63-81.
- MIALL, A. D. *The Geology of fluvial deposits: Sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology*. Heidelberg, Springer-Verlag, 1996, 582 p.
- MOURIER, T.; MÉGARD, F.; RIVERA, L.; ARGUEDAS, A. P. L'évolution mésozoïque des Andes de Huancabamba (nord Pérou-Sud Ecuateur) et l'hypothèse de l'accrétion du bloc Amotape-Tahuin. *Bulletin de la Société Géologique de France*, Paris: Société Géologique de France, 1988, v. 4, p. 69-79.
- PINDELL, J. L.; TABBUTT, K. D. Mesozoic-cenozoic andean paleogeography and regional controls on hydrocarbon systems. In : TANKARD, A. J.; WELSINK, H. (Ed.). *Petroleum basins of South America*. Tulsa, Okla.: American Association of Petroleum Geologists, 1995, p. 101-128, (American Association of Petroleum Geologists Memoir 62).
- POZO, G. Bioestratigrafía de Alta Resolución y su Aplicación en la Identificación de Secuencias Crono-estratigráficas de Tercer Orden en el Paleógeno del Lote 10, Cuenca Talara, Perú. In : CONGRESO PERUANO DE GEOLOGIA, 11., 2002, Lima, Perú, Anais... Peru : Sociedad Geologica del Perú, 2002. p. 249-264.
- RAMÓN, J. C.; CROSS, T. A. Characterization and Prediction of Reservoir Architecture and Petrophysical Properties in Fluvial Channel Sandstones, Middle Magdalena Basin, Colombia. *Ciencia, Tecnología y Futuro*, Bucaramanga, Colombia, v. 1, n. 3, p. 19-46, 1997.
- STEINMANN, G. *Geología del Perú*. Carl Winters: Universitätsbuchhandlung, 1929. 448p.
- TANKARD, A. *Tectonic Framework of Basin Evolution in Peru*. 2002. 29p. Relatório Público publicado por Perupetro.

VAN WAGONER, J. C.; MITCHUM, R. M.; CAMPION, K. M.; RAHMANIAN, V. D. Siliciclastic Sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies. Tulsa, Okla.: American Association of Petroleum Geologists, 1990. 52p. (AAPG Methods in Exploration Series, 7).

**Artigo II:**

**Stratigraphy, petrology, and reservoir petrofacies of the Echinocyamus Formation (Lower Eocene, Talara basin, NW Peru): use of high-resolution characterization for improving reservoir development in a mature basin**





bulletin@aapg.org

03/07/09 10:37 AM

To jdautd@petrobras-usa.com

cc bulletin@aapg.org

ggillis@sugar-land.oilfield.slb.com

bcc

Subject AAPG Bulletin Manuscript Submission (BLTN09-048 Version 1)

Dear Jose Daudt:

You have successfully submitted your manuscript via the Rapid Review system. The journal office will review the PDF of your manuscript, there may be some changes needed prior to our sending the manuscript out for review.

Your Manuscript Number is: BLTN09-048 Version 1, take note of this number for future reference. You can log on to the Rapid Review system at any time to see the current status of your manuscript(s). The web address is <http://www.rapidreview.com/AAPG2/CALogon.jsp> and your username is josedaudt.

If you wish to contact the journal office, here's how:

AAPG Bulletin  
P.O. Box 979  
Tulsa, OK 74101-0979  
Phone: 918-560-2625  
Fax: 918-560-2632

Thank you for your submission.

AAPG Bulletin Staff

---

The sender of this message is responsible for its content and addressing. The receiver shall take proper care of it. Without due authorization, the publication, reproduction, distribution or the performance of any other action not conforming to Petrobras System internal policies and procedures is forbidden and liable to disciplinary, civil or criminal sanctions.

**Stratigraphy, petrology, and reservoir petrofacies of the Echinocyamus Formation  
(Lower Eocene, Talara basin, NW Peru): use of high-resolution characterization  
for improving reservoir development in a mature basin**

**Periódico:** Artigo submetido ao American Association of Petroleum Geologists.

**Autores:** José Alfredo Borges Daudt, Karin Goldberg, Luiz Fernando De Ros e Claiton Marlon dos Santos Scherer

**ABSTRACT**

The integration of high-resolution sequence stratigraphy and petrographic studies allowed the characterization of different genetic compartments in the reservoirs of the Echinocyamus Formation (Lower Eocene, Talara basin, Northwestern Peru). A succession of deltaic parasequences is stacked in a progradational style and cut by a fluvial system. Despite its limited thickness in the study area, the fluvial-prone interval has significant potential as an oil-bearing unit. Diagenesis was controlled by the depositional texture and by the immature detrital composition, which includes abundant sedimentary, metamorphic, and volcanic rock fragments. Together, these factors played an important role in determining the quality of these reservoirs, which have limited storage and flow capacity. The main diagenetic processes were mechanical compaction and cementation, mostly by smectite, calcite, and zeolite.

The detailed petrographic analysis made possible the characterization of twelve reservoir petrofacies based on differences in primary composition, depositional structures, textures, and the dominant diagenetic processes and products. Each depositional sub-environment or genetic compartment is characterized by a specific petrofacies association, and ranges of porosity and permeability. A statistical treatment of this information allowed the construction of a predictive model for reservoir quality that integrates high-resolution stratigraphy with the impact of diagenesis on the reservoir.

The deltaic domain is characterized by medium- and fine- to very fine-grained, very poorly to well-sorted sandstones. Delta plain deposits were interpreted as part of a braided delta with high-energy braided fluvial tributaries. Floodplain deposits were

seldom preserved. Reservoirs in this section are mainly composed of Rims-Compacted (43%) and Fine-Compacted (21%) petrofacies. These petrofacies are somewhat better reservoirs than the Fine-Compacted (31%) and Fine-Unsorted (19%) petrofacies found in the delta front domain, predominantly compounded by the lithofacies bioturbated sandstones.

The fluvial domain, on the other hand, exhibits better reservoir quality than the deltaic domain. This is mostly due to the coarser grain size and reduced mechanical compaction, which resulted in higher porosity and permeability. The fluvial section is sub-divided into upper and lower intervals. The lower interval is composed of Rims-Porous (33%) and Rims-Compacted (22%) petrofacies; the upper interval is made up of Rims-Compacted (42%) and Zeolite-Calcite (25%) petrofacies.

The integrated stratigraphic-petrologic model and the application of the reservoir petrofacies concept resulted in a powerful tool for evaluating reservoir development and quality. This approach will have a large impact on the management of these mature reservoirs.

## **INTRODUCTION**

The Echinocyamus Formation is one of the most important productive units in the Talara basin, especially in Block X (concession held by Petrobras Energía Peru). However, the extreme heterogeneity and low porosity and permeability of these reservoirs result in low hydrocarbon recovery. Estimates made by Petrobras Energía indicate that only 12-16% of the original oil in place (OOIP) is recovered through primary production what motivated the company to boost several water-flooding projects. These projects may increase recovery by 4 to 8% through the end of the contract in 2024 (Groba et al., 2005).

The objective of this paper is to define the main controls over reservoir quality and heterogeneity by the integration of high-resolution stratigraphy, sedimentary petrology, and basic petrophysical characterization. The resulting predictions of reservoir properties and quality provide a powerful tool for reservoir management, especially in mature assets where water or gas flooding are common.

A better understanding of these complex reservoirs will reduce uncertainty through the improvement of dynamic model simulation. Production optimization and the use of better reservoir management are also expected in the process. A comprehensive understanding of this complexity requires the integration of depositional and stratigraphic models. Diagenesis must be also integrated in the process as it plays an important role in modifying the original of porosity and permeability distribution.

## **GEOLOGICAL SETTING OF THE TALARA BASIN**

The Talara basin is located in northwestern Peru (Figure 1). It is a forearc basin (Dickinson and Seely, 1979) formed by the subduction of the oceanic Nazca plate beneath the South American continent. The depocenter lies between the Amotape Range and the Peru-Chile Arc-trench system (Figure 1). The basin is bounded to the north by the Dolores-Guayaquil Megashear, and to the south by the Cerro de Illescas High. The geometry and dimensions of the basin are poorly constrained: it is about 220 km (136 miles) long and 50 km (31 miles) wide. Hence, the total area is approximately 14,500 km<sup>2</sup>, three-thirds of that is located offshore.

The local segment of the Andean Belt, named Cordillera Real, connects the Central and Northern Andes (Fildani, 2004). It marks a change in the trend and topography of the Andes in central Peru and Ecuador. The change in the strike of the mountain chain from northwest to northeast (Mourier et al., 1988) is caused by the combined effects of kinematics and oblique subduction of the Nazca plate. This results in the development of widespread north-northeast wrench faults (Tankard, 2002).

The forearc setting is generally associated with low hydrocarbon potential. However, the Talara basin is one of the most prolific petroleum basins in the world. The area has predominantly marine source rocks, a relatively high geothermal gradient, and extensional tectonics. According to Carozzi and Palomino (1993), these features are related to the location of the Talara basin at the intersection of the Amazonas aulacogen, the Andean orogenic belt, and the subduction zone of the Peru-Chile trench.

The sedimentary fill of the Talara basin consists of Cretaceous to Oligocene deposits, which were extensively compartmentalized by northeastern-trending strike-slip faults (Tankard, 2002). Deposits in restricted sub-basins during the Cretaceous

made possible the accumulation of organic rich intervals o Muerto and Redondo Formation, possible source rock in Talara. Oligocene marine shales deposited in a coastal upwelling setting may have also generated oil (Higley, 2002; Fildani et al. 2005). Up to 9000 m (approximately 30,000 ft) of clastic sediments completed the filling of the main tectonically-controlled depocenters.

The Echinocyamus Formation consists of up to 400 m fluvio-deltaic sediments, which prograded from east to west during the Early Eocene (Ypresian to Lutetian). The source area was located in the Amotape Range (Figure 1; Daudt et al., 2004). These sediments form part of a regressive megacycle that spanned from the Paleocene-Early Eocene through the Middle Eocene. This cycle was ended abruptly by a new deformation and subsidence associated with the Inca Phase, the most important deformation phase of the Andean Cycle (Pindell and Tabutt, 1995).

The Echinocyamus Formation, which contains five members, overlies the marginal marine shales of the Clavel Formation (Fildani, 2004). They are, from base to top, the Cabo Blanco, Verde, Lower Somatito, Upper Somatito, and Constancia members. In some areas, a sixth member (the Ballena) is identified. According to Pozo (2002), who reviewed biostratigraphic data from wells in the Block X area, the Echinocyamus Formation was deposited during a span of 0.6 and 1.1 m.y.

## **METHODS, SAMPLING AND DEFINITIONS**

This study is based on the high-resolution stratigraphic framework presented by Daudt and Scherer (2006), who identified fluvial-dominated and deltaic-dominated successions that are separated by major stratigraphic surfaces (e.g. parasequence and sequence boundaries, transgressive and maximum flooding surfaces).

Eighty-nine representative samples were selected from cores in three wells for basic petrophysical analyses (porosity and permeability, unstressed values). Sixty-one of these samples were selected for thin-section preparation. The samples were vacuum-impregnated with blue epoxy resin and analyzed with a conventional petrographic microscope. Quantitative petrographic analyses were carried out by counting 300 points per thin section. The description included detrital composition, fabric, and texture, and the type, location, and paragenetic relationships of diagenetic constituents and pores, as

well as classification and provenance evaluation. Detailed petrographic analysis was performed using the Gazzi-Dickinson quantification method (Zuffa, 1985; 1987). The diagenetic stages eodiagenesis, mesodiagenesis, and telodiagenesis are used *sensu* Morad et al. (2000).

## **SEDIMENTOLOGY AND STRATIGRAPHY OF THE ECHINOCYAMUS FORMATION**

### **Lithofacies Description and Interpretation**

The facies model for the Echinocyamus Formation developed by Daudt and Scherer (2006) was based on the description of almost 260 meters (853 ft) of conventional cores from seven wells in the Block X area. The model is summarized below.

A total of eight major facies (lithofacies) were identified, most of them having particular grain-size ranges. A summary of these facies, their main characteristics, and the interpretation of the sedimentary processes is shown in Table 1. The facies code in this table is similar to that proposed by Miall (1978). Examples of the most important facies are shown in Figure 2.

### **Lithofacies Associations and Sub-environments of Deposition**

Considering the difficulty in distinguishing individual facies in electrical and radioactive logs, a Major Facies Association (MFA) scheme was devised. The MFA concept (Begg et al., 1996) is a variation of the concept of the architectural element, which was introduced by Allen (1983) and further developed by Miall (1985; 1988; 1996). It is a key methodology for analyzing facies architecture. A MFA does not directly represent an architectural element, but instead a facies association that is typical of a specific location within a depositional environment. It may include one or more architectural elements. By consequence, when compared to the individual architectural element, the MFA represents a higher order in the reservoir heterogeneity hierarchy. A MFA is referred in this article sometimes as sub-environment of deposition or interval.

Depositional systems are generically referred as domain or compartment (for instance, fluvial or deltaic). Section is a term that was used in a more unreservedly way and it may be applicable to a MFA or to a depositional system.

Table 2 is a summary of the recognized MFAs, their respective facies associations, and typical electrical log patterns. A brief description of these associations is presented below.

### **Prodelta MFA**

The prodelta MFA shows a predominance of the Fm, Fms, and Sb facies, with subordinate Sr and Sh facies. The grain-size of facies Sb and Sh in the prodelta MFA is somewhat finer than in the same facies at the delta front MFA. Horizontal bioturbation is rare to common, and characteristic of the *Cruziana* ichnofacies. This MFA is not considered to be a reservoir.

### **Delta Front MFA**

The delta front MFA usually overlies the prodelta MFA in a gradational fashion, and has a clear predominance of the Sb and Sr facies. The Sh, St, Sm, and Fm facies are much less common. The sands are normally finer-grained than the same facies in the fluvial or delta plain MFA.

The vertical succession of facies does not show a clear cyclicity, but the ichnofacies succession (*Skolithos* and *Cruziana*) suggests that bioturbation generally decreases upwards. The *Skolithos* (predominantly vertical bioturbation) is located mainly in the upper part of the cycles. The alternation of ichnofacies suggests the occurrence of high-frequency progradational events within the delta front MFA. These events, which were not mapped in detail, are below the resolution of electrical logs.

### **Delta Plain MFA**

The delta plain MFA is very similar to the fluvial MFA, which sometimes makes difficult to distinguish them in electrical logs. The high-energy depositional setting

prevents the preservation of fine-grained, lower energy depositional elements typical of a delta plain. The most common facies in this domain are Gm, Sh, St, Sm, and Fm.

Delta plain deposits are sometimes absent at the top of the parasequence sets. They may occur in parasequences “A” and “B” in which progradation is more significant. However, the preservation of the delta plain deposits may be limited in areas where the overlying fluvial system has a more erosive character.

### **Fluvial MFA**

The fluvial MFA normally shows composite cycles with the following three-fold facies succession (from base to top): Gm, St, Sh, and Sm; St, Sh, and Sm, St and Sm and more rarely, St and Sh. A few cycles have Fm facies at the top, which suggests that finer sediments were not deposited or were eroded by subsequent cycles. Erosive bases are observed in some fining-upward cycles. When complete, individual cycles are up to 10 meters (32 ft) thick.

For practical purposes, the fluvial domain was sub-divided into upper and lower intervals, based on a shale that marks the first significant flooding event after the basal fluvial. This shale separates underlying cylindrical log profiles from the overlying serrate heterolithic pattern. This marker seems to be correlatable across the study area.

The lower fluvial deposits form amalgamated complexes and occur as packages up to 25 meters (82 ft) thick, typical of a context with reduced accommodation. Thin packages, up to 2 meters (6.5 ft) thick for individual sand bodies, normally with shale intercalations, are present in the upper fluvial interval indicating a gradual increase in accommodation.

### **Stratigraphic Framework and Evolution**

Applying sequence stratigraphic method requires an accurate sedimentological analysis to identify significant stratigraphic surfaces (Catuneanu, 2006). This was achieved by integrating the facies architecture analysis and the general stacking pattern observed in electrical logs, thereby providing a predictive stratigraphic model for the unit (Figure 3). The general stacking and distribution of the interpreted genetic units are



shown in the stratigraphic cross sections (Figure 4a and 4b), located in two important oil producer areas, Somatito-B1 (Figure 4a) and Ballena-B9 (Figure 4b). Both sections are good examples of the stratigraphic evolution of this unit in the Block X area, as will be discussed below.

In the lowermost section, the reservoir is a complex succession of coarsening-upward cycles of thickness varying from 25 to 55 m (82 to 180 ft). Core analysis indicates that these cycles represent genetically-related units, interpreted as a succession of deltaic sub-environments (MFAs), that vary from distal prodelta to more proximal portions, such as delta-front and delta-plain. The fine-grained intervals bounding the cycles were interpreted as marine flooding surfaces. These cycles show an overall progradational trend. They may reach thicknesses between 120 and 180 m (393 and 590 ft), with a subtle thinning towards the south. Van Wagoner et al. (1990) defined similar stacking patterns as parasequence sets.

The progradational parasequence set in the deltaic domain represents a change in relative base level, with a gradual reduction in accommodation towards the top of the group of parasequences (interval from parasequence “D” to “A”). The larger proportion of delta-plain deposits in parasequences “A” and “B”, compared to “D” and “C”, is evidence of this decrease in accommodation. This may be related to the progradational stacking pattern typical of final stages of a highstand system tract. Sediment load, which was presumably high due to the basin configuration, also contributed to the progradational stacking pattern. This is interpreted as a braided delta type succession (cf. McPherson et al., 1987), due to the combination of well-developed, high-energy braided fluvial distributaries and very limited floodplain deposits.

Fluvial sediments overlie the deltaic domain. Cylindrical and/or bell-shaped gamma-ray log signatures typify the active and abandoned channel deposits of a fluvial system. The change in log pattern coincides with a change in the facies architecture identified in cores and defines a regional surface at the base of the fluvial system. This surface, which is interpreted as a third-order sequence boundary, corresponds to the Ypresian-Lutetian limit (Pozo, personal communication). Its stratigraphic expression is controlled by the magnitude of erosion of the underlying parasequence, and it may represent a major vertical flow barrier. As the amount of the erosion is highly variable, the parasequence immediately below the fluvial deposits is often incomplete and it was

named "remnant of parasequence A" (Figure 3). Parasequences "A" and "B" are locally incomplete, depending on the degree of incision made by the fluvial system.

The fluvial system is interpreted as a braided river system characterized by low accommodation. This conclusion is supported by the amalgamation of sand bodies and by the erosion of floodplain deposits that was caused by avulsion and lateral shifting of channels. The more frequent shale intercalations in the upper part of the fluvial system suggests increasing accommodation as the fluvial system evolves.

The regional surface that bounds the base of the fluvial domain is interpreted as the beginning of the lowstand system tract. A semi-regional isopach map of the fluvial system in Block X (Figure 5) highlights the general east-west trend. Marine deposits overlie the fluvial system in a retrogradational stacking pattern typical of a transgressive system tract. This persists until the maximum flooding event and, after this, the deltaic system progrades again in a normal regression fashion.

## **PETROGRAPHIC ANALYSIS**

### **Texture, Detrital Composition and Provenance**

Depositional texture strongly influences reservoir quality, as depositional porosity is mostly a function of sorting, and permeability is directly related with grain size and sorting (Beard and Weyl, 1973).

The samples from the Echinocyamus Formation range from very fine- to very coarse-grained, and well- to poorly-sorted sandstones (Table 3). They are dominantly feldspathic litharenites (*sensu* Folk, 1968), with an average composition of  $Q_{35}F_{25}L_{43}$ . There are also subordinate amount of litharenite and lithic arkose (Figure 6). Monocrystalline quartz grains of plutonic origin predominate showing abrupt extinction, and monocrystalline grains with wavy extinction and polycrystalline grains with granoblastic and stretched textures of metamorphic origin are also common (Table 3). Plagioclase is more common among the detrital feldspars, and dominate the potassic series (Table 3). Volcanic rock fragments are dominantly of andesitic composition and aphyric, lathwork, ophitic, microlithic, and trachytic textures are extremely abundant, even dominant in several samples. Low-grade metamorphic (phyllites and schists),

meta-sedimentary, and meta-volcanic rock fragments are common in other samples. Sedimentary rock fragments (mostly mudstones, but also cherts, siltstones, and sandstones) are also common (Table 3). Plutonic rock fragments of granitic-gneissic composition are less common. Some samples correspond to hybrid arenites (*sensu* Zuffa, 1980), rich in intrabasinal carbonate, phosphate bioclasts or mud intraclasts, and have an extrabasinal fraction similar to that of the dominant lithic or feldspathic sandstones.

The deltaic domain is mostly composed of medium and fine to very-fine grained, very poorly to well-sorted sandstones. Their detrital composition comprises quartz (monocrystalline 7 to 25% of bulk rock volume, average 16%; and polycrystalline 0-12%, average 4%), K-feldspars (0-6%, average 3%), plagioclase (1-6%, average 3%), and rock fragments (metamorphic 5-18%, average 12%; volcanic 1-20%, average 7%; plutonic 0-11%, average 3%; sedimentary 0-7%, average 4%). Common accessory minerals include biotite (0-7%, average 1%), muscovite (0-4%, average 1%), epidote (0-3%, average 1%), and chlorite (0-2%, average 0.3%). Locally these sandstones may include mud intraclasts (0-12%, average 2%) and carbonaceous fragments (0-2%, average 0.3%).

Some hybrid and carbonate rocks in the deltaic domain are rich in carbonate bioclasts (up to 12%) of pelecypods, foraminifers, and ostracodes. It may also include glauconite peloids (up to 3%).

The fluvial domain comprises medium- to coarse-grained, moderately to poorly-sorted sandstones. Detrital composition includes quartz (monocrystalline 5-17%, average 13%; and polycrystalline 0-13%, average 3%), K-feldspars (0-8%, average 3%), plagioclase (1-10%, average 3%), and rock fragments (volcanic 4-26%, average 12%; metamorphic 4-23%, average 13%; plutonic 0-10%, average 4%; sedimentary 0-8%, average 3%). Common accessory minerals are biotite (0-2%, average 0.7%), epidote (0-2%, average 0.7%), and muscovite (0-1%, average 0.4%). These sandstones may also contain mud intraclasts (0-11%, average 1%) and carbonaceous fragments (0-3%, average 0.2%). Hybrid sandstones assigned to the fluvial domain contain pelecypod bioclasts (up to 10%).

This composition indicates a mixed provenance. Sediments are derived from several tectonic settings and processes: from magmatic arc, recycled orogen and

basement uplift (*sensu* Dickinson, 1985; Figure 7). Samples from the delta domain plot in recycled orogen and dissected arc fields. Fluvial sandstones show samples that plot in the recycled orogen and dissected-transitional arc fields (Figure 7).

### **Diagenetic Composition and Paragenesis**

The depositional distribution of porosity and permeability in sandstones found in tectonically active settings, such as forearc or foreland basins, is often modified substantially by diagenetic processes. This is mostly related to the susceptibility of unstable lithic, feldspathic, micaceous, and heavy-mineral grains to diagenetic alterations. Diagenesis is the main factor affecting the porosity and permeability of most lithic or feldspathic sandstones, and thereby affects fluid storage and flow within the reservoir (Surdam and Boles, 1979; Moraes and Surdam, 1993; Smosna and Bruner, 1997).

The most common diagenetic constituents in the Echinocyamus Formation are smectite, calcite, albite, quartz, mud pseudomatrix, pyrite, and titanium minerals. Smectite occurs as intergranular rims (Figure 8a) and coatings, and as microcrystalline aggregates that replaces grains, primarily volcanic rock fragments. Coarsely-crystalline calcite occurs as intergranular pore-filling cement (Figure 8b), and replaces feldspar and other detrital grains. Microcrystalline, intergranular displacive calcite cement occurs only in the deltaic section, in three samples of hybrid arenites (*sensu* Zuffa, 1980) rich in carbonate bioclasts. Microcrystalline albite (Figure 8c) commonly replaces feldspar grains but it also occurs as intergranular overgrowths or discrete crystals. The compaction of mud intraclasts produces pseudomatrix (Figure 8d). Intergranular and grain-replacive pyrite displays coarsely-crystalline, microcrystalline, or framboidal habits. Microcrystalline titanium minerals replace mostly detrital heavy minerals and finely-crystalline rock fragments. Coarsely-crystalline, pore-filling zeolite (Figure 8e), and microcrystalline, intergranular, and grain-replacive siderite occur only in samples from the fluvial section.

In the deltaic domain, the predominant diagenetic minerals are intergranular (0-14.3% in volume, average 5.1%) and grain-replacive (0.7-13%, average 4.2%) smectite, intergranular (0-21%, average 3%) and replacive (0-13%, average 1%) calcite, and

intergranular (0-2%, average 0.4%) and replacive (0-15%, average 4%) albite. Intergranular displacive calcite (0-42%, average 1%) is significant only in hybrid arenites. Mud pseudomatrix (0-13%, average 2.5%), quartz overgrowths (0-5%, average 1%), intergranular (0-2%, average 0.2%) and replacive (0-3%, average 0.2%) pyrite, and grain-replacive Ti minerals (0-4%, average 0.4%) also occur.

In the fluvial domain, the most abundant diagenetic minerals are also intergranular (0-20%, average 8.4%) and replacive (0-15.6%, average 4.9%) smectite, intergranular (0-13%, average 1%) and replacive (0-5%, average 0.2%) calcite, and intergranular (0-2%, average 0.1%) and replacive (0-10%, average 3%) albite. Fluvial samples also bear coarsely-crystalline, pore-filling zeolite (0-6%, average 0.2%), and microcrystalline siderite as intergranular pore-fill (0-2%, average 0.1%) and as a grain-replacive mineral (0-2%, average 0.2%). Pseudomatrix (0-4%, average 0.2%), quartz overgrowths (0-2%, average 0.5%), intergranular (0-4%, average 0.1%) and replacive (5%, average 0.2%) pyrite, and grain-replacive Ti minerals (0-3%, average 0.5%) occur in lesser amounts.

The paragenetic sequence that affects the *Echinocyamus* sandstones is summarized below and shown in Figure 9.

- 1) Pre-compactional cementation by microcrystalline calcite (only in bioclastic hybrid arenites).
- 2) Precipitation of microcrystalline or framboidal pyrite, which commonly replaces or fills bioclasts or intraclasts.
- 3) Minor precipitation of microcrystalline siderite by replacing micaceous and mud intraclastic grains.
- 4) Alteration of chemically unstable volcanic rock fragments and detrital heavy minerals into smectitic clay minerals.
- 5) Precipitation of coatings and rims of smectitic clay minerals, which cover grains and locally fill pores.
- 6) Precipitation of authigenic titanium minerals, which commonly replaces detrital heavy minerals and volcanic rock fragments.
- 7) Mechanical compaction mostly affects low-grade metamorphic and sedimentary rock fragments and mud intraclasts, which were partially converted into pseudomatrix.

- 8) Limited chemical compaction by intergranular pressure dissolution.
- 9) Precipitation of minor, discontinuous quartz overgrowths on quartz grains.
- 10) Precipitation of microcrystalline albite by partially replacing feldspar grains, and precipitation of minor, discontinuous albite overgrowths.
- 11) Precipitation of coarsely-crystalline zeolite, which partially fills intergranular pores after the coating by smectite rims.
- 12) Precipitation of coarsely-crystalline calcite by partially filling intergranular pores after the smectite rims and by replacing grains.
- 13) Partial dissolution of feldspar and lithic grains, and diagenetic calcite, zeolite, smectite, and albite.

### **Reservoir Petrofacies**

Reservoir petrofacies are defined by a combination of depositional structures, textures, primary composition, and diagenetic features. These diagenetic processes and products correspond to defined ranges of porosity and permeability, and to characteristic log and seismic signatures (De Ros and Goldberg, 2007).

Twelve reservoir petrofacies were defined in the Echinocyamus Formation by the petrographic analysis. They are described below, roughly in order of quality. The best reservoir petrofacies is listed first and the worst last. Table 4 summarizes log properties, such as porosity and permeability (derived from petrophysics), total petrographic macroporosity, and effective petrographic macroporosity (evaluated in thin sections).

- 1) Rims-Porous: The sandstones are medium to coarse-grained, and moderate to well-sorted. They have abundant volcanic and metamorphic rock fragments, continuous, well-defined smectite rims and coatings (average 8.4%), and intragranular smectite (average 3.7%, mainly replacing volcanic fragments). Compaction is moderate (Figure 10a). The petrophysical porosity is high (average 16.4%), and the permeability is relatively good (average 10.7 md). The average petrographic macroporosity is 9% (up to 14.3%), and an effective porosity (i.e., the sum of connected, intergranular, fracture, and shrinkage macroporosity) averages 5.8% (up to 10 %). Twenty-three percent of the samples from the fluvial domain were

assigned to the Rims-porous petrofacies. Only 6% of the samples in the deltaic section belong to this petrofacies.

- 2) **Intraclastic:** These sandstones are medium to coarse-grained (occasionally conglomeratic), poorly to very poorly sorted. They have continuous, well-defined smectite rims (average 5.7%) and moderate to intense compaction. Microcrystalline, intragranular smectite also occurs, but mainly as a replacement product of volcanic rock fragments (average 2.5%). This petrofacies contains abundant mud intraclasts (average 5.6%; Figure 10b), and derived pseudomatrix (average 0.9%). It is locally cemented by pore-filling calcite and zeolite. The average petrophysical porosity is 15.8% and average permeability is 5 md. Permeability values are not statistically representative, because some plugs were damaged during analysis and removed from the data set. Petrographic macroporosity averages 9.3%, and the effective porosity averages 5.6%. Intraclastic petrofacies corresponds to 10% of the samples in the fluvial section, and 6% in the deltaic.
- 3) **Conglomeratic:** Conglomeratic sandstone are very poorly sorted, with thin, continuous smectite rims and coatings (5.3%), and moderate compaction. They are very rich in meta-sedimentary (16.3%) and volcanic (11.3%) rock fragments (Figure 10c). The petrophysical porosity is 17.5% and the permeability is 2.4 md. The total petrographic macroporosity is 7%, and effective porosity is 3%. This petrofacies was recognized in only one sample (from the fluvial domain).
- 4) **Overgrowths:** The sandstones are medium-grained and moderately sorted. They present thin, discontinuous rims (average 1.6%), and are cemented by discontinuous quartz (average 3.1%) and albite (average 1.4%) overgrowths (Figure 10d). A relatively high proportion of intragranular smectite replacing volcanic rock fragments (average 3.7%) was also identified. The average petrophysical porosity is 13.4%; permeability is 16.8 md but varies from 0.8 to 36.5 md. The petrographic total macroporosity averages 13.4% and the effective porosity averages 5.4%. This petrofacies corresponds to only 3% of the samples described in the fluvial section and 6% in the deltaic domain.

- 5) Rims-Compacted: Fine to coarse-grained sandstones, poorly to well sorted, with continuous coatings and rims of smectite, moderate to strong compaction, and minor pore-filling calcite cementation (Figure 10e). The average petrophysical porosity is 12.2%, and an average permeability of only 0.5 md. This indicates a moderate storage but limited flow capacity, probably due to the high proportion of smectite in the form of intergranular rims (average 11.2%), and intragranular microcrystalline smectite replacing volcanic fragments (average 5.9%). The total petrographic macroporosity averages 6.1%, and the effective porosity averages 3.6%. This petrofacies occurs in around 30% of the samples in the fluvial section, and 23% of the samples in the deltaic. It represents one of the most important petrofacies in both domains.
- 6) Zeolite-Calcite: This petrofacies consists of fine to medium-grained sandstones, moderate sorted, with continuous coatings and rims of smectite (average 5%), conspicuous zeolite and calcite pore-filling cementation (average 2.0% and 1.8%, respectively; Figure 10f), and moderate to strong compaction. Microcrystalline, intragranular smectite (average 5%) is product of the replacement of volcanic rock fragments. The average petrophysical porosity is 12.1%, and average permeability is 7.6 md, although the permeability range is influenced by one sample with 31.7 md. The total petrographic macroporosity averages 7.6%; and the effective porosity averages 4.9%. The Zeolite-Calcite petrofacies, which was identified only in the fluvial section, comprises about 17% of the total samples described in this domain.
- 7) Fine-Porous: The sandstones in this petrofacies are very fine to fine-grained, and well-sorted. They have very thin, discontinuous smectitic rims (average 2.3%), intragranular or microcrystalline smectite (average 4.5) and quartz overgrowth (average 4.7%; Figure 11a). This petrofacies is represented by two samples, which limits its statistical significance. The average petrophysical porosity is 10.1%, and the permeability is 2.8 md, while average total petrographic macroporosity is 11.2% and effective porosity is 5.3%. This petrofacies was recognized only in the deltaic domain only, where it occurs in 6% of the samples.
- 8) Post-Compacted-Calcite: Fine to coarse-grained, moderately sorted sandstones. They present thin smectite rims and coatings (average 1.4%), and intragranular



microcrystalline smectite, which replaces volcanic rock fragments (average 2.1%). Abundant, post-compactional, pore-filling calcite cementation (average 16.7%; Figure 11b) and minor compaction were also observed. The average petrophysical porosity is low (5.2%), as is the permeability (0.08 md). This is consistent with the average petrographic total macroporosity (2.5%) and effective porosity (0.6%). This petrofacies is uncommon: it represents 6% of the samples in the deltaic domain and 3% of the samples in the fluvial domain.

- 9) Pre-Compacted-Calcite: The sandstones are fine to medium-grained, very poorly-sorted, commonly conglomeratic hybrid arenites (*sensu* Zuffa, 1980). They are usually rich in carbonate bioclasts (mostly mollusks). Phosphate bioclasts, pervasively cemented by mainly microcrystalline, pre-compactional calcite (average 26%; Figure 11c) also occurs. Smectite replaces volcanic rock fragments (average 2%) and rarely forms intergranular coatings (0.4% in one sample). The average petrophysical porosity and permeability indicate very poor reservoir quality (5.4%; 0.02 md), as do the very low values of petrographic macroporosity (average 0.7%) and effective porosity (average 0.3%). This petrofacies was assigned to 6% of the samples of the deltaic domain and to 3% of the fluvial.
- 10) Smectite-Filled: This petrofacies consists of medium-grained, poorly-sorted, and strongly compacted sandstones. It is rich in volcanic rock fragments (8.7%), and extensively cemented by pore-filling smectite (20% by volume; Figure 11d) and microcrystalline intragranular replacive smectite (15.6%). The petrophysical porosity is 12.7%, and the permeability is 0.7 md. The petrographic macroporosity is also very low (3% total porosity; 0.3% effective porosity). This petrofacies is represented by a single sample from the fluvial domain.
- 11) Fine-Unsorted: The sandstones are fine to very fine-grained, very poorly-sorted, and rich in volcanic rock fragments (average 5.3%) and mud intraclasts (average 8.1%) that are partially compacted into pseudomatrix (average 11.6%; Figure 11e). Smectite is present as intergranular, discontinuous coatings (average 4.5%). It replaces volcanic and metamorphic rock fragments (average 6.2%). The petrophysical porosity is good (average 10.1%), but the permeability is very low (average 0.01 md). The total petrographic macroporosity averages 0.7%, and the

effective porosity averages 0.4%. The large difference between petrophysical and petrographic porosities is related to the presence of pseudomatrix and authigenic smectite, which have high microporosity. This petrofacies was recognized only in the deltaic section, which represents about 10% of the samples from this domain.

12) Fine-Compacted: Fine to very-grained, well to poorly-sorted, mostly moderately-sorted sandstones. They contain abundant meta-sedimentary rock fragments (average 11.8%), biotite (average 2.7%), and mud intraclasts (average 2.6%) that are partially compacted into pseudomatrix (3.8%; Figure 11f). These samples have undergone substantial compaction, as well as partial and heterogeneous syn-compactional calcite cementation (average 4%). Smectite appears as intergranular coatings and rims (average 4.7%, up 13.3%); it also replaces volcanic rock fragments (average 4.9%). The petrophysical porosity and permeability average 11.1% and 0.2 md, respectively. However, the average for petrographic total porosity and effective porosity are very low (2.3% and 1.4%, respectively). The significant difference between petrophysical and petrographic porosity is attributed to the high amount of pseudomatrix and authigenic smectite, which increase the contribution of microporosity. This petrofacies represents 29% of the samples in the deltaic section. Only 3% of the samples in the fluvial section were assigned to this petrofacies.

### **Porosity Reduction Processes**

Reservoir quality in the Echinocyamus Formation is largely controlled by depositional texture (grain size and sorting) and by diagenesis. The diagenetic processes that most affected porosity and permeability are compaction and cementation by smectite, calcite, and zeolite. Some petrofacies (e.g. Rims-Compacted, Fine-Compacted) are characterized mainly by the extent of compaction and its effects on porosity. In other petrofacies, however, diagenetic processes have little effect on the porosity, but a large effect on the permeability. This includes the Rims-Compacted, Fine-Porous, and Smectite-Filled petrofacies.

Plotting intergranular volume *versus* intergranular cement volume (cf. Houseknecht, 1987; modified by Ehrenberg, 1989) helps to identify the main processes that reduce porosity in the different petrofacies (Figure 12). The porosity of all samples is primarily reduced by compaction, compared to cementation. The Pre-Compacted-Calcite petrofacies is an exception. This is a direct result of the mechanically weak framework of the sandstones, which are rich in sedimentary, meta-sedimentary, and altered volcanic rock fragments, and in mud intraclasts. This effect is maximized for the Fine-Compacted, Fine-Unsorted, and Intraclastic petrofacies.

The typically poor reservoir quality of the reservoirs is indicated by the low values of intergranular porosity in most of the samples. The Rims-Porous petrofacies has better reservoir quality than the other petrofacies.

### **Diagenetic Evolution of the Petrofacies**

The diagenetic evolution of the twelve petrofacies shows more similarities than differences. This is the result of similar burial history and detrital composition of most samples. Figure 13 summarizes the diagenetic processes and their effect upon reservoir quality.

The Rims-Porous petrofacies underwent relatively limited compaction and cementation after the authigenesis of continuous smectite pore-linings. This promoted a better preservation of porosity. In contrast, Rims-Compacted and Zeolite-Calcite petrofacies experienced more compaction (for the former) and cementation (for the latter), both processes that decrease reservoir quality. Porosity reduction through pre-compactional cementation was important only in the Pre-Compacted-Calcite petrofacies. This is probably related to high-frequency marine reworking events, which are more common in the delta front MFA (see comments below). This process depends upon the availability of carbonate released by dissolving bioclasts and/or from seawater (cf. Morad et al., 2000; Ketzer et al., 2002; 2004; 2005). Cementation was also important in the Overgrowths and Post-Compacted-Calcite petrofacies, apparently due to the limited development of smectite pore-linings, resulting in very poor reservoir quality. Reservoir quality is also poor in the Smectite-Filled petrofacies, in which a combination of abundant smectite cementation and intense mechanical and chemical

compaction resulted in severe porosity reduction. The Conglomeratic and Intraclastic petrofacies have moderate reservoir quality. This is mostly the result of depositional texture (poor sorting), limited smectite authigenesis, and compaction. The fine-grained Fine-Porous, Fine-Unsorted, and Fine-Compacted petrofacies have moderate to poor reservoir quality. The permeability was originally limited by depositional texture. In the Fine-Compacted petrofacies, the permeability was further reduced by intense mechanical compaction and intergranular pressure dissolution.

Differences between the diagenetic evolution pathways, and the resulting differences in porosity and permeability, are mostly the product of variations in depositional texture and composition that are controlled by depositional facies and stratigraphic setting, and by their interactions with fluid composition, flow patterns, burial overburden, and temperature (cf. De Ros, 1996; De Ros and Goldberg, 2007). Figure 14 (a, b) shows the relationship between porosity and permeability for some of the more important petrofacies.

## **AN INTEGRATED MODEL: TOOL FOR RESERVOIR QUALITY PREDICTION**

High-resolution stratigraphy provided the major constraint for a reservoir petrofacies model. By using this stratigraphic framework, it was possible to predict facies and petrofacies associations, and thus, diagenetic processes and reservoir quality in the Echinocyamus Formation.

The fluvial section generally has better reservoir quality than the deltaic section. Porosity distribution is similar in both, which indicates similar storage capacity. However, the permeability is higher in the fluvial domain (Figure 15). Petrographic analysis also indicates that the fluvial sandstones have better reservoir quality than the deltaic section (Figure 16).

Table 5 is a more detailed summary of genetic units. The fluvial domain is subdivided into upper and lower intervals, and the deltaic domain into delta plain and delta front MFA's. The table also shows the petrofacies associations in each genetic unit, the proportion of individual petrofacies in each unit, and the corresponding reservoir parameters. This reflects only the samples present within a specific compartment. For

example, the minimum values in each stratigraphical interval (listed under “Summary of Weighted Values”) is an estimate of each parameter that averages the minimum values for each petrofacies in that interval. All the minimum values were weighted according to the relative abundance of the individual petrofacies. This statistical summary excludes the shaly intervals that are distributed sporadically in these units, and focuses on intervals that are potentially productive.

The deltaic domain was sub-divided into three intervals (major facies associations or sub-environments of deposition): prodelta, delta front, and delta plain. The prodelta is not considered a potential reservoir due to high mud content.

The Sb is the most important lithofacies in the delta front interval. It is bioturbated to varying degrees. The most representative reservoir petrofacies in this interval are Fine-Compacted (31%) and Fine-Unsorted (19%). As discussed in the previous section, variations in depositional texture (including the intensity of bioturbation) have greatly affected the reservoir quality, especially in the fine-grained petrofacies, as is the case of the delta front interval. Bioturbation mixes fine and coarse-grained sediments, which reduces permeability (average 0.77 md). Porosity seems to be less affected (average 10.6%).

The most representative reservoir petrofacies in the delta plain interval are Rims-Compacted (43%) and Fine-Compacted (21%). The delta plain is interpreted as a braided, high energy proximal part of the delta system, and is similar to the fluvial interval but of lesser thickness. It is sometimes difficult to recognize the sequence boundary that separates the two intervals. Delta plain deposits consist of high-energy lithofacies, such as Gm and coarse-grained Sh, St, and Sm. This is comparable to the fluvial section, which has a similar electric log patterns. Evidently, the delta plain deposits occur at the top of progradational cycles (parasequences). The reservoir quality is lower in this interval (average porosity: 11.8%; average permeability: 4 md), compared to the lower fluvial section. The main reason for this difference, despite the depositional similarities, is the absence of the best reservoir petrofacies (Rims-Porous) in the delta plain.

The lower fluvial interval is characterized by the predominance of high energy lithofacies such as Gm, St, Sh, and Sm (Table 2). This is indicative of reservoirs deposited in a low accommodation setting, where active channels were more frequent.

Electric log profiles have a blocky or cylindrical shape. The petrofacies association is dominated by Rims-Porous (33%) and Rims-Compacted (22%) petrofacies, and secondarily by Intraclastic and Zeolite-Calcite petrofacies (11% each). Table 5 indicates that this interval has the best flow and storage capacities. However, the high smectite content reduces fluid movement and oil recovery. Nevertheless, the reservoir quality of the fluvial section is clearly better, due to the high proportion of the Rims-Porous petrofacies in which porosity is preserved after eodiagenetic smectite pore-lining. This effect yields higher values of weighted porosity (average 14%) and permeability (average 8.5 md), compared with other intervals.

The upper fluvial section is composed mainly of lower energy fluvial deposits: fine-grained sandstones of St, Sh, and Sm lithofacies. The channel sand bodies are intercalated with overbank fines (Fm lithofacies), which represents either early channel abandonment or better conditions for floodplain preservation in a slightly higher accommodation setting. Electric logs profiles normally have serrated/heterolithic patterns. The Rims-Compacted (42%) and Zeolite-Calcite (25%) petrofacies are the most important in this interval, which explains the poorer petrophysical properties (average porosity: 12.2%; average permeability: 0.25 md). These petrofacies have undergone greater compaction (Rims-Compacted) and/or cementation (Zeolite-Calcite) than the Rims-Porous petrofacies.

## **RESERVOIR DEVELOPMENT: IMPACTS OF THE MODEL AND FUTURE APPROACHES**

This study showed that reservoirs in the Echinocyamus Formation are compartmentalized both by depositional and diagenetic heterogeneities that are strongly influenced by the tectonic setting and by the highly immature and complex detrital composition of the original sediments. In such cases, the distribution of diagenetic products and their impact upon reservoir quality are difficult to predict. However, the distribution of early diagenetic processes, products, and patterns may be constrained by the stratigraphic framework, as is demonstrated in the literature (Ryu and Niem, 1999; Ketzer et al., 2002; Ketzer et al., 2003; Al-Ramadan et al., 2005; Ketzer and Morad, 2006). The combination of sequence stratigraphy and petrologic reservoir

characterization offers a powerful tool for describing and predicting reservoir quality. The visual analysis of log profiles allows recognition of specific high-frequency stratigraphic compartments that can be correlated or extrapolated on field scale. Although some generalization is necessary, this approach let us assess the diagenetic impact on reservoir quality in genetically defined units characterized by specific petrofacies associations. The next logical step is to incorporate dynamic fluid flow data provided by reservoir engineering in order to confirm or to adjust parameters such as unit boundaries, and reservoir continuity and connectivity.

The reservoir petrofacies were defined by the major textural and compositional parameters that control porosity and permeability (De Ros and Goldberg, 2007). This concept has wide applicability when modeling complex reservoirs. Associations of reservoir petrofacies, constrained by the stratigraphy, can be used to calibrate logs and to define productive zones. This is excellent input for petrophysical analysis, ultimately yielding more precise estimate of original oil in place (OOIP) and remaining reserves, as well as a better control on the reserve distribution.

In enhanced oil recovery projects (e.g. gas or waterflooding), the vertical and horizontal sweep efficiency might be increased by using these more realistic models, and by adjusting injection rates according to the porosity and permeability distribution. A better knowledge of the composition and distribution of diagenetic products can also optimize production by guiding the selection of fluids to be used in hydraulic fracturing and acidification operations. Increasing the number of shoot per foot is highly recommended in the fluvial section of the Echinocyamus Formation, especially in the lower fluvial interval, which has higher storage and flow capacity. A similar stimulation procedure is also recommended for the entire deltaic domain. Acid treatments may have a greater impact on the general flow capacity of the delta front section, in which carbonate influenced petrofacies comprise almost 20% of the interval.

A detailed reservoir description is essential for improving or enhancing hydrocarbon recovery, especially in mature fields. The methodology presented here can be incorporated in geocellular models in order to improve our understanding of the geology and the hydrocarbon distribution. Examples were presented by Daudt et al. (2006) in a study in the Ballena 9 Area (an area within Block X). The static model generated in that study followed this integrated methodology. It indicated that the

fluvial interval, which has better reservoir quality, contains roughly 30% of the OOIP, despite comprising only 15% of the net reservoir thickness. Production data (Oscar Aimar, personal communication) support this interpretation as the primary historic recovery factor in the Echinocyamus Formation is greater in areas where the fluvial interval is thickest. However, Daudt et al. (2006) demonstrated that the permeability distribution in the fluvial domain is very complex, which results in low fluid injection efficiency. A future challenge will be to focus on predicting the permeability distribution in the reservoir, especially in the highly heterogeneous fluvial domain.

## CONCLUSIONS

The Echinocyamus Formation is a highly heterogeneous fluvio-deltaic reservoir, dominantly composed of feldspathic litharenites rich in andesitic volcanic, low-grade metamorphic, meta-sedimentary, and meta-volcanic fragments. It is subdivided into genetic compartments in which reservoir quality is controlled by depositional texture and composition, and strongly modified by diagenetic processes.

Variations in detrital composition between the fluvial and deltaic successions are probably caused by subtle changes in the source areas in the response of depositional systems to tectonic movements. A recycled orogen and dissected-transitional arc tectonic provenance predominated during deposition of the fluvial domain. Recycled orogen and dissected arc terrains were major sources for the deltaic section. The coeval tectonic and volcanic activity caused differences in the architectural style, facies associations, and the primary composition of the Echinocyamus unit, which affected the diagenetic history and reservoir quality.

The deltaic succession is composed of medium- and fine- to very fine-grained, very poorly to well sorted sandstones. The principal cements are smectite, calcite, and albite, both as intergranular and grain-replacive constituents. The deltaic domain contains low quality reservoirs, in which porosity and permeability were reduced by compaction and by diverse intergranular cements. The delta plain interval is interpreted as part of a high-energy delta dominated by braided fluvial distributaries (facies Gm, Sh, St and Sm of high energy). There is little preservation of fine-grained deposits of floodplain sub-environment (facies Fm). The delta plain deposits are composed mainly



of the Rims-Compacted (43%) and Fine-Compacted (21%) petrofacies, which are somewhat better reservoirs than the main delta front petrofacies, which include the Fine-Compacted (31%) and Fine-Unsorted (19%) petrofacies. The porosity and permeability shows differences between the two intervals (all values are averages): porosity (11.8% for delta plain; 10.6% for delta front), permeability (4 md for delta plain; 0.77 md for delta front), petrographic macroporosity (6.4% for delta plain; 3.2% to delta front), and effective porosity (3.2% for delta plain; 1.8% for delta front). The poorer reservoir quality in the delta plain results mostly from the finer grain size and more extensive bioturbation (lithofacies Sb). Therefore, the delta front interval has relatively high storage capacity but reduced flow capacity. Petrophysical differences between fluvial and delta plain deposits, which have similar facies associations and electrical log profiles, are due to the absence of the Rims-Porous petrofacies in the latter.

The fluvial consists of braided alluvial deposits. The sandstones are medium- to coarse-grained, moderately sorted, and cemented by intergranular and grain-replacive smectite, calcite, albite, and zeolite. Its higher reservoir quality, compared with the deltaic domain, is mostly related to the coarser grain-size and lower degree of mechanical compaction. This results in slightly higher porosity and permeability (Figures 15 and 16). The upper fluvial interval (facies St, Sh, Sm and Fm) is dominated by the Rims-Compacted (42%) and Zeolite-Calcite (25%) petrofacies. The lower fluvial (facies Gm, St, Sh, Sm of higher energy) contains mostly Rims-Porous (33%), and Rims-Compacted (22%) petrofacies. The proportion of petrofacies in each interval is determined by slight differences in their evolution, which explains why the lower fluvial section has better reservoir characteristics. The average values for this interval are: porosity: 14%; permeability: 8.5 md; petrographic macroporosity: 8.1%; effective porosity: 4.6%. The upper fluvial section, on the other hand, has poorer quality, which can be expressed in its average petrophysical and petrographic values: porosity: 12.2%; permeability: 0.25 md; petrographic macroporosity: 6.6%; effective porosity: 3.9%. Both intervals have good storage capacity, which must be considered in any further modeling.

**REFERENCES CITED**

- Allen, J.R.L., 1983, Studies in fluvial sedimentation: bars, bar complexes and sandstone sheets (low sinuosity braided streams) in the Brown-stones, Welsh Borders: *Sedimentary Geology*, v. 33, p. 237-293.
- Al-Ramadan, K., S. Morad, J.N. Proust, and I. Al-Asam, 2005, Distribution of diagenetic alterations in siliciclastic shoreface deposits within a sequence stratigraphic framework: evidence from the Upper Jurassic, Boulonnais, NW France: *Journal of Sedimentary Research*, v. 75, p. 943-959.
- Beard, D.C., and P.K. Weyl, 1973, Influence of texture on porosity and permeability of unconsolidated sand: *AAPG Bulletin*, v. 57, p. 349-369.
- Begg, S.H., A. Kay, E.R. Gustason, and P.F. Angert, 1996, Characterization of a complex fluvio-deltaic reservoir for simulation. *SPE Reservoir Evaluation and Eng.*, Paper N° 28398.
- Carozzi, A.V., and R. Palomino, 1993, The Talara forearc basin, NW Peru: depositional models for oil producing Cenozoic clastic systems: *Journal of Petroleum Geology*, v. 16, p. 5-32.
- Catuneanu, O., 2006, *Principles of Sequence Stratigraphy*: Amsterdam, Elsevier, 375p.
- Collinson, J.D., 1996, Alluvial Sediments, in H.G. Reading, ed., *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*: Oxford, Blackwell Scientific Publication, p. 37-82.
- Daudt, J., S. Grosso, and M. Sullivan, 2004, Sea-level changes and tectonic influence in the deposition of the Cabo Blanco Member: example of an estuarine fluvio-deltaic system in Talara Forearc basin (NW Peru): *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, v. 97, p. 67-80.
- Daudt, J., and C.M. Scherer, 2006, Arquitetura de fácies e evolução estratigráfica dos reservatórios flúvio-deltaicos da Formação Echinocyamus (Eoceno Inferior) na área do Lote 10 (Bacia de Talara, Noroeste do Peru): *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 14, p. 27-45.
- Daudt, J., J. Rejas, E. Gabriel, J. Galloso, C. Huapaya, and C. Groba, 2006, Integration of sedimentology and stratigraphy in a 3D static model: example of the Echinocyamus Formation in Block X, Talara basin (abs), *SPE Applied Technology Workshop: Opportunities in Mature Oil Fields, Technical and Economic Challenges*, Lima, Peru.
- De Ros, L.F., and K. Goldberg, 2007, Reservoir petrofacies: a tool for quality characterization and prediction: *AAPG Annual Conference and Exhibition, Long Beach, CA, Extended Abstracts Vol. 6 pp.*

- De Ros, L. F., K. Goldberg, M. Abel, F. Victorinetti, L. Mastella, and E. Castro, 2007, Advanced Acquisition and Management of Petrographic Information from Reservoir Rocks Using the PETROLEDGE® System: AAPG Annual Conference and Exhibition, Long Beach, CA, Extended Abstracts Vol. 6 pp.
- De Ros, L.F., 1996. Compositional Controls on Sandstone Diagenesis: Compr. Summ. Uppsala Diss. Facul. Sci. Tech., 198: 1-24.
- Dickinson, W.R., and D.R. Seely, 1979, Structure and stratigraphy of forearc regions: AAPG Bulletin, v. 63, p. 221-262.
- Dickinson, W.R., 1985, Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones, in G.G. Zuffa, ed, Provenance of Arenites, NATO-ASI Series C: Mathematical and Physical Sciences, 148, D. Reidel Pub. Co., Germany, p. 333-361.
- Ehrenberg, S.N., 1989, Assessing the relative importance of compaction processes and cementation to reduction of porosity in sandstones: discussion; Compaction and porosity evolution of Pliocene sandstones, Ventura basin, California: discussion: AAPG Bulletin, v. 73, p.1274-1276.
- Fildani, A., 2004, Analysis of two arc-associated basins and onset of their deep-water stages: Magallanes basin, Chile, and Talara basin, Peru: Ph.D. dissertation, Stanford University, Stanford, California, 325p.
- Fildani, A., A.D. Hanson, C. Zhengzheng, J.M. Moldowan, S.A. Graham, and P.R. Arriola, 2005, Geochemical characteristics of oil and source rocks and implications for petroleum systems, Talara basin, northwest Peru: AAPG Bulletin, v. 89, p. 1519-1545.
- Folk, R. L., 1968, Petrology of Sedimentary Rocks: Austin, Texas, Hemphill's Pub., 107p.
- Groba, C., J.Galloso, J.Rejas, J.Leyva, R.Toledo, and J.Daudt, 2005, Analisis del potencial por recuperación secundaria de la Formación Echinocyamus, Lote X, Cuenca Talara, Perú: Proceedings of V° Ingepet, Lima, Peru.
- Higley, D., 2002, Assessment of Undiscovered Oil and Gas Resources of the Cretaceous-Tertiary Total Petroleum System, Talara basin Province, Peru: V° Ingepet, Lima, Peru.
- Houseknecht, D.W., 1987, Assessing the relative importance of compaction processes and cementation to reduction of porosity in sandstones: AAPG Bulletin, v. 71, p. 633-642.
- Ketzer, J.M., and S. Morad, 2006, Predictive Distribution of Shallow Marine, Low-porosity (pseudomatrix -rich) sandstones in a sequence stratigraphic framework – example from the Ferron Sandstone, Upper Cretaceous, USA: Marine and Petroleum Geology, 23, p. 29-36.

- Ketzer, J.M., Morad, S. and De Ros, L.F., 2005, The role of diagenesis on the formation of fluid flow barriers along parasequence boundaries: AAPG Annual Convention, Calgary, Canada, Abstracts Volume, pp. A73.
- Ketzer, J.M., Morad, S. and De Ros, L.F., 2004, Sequence stratigraphy and diagenesis: an integrated tool to improve prediction of reservoir quality in clastic sequences: 32nd International Geological Congress, IUGS European Commission, Florence, Italy, Abstracts Volume, pp. 163.
- Ketzer, J.M., S. Morad, and A. Amorosi, 2003, Predictive diagenetic clay-mineral distribution in siliciclastic rocks within a sequence stratigraphic framework: IAS Special Publication n° 34, p. 43-61.
- Ketzer, J.M., S. Morad, R. Evans, and I.S. Al-Aasm, 2002, Distribution of diagenetic alterations in fluvial, deltaic, and shallow marine sandstones within a sequence stratigraphic framework: evidences from the Mullaghmore Formation (Carboniferous), NW Ireland: *Journal of Sedimentary Research*, v. 72, p. 760-774.
- Leeder, M., 1999, *Sedimentology and Sedimentary basins: from turbulence to tectonics*: Oxford, Blackwell Scientific Publications, 592p.
- Lowe, D., 1982, Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 52, p. 279-297.
- McPherson, J.G., G. Shanmugam, and R.J. Muiola, 1987, Fan-deltas and braid deltas: varieties of coarse-grained deltas: *Geological Society of America Bulletin*, v. 99, p. 331-340.
- Miall, A. D., 1985, Architectural-Element Analysis: A New Method of Facies Analysis Applied to Fluvial Deposits: *Earth Science Review*, v. 22, p. 261-308.
- Miall, A. D., 1988, Facies Architecture Analysis in Clastic Sedimentary Basins, in K. L. Kleinspehn, and C. Paola, eds, *New Perspectives in Basin Analysis*: New York, Springer-Verlag, p. 63-81.
- Miall, A. D., 1996, *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology*: Berlin Heidelberg, Springer-Verlag, 582p.
- Morad, S., Ketzer, J.M. and De Ros, L.F., 2000, Spatial and temporal distribution of diagenetic alterations in siliciclastic rocks: implications for mass transfer in sedimentary basins: *Sedimentology*, v. 47 (Millenium Reviews), p. 95-120.
- Moraes, M.A., and R.C. Surdam, 1993, Diagenetic heterogeneity and reservoir quality: fluvial, deltaic, and turbiditic sandstone reservoirs, Potiguar and Reconcavo rift basins, Brazil: *AAPG Bulletin*, v. 77, p. 1142-1158.

- Mourier, T., F. Mégard, L. Rivera, and A.P. Arguedas, 1988, L'évolution mésozoïque des Andes de Huancabamba (nord Pérou-sud Ecuateur) et l'hypothèse de l'accrétion du bloc Amotape-Tahuin: Bulletin Soc. Géol. France, v. 4, p. 69-79.
- Pindell, J.L., and K.D. Tabbutt, 1995, Mesozoic-Cenozoic Andean paleogeography and regional controls on hydrocarbon systems, in A.J. Tankard, R. Suarez Soruco, and H.J. Welsink, eds, Petroleum basins of South America: AAPG Memoir 62, p. 101-128.
- Pozo, G., 2002, Bioestratigrafía de alta resolución y su aplicación en la identificación de secuencias de tercer orden, Lote X, Cuenca Talara, Perú: XII° Congreso Peruano de Geología, Lima, Perú.
- Ryu, I., and A.R. Niem, 1999, Sandstone diagenesis, reservoir potential, and sequence stratigraphy of the Eocene Tyee Basin, Oregon: Journal of Sedimentary Research, v. 69, p.384-393.
- Smosna, R., and K. R. Bruner, 1997, Depositional controls over porosity development in lithic sandstones of the Appalachian basin: reducing exploration risk, in J.A. Kupecz, J.G. Gluyas, and S. Bloch, eds, Reservoir Quality Prediction in Sandstones and Carbonates: AAPG Memoir 69, p. 249-266.
- Surdam, R. C., and J.R. Boles, 1979, Diagenesis of volcanic sandstones, in P.A. Scholle and P.R. Schluger, eds, Aspects of Diagenesis: SEPM Special Publication n° 26, Tulsa, p. 227-242.
- Tankard, A., 2002, Tectonic framework of basin evolution in Peru: Perupetro Public Report, 46p.
- Van Wagoner, J.C., R.M. Mitchum, K.M. Campion, V.D., and Rahmanian, 1990, Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well logs, Cores, and Outcrops: Concepts for high-resolution correlation of time and facies: AAPG Methods in Exploration Series n° 7, 52p.
- Zuffa, G. G., 1980, Hybrid arenites: their composition and classification: Journal of Sedimentary Petrology, v. 50, p. 21-29.
- Zuffa, G.G., 1985, Optical analysis of arenites: influence of methodology on compositional results. in G.G. Zuffa, ed, Provenance of Arenites, NATO-ASI Series C: Mathematical and Physical Sciences, 148, D. Reidel Pub. Co., Germany, p. 165-189.
- Zuffa, G.G., 1987, Unravelling hinterland and offshore palaeogeography from deep-water arenites. in J.K. Leggett, and G.G. Zuffa, eds, Marine Clastic Sedimentology- Concepts and Case Studies, Graham and Trotman Ltd, London, p. 39-61.

## List of Figures and Captions

**Figure 1** – Location map of the Talara basin in Peru, including the main tectonic elements and Block X (hatched area): A – transcurrent Dolores-Guayaquil Fault system; B – main southeast-northwest and southeast-northeast directions of Andean belt. Inset shows the location of Talara Basin. Figure modified from Fildani et al. (2005).

**Figure 2** – Examples of the main lithofacies identified in this study. (a) Sb: Fine to medium-grained, bioturbated sandstone; (b) Sr: Fine to very-fine, rippled sandstone; (c) Sh: Horizontally-laminated sandstone, medium- to coarse-grained, with intraclastic levels; (d) St: Medium-grained, trough cross-bedded sandstone with stratification marked by small intraclasts; (e) Sm: Medium-grained, massive sandstone with rare mud intraclasts; (f) Gm: Massive Conglomerate composed of quartz, shale and volcanic fragments.

**Figure 3:** Comparative chart showing the conventional lithostratigraphic units and the sedimentologic and stratigraphic parameters defined by Daudt & Scherer (2006): T/R: Transgressive – Regressive Cycles; Significant surfaces: SB (sequence boundary); TS (transgressive surface); MFS (maximum flooding surface), psb (parasequence boundary); Major Facies Association (MFA): Pd: Prodelta; Df: Delta Front; Dp: Delta Plain; Ps A to Ps D: parasequences names. System Tracts: LST: Lowstand system tract; TST: Transgressive system tract; HST: Highstand system tract. Lithostratigraphy is mainly based on Pozo (2002).

**Figure 4a:** North-South stratigraphic cross section illustrating the greater incision of the fluvial stream in the central area, eroding some of the underlying parasequences. Datum: mfs above the fluvial system.

**Figure 4b:** East-West stratigraphic cross section, where no large thickness differences are observed. Post-fluvial, marine-dominated parasequences are better preserved in the western part of the section, probably due to some tectonic effect caused by the unconformity at the top of Echinocyamus Datum: mfs above the fluvial system.

**Figure 5:** Semi-regional isopach map showing the distribution of gross thickness of the fluvial domain in the Block X area. Black thin lines polygons represent informal productive fields within Block X, and arrows indicate the main input points for this area. The dotted polygons are areas of higher primary recovery factor in this unit, coincident with thicker fluvial deposits. Location of semi-regional cross sections showed in figures 4a and 4b are also indicated by continuous back lines. Thickness expressed in feet.

**Figure 6:** Compositional classification (Folk, 1968) for the sandstones of the Echinocyamus Formation (open triangles = deltaic samples, black dots = fluvial samples).

**Figure 7:** Tectonic provenance classes, as indicated by the detrital modes (Dickinson, 1985 diagram) of the Echinocyamus Formation sandstones (open triangles = deltaic samples, black dots = fluvial samples).

**Figure 8:** Photomicrographs showing the main diagenetic constituents of the Echinocyamus Formation. **a)** smectite rims covering and locally detached from grains surfaces (uncrossed polarizers //P); **b)** coarse calcite cement partially filling intergranular pores (crossed polarizers XP); **c)** microcrystalline albite replacing a plagioclase grain along fractures (XP); **d)** pseudomatrix formed by compaction of mud intraclasts (XP); **e)** intergranular pore-filling zeolite cement (XP); and **f)** intergranular pores reduced by thick smectite rims and intragranular porosity formed by dissolution of a feldspar grain (//P).

**Figure 9:** Paragenetic sequence of diagenetic processes that affected the Echinocyamus sandstones. Thicker bars represent more important processes.

**Figure 10:** Photomicrographs of the reservoir petrofacies identified in the Echinocyamus Formation: **a)** Rims-Porous, with smectite rims and preserved intergranular porosity (uncrossed polarizers //P); **b)** Intraclastic, poorly to very poorly-sorted, with mud intraclasts, cemented by smectite and calcite (//P); **c)** Conglomeratic,

very poorly-sorted, with plutonic and volcanic rock fragments (//P); **d**) Overgrowths, moderately-sorted, cemented by quartz (arrows) and albite (T: tourmaline grain) (crossed polarizers XP); **e**) Rims-Compacted, medium-grained sandstone predominantly composed of volcanic and low-grade metamorphic rock fragments, cemented by smectite rims (XP); and **f**) Zeolite-Calcite, fine-grained sandstone cemented by coarse, pore-filling zeolite (Z) (XP).

**Figure 11:** Photomicrographs of the reservoir petrofacies identified in the Echinocyamus Formation: **a**) Fine-Porous, very fine-grained, moderately porous sandstone, cemented by quartz, calcite, and smectite rims (uncrossed polarizers //P); **b**) Post-Compacted-Calcite, medium-grained sandstone, composed of quartz, plagioclase, metamorphic, sedimentary, and volcanic rock fragments, cemented by post-compactional poikilotopic calcite (crossed polarizers XP), **c**) Pre-Compacted-Calcite, hybrid, fine-grained, conglomeratic arenite with carbonate bioclasts, pervasively cemented by microcrystalline calcite (XP), **d**) Smectite-Filled, medium-grained sandstone with metamorphic and volcanic rock fragments, pervasively cemented by pore-filling smectite (XP); **e**) Fine-Unsorted, very fine-grained and poorly-sorted sandstone, cemented by smectite (//P); and **f**) Fine-Compacted, fine-grained sandstone, cemented by smectite, calcite and quartz (//P).

**Figure 12:** Diagram illustrating the role of compaction and cementation in porosity reduction of the Echinocyamus Formation. Reduction of original porosity by mechanical compaction was noticeably more important than by cementation. Diagram based on Houseknecht (1987), modified by Ehrenberg (1989).

**Figure 13:** Diagenetic evolution of petrofacies with corresponding reservoir quality. Processes of more direct influence are represented by black boxes, intermediate by black/white boxes, and of minor importance by hatched boxes.

**Figure 14:** Log Permeability (y) and Porosity (x) relationship between petrofacies (a) Fine-Unsorted, Rims-Compacted, Pre-Compacted-Calcite, and Rims-Porous, and (b) Fine-Compacted, Overgrowths, Post-Compacted-Calcite, and Zeolite-Calcite. Only



petrofacies with three or more valid samples were analysed to ensure statistical validity. The petrofacies were divided into 2 graphs for clarity.

**Figure 15:** Comparative histograms depicting the distribution of petrophysical total porosity (measured in plugs) for the fluvial (15a) and deltaic (15b) samples, as well as the log of permeability distribution for the fluvial (15c) and for the deltaic (15d) samples. Averages are shown in each histogram. These diagrams consider all the plugs extracted for this study (89 in total, excluding damaged plugs), including samples that were both petrographically and petrophysically analyzed and those that were analyzed only by petrophysical methods.

**Figure 16:** Comparative histograms depicting the distribution of total petrographic macroporosity for the fluvial (16a) and deltaic (16b) samples, as well as the distribution of effective petrographic porosity (i.e., connected intergranular, fracture and shrinkage pores) for the fluvial (16c) and for the deltaic (16d) samples. Averages are shown in each histogram.

### **List of Tables and Captions**

**Table 1:** Facies description and interpretation of the sedimentary processes in the Echinocyamus Formation, according to Daudt & Scherer (2006).

**Table 2:** Summary of the facies associations for each depositional domain and/or sub-environment of deposition (based on Daudt & Scherer, 2006). A visual characterization of the reservoir quality is also presented for each unit, along with the main petrofacies recognized in each interval.

**Table 3:** Table 3 - Average compositional and textural parameters of the reservoir petrofacies defined for the Echinocyamus Formation.

**Table 4:** Summary of characteristic petrographic parameters for the twelve petrofacies recognized in the Echinocyamus Formation. Petrophysical values were obtained in

corresponding plugs. Total and effective porosity, intergranular smectite content, and textural parameters were petrographically quantified in thin sections. Effective porosity is defined as the sum of intergranular + fracture + shrinkage porosity, representing the connected porosity. TS = thin section, \* = just one value (sample). This summary refers to the petrofacies irrespectively to which depositional domain the sample was taken.

**Table 5:** Summary of the genetic units or sub-environments of deposition, the reservoir petrofacies association, their relative proportion in each MFA, and the basic petrophysical parameters that ultimately define reservoir quality. The values shown for each petrofacies consider only the petrofacies found within the specific genetic units. “Summary of Weighted Values” takes into account the relative importance of each petrofacies within the specific genetic units. \* = just one value (sample).

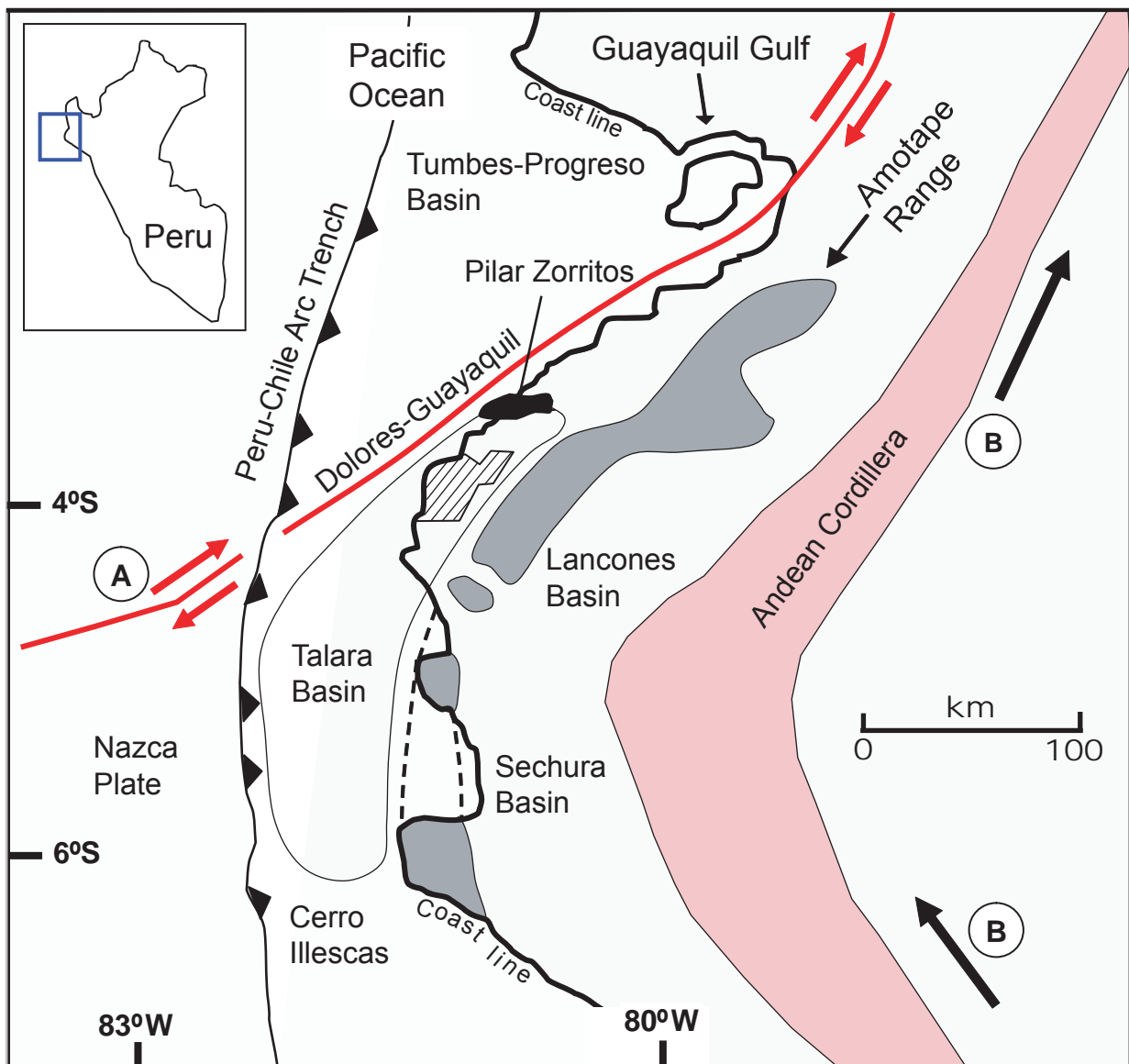


Figure 1 – Location map of the Talara basin in Peru, including the main tectonic elements and Block X (hatched area): A – transcurrent Dolores-Guayaquil Fault system; B – main southeast-northwest and southeast-northeast directions of Andean belt. Inset shows the location of Talara Basin. Figure modified from Fildani et al. (2005).

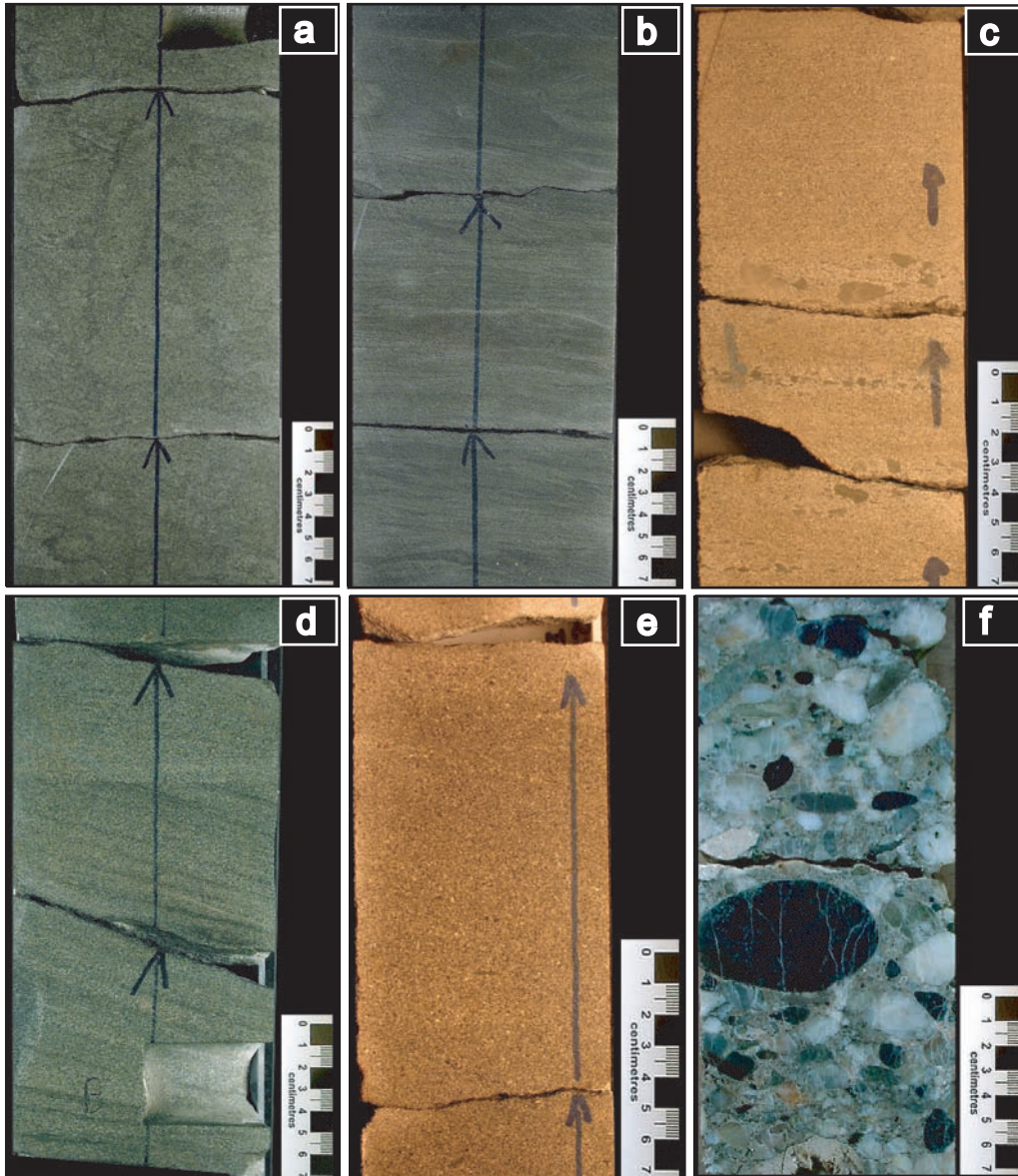


Figure 2 – Examples of the main lithofacies identified in this study. (a) Sb: Fine to medium-grained, bioturbated sandstone; (b) Sr: Fine to very-fine, rippled sandstone; (c) Sh: Horizontally-laminated sandstone, medium- to coarse-grained, with intraclastic levels; (d) St: Medium-grained, trough cross-bedded sandstone with stratification marked by small intraclasts; (e) Sm: Medium-grained, massive sandstone with rare mud intraclasts; (f) Gm: Massive Conglomerate composed of quartz, shale and volcanic fragments.

Lithostratigraphy		Gamma Ray	T/R Cycles	Key Strat Surfaces	Depositional Context and MFA		3th Order System Tract
Lutitas Talara Fm.			??	Tect.Unc.	Deep Water (not studied)		TST/HST
Echinocyamus Formation	Constancia Mb.			MFS TS	Deltaic		TST
	Upper Somatito Member			SB	Sup	Fluvial	LST
					Inf		
	Lower Somatito Member			Ps A Remnant psb	Dp	Lower Deltaic Domain Prodelta (pd), Delta front (Df), and Delta plain (Dp) in a progradational stacking pattern	HST
					Df		
	Verde Member			Ps A psb	Dp		
					Df pd		
Cabo Blanco Member			Ps B psb	Dp			
				Df pd			
Clavel Formation			Ps D psb	Dp			
				Df pd			
Ostrea Formation			Not studied psb	Dp			
				Df pd			
				MFS			

Figure 3: Comparative chart showing the conventional lithostratigraphic units and the sedimentologic and stratigraphic parameters defined by Daudt & Scherer (2006): T/R: Transgressive – Regressive Cycles; Significant surfaces: SB (sequence boundary); TS (transgressive surface); MFS (maximum flooding surface), psb (parasequence boundary); Major Facies Association (MFA): Pd: Prodelta; Df: Delta Front; Dp: Delta Plain; Ps A to Ps D: parasequences names. System Tracts: LST: Lowstand system tract; TST: Transgressive system tract; HST: Highstand system tract. Lithostratigraphy is mainly based on Pozo (2002).

Figure 4a - Section A

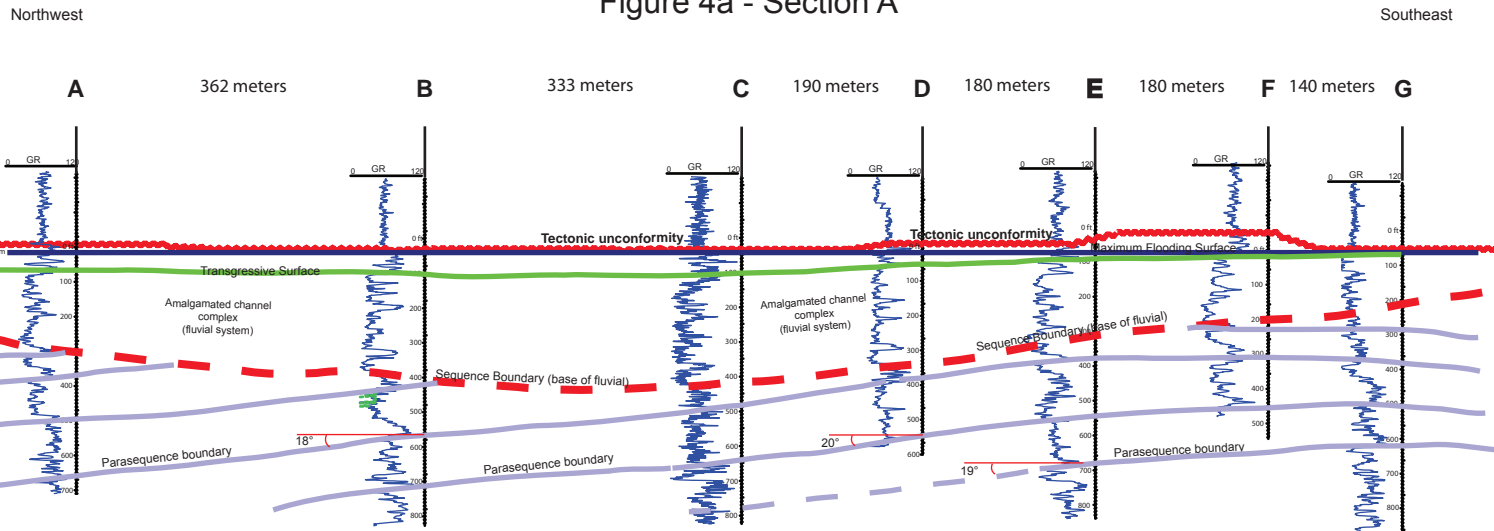


Figure 4b - Section B

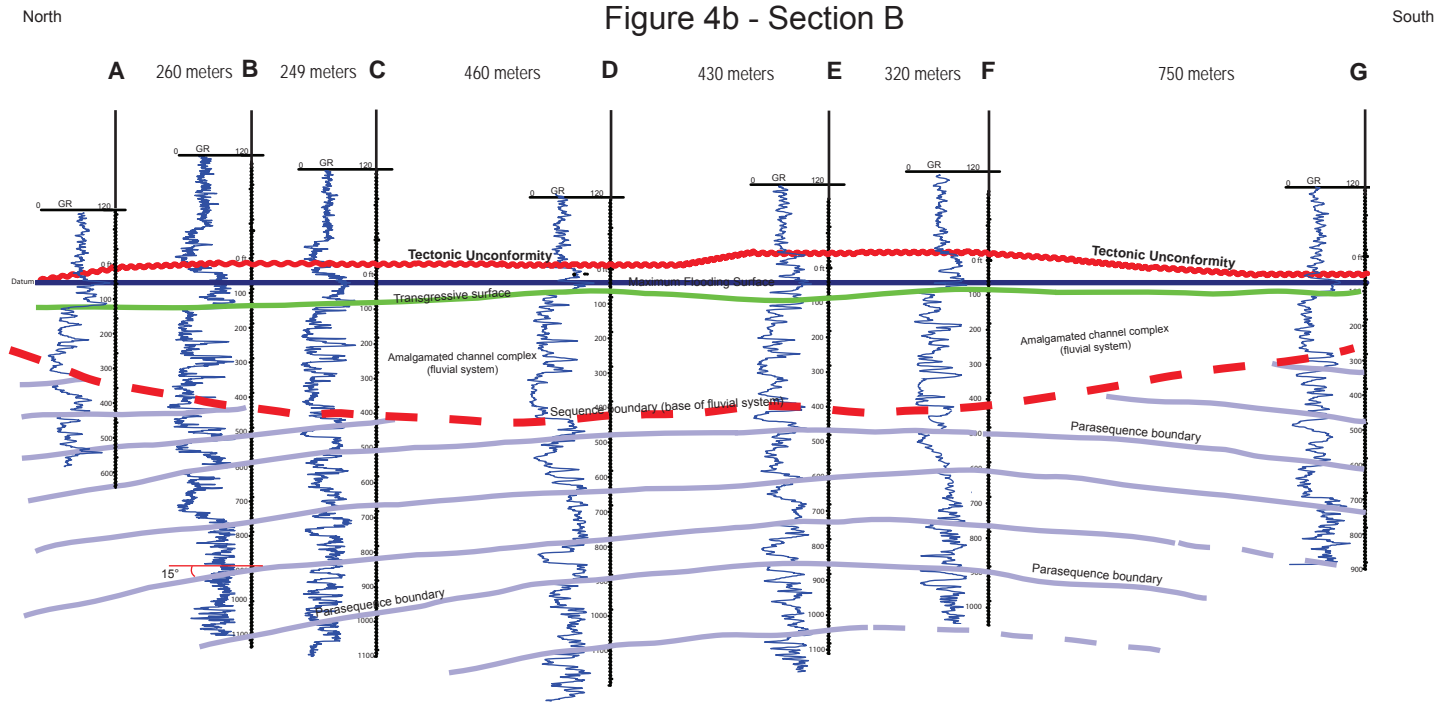


Figure 4a: Northwest-Southeast stratigraphic cross section "A" (Somatito-B1 area, Block X) illustrating the 2D geometry of different depositional elements of the Echinocyamus Formation. Figure 4b: North-South stratigraphic cross section "B" (Ballena-B9 area, Block X) illustrating the 2D geometry of different depositional elements of the Echinocyamus Formation. Both sections are datumed in the mfs above the fluvial system. Scale: numbers between wells are indicating the distance and numbers in vertical are in feet.

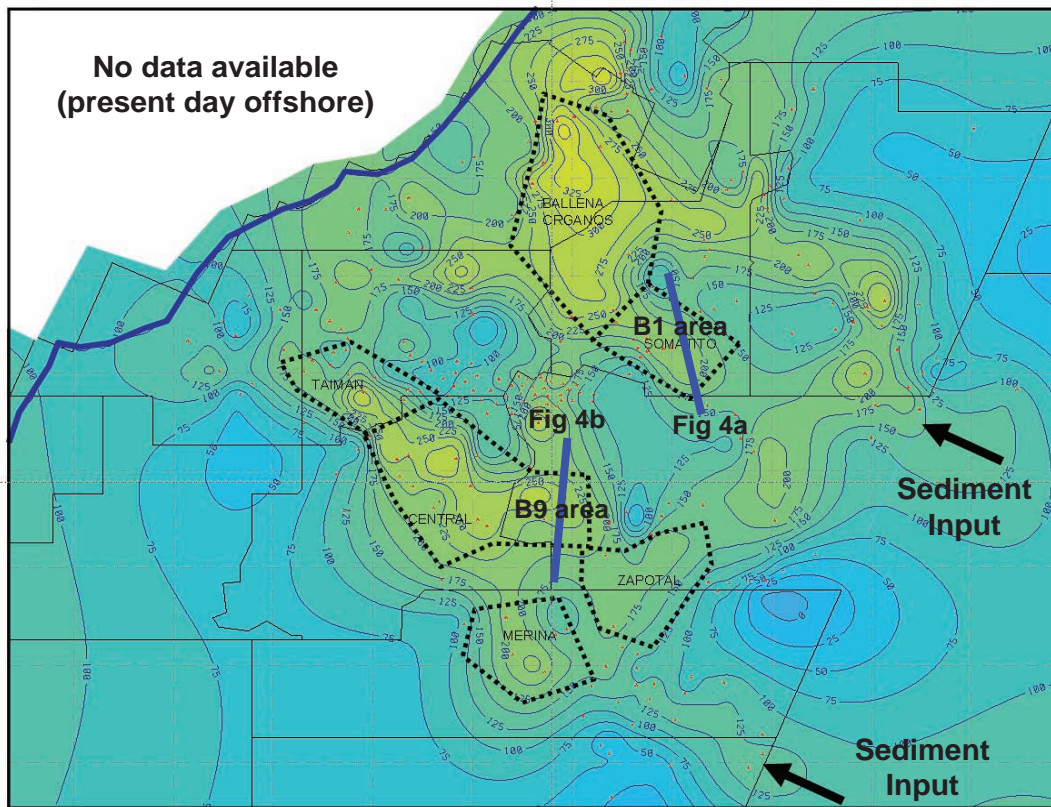


Figure 5: Semi-regional isopach map showing the distribution of gross thickness of the fluvial domain in the Block X area. Black dotted polygons represent informal productive fields within Block X, and arrows indicate the main input points for this area. The dotted polygons are areas of higher primary recovery factor in this unit, coincident with thicker fluvial deposits. Location of semi-regional cross sections showed in figures 4a and 4b are also indicated by continuous blue lines. Thickness expressed in feet.

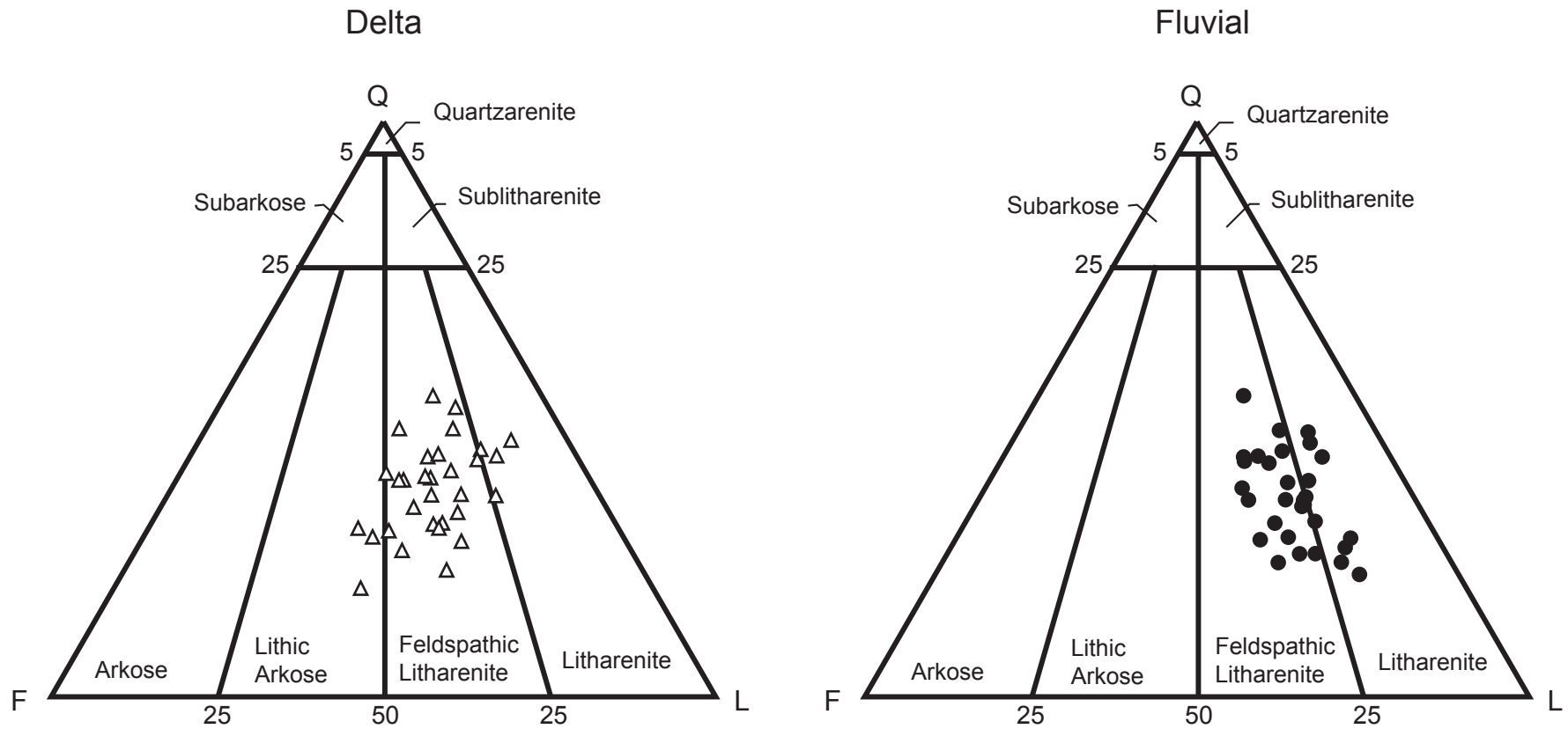


Figure 6: Compositional classification (Folk, 1968) for the sandstones of the Echinocyamus Formation (open triangles = deltaic samples, black dots = fluvial samples).



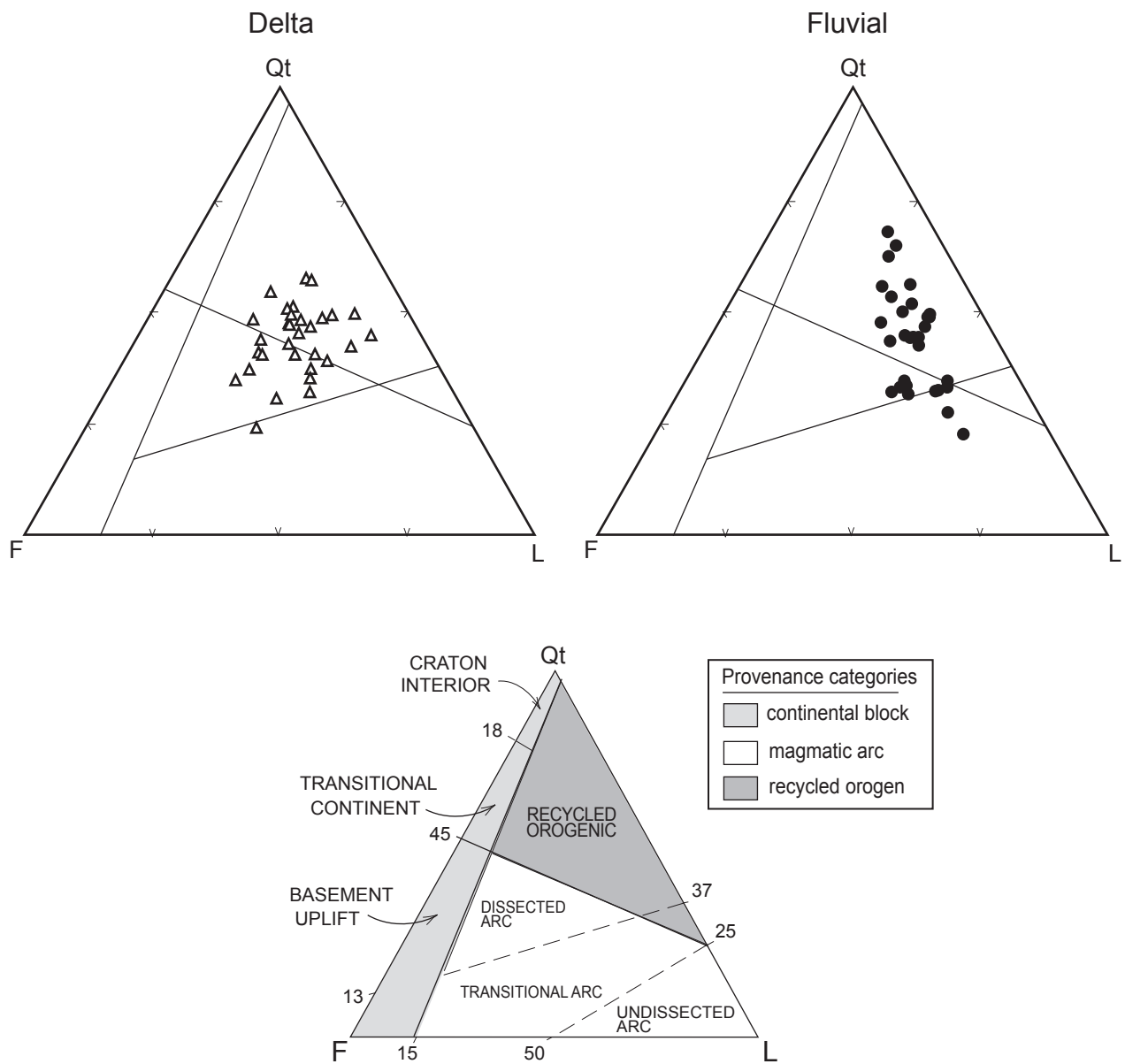


Figure 7: Tectonic provenance classes, as indicated by the detrital modes (Dickinson, 1985 diagram) of the Echinocyamus Formation sandstones.

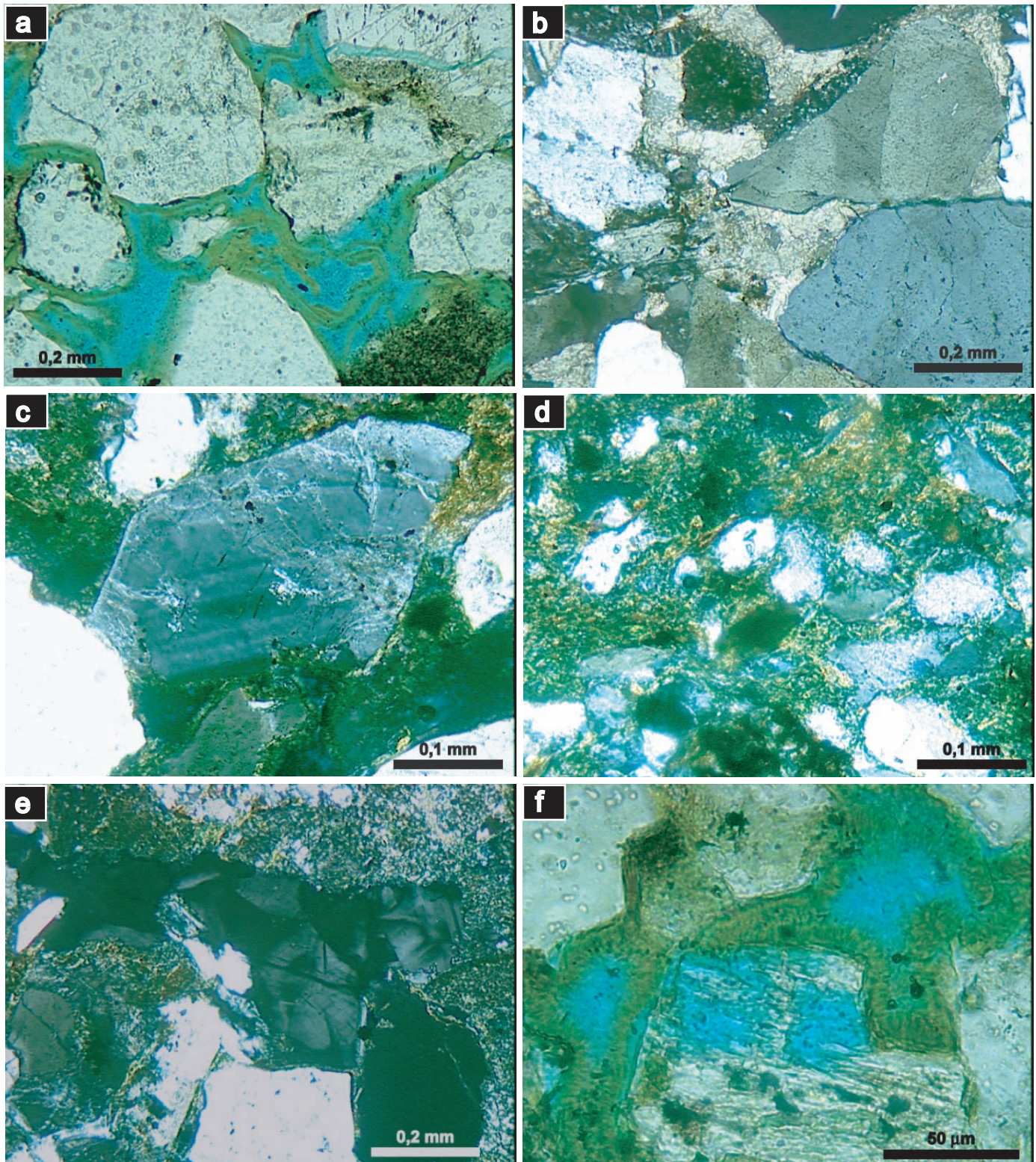


Figure 8: Photomicrographs showing the main diagenetic constituents of the Echinocyamus Formation.  
 a) smectite rims covering and locally detached from grains surfaces (uncrossed polarizers //P);  
 b) coarse calcite cement partially filling intergranular pores (crossed polarizers XP); c) microcrystalline albite replacing a plagioclase grain along fractures (XP); d) pseudomatrix formed by compaction of mud intraclasts (XP);  
 e) intergranular pore-filling zeolite cement (XP); and f) intergranular pores reduced by thick smectite rims and intragranular porosity formed by dissolution of a feldspar grain (//P).

Diagenetic Processes	Eodiagenesis	Mesodiagenesis	Telodiagenesis
Pre-compactational calcite cementation	_____		
Pyrite	_____		
Siderite	- - - -		
Replacive smectite	<b>_____</b>		
Smectite coatings and rims	<b>_____</b>		
Authigenic titanium minerals		_____	
Mechanical Compaction		<b>_____</b>	
Chemical Compaction through intergranular pressure dissolution		_____	
Quartz overgrowth		_____	
Microcrystalline Albite		<b>_____</b>	
Coarsely crystalline Zeolite		_____	
Coarsely crystalline Calcite		_____	
Grain dissolution			_____

Figure 9: Paragenetic sequence of diagenetic processes that affected the Echinocyamus sandstones.  
Thicker bars represent more important processes.

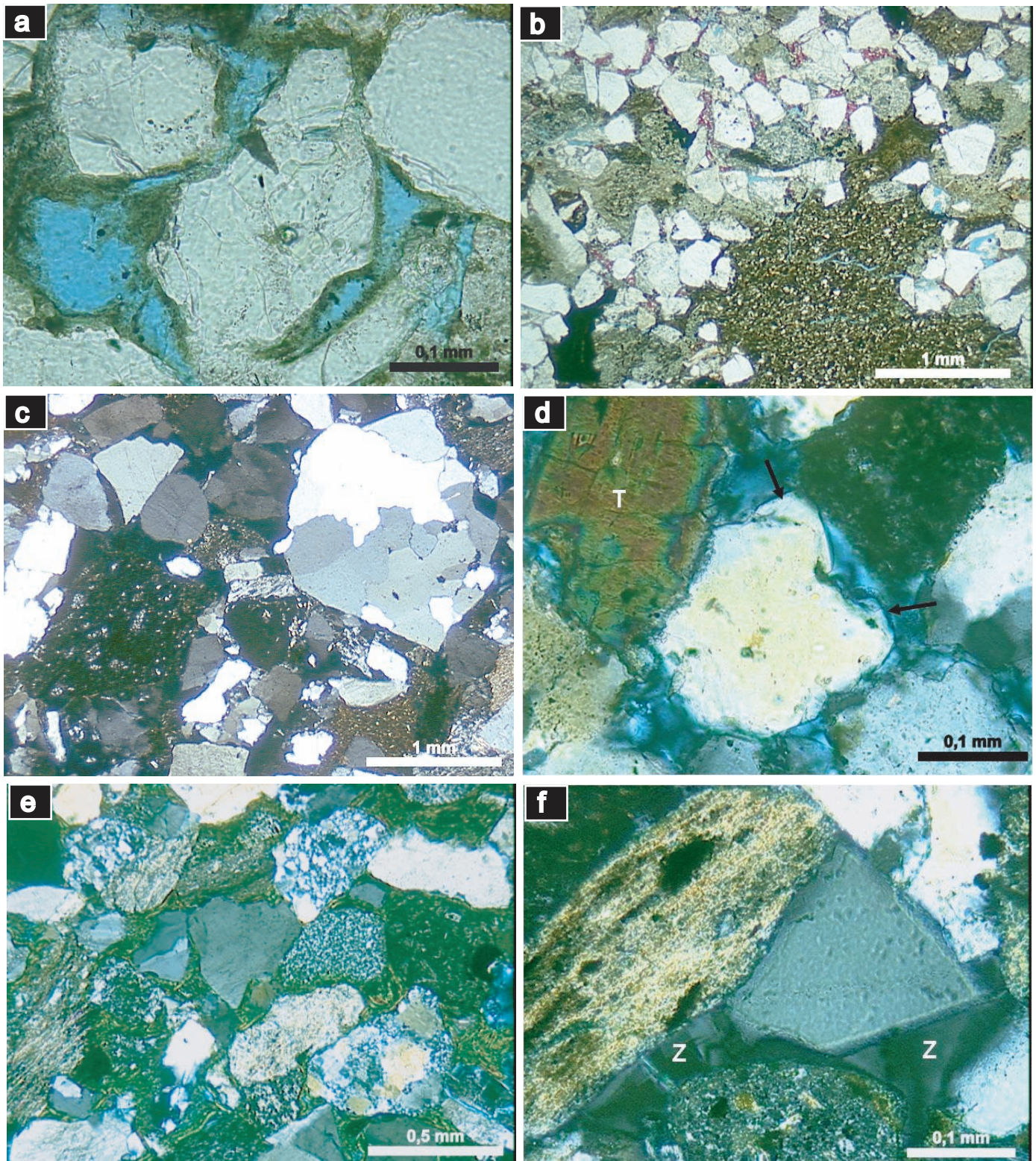


Figure 10: Photomicrographs of the reservoir petrofacies identified in the Echinocyamus Formation:  
 a) Rims-Porous, with smectite rims and preserved intergranular porosity (uncrossed polarizers //P);  
 b) Intraclastic, poorly to very poorly-sorted, with mud intraclasts, cemented by smectite and calcite (//P);  
 c) Conglomeratic, very poorly-sorted, with plutonic and volcanic rock fragments (//P); d) Overgrowths, moderately-sorted, cemented by quartz (arrows) and albite (T: tourmaline grain) (crossed polarizers XP);  
 e) Rims-Compacted, medium-grained sandstone predominantly composed of volcanic and low-grade metamorphic rock fragments, cemented by smectite rims (XP); and f) Zeolite-Calcite, fine-grained sandstone cemented by coarse, pore-filling zeolite (Z) (XP).

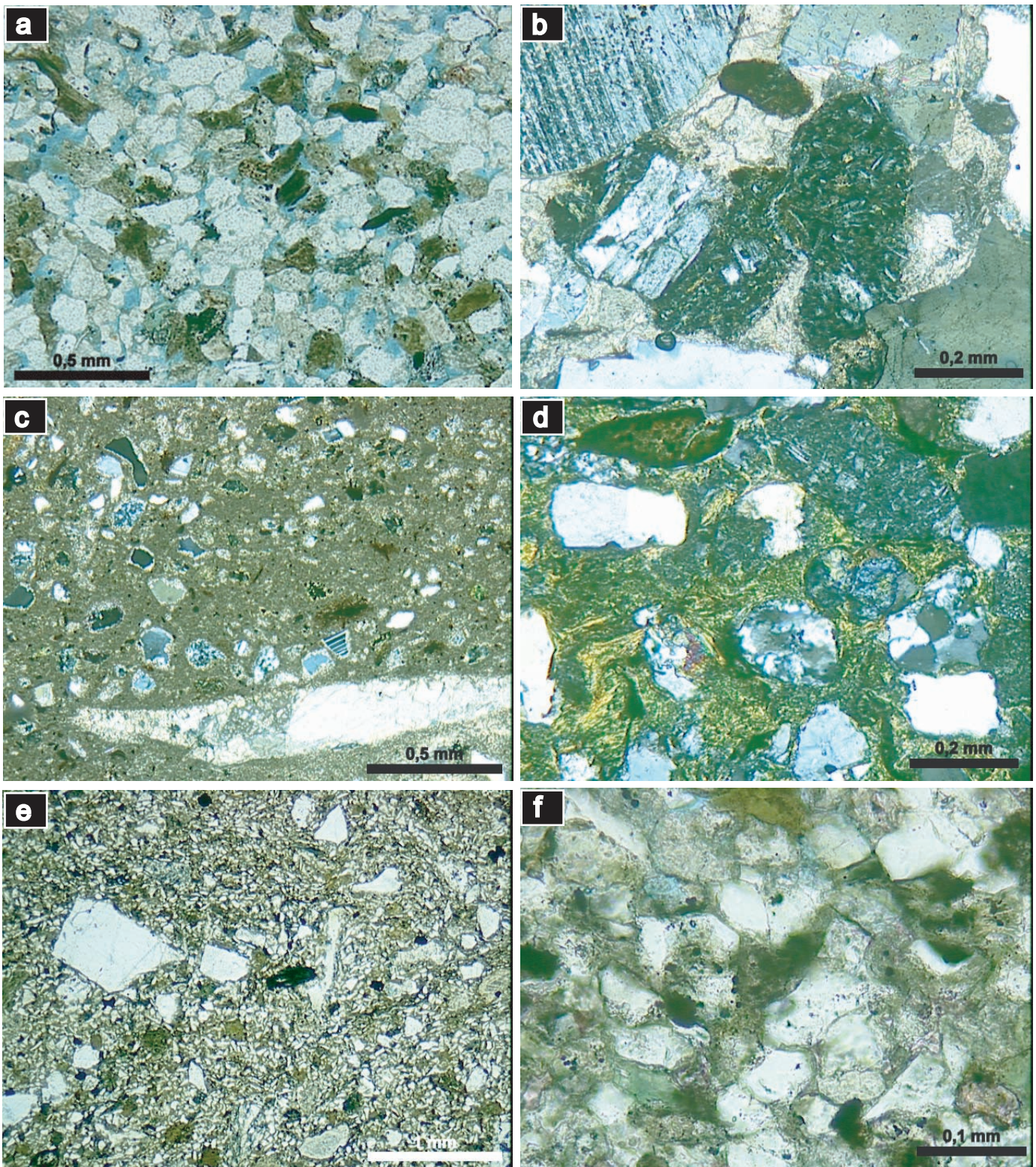


Figure 11: Photomicrographs of the reservoir petrofacies identified in the Echinocyamus Formation: a) Fine-Porous, very fine-grained, moderately porous sandstone, cemented by quartz, calcite, and smectite rims (uncrossed polarizers //P); b) Post-Compacted-Calcite, medium-grained sandstone, composed of quartz, plagioclase, metamorphic, sedimentary, and volcanic rock fragments, cemented by post-compactional poikilotopic calcite (crossed polarizers XP), c) Pre-Compacted-Calcite, hybrid, fine-grained, conglomeratic arenite with carbonate bioclasts, pervasively cemented by microcrystalline calcite (XP), d) Smectite-Filled, medium-grained sandstone with metamorphic and volcanic rock fragments, pervasively cemented by pore-filling smectite (XP); e) Fine-Unsorted, very fine-grained and poorly-sorted sandstone, cemented by smectite (//P); and f) Fine-Compacted, fine-grained sandstone, cemented by smectite, calcite and quartz (//P).

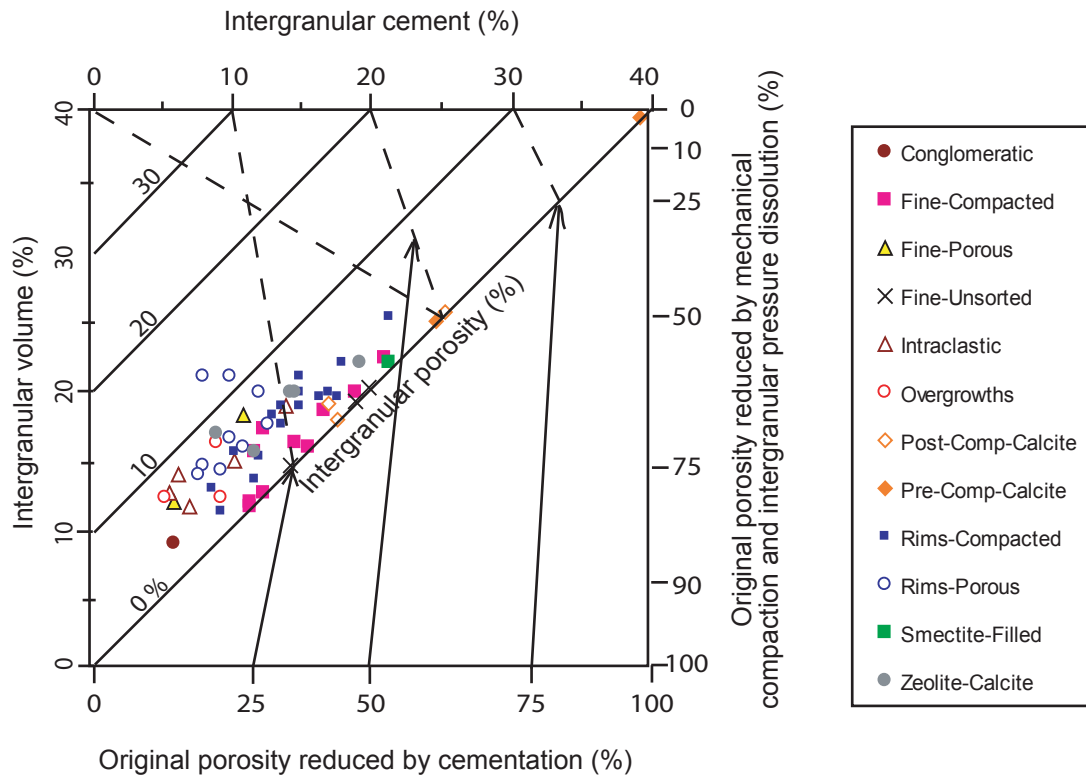


Figure 12: Diagram illustrating the role of compaction and cementation in porosity reduction of the Echinocyamus Formation. Reduction of original porosity by mechanical compaction was noticeably more important than by cementation. Diagram based on Houseknecht (1987), modified by Ehrenberg (1989).

Diagenetic Feature	Diagenetic Feature													Relative Quality			
	Calcite cement	Pyrite	Siderite	Smectite Replacive	Smectite Intergranular	Coatings & Rims Smectite	Ti Minerals Authigenic	Mechanical Compaction	Chemical Compaction	Quartz Overgrowth	Albite	Zeolite	Kaolin		Calcite	Pyrite	Grain Dissolution
Reservoir Petrofacies																	
Rims-Porous		▨	▨	▨		■	▨	▨	▨	▨	▨			▨	▨	▨	Very Good
Rims-Compacted		▨		▨		■	▨	▨	■	▨	▨	▨		▨	▨	▨	Good
Zeolite-Calcite		▨	▨	▨		▨	▨	▨	■	▨	▨	■		■	▨	▨	Regular
Pre-Comp-Calcite	■	▨		▨			▨	▨			▨			▨	▨		Poor
Overgrowths				▨		▨	▨	▨	▨	■	■			▨		▨	Very Good to Good
Post-Comp-Calcite		▨		▨		▨	▨	▨			▨			■	▨	▨	Very Poor
Smectite-Filled		▨		■	■		▨	■	■		▨						Poor
Conglomeratic				▨		▨	▨	▨	▨	▨	▨		▨			▨	Regular
Intraclastic		▨	▨	▨		▨	▨	■	▨	▨	▨	▨	▨	▨	▨	▨	Regular to Good
Fine-Porous		▨		▨		▨	▨	▨	▨	▨	▨			▨		▨	Regular to Good
Fine-Unsorted		▨		▨		▨	▨	▨	▨		▨			▨	▨	▨	Very Poor
Fine-Compacted		▨		▨		▨	■	■	▨	▨	▨	▨		▨	▨		Poor

Figure 13: Diagenetic evolution of petrofacies with corresponding reservoir quality. Processes of more direct influence are represented by black boxes, intermediate by black/white boxes, and of minor importance by hatched boxes.

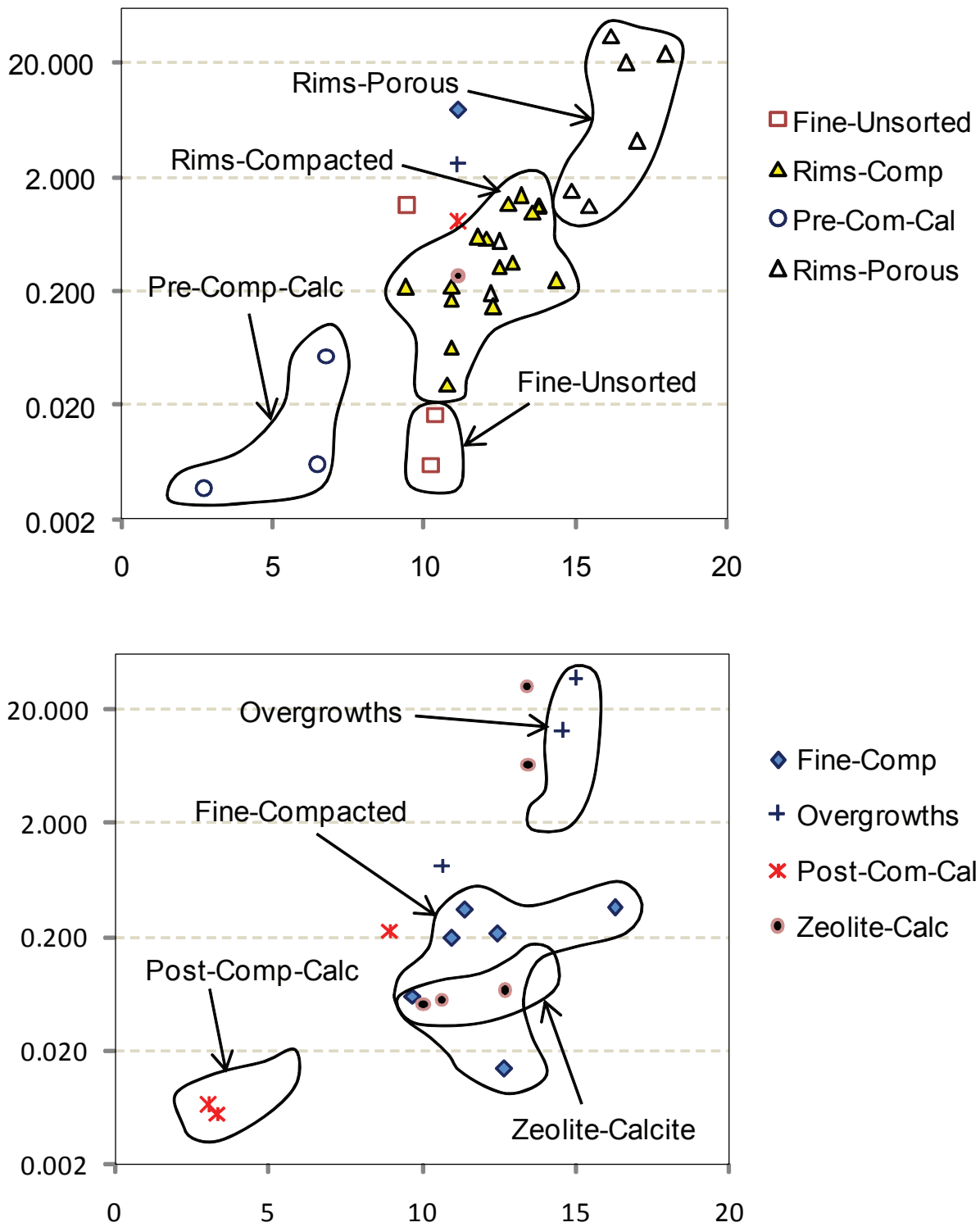


Figure 14: Log Permeability (y) and Porosity (x) relationship between petrofacies (a) Fine-Unsorted, Rims-Compacted, Pre-Compacted-Calcite, and Rims-Porous, and (b) Fine-Compacted, Overgrowths, Post-Compacted-Calcite, and Zeolite-Calcite. Only petrofacies with three or more valid samples were analysed to ensure statistical validity. The petrofacies were divided into 2 graphs for clarity.



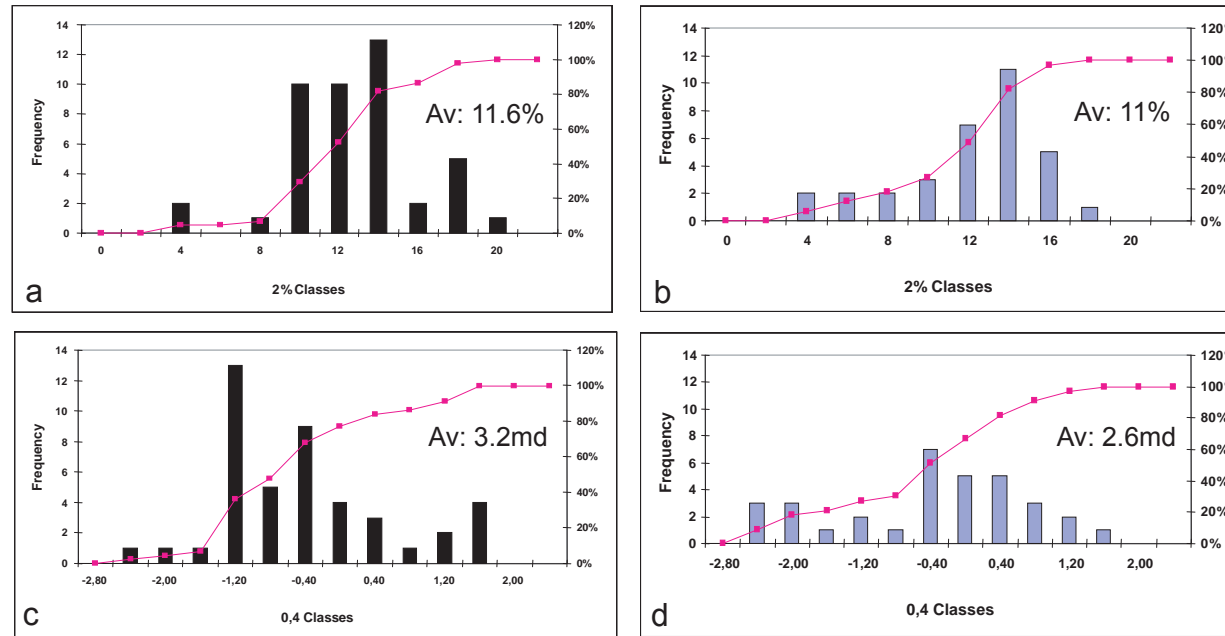


Figure 15: Comparative histograms depicting the distribution of petrophysical total porosity (measured in plugs) for the fluvial (15a) and deltaic (15b) samples, as well as the log of permeability distribution for the fluvial (15c) and for the deltaic (15d) samples. Averages are shown in each histogram. These diagrams consider all the plugs extracted for this study (89 in total, excluding damaged plugs), including samples that were both petrographically and petrophysically analyzed and those that were analyzed only by petrophysical methods.

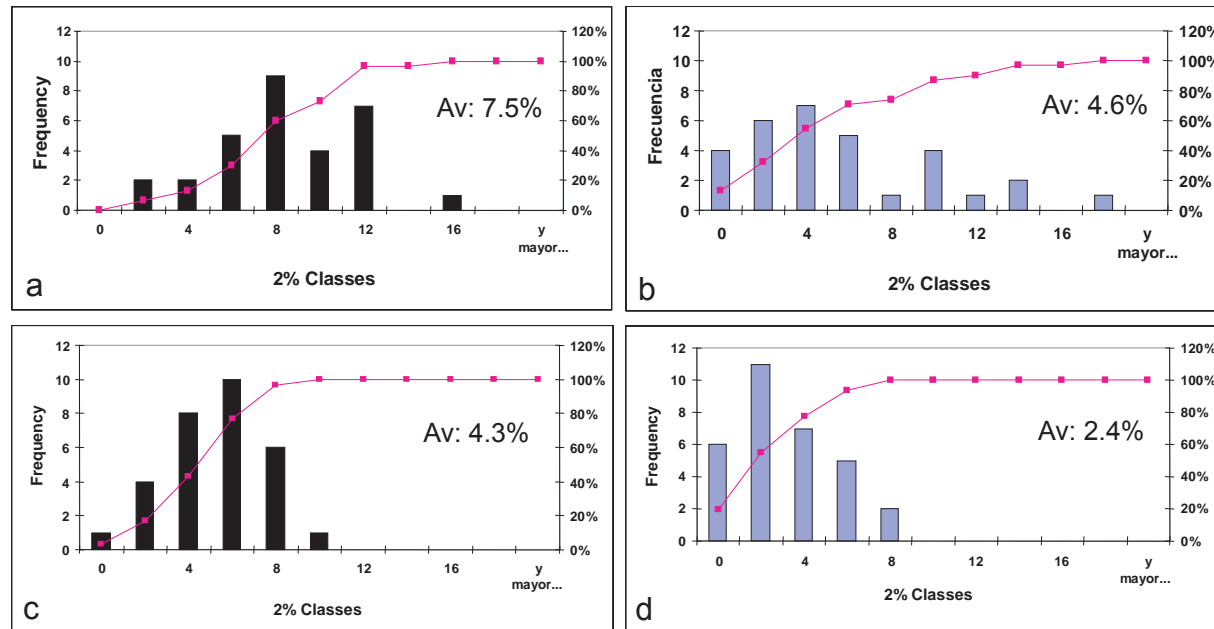


Figure 16: Comparative histograms depicting the distribution of total petrographic macroporosity for the fluvial (16a) and deltaic (16b) samples, as well as the distribution of effective petrographic porosity (i.e., connected intergranular, fracture and shrinkage pores) for the fluvial (16c) and for the deltaic (16d) samples. Averages are shown in each histogram.

Facies	Description	Depositional Process 147
<b>Gm</b>	Clast-supported massive conglomerates, sometimes with rough horizontal lamination, arranged in intervals up to 2 m thick. Quartz, volcanic rocks and shale fragments are the most common clastic material, with individual sizes between 10 cm to 15 cm.	Massive conglomerates are interpreted as the result of high-density currents, bed load transportation or pseudo-plastic debris flows originated from viscous laminar or turbulent flows (Miall, 1988). The common presence of shaly fragments indicates the erosive behaviour of the flow.
<b>St</b>	Trough cross-bedded sandstones, fine to very coarse-grained, sometimes conglomeratic, arranged in centimetric sets of 10 to 25 cm. Occasionally, this facies may contain pebbles and clasts of quartz, rock fragments, plants and coal, located in the stratification planes or forming lags at the set base.	It represents residual deposits of curve-crested bedforms (3D dunes) in lower flow regime (Collinson, 1996; Leeder, 1999). The composition of clasts and pebbles are indicative of a relative proximity of the source area.
<b>Sm</b>	Massive, fine to coarse-grained sandstones, with moderate sorting. Sometimes they contain shale intraclasts (diameter up to 10 cm) and, more rarely, pebbles and cobbles of quartz and plants. Bioclastic material (shell fragments) occasionally present. Although this facies is apparently massive, small water escape structures are quite common, sometimes similar to incipient burrowing.	Massive sandstones represent en masse deposition, associated to a rapid deceleration of hyperconcentrated flows (Miall, 1996). The water escape structures are formed during the final stages of deposition (Lowe, 1982) and the presence of shale intraclasts indicates the turbulent and erosive behaviour of the parental flow.
<b>Sh</b>	Low-angle or horizontally laminated, very fine to coarse-grained sandstones, arranged in sets 10 to 20 cm thick. The presence of shaly intraclast lags few centimeters thick are common. These levels may, occasionally, contain very small coal fragments. Frequently, this facies is in continuous vertical association with the St facies.	Low-angle or horizontally laminated sandstones are interpreted by Miall (1985, 1988) as the result of deposition in upper flow regime (planar flows), in a combination of tractive and decantation processes from currents where the turbulence caused a high suspension load.
<b>Sb</b>	Bioturbated, fine to medium-grained sandstones, arranged in intervals up to 4 m thick. Bioclastic fragments are common, sometimes forming layers up to 10 cm thick. The rate of bioturbation is characterized by the alternation of highly bioturbated and less bioturbated levels, varying from Cruziana to Skolithos Ichnofacies, with low biodiversity. Among the most common vertical trace fossils are Ophiomorpha, Skolithos and Arenicolites and, among the horizontal, Asterossoma, Planolites and Paleophycos.	Bioturbated sandstones are interpreted as the result of biogenic action on previously deposited sediments. The Ichnofacies associations suggest deposition under frankly marine conditions, varying from Cruziana (normally more distal portions, lower energy level, predominantly with horizontal bioturbation) to Skolithos (more proximal, higher energy level, predominantly vertical bioturbation).
<b>Sr</b>	Fine-grained sandstones, normally arranged in small cycles of 0.25 to 1 m thick, with current ripple cross lamination (sub to supercritical). Coal fragments and shale intraclasts, as well as convolute lamination, are frequently present in small proportions.	This facies is interpreted as the result of the migration and climbing of asymmetrical ripple marks, generated by the combination of traction plus decantation, in a lower flow regime. The convolute lamination is originated by the ductile deformation of the strata by fluidization, where the previously deposited sediment is not fully consolidated.
<b>Fm Fms</b>	Massive shales or silty massive shales, gray colour, with rare plant fragments. Occasionally, this facies shows an apparent lamination, sometimes truncated wavy bedding (especially in the more silty fraction, Facies Fms). Deformational features, such as convolute lamination and flame structures, are sporadically present.	Massive shales are interpreted as the result of the gravitational deposition of suspended load, in a context of very low energy. Deformational structures are indicative of not fully consolidated substratum.

Table 1: Facies description and interpretation of the sedimentary processes in the Echinocyamus Formation, according to Daudt & Scherer (2006).

Depositional Domain	Sub-environment (MFA)	Facies Associations	Electrical Pattern
FLUVIAL	Upper Fluvial	St+Sh+Sm+Fm; St+Sh+Fm	Serrate-Heterolithic (occasionally fining upward)
	Lower Fluvial	Gm+St+Sh+Sm; St+Sh+Sm	Blocky-Cylindrical (occasionally fining upward)
DELTAIC	Delta Plain	Gm/Sh/St/Sm/Fm	Blocky-Cylindrical (top of parasequences)
	Delta Front	Sb/Sr (subordinate: Sh/Fm/St/Sm)	Coarsening upward pattern (intermediate portion of parasequences, GR cleaning up)
	Prodelta	Ssl/Fm/Fms/Sb (subordinate: Sr/Sp)	Shalier part of parasequence (basal portion, high GR)

Table 2: Summary of the facies associations for each depositional domain and/or sub-environment of deposition (based on Daudt & Scherer, 2006). A visual characterization of the reservoir quality is also presented for each unit, along with the main petrofacies recognized in each interval.

Reservoir Petrofacies	RimsPorous	RimsCompacted	Intraclastic	FineCompact	PreCompCalc	PostCompCalc	FinePorous	FineUnsort	Overgrowths
Detrital Quartz	28.26	23.04	23.28	22.66	11.89	27.59	26.84	29.33	31.11
Detrital Feldspars	4.56	5.65	3.93	7.13	3.22	4.79	7.50	5.89	4.11
Plutonic Rock Fragments	7.41	3.85	7.00	0.90	0.33	3.33	1.17	1.00	3.11
Volcanic Rock Fragments	11.74	12.39	12.54	5.37	3.00	6.45	2.17	5.33	9.45
Metamorphic Rock Fragments	11.11	12.00	12.07	11.83	5.77	14.57	14.16	8.67	16.23
Sedimentary Rock Fragments	3.67	2.92	4.80	3.57	1.00	3.45	5.50	3.78	2.66
Biotite	0.48	0.71	0.20	2.73	0.67	0.78	1.67	1.89	0.67
Muscovite	0.22	0.31	0.47	1.17	0.67	0.33	0.50	0.56	0.78
Chlorite	0.04	0.06	0.13	0.70	0.11	0.11	0.17	0.11	0.11
Heavy minerals	0.67	0.90	0.67	1.47	0.55	1.00	1.67	1.56	0.78
Mud intraclast (as intrabasinal grain)	0.4	0.8	5.6	2.6	1.6	0.4	0.0	8.1	0.0
Smectite intergranular	8.41	11.25	5.73	4.70	0.44	1.45	2.34	4.55	1.56
Smectite intragranular	3.74	5.91	2.53	4.93	2.00	2.11	4.49	6.22	3.66
Calcite intergranular pore-filling	0.48	1.17	0.60	3.97	11.11	16.67	0.34	0.00	1.00
Calcite intergranular displacive	0.00	0.00	0.00	0.00	26.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Calcite intragranular	0.37	0.08	1.33	6.23	14.21	6.89	1.33	0.78	0.00
Mud pseudomatrix	0.18	0.37	0.87	3.77	0.00	1.34	0.00	11.55	0.00
Zeolite intergranular	0.00	0.04	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Qz intergranular	0.30	0.25	0.33	1.17	0.00	0.33	4.67	0.78	3.11
Siderite intergranular	0.11	0.00	0.40	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Siderite intragranular	1.00	0.04	0.33	0.03	0.00	0.22	0.00	0.00	0.00
Albite intergranular	0.07	0.27	0.07	0.13	0.00	0.00	1.67	0.00	1.44
Albite intragranular	3.33	7.21	4.20	5.33	0.33	2.67	7.00	4.00	3.78
Titanium minerals intergranular	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.22	0.00
Titanium minerals intragranular	0.85	2.12	0.60	1.37	0.22	0.33	2.34	1.00	0.78
Hematite intragranular	0.15	0.17	0.07	0.53	0.00	0.00	0.67	0.55	0.11
Illite intragranular	0.19	0.06	0.13	0.07	0.00	0.45	0.33	0.00	0.00
Kaolin intragranular	0.11	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Pyrite intergranular	0.11	0.15	0.20	0.40	1.89	0.22	0.00	0.67	0.00
Pyrite intragranular	1.18	0.66	1.73	2.13	3.89	1.33	2.00	1.11	1.22
Total macroporosity	9.00	6.11	9.33	2.26	0.67	2.55	11.16	0.67	13.44
Effective macroporosity	5.82	3.56	5.54	1.23	0.33	0.56	6.34	0.44	6.33
Intergranular volume	16.92	17.83	14.13	15.93	39.22	20.57	14.84	17.77	13.33
Cement volume	9.85	14.23	8.66	14.60	39.22	20.01	8.51	17.77	7.89
Total intrabasinal grains	0.41	0.98	5.67	3.77	9.78	0.89	0.00	8.89	0.33
Modal grain size (mm)	0.52	0.37	0.50	0.13	0.19	0.37	0.14	0.13	0.36
Sorting	0.63	0.96	2.20	0.76	2.83	0.60	0.50	1.87	0.60

Table 3: Average compositional and textural parameters of the reservoir petrofacies defined for the Echinocyamus Formation. \* Petrofacies with just one sample.

Reservoir Petrofacies	Plug porosity			Plug permeab.			Macroporosity (TS)			Eff Porosity (TS)			Interg. Smectite (%)			IGV (%)			Grain Size	Sorting
	Min	Avg	Max	Min	Avg	Max	Min	Avg	Max	Min	Avg	Max	Min	Avg	Max	Min	Avg	Max		
Rims-Porous	12.2	16.4	25	0.2	10.7	34.3	2	9	14.3	1	5.8	10	6	8.4	10.6	13.7	17	20.7	Medium to coarse-grained	Poor to well-sorted
Intraclastic	12.1	15.8	19.1	1.0	5	9	6.6	9.3	11.4	4.3	5.6	7.3	4	5.7	8.3	11.3	14.1	18.6	Medium to coarse-grained	Poor to very poorly-sorted
Conglomeratic *	*	17.5	*	*	2.4	*	*	7	*	*	2.7	*	*	5.3	*	*	8.7	*	Conglomeratic	Very poorly-sorted
Overgrowths	10.7	13.4	15	0.8	16.8	36.5	10.3	13.4	17.3	2.7	5.4	7	1	1.6	3.7	12	13.3	16	Medium-grained	Moderately-sorted
Rims-Compacted	9.4	12.2	14.4	0.03	0.5	1.4	2.3	6.1	10.3	1.7	3.4	5	5.3	11.2	16.7	11	17.8	24.9	Fine to coarse-grained	Poor to well-sorted
Zeolite-Calcite	10.1	12.1	13.5	0.05	7.6	31.7	4.3	7.6	10.9	2.3	4.8	7.6	1.3	5	9.3	15.3	18.6	21.7	Fine to medium-grained	Moderate to well-sorted
Fine-Porous	4.8	10.1	15.3	0.4	2.8	5.3	9.7	11.2	12.6	5	5.3	5.7	0.7	2.3	4	11.7	14.9	18	Fine to very fine-grained	Well-sorted
Post-Comp-Calc	3.1	5.2	9	0.006	0.08	0.2	1	2.5	4.3	0	0.5	1.7	0.3	1.4	2	17.7	20.6	25.3	Fine to coarse-grained	Moderately-sorted
Pre-Comp-Calc	2.7	5.4	6.8	0.004	0.02	0.05	0	0.7	2	0	0.3	1	*	0.4	*	14.7	35.7	53.7	Fine to medium-grained	Very poorly-sorted
Smectite-Filled *	*	12.7	*	*	0.7	*	*	3.0	*	*	0.3	*	*	20	*	*	21.7	*	Medium-grained	Poorly-sorted
Fine-Unsorted	9.5	10.1	10.4	0.006	0.01	0.02	0	0.7	1.3	0	0.4	1.3	2.3	4.5	6	14.3	19.9	27.7	Fine to very fine-grained	Very poorly-sorted
Fine-Compacted	6.3	11.1	16.2	0.01	0.2	0.4	0	2.3	5.7	0	1.4	2.7	0.3	4.7	13.3	11.3	15.9	22	Fine to very fine-grained	Well to poorly-sorted

Table 4: Summary of characteristic petrographic parameters for the twelve petrofacies recognized in the Echinocyamus Formation. Petrophysical values were obtained in corresponding plugs. Total and effective porosity, intergranular smectite content, and textural parameters were petrographically quantified in thin sections. Effective porosity is defined as the sum of intergranular + fracture + shrinkage porosity, representing the connected porosity. TS = thin section, \* = just one value (sample).

This summary refers to the petrofacies irrespectively to which depositional domain the sample was taken.

<b>Upper Fluvial Petrofacies Assoc</b>		Inter Smect (%)			Plug Porosity (%)			Plug Permeability (md)			Macroporosity (TS, %)			Effective Porosity (TS, %)			IGV (%)			Grain Size	Sorting	<b>Upper Fluvial Petrofacies Association Parameter</b>	<b>Summary of Weighted Values</b>		
<b>Rel %</b>	Min	Av	Max	Min	Av	Max	Min	Av	Max	Min	Av	Max	Min	Av	Max	Min	Av	Max				<b>Min</b>	<b>Av</b>	<b>Max</b>	
Rims-Compacted	42	8.7	11.2	15.3	9.4	11.8	14.4	0.03	0.3	0.6	2.3	5.8	7.7	1.7	3.5	5	13.3	17.6	19.3	Medium	Poor	Interg Smectite (%)	6.9	8.7	11
Zeolite-Calcite	25	4.3	7.2	9.3	10	11.1	12.7	0.05	0.06	0.07	4.3	6.1	7.3	2.3	3.6	5	15.3	18.9	21.7	Fine	Well	Plug Porosity (%)	11	12.2	13.7
Rims-Porous	8	*	8.7	*	*	25	*	*	*	*	14.3	*	*	*	10	*	*	20.6	*	Coarse	Well	Plug Permeability (md)	0.13	0.25	0.39
Pre-Comp-Calcite	8	*	0	*	*	6.8	*	*	0.05	*	*	2	*	*	1	*	*	39.3	*	Fine	Very poor	Macroporosity (TS, %)	4.7	6.6	7.7
Intraclastic	8	*	5.6	*	*	12.1	*	*	1.04	*	*	11	*	*	7.3	*	*	13.6	*	Coarse	Poor	Effective Porosity (TS, %)	2.8	3.9	4.9
Fine-Compacted	8	*	13.3	*	*	12.7	*	*	0.01	*	*	5.6	*	*	1.3	*	*	16	*	Fine	Moderate	IGV (%)	16.5	19.3	20.7
<hr/>																									
<b>Lower Fluvial Petrofacies Assoc</b>		Inter Smect (%)			Plug Porosity (%)			Plug Permeability (md)			Macroporosity (TS, %)			Effective Porosity (TS, %)			IGV (%)			Grain Size	Sorting	<b>Lower Fluvial Petrofacies Association Parameter</b>	<b>Summary of Weighted Values</b>		
<b>Rel %</b>	Min	Av	Max	Min	Av	Max	Min	Av	Max	Min	Av	Max	Min	Av	Max	Min	Av	Max				<b>Min</b>	<b>Av</b>	<b>Max</b>	
Rims-Porous	33	6	9	10.6	12.2	16	18	0.2	14	34.3	5.7	8.8	11	4.7	6	7.6	13.7	16.1	19.7	Coarse	Variable	Interg Smectite (%)	6.5	8.4	9.9
Rims-Compacted	22	9.3	12.6	16.7	11	12.2	13	0.1	0.2	0.4	6	8.4	10.3	3.7	4.2	5	15.3	20.4	25	Medium	Poor	Plug Porosity (%)	12.4	14	15
Intraclastic	11	4.3	5.3	6.3	16.5	17.8	19.1	*	9	*	6.6	9	11.4	4.7	5.7	6.7	12.4	15.5	18.6	Medium	Very Poor	Plug Permeability (md)	2.1	8.5	17.1
Zeolite-Calcite	11	1.3	1.7	2	13.4	13.4	13.5	6.3	19	31.7	9	10	11	5.3	6.5	7.6	16.6	18.2	19.6	Medium	Well	Macroporosity (TS, %)	6.2	8.1	9.6
Smeclite-Filled	6	*	20	*	*	12.7	*	*	0.7	*	*	3	*	*	0.3	*	*	21.7	*	Medium	Poor	Effective Porosity (TS, %)	3.8	4.6	5.5
Conglomeratic	6	*	5.3	*	*	17.5	*	*	2.3	*	*	7	*	*	3	*	*	8.7	*	Coarse	Very Poor	IGV (%)	14.7	17.1	19.8
Overgrowths	6	*	3.6	*	*	10.7	*	*	*	*	10.3	*	*	*	2.6	*	*	12	*	Medium	Moderate				
Post-Comp-Calcite	6	*	2	*	*	3.1	*	*	0.01	*	*	1	*	*	0	*	*	17.7	*	Coarse	Moderate				
<hr/>																									
<b>Delta Plain Petrofacies Assoc</b>		Inter Smect (%)			Plug Porosity (%)			Plug Permeability (md)			Macroporosity (TS, %)			Effective Porosity (TS, %)			IGV (%)			Grain Size	Sorting	<b>Delta Plain Petrofacies Association Parameter</b>	<b>Summary of Weighted Values</b>		
<b>Rel %</b>	Min	Av	Max	Min	Av	Max	Min	Av	Max	Min	Av	Max	Min	Av	Max	Min	Av	Max				<b>Min</b>	<b>Av</b>	<b>Max</b>	
Rims-Compacted	43	5.3	10.3	14.3	10.9	12.3	13.8	0.06	0.69	1.19	3.3	5.1	8.3	1.6	2.8	3.6	11	15.8	19.7	Variable	Variable	Interg Smectite (%)	3.6	6.5	9.5
Fine-Compacted	21	3.6	5.6	9.6	8.7	9.8	10.9	0.06	0.12	0.19	2.3	3	4	1	1.8	2.6	17	19.1	22	Very Fine	Well	Plug Porosity (%)	10.9	11.8	12.8
Intraclastic	14	4	6.1	8.3	15.2	15.6	16.1	*	*	*	8.6	8.8	9	4.3	4.6	5	11.3	13	14.6	Coarse	Poor	Plug Permeability (md)	1.9	4	5.9
Overgrowths	14	0	0.5	1	14.6	14.8	15	12.7	24.6	35.6	12.6	15	17.3	6.6	6.8	7	12	14	16	Medium	Moderate	Macroporosity (TS, %)	5.1	6.4	8.4
Post-Comp-Calcite	7	*	0.3	*	*	3.4	*	*	0.01	*	*	4.3	*	*	0	*	*	25.3	*	Medium	Moderate	Effective Porosity (TS, %)	2.4	3.2	3.8
<hr/>																									
<b>Delta Front Petrofacies Assoc</b>		Inter Smect (%)			Plug Porosity (%)			Plug Permeability (md)			Macroporosity (TS, %)			Effective Porosity (TS, %)			IGV (%)			Grain Size	Sorting	<b>Delta Front Petrofacies Association Parameter</b>	<b>Summary of Weighted Values</b>		
<b>Rel %</b>	Min	Av	Max	Min	Av	Max	Min	Av	Max	Min	Av	Max	Min	Av	Max	Min	Av	Max				<b>Min</b>	<b>Av</b>	<b>Max</b>	
Fine-Compacted	31	0.3	3.2	6.3	6.3	11.8	16.3	0.21	0.33	0.39	0	1.2	2.3	0	1	2.3	11.3	14.8	19.7	Very Fine	Variable	Interg Smectite (%)	2.7	4.2	5.6
Fine-Unsorted	19	2.3	4.5	6	9.5	10.1	10.4	0.01	0.37	1.1	0	0.6	1.3	0	0.4	1.3	14.3	20	25.7	Fine	Very Poor	Plug Porosity (%)	7.7	10.6	13.1
Rims-Porous	13	6.3	6.6	7	12.5	13.7	14.9	0.55	1	1.55	2	6.8	11.7	1	3	5	14	17.3	20.6	Medium	Moderate	Plug Permeability (md)	0.29	0.77	1.32
Pre-Comp-Calcite	13	0	0.6	1.3	2.7	4.6	6.5	0	0.005	0.01	0	0	0	0	0	0	14.7	34	53.3	Fine	Very Poor	Macroporosity (TS, %)	1.9	3.2	4.5
Fine-Porous	13	4	4.5	5	4.8	10	15.3	0.4	2.83	5.3	9.7	11.2	12.6	5	5.3	5.7	11.7	14.8	18	Fine	Well	Effective Porosity (TS, %)	1.1	1.8	2.7
Post-Comp-Calcite	6	*	2	*	*	9	*	*	0.23	*	*	2.3	*	*	1.6	*	*	18.7	*	Fine	Moderate	IGV (%)	13.8	19.3	25.3
Rims-Compacted	6	*	12	*	*	13.2	*	*	1.38	*	*	4.7	*	*	4	*	*	20.7	*	Medium	Well				

Table 5: Summary of the genetic units or sub-environments of deposition, the reservoir petrofacies association, their relative proportion in each MFA, and the basic petrophysical parameters that ultimately define reservoir quality. The values shown for each petrofacies consider only the petrofacies found within the specific genetic units. “Summary of Weighted Values” takes into account the relative importance of each petrofacies within the specific genetic units. \* = just one value (sample).

**Artigo III:**

**Genetic flow units: a concept for reservoir characterization based on depositional and diagenetic heterogeneities**





**"Marine and Petroleum Geology "**

**<jmpg@elsevier.com>**

Sent by:

ees.jmpg.0.61ef.e00943d1@ees

mail.elsevier.com

To jdaudt@petrobras-usa.com

bdaudt@yahoo.com

cc

bcc

Subject Submission Confirmation

04/16/09 05:26 PM

Dear Daudt,

We have received your article "Genetic flow units: a concept for reservoir characterization based on depositional and diagenetic heterogeneities" for consideration for publication in Marine and Petroleum Geology.

Your manuscript will be given a reference number once an editor has been assigned.

To track the status of your paper, please do the following:

1. Go to this URL: <http://ees.elsevier.com/jmpg/>
2. Enter these login details:  
Your username is: josedaudt  
If you can't remember your password please click the "Send Password" link on the Login page.
3. Click [Author Login]  
This takes you to the Author Main Menu.
4. Click [Submissions Being Processed]

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,

Elsevier Editorial System  
Marine and Petroleum Geology

\*\*\*\*\*

Please note that the editorial process varies considerably from journal to journal. To view a sample editorial process, please click here:  
[http://ees.elsevier.com/eeshelp/sample\\_editorial\\_process.pdf](http://ees.elsevier.com/eeshelp/sample_editorial_process.pdf)

For any technical queries about using EES, please contact Elsevier Author Support at [authorsupport@elsevier.com](mailto:authorsupport@elsevier.com)  
Global telephone support is available 24/7:  
For The Americas: +1 888 834 7287 (toll-free for US & Canadian customers)  
For Asia & Pacific: +81 3 5561 5032  
For Europe & rest of the world: +353 61 709190

---

The sender of this message is responsible for its content and addressing. The receiver shall take proper care of it. Without due authorization, the publication, reproduction, distribution or the performance of any other action not conforming to Petrobras System internal policies and procedures is forbidden and liable to disciplinary, civil or criminal sanctions.

**Genetic flow units: a concept for reservoir characterization  
based on depositional and diagenetic heterogeneities**

**Periódico:** Submetido ao Marine and Petroleum Geology.

**Autores:** José Alfredo Borges Daudt, Luiz Fernando De Ros, Karin Goldberg, Claiton Marlon dos Santos Scherer

**Abstract**

This paper addresses the question of reservoir heterogeneity, its hierarchy, and its impact in determining a flow unit model for simulation purposes. It intends to set basic rules for the definition of flow unit for secondary recovery projects, founding these rules in a strong geologic model and scale dependency. The subject is approached by integrating depositional, stratigraphic, and diagenetic aspects of reservoir characterization. Diagenesis, a sometimes critical element that affects the reservoir quality, is included in the flow unit framework and constrained by discontinuities, which originally are related to lateral and vertical variability of sub-environments of deposition. Critical analysis of previous and principal flow unit definitions, evidencing their incoherencies, are also presented as an argument of the proposed concept: genetic flow unit.

**1. Introduction**

Reservoir characterization studies are evolving and increasing the interaction between reservoir geologists and engineers. These integrated studies aim to develop realistic models for dynamic simulations that are used for production strategies. It is well known that reservoir performance is the product of a complex equation that includes the relationship between static, geologically-defined units and dynamic, engineering constraints. The prediction of reservoir performance is very sensitive to the method that is used to represent the reservoir geology in the simulator (Guangming et al., 1995). Improved reservoir description and characterization certainly reduces the amount of hydrocarbons that are left behind in the reservoirs (Amaefule et al., 1993).

In such a context, the characterization of flow units may be considered to be the ultimate gap between the static and dynamic aspects of reservoir modelling. However, the conventional flow unit concept was essentially created by engineers as an independent approach, and it largely ignored the role of geological attributes on reservoir performance (Lawal and Onyekonwu, 2005). This resulted in flow unit models without a comprehensive geological background and led to unreliable predictions in the numerical simulations. Consequently, much of the recent literature (e.g., Mikes and Geel, 2006; Mikes and Bruining, 2006) has recognized that the engineering models that are based upon productive behaviour alone are too simple to represent the geological complexity of true reservoirs.

Fortunately, there have been some visible, recent changes towards developing and using more consistent and realistic models. In 3D geocellular time, a flow unit is the fundamental building block or discrete framework of static models in a multi-scale geological approach. Based on it, reservoir interpreters determine porosity, permeability (continuous parameters), characterizing pore throat distribution, capillarity curves and saturation values per flow unit. Although it may seem a paradox, the definition and spatial distribution of flow units, which have a dynamic connotation, may be considered to be the last geological (static-related) task before delivering the model for simulations. A flow unit model is clearly the best way to improve communication between geologists and engineers in integrated studies.

In this process, the static model that is defined by geologists must consider different aspects of reservoir heterogeneity on a working scale that is appropriate for the problem being addressed (Van de Graaff and Ealey, 1989), such as exploration, appraisal, field development, and Improved Oil Recovery/Enhanced Oil Recovery (IOR/EOR) projects. A consistent hierarchy analysis defines key heterogeneities that have a strong impact on fluid displacement within the reservoir, as well as less important heterogeneities that may be neglected for modelling purposes.

The objective of this paper is three-fold. The first objective is to present a hierarchical scale for depositional reservoir heterogeneities for field development and IOR/EOR projects. The second objective is to discuss how the concepts that are used by geologists to define reservoir heterogeneity may be incorporated into flow unit models. Some previous flow unit definitions and their conceptual inconsistencies are analyzed,

and new approaches are proposed. The genetic flow unit is introduced as a modified term that is substantially based in robust sedimentologic and stratigraphic analysis. The third objective is to present a brief discussion on how diagenesis may be approached from a flow unit perspective and to examine particular cases that cause variations in the models.

## **2. Static Model: Geology**

### **2.1. Importance of reservoir heterogeneity in hydrocarbon production units**

Reservoir heterogeneity characterization is fundamental in the modern modelling process. The early recognition of compartments within the reservoir and the assessment of their impact on fluid flow define the most efficient strategies for reserve development (Tyler and Finley, 1991; Knox and Barton, 1999). Heterogeneities affect both the storage capacity of reservoir intervals (the original oil in place or OOIP), as well as the production rate. Other effects, such as system wettability and relative permeability, can also control the speed that fluids move within the reservoir.

The characterization of heterogeneities is a geological task, which is a “static” approach that is used to understand the reservoir complexity. It is referred to as “static”, because the distribution of geological reservoir heterogeneities is unlikely to change during hydrocarbon production. Integration of data and information from different inputs and scales is necessary to characterize reservoir heterogeneities, including core and outcrop description, wireline logs interpretation, petrophysical analysis, and use of analogous reservoirs.

As suggested in many previous papers (Tyler and Finley, 1991; Moraes and Surdan, 1993; Hamilton et al., 1998, etc), reservoir heterogeneity represents everything that disrupts the fluid flow within a reservoir. Depositional heterogeneities may be inherent to any depositional system (Slatt and Galloway, 1992). The term reservoir heterogeneity is many times imprecisely used, and without a clear hierarchical control.

The genesis of reservoir heterogeneities is related to sedimentology (facies and facies associations, depositional or architectural elements, etc), stratigraphy (key surfaces that are forming the stratigraphic framework, facies stacking patterns, etc), diagenesis (types and distribution of diagenetic components, different reservoir petrofacies associations, etc), tectonics (structural pattern, presence of faults, etc) or

more commonly, a combination of some or all of them. Structural heterogeneities are not going to be fully addressed in this article although they are undoubtedly very important in some reservoirs (cf. Laubach et al., 2008). Faults and fractures may affect a reservoir during or after the diagenetic processes, by generating new storage and flow capacity that will be different from the quality distribution of original reservoir (Nelson, 2002).

Lately, the importance of studies that focus on the hierarchy of depositional heterogeneities have increased substantially, as they can define different reservoir compartments with different petrophysical properties or reservoir qualities. In the literature, several seminal works described depositional heterogeneities according to the importance of their bounding surfaces or the time lapse involved in their generation. The pioneering work of Jackson (1975) established formal differences between physical and time bed formation scales, classifying them as microforms, mesoforms, and macroforms. Similar approaches were presented by Brookfield (1977) for eolian deposits and by Allen (1980; 1983) for fluvial successions. Both authors recognized that differences in scale might be preserved in bounding surfaces that separate different depositional units. This subject was further developed in the 1980's by Miall, who proposed hierarchical models for fluvial deposits (the four-fold model of 1985, the six-fold model of 1988a and 1994, and the eight-fold model of 1996). Miall (1988b) also presented an excellent discussion on the identification of heterogeneities in outcrops and expressed the importance of the proper characterization and hierarchization of bounding surfaces.

Some of the depositional heterogeneities that were recognized in those previous works do not have a significant impact during reservoir production. The question may be approached from a two fold perspective, which is that the modeller must define which heterogeneities really impact fluid flow within the reservoir and must consider the computational constrains. The main questions that are under consideration here are "what heterogeneity to honour and how to describe it" (Srivastava, 1994). Highly detailed geologic models are very difficult to handle in simulators, which creates a need to simplify them. As a consequence, some of the small-scale heterogeneities that were described by Miall (e.g. first, second, and even third orders in his models of 1985, 1988 and 1996), may be neglected. These heterogeneities show practically no impact on fluid

flow during IOR/EOR projects, since they do not separate different domains of petrophysical properties. Additionally, some of these surfaces are rarely identifiable in wireline logs, and so their definition is not practical during modelling.

Despite their lesser importance, studies on the impact of small scale heterogeneities in fluid flow were not always neglected in the literature. Kortekaas (1985) showed that there might be some differences in recovery if specific directions of the cross bedding are considered. Following an approach similar to that of Weber (1982) and Evans (1985), the author has demonstrated, through a conceptual simulation, that the parallel flow tends to be more effective in terms of oil displacement than the flow perpendicular to the foreset laminae, due to permeability variations that are observed in cross bedding. In this paper, this level of heterogeneity is disregarded, because it is believed that the flow will respond to major elements, as will be addressed in the following sections, especially where no significant grain size or sorting variations are presented. Small scale elements as foreset laminae are grouped in thicker units that may be defining a semi-regional or regional trend that will be more important in terms of fluid flow influence.

#### 2.2.1. Scales of building blocks

A hierarchical analysis of reservoir heterogeneity should be performed in a “building block” perspective. Thus, it is necessary to make an analysis from the elemental heterogeneity (higher frequency heterogeneity) to large-scale, regional element (lower frequency heterogeneity). This approach supports the development of predictive models that allow the recognition of similar heterogeneities or compartments in new areas or in situations with limited available data. Consequently, the flow unit framework will also be predictive in nature, which is a very useful condition for reservoir modelling.

In complex settings, the definition and hierarchization of heterogeneities is not always straightforward. Although complexity may imply a large number of geological aspects, in general, this term is related to the variability of the depositional systems, the stratigraphic organization, and the diagenetic impact on reservoir, which are all features that can affect and modify the porosity and permeability distribution.

Another important concern of the petroleum industry is the need to perform upscaling of the geologic model due to computational constraints or limitations. Slatt and Hopkins (1990) argue that many geologic models are too detailed and are often not in an appropriate format for reservoir simulation. Conversely, in some cases, the geology complexity is oversimplified in the upscaling process (Mikes and Bruining, 2006), which can lead to some important heterogeneities being underestimated and becoming “technically invisible”. Uncompleted stratigraphic analysis, incorrect definition of sand body geometry, simplification of the diagenetic imprint, a lack of a precise heterogeneity hierarchy, and even conceptual misuses can all create potential problems. Mikes et al. (2006) considered a six-fold model of heterogeneity as an approach for permeability upscaling (Table 1). It seems that the hierarchical framework that has been conventionally proposed in order to establish the basis for upscaling is somewhat questionable in terms of geological significance. In a stratigraphic sense, a facies association, or lithofacies association, is not a parasequence but rather represents an architectural element. On the contrary, parasequences are defined by the association of several depositional sub-environments. Those authors also suggested that a facies (a geologic unit) may define a flow unit (a reservoir unit) and used a meander belt as an example. A meander belt is a deposit that is compounded by one or more point bars, which, in turn, are architectural elements. One architectural element is composed of several lithofacies, not just one. Although we diverge in these concepts, we agree that an association of architectural elements (their meander belt example) may define a flow unit, as will be discussed further on.

In this article, the first order is considered to be the most important reservoir heterogeneity hierarchy, in contrast to the models that were presented by Miall (1985, 1988, 1996) and by Ghosh and Lowe (1993). This seems more appropriate, as it follows the most used stratigraphic hierarchy (Vail et al., 1977; Duval et al., 1992). The reservoir heterogeneity hierarchy is shown in Figure 1, which also shows the genetic flow unit domain that will be discussed later.

*Seventh order: unitary facies (lithofacies)*

In a hand-scale analysis, a single facies represents the smallest building block of the sedimentary record (Walker, 2006). Thus, a single facies is potentially the most elemental reservoir heterogeneity that may affect the fluid flow within a reservoir.

In siliciclastic deposits, one facies may be the result, for instance, of the dynamics of sand movement and deposition, which generate a bed form. Ashley (1990) showed that the interaction between flow velocity and grain size produces different types of bed forms, which can range from ripple marks to 3D dunes.

The thickness of a single facies, which is defined as a single, unitary surge-type event, is quite variable; it is limited to the point where the characteristics of the sedimentary process changes, which indicates the beginning of another sedimentary pulse. Post-depositional diagenetic processes may affect the porosity, the permeability, and other properties of these elemental depositional bodies (see discussion below).

This level of depositional heterogeneity may be negligible in successions that have very little grain size variation, but it can become important where significant grain size or sorting differences are present (Van de Graaff and Ealey, 1989). For instance, the presence of conglomeratic layers or residual conglomeratic lags may have a strong impact, since these lithologies normally show a much higher permeability than the underlying and overlying beds. There are some examples where fluid flow is driven, or at least strongly affected, by the presence of a single facies. Early water breakthrough during IOR/EOR projects is commonly related to the presence of thin layers of highly permeable conglomerates (Swan and Riley, 1962; Candido and Wardlaw, 1985; Wouterlood et al., 2002). In these cases, the fluid flow within the reservoir is controlled by the presence and distribution of specific facies, as singles or as a stacked multi-event.

*Sixth order: facies associations (architectural elements)*

Normally, a facies is associated with other facies or a set of facies within an element that represents the same genetic history. These associations of facies have environmental significance (Collinson, 1969). Associations of facies normally reflect a continuous process of deposition where there are no significant changes in the sedimentary controls (Walker, 1992). A combination of several bed forms (lithofacies) will form an architectural element.

This approach was introduced by Allen (1983) and further developed by Miall (1985; 1988; 1996) (Figure 2). The association of facies represents a cumulative effect of several dynamic events over a period that ranges from tens to hundreds of years (Miall, 1985) and occasionally thousand of years. An architectural element is defined not only by its internal association of facies but also by its external geometry, its nature



and the hierarchy of its boundary surfaces. These surfaces, when separating similar stacked architectural elements, commonly have a very limited impact on fluid flow within the reservoir, except where they are affected by specific diagenetic processes.

The identification of architectural elements should be a systematic task for modelling geologists who work in reservoir development and on IOR/EOR projects. However, for most of these activities, only wireline logs, rather than cores and outcrops, are available. Thus, it is quite difficult to separate two or three similar architectural elements that are vertically stacked based only upon wireline logs. The integration with dynamic data, such as fluid pressure analysis, use of radioactive tracers, and temperature logs, may provide some constraints on sand body geometry and areal distribution, but normally the definition of individual architectural element remains unreachable.

*Fifth order: architectural elements association (sub-environments of deposition)*

The association of similar architectural elements constitute depositional intervals or a sub-environment of deposition. The similar concept of "major facies association" was applied by Begg et al. (1996) and Daudt and Scherer (2006) for fluvio-deltaic successions. In case of a deltaic system, the delta plain, delta front, prodelta, and flood plain represent intervals or sub-environments of deposition. Each of these intervals is formed by a variable number of architectural elements that are arranged in a specific style. Changes in these architectural elements or changes in their styles may represent base level changes in a predictable high-frequency order (the fourth order of Raja Gabaglia et al., 2006), perhaps at the lower limit of the sequence stratigraphic applicability.

The surfaces that bound these sub-environments are referred to as within trend surfaces or contacts (Catuneanu, 2006), and they may have a considerable impact on fluid flow. Although these surfaces do not represent typical stratigraphic surfaces, they are boundaries that can constrain specific petrophysical signatures and represent a great convenience for modelling purposes.

The association of architectural elements seems to be the perfect scale to integrate geological aspects of reservoir heterogeneity with petrophysics and production analysis, especially in advanced development or IOR/EOR projects. Fluid flow and drainage efficiency (vertical and horizontal sweep efficiency) are more observable at

this scale than at the sixth order. The diagenetic imprint may also be better constrained at this level (Daudt, 2009; see later discussion) to allow for reservoir quality analysis in a more integrated and predictive way.

*Fourth order: Depositional systems*

The depositional system represents the assembly of all sub-environments that have a genetic relationship in space and time, which are defined as depositional domains (Daudt, 2009). Deltas, for instance, are distinguished from any other system by a series of diagnostic features that may include architectural element associations, geometries, facies succession, and others. The early interpretation of the depositional systems and the identification of their bounding surfaces are important steps to establish development strategies for reservoirs that will be subjected to IOR/EOR projects in the future (see examples shown by Tyler and Finley, 1991). Genetic flow units should not be defined at this scale, because depositional systems are formed by a wide range of reservoir quality intervals, which makes the application of the genetic flow unit concept useless.

The surfaces that bound these different genetic compartments are potentially important flow barriers. From this scale and up, the definition and mapping of all the bounding surfaces is vital to understanding reservoir complexity. Once the fourth order heterogeneity is defined, the interpreter should downsize the analysis as new data is being incorporated. The fourth order heterogeneity level is extremely important, because it represents larger scale compartmentalization that can affect the general patterns of fluid flow and reservoir distribution.

*Third order: Systems tract*

Systems tracts represent a linkage of contemporaneous depositional systems (Brown and Fisher, 1977). Fluvial, eolian, deltaic, and deep water systems may coexist in some part of a basin, during a certain time, if favourable conditions are established. At this level, large scale tri-dimensional relationships are defined among the different depositional systems. As a part of a depositional sequence, systems tracts are normally defined by their relative stratigraphic position within it (Van Wagoner et al., 1988). The tracts are bounded by surfaces that can be formed by different processes, such as maximum flooding, a ravinement process, and fluvial erosion. These surfaces are potentially important flow barriers, and they may, at least, limit reservoirs by different

sedimentological and/or facies architectural characteristics. An understanding of these features is normally applicable in exploration and appraisal approaches.

*Second order: Depositional sequence*

A depositional sequence is the most important unit in a third-order sequence stratigraphic framework, and it represents a complete cycle of base level variation, which is limited at the top and the base by unconformities (Mitchum et al., 1977). As a practical matter, the scale of a depositional sequence is more approachable for exploration than for reservoir development analysis. Nevertheless, depositional sequence distribution is important for determining field-wide trends on production, as well as in-place hydrocarbon volume. Abrupt depositional changes at the sequence level can still have a great impact on smaller scale heterogeneities, since they also determine large-scale domains with differing reservoir quality. However, the second order may have little impact on IOR/EOR projects, as this heterogeneity is normally on a larger scale than the dimensions of these projects.

*First order: Basin filling*

The basin-wide scale corresponds to the largest heterogeneity and is applicable to exploration analysis. Basins are created by extensional, compressional, or shearing stresses and represent dynamic loci of sediment accumulation. The main controls on sediment input and deposition result from the interaction between basin geometry, the rate of source area denudation, and base-level changes through time.

### **3. Flow units and Geology**

#### **3.1. Flow unit: definitions and discussion of a new approach**

The flow unit concept was introduced by Hearn et al. (1984) to design rock packages with lateral and vertical continuity and similar geological and petrophysical characteristics, such as porosity and permeability. This concept led to an advance in reservoir characterization, since it allowed the transcription of detailed geology into mappable units. However, it has also triggered several discussions in recent years (Bhattacharya et al., 2008), particularly on the use of different techniques and methodologies for its definition. This wide range of possible approaches led to great discrepancies in the final results (Porrás et al., 1999; Stolz and Graves, 2003; Svirsky et al., 2004; Lawal and Onyekonwu, 2005).

The first step in the understanding of flow unit significance should involve the characterization of reservoir heterogeneity, since the presence and distribution of geological discontinuities strongly affects the vertical and horizontal fluid displacement within the reservoir (Eaton, 2006). Nonetheless, several models fail to incorporate geological controls in the process of defining a flow unit.

Diverse previous works defined flow units essentially through a direct connection between reservoir heterogeneity and vertical permeability distribution (Testerman, 1962; Kortekaas, 1985; Van de Graaf and Ealey, 1989; Mikes, 2006). Consequently, the flow units that were defined in these works exclusively represented an engineering concept that was associated only with the intrinsic hydraulic quality of the reservoir intervals (Amaefule et al., 1993) and disregarded the geological controls that were responsible for the quality variations. Mijnsen et al. (1990) defined their elementary flow unit as “a volume of rock which is homogeneously heterogeneous”, which is an expression that may be useful for engineering but is rather confusing for geological characterization. Testerman (1962) and Gill (1970) used a statistical technique to divide the reservoir into several zones that were defined by minimum internal permeability variation and maximum variation between zones, without any geological control. Although they did not use the term “flow unit”, the final product was very similar to a flow unit framework. Very little geological characterization is also observed in Bishop (1960), who used a slice technique to subdivide the reservoir interval into slices of arbitrary thickness that were taken as operationally defined units, without considering any lithofacies or stratigraphic complexity. In another example, Guangming et al. (1995) argue that the utility of sequence stratigraphic analysis was limited for reservoir engineering purposes, since these sequences may cut across lithologic boundaries. Altunbay et al. (1994) also encountered similar conceptual limitations, as their flow units were supposed to “occur as layers within lithofacies”, which they called “sub-lithofacies”. These are only a few of the examples of how flow units were defined by complicated models, confusing expressions, or geologically unrealistic approaches.

The traditional and most commonly used definition of a flow unit includes “a specific volume of a reservoir, which is composed of one or more reservoir quality lithologies and any non-reservoir quality rock types within that same volume, as well as

the fluids they contain” (Ebanks, 1987; Ebanks et al., 1992). Ultimately, reservoir quality is a function of mineralogy and texture, which are parameters that are directly linked to geological attributes. A flow unit has to be “correlative and mappable at the inter-well scale”, as well as “recognizable on wireline logs” (Ebanks et al., 1992). These definitions, however, do not mention that geological reservoir heterogeneities should be used to describe the geologic complexity and define the reservoir compartments as well as their relationship to the fluid flow through the reservoir (Slatt and Galloway, 1992).

In this paper, the term “genetic flow unit” was used to describe specific intervals that were constrained by surfaces that were generated as a result of considerable depositional and/or post-depositional changes. “Considerable”, in this sense, refers to depositional changes that are reflected in the texture, structures, and/or architecture of the units, the distribution of major diagenetic processes and products that can be mapped from a wireline log scale, and are potentially predictable within a high-resolution stratigraphic framework. Mijnsen et al. (1990) had already used the term “genetic flow unit” to characterize architectural elements in deltaic successions from a flow unit perspective.

Therefore, in this paper, we propose a new and geologically significant concept of the flow unit as genetically-related, architectural element associations. These units correspond to major facies associations or sub-environments of deposition (hierarchy 5 in Figure 1), which, in some cases, may have their petrophysical properties modified by diagenesis. Occasionally, the definition of flow units may correspond to the level of an individual architectural element (hierarchy 6 in Figure 1), with a good example of this being the eolian system. Genetic flow units that are defined at the depositional system scale (heterogeneity 4 in Figure 1 or third order sequence stratigraphy) are not useful for IOR/EOR projects, because depositional systems are characteristically comprised of several rock volumes of different reservoir qualities. Nevertheless, units at the third order sequence stratigraphic scale are important to define the large scale reservoir quality controls and distribution.

The recognition of the fifth level of hierarchy is vital to constrain the distribution of petrophysical properties, even if these properties are similar between two adjacent genetic units. In such cases, the units are constrained by bounding surfaces that are at

least discrete elements that act as flow barriers or deflectors. These discrete elements may compartmentalize the reservoir and must be considered in the modelling process.

When comparing this integrated approach with some classical flow unit definitions (Ebanks et al., 1992; Amaefule et al., 1993; Gunter et al., 1997), some similarities and differences can be identified:

- a) The proposed model resulted in flow units that are composed of reservoir and non-reservoir lithologies that are constrained by fifth order heterogeneity surfaces. Consequently, the petrophysical property distributions are likely to show some dispersion, as they represent variable original textures of the reservoir lithologies, which are, in many cases, influenced by diagenesis, and may also include thin muddy layers. These are similar to what Ebanks et al. (1992) used to define flow units (their point “a”).
- b) Given that the proposed model is based upon the recognition of different depositional and post-depositional compartments, mapping these intervals within a tri-dimensional space will allow the correlation of flow units. Ebanks et al. (1992) proposed that a flow unit is “correlative and mappable at the interwell scale”. This characteristic would depend on the maturity of the project, because well spacing tends to decrease as the development reaches an advanced stage. Thus, the flow unit framework may change “with infill drilling and changes in production mechanism”, according to those authors. Considering this, a flow unit may be not correlatable between wells due to two factors, which are the limited maturity of the field (well spacing is too large to intercept some flow units), and the intrinsic depositional or post-depositional geometry of the unit (wells are drilled along the strike line of a narrow channel system, for instance). However, the genetic flow unit concept that is introduced here implicitly constrains the use of this term to the specific scale of the architectural element associations or the sub-environments of deposition, regardless of the average distance between wells. Reducing well spacing will increase the sweep efficiency by increasing pore connectivity but not by changing the geologic model. As a consequence, infill drilling is not going to change the genetic flow unit

framework, since it is defined by geologic constrains that are depositional or stratigraphic in nature;

- c) There is a general sense that a flow unit should be recognizable in wireline logs (Ebanks et al., 1992), which is an essential aspect of the practical applicability of the model. For this reason, the recognition of key depositional surfaces and, in some cases, of the concentration of diagenetic effects in wireline logs is a key step for the definition of genetic flow units. The distribution of these surfaces is likely to be predictable within a high-resolution sequence stratigraphic framework. The fifth order better fits this aspect. Heterogeneities at the sixth order (architectural element level) may be recognizable if enough dynamic or core data is available.
- d) Several controversial definitions have been applied to the flow unit concept, including those that indicate that a flow unit “may be in communication with other flow units” (Ebanks et al., 1992), “may cross-cut sedimentary facies boundaries” (Slatt and Hopkins, 1990; Ebanks et al., 1992; Bhattacharya et al., 2008) and “may be defined without any facies control” (Gunter et al., 1997). These definitions are inadequate if a genetic model is considered. Heterogeneous surfaces (Figure 1) are typically sites of facies changes or of specific diagenetic features that are potential effective barriers or deflectors to fluid flow within the reservoirs. These surfaces are, therefore, likely to cause a significant effect on the hydrocarbon displacement efficiency, as illustrated by the conceptual example shown in Figure 3.

The important aspects of the process of defining flow units seems to be that geology, including the structural, stratigraphic, sedimentologic, and diagenetic aspects, must initially play the main role as the basis for the construction of reservoir models. Geologic models, however, should be developed with a level of detail that is compatible with time and computational constrains. As discussed below, diagenesis must always be integrated into the models, since it is important as a modifier of reservoir quality.

### 3.2. Impact of Diagenesis in the flow unit model

A reservoir is the product of depositional and post-depositional processes, whose effects transform sediments into sedimentary rocks during burial. Although the

depositional and/or stratigraphic architecture usually defines the main heterogeneities and frequently seems to be the dominant control of reservoir quality, diagenesis, in many cases, has substantially modified the distribution of porosity and permeability, as well as their relationships (Hamilton et al., 1998; Moraes and Surdam, 1993; Altunbay et al., 1994; Worden et al., 2000; Salem et al., 2000). Depositional facies that were highly porous and permeable may retain these qualities after burial and diagenesis or be severely affected by cementation and/or compaction, which could even result in them becoming flow barriers, as in some fluvial or turbiditic cycle-base conglomerates. Diagenesis may also enhance the reservoir heterogeneity by increasing the permeability contrast between adjacent facies (Hamilton et al., 1998). Thus, the present day porosity and permeability distribution may not have any relationship to the original, depositional distribution (Primmer et al., 1997; Morad et al., 2000; Hartmann et al., 2000; Lee et al., 2002; Taylor et al., 2004). Besides porosity and permeability, diagenesis may also affect wireline signatures and other petrophysical parameters, such as initial saturation, wettability, and capillarity. The combination of all these effects is important when estimating the original hydrocarbon in place and the recoverable volumes. Therefore, in many situations, diagenesis has a strong impact on reservoir quality and, only in a few cases, is this impact correctly addressed in modelling (Evans, 1987).

In a practical view, diagenesis may modify the reservoir quality in two ways (Table 2): a) it promotes changes in the original distribution of the petrophysical parameters that follow the depositional architecture, including the depositional facies and stratigraphic framework, or b) it promotes changes that do not follow the depositional architecture, which creates a new reservoir quality framework.

For several siliciclastic and most carbonate reservoirs, the first case is the most common. In those, eodiagenesis (*sensu* Morad et al., 2000) is the most important stage of diagenetic evolution, and the diagenetic process is strongly controlled by physical, biological, and geochemical constraints that are defined by the depositional environment. In such a context, reservoir quality distribution may be predictable through sequence stratigraphic analysis (Ryu and Niem, 1999; Ketzer et al., 2002; Ketzer et al., 2003; Ketzer et al., 2004; Al-Ramadan et al., 2005; El-ghali et al., 2006). However, in a reservoir development stage, the applicability of the genetic flow unit



will require a high-resolution analysis (fifth order in heterogeneity, architectural element association (Figure 1).

The diagenetic impact on the definition of genetic flow units will be adequately assessed at a high-resolution scale through the use of the reservoir petrofacies concept (De Ros and Goldberg, 2007). The porosity and permeability of petroleum reservoirs are controlled by depositional structures, textures, and composition, by the volume or intensity, habits, and distribution of diagenetic processes and products (what Primmer et al., 1997 defined as diagenetic style), and by the distribution of different pore types. Reservoir petrofacies are defined by the combination of these attributes (De Ros and Goldberg, 2007). Preliminary petrofacies are determined through a systematic description of these attributes in representative samples, followed by recognition of the attributes with a larger impact on porosity and permeability. These preliminary petrofacies are then checked against petrophysical and petrographic quantitative parameters by using statistical or neural network tools. Threshold values are defined for the influent textural and compositional attributes that constrain the significant reservoir petrofacies. Reservoir petrofacies that are defined by this method are consistent in terms of petrophysical porosity and permeability and their seismic and wireline log signatures (De Ros and Goldberg, 2007). Each reservoir petrofacies corresponds to a defined interval of porosity and permeability (Lima and De Ros, 2002; Goldberg et al., 2008; Daudt, 2009). This terminology is similar to reservoir facies, which was defined by Langton and Chin (1968), although reservoir petrofacies is a more precise term that was defined specifically through systematic petrographic analysis. The application of reservoir petrofacies is not limited to any scale and can be used as a tool for reservoir quality prediction during exploration. Reservoir facies, on the other hand, is a less precise term that was proposed for application during hand-scale analysis, which typically focuses on outcrops or cores. The combined use of the high-resolution sequence stratigraphy and reservoir petrofacies concepts (c.f. Goldberg et al., 2008; Daudt, 2009) constitutes a powerful tool for reservoir characterization as well as quality prediction, especially in complex settings. Reservoir quality indexes can be defined by each genetic unit, by considering the proportion of the defined reservoir petrofacies in the unit. Dynamic data that is provided by engineering, such as production through time, flow tests, oil and water geochemistry, repeated formation surveys, injectivity logs,

tracer surveys, and temperature logs, should be incorporated at this level to corroborate or adjust the geological model.

In situations where diagenesis does not follow the depositional architecture, the distribution of reservoir quality is far more complicated and difficult to predict. Only a detailed study and sometimes a comprehensive understanding of the whole petroleum system and its evolution will bring elements together in order to support a realistic flow unit definition. An excellent example of such an integrated study is presented by Taylor et al. (2004) for the complex diagenetic evolution of Norphlet sandstone (Jurassic, Gulf of Mexico), which resulted in a porous reservoir section (oil-bearing) that underlies a tight zone (gas-bearing). According to these authors, early wetting and drying cycles promoted anhydrite cementation above the water table, which prevented the formation of continuous chlorite coatings in this interval. During deep burial and high temperature, anhydrite cements were dissolved, and the uncoated quartz surfaces were exposed to quartz cementation. Meanwhile, continuous chlorite coatings preserved much of the original porosity in the lower interval. The reservoir quality evolution, as proposed by the authors, shows no relationship with the depositional facies distribution but rather to the distribution of the vadose and phreatic zones during eodiagenesis. Consequently, in this case, flow units are independent of the depositional framework.

Another example of mesodiagenetic control on reservoir quality that is independent of the depositional architecture is given in the classical paper written by Hancock and Taylor (1978). They presented a case where illite diagenesis, and its consequent reduction in permeability, took place in a water zone, synchronously with oil migration. With its evolution, differential oil saturation allowed the preservation of early diagenetic stages, which are represented by kaolinite, in the upper part of the reservoir, again, without depositional control. The inhibition of oil migration on illite authigenesis has been discussed by Hamilton et al. (1992) for several reservoirs of the Brent Group (Jurassic) in the North Sea.

Oil-bearing sandstones are normally less affected by diagenetic processes than the underlying aquifers (Yurkova, 1970; Bruhn et al., 1998; Worden and Morad, 2000; Worden and Burley, 2003). Early oil emplacement is believed to inhibit or even stop the diagenetic processes. Bruhn et al. (1998) described important differences in diagenesis in the Upper Albian Albacora Field, Campos Basin, Brazil. In these turbidite deposits,

coarse poikilotopic calcite cement is much more abundant in the interval below oil/water contact, which indicates the influence of oil emplacement on the diagenetic history of these reservoirs. Differences in diagenetic patterns were also observed in the Sakhalin field in Russia (Yurkova, 1970). In that giant oil and gas field, studies showed a close relationship between diagenesis and the fluids that were present in the reservoirs. While oil-bearing sands indicate more a subtle diagenetic imprint, gas-bearing levels are intensively diagenetized, without a clear deceleration of their post-depositional processes. Yurkova (1970) presented two main reasons for that: a) the diagenesis is refrained in the oil zone because oil, which is emplaced much earlier than gas, is the most unfavorable medium for the processes of eodiagenetic solutions, the replacement of unstable components, and authigenic mineral formation, and b) gas zones, on the other hand, as gas had an later emplacement, had a diagenetic history that was not influenced by the fluid. Some similar conclusions were presented by Marchand et al. (2001) in a study on diagenesis in the Brae Formation, North Sea. Through kinetic modelling, the authors showed that progressive oil charging has slowed the rate of quartz cementation in these deep-water sandstones. In extreme cases, this deceleration could even completely halt the diagenetic process, which favour porosity preservation in the crestal part of deeply buried sandstones.

This discussion on the potential of early oil migration in stopping diagenesis and, thereby, preserving higher porosity and permeability is still a matter of considerable debate. Presently, the predominant interpretation is that oil emplacement does inhibit the diagenetic process, by reducing the flow of aqueous fluids and the amount of precipitation. However, this process cannot fully prevent diagenesis, except at very large oil saturation values, since diagenesis cannot proceed in the thin, irreducible water films. This is well illustrated by the occurrence of oil inclusion within diagenetic minerals in some reservoirs (e.g., Saigal et al., 1992; Worden et al., 1998).

There are, of course, “hybrid” cases, where the timing of oil emplacement prevented the diagenetic reactions that were responsible for the reduction of porosity and permeability but some depositional control was followed. Hawkins (1978) showed that early oil emplacement inhibited mesodiagenetic quartz cementation in the channel facies of the Bothamsall Field (late Carboniferous, North Sea), which preserved much of the depositional porosity only in the axial position of the system.

Differential or focused dissolution is another diagenetic process that may create flow units with a very poor relationship with the depositional system. Porosity enhancement due to such a process is very well known (Wilkinson and Haszeldine, 1996; Wilkinson et al., 2001; Worden and Burley, 2003), although none of the examples include a discussion on the flow unit framework. Grains may be dissolved by meteoric water infiltration through faults, fractures, or unconformities during telodiagenesis or by fluid percolation with some degree of depositional control during eodiagenesis (KulenDare, 2007). Secondary porosity that is developed in the early diagenetic stages has little preservation potential, as it tends to be strongly reduced during mechanical compaction, while secondary porosity that is developed during telodiagenesis is more easily preserved. Hybrid models with secondary porosity generation that are controlled by a combination of depositional characteristics, such as provenance and facies distribution, and hydrodynamics (meteoric water percolation through fractures) also occur (Bermudez et al., 2006).

As mentioned earlier, a discussion on the influence of tectonics on the flow unit model is beyond the scope of this article. However, it is necessary to comment that, in some siliciclastic reservoirs, the fractures and smaller scale discontinuities are critical points in the definition of flow unit. This is particularly true in areas where strong diagenesis resulted in reservoirs with very low “bulk” or “matrix” porosity and where permeability is provided by faults and fractures. Flow unit framework, in these cases, is the product of a complex equation that is related to all the possible aspects that were mentioned before, plus the post-depositional tectonics. A good example of that is the Spraberry Formation (Midland Basin, Texas), which flow units are defined based on differences in diagenetic styles that promoted differences in fracturing patterns (Lorenz et al., 2002). These authors created a new term (“mechanical stratigraphy”) to express this variability. The excellent text book by Nelson (2002) offers significant help for the understanding of fractured reservoirs.

#### **4. Implications of these concepts for reservoir modelling in mature assets**

Mature and over-mature assets may still contain huge amounts of hydrocarbons, which awaits new technological and/or methodological solutions for their recovery. These assets are commonly affected by economic constraints, since the productivity per

well is normally low. In IOR/EOR projects, the understanding of the nature and hierarchy of heterogeneities will be of key importance for the determination of the best procedures that can be used to improve the recovery of these remaining reserves. Heterogeneity characterization will bring also a better understanding of how fluids flow within the reservoir (fluid displacement efficiency). Thus, a better control on the geology of the reservoir, its heterogeneities, and the assessment of the impact of these heterogeneities on fluid flow is a fundamental step to optimize production and investments. The genetic flow unit, which is a concept that integrates depositional reservoir heterogeneity, high-resolution sequence stratigraphy, and diagenesis, is a methodological approach that offers the solutions for bridging the gap between reservoir geology and engineering in the form of more realistic and operational modelling.

## **5. Conclusions**

In this article, we presented a hierarchical scheme that was based upon building blocks of different levels of heterogeneity. Some of these heterogeneities are autogenetic (internal variability of the depositional system), and some allo genetic (extra-basinal controls as relative sea-level changes). Such a genetic issue leads to questions about the limit between internal and external controls and the lower limit of sequence stratigraphic applicability, which is essentially allo genetic in nature. No matter the case, the application of the genetic flow unit model as proposed in this article is highly recommended, as it should provide consistent geologic controls for reservoir quality correlation at least at the oil/gas field scale.

Genetic flow units are discrete elements that represent sub-environments of deposition, which are commonly part of fourth order sequence stratigraphic units. The concept is presented in this article as a modified concept that was proposed as an attempt to better represent the different rock volumes that, according to their petrophysical properties, determine the static conditions for fluid flow within the reservoirs. These units are compartments that are defined based upon real geological parameters that may be comprised of reservoir and non-reservoir rocks. Genetic flow units are recognizable in wireline logs as tri-dimensional volumes and are bounded by depositional, stratigraphic, structural, or diagenetic surfaces, which can function as potential flow barriers or deflectors. These characteristic prevent one genetic flow unit

from being in free communication with another, which conflicts with previous definitions.

In contrast to conventional flow units or reservoir zones, genetic flow units are scale dependent and should be approached at the architectural element association level (fifth heterogeneity hierarchy), which is normally the scale that is used in IOR/EOR projects. Flow units that are defined at the fourth order of heterogeneity, or the traditional third order of sequence stratigraphy, may be useful just as a first approach to defining regional reservoir quality distribution. However, the use of the genetic flow unit concept seems to be less useful at these scales, since depositional systems (fourth heterogeneity level) and depositional systems associations (third heterogeneity level) represent a wide spectrum of reservoir quality.

The diagenetic processes that are responsible for porosity and permeability modification can be constrained by depositional and stratigraphic surfaces, at the fifth heterogeneity level, which are the sub-environments of deposition. As a consequence, reservoir quality assessment, which is represented quantitatively by the distribution of petrophysical properties, can also be constrained by these surfaces. Reservoir petrofacies, which are defined by the combination of depositional and diagenetic parameters that control the intrinsic porosity and permeability of the reservoir rocks, are the essential tool for specifically modelling the impact of diagenesis and, generally, the variation of reservoir quality. The parameters considered comprise depositional structures, textures, and composition, the volume, intensity, habits, and distribution of diagenetic processes and products, and the distribution of different pore types. Statistical methods must be applied in the analysis, considering the proportion of the different reservoir petrofacies presented within each flow unit. The predictive capacity of these genetic models is provided by the recognition of the genetic flow units in the wireline log patterns, within a high-resolution sequence stratigraphic framework. However, burial diagenetic processes may also constitute a flow unit framework that has no relationship with the depositional architecture. In such cases, an integrated burial-thermal-generation-migration model must be coupled with the concept of the genetic flow unit for reservoir modelling.

## References

- Allen, J.R.L., 1980. Sand waves: a model of origin and internal structure. *Sedimentary Geology* 26, 281-328.
- Allen, J.R.L., 1983. Studies in fluvial sedimentation: bars, bar complexes and sandstone sheets (low sinuosity braided streams) in the Brown-stones, Welsh Borders. *Sedimentary Geology* 33, 237-293.
- Al-Ramadan, K., Morad, S., Proust, J.N., Al-Asam, I., 2005. Distribution of diagenetic alteration in siliciclastic shoreface deposits within a sequence stratigraphic framework: evidence from the Upper Jurassic, Boulonnais, NW France. *Journal of Sedimentary Research* 75, 943-959.
- Altunbay, M., Barr, D.C., Kennaird, A.F., Manning, D.K., 1994. Numerical geology: predicting depositional and diagenetic facies from wireline logs using core data. In: SPE Asia Pacific Oil and Gas Conference, Melbourne, Australia, November, 1994. SPE Paper 28794, 9pp.
- Amaefule, J.O., Mehmet, A.D., Tlab, D., Kersey, D. G., Keelan, D. K., 1993. Enhanced reservoir description using core and log data to identify hydraulic (flow) units and predict permeability in uncored intervals/wells. In: SPE Annual Technical Conference and Exhibition, Houston, United States, October, 1993. SPE Paper 26436, 16pp.
- Ashley, G.M., 1990. Classification of large scale subaqueous bedforms: a new look at an old problem. *Journal of Sedimentary Petrology* 60, 160-172.
- Begg, S. H., Kay, A., Gustason, E.R., Angert, P.F., 1996. Characterization of a Complex fluvio-deltaic reservoir for simulation. *SPE Formation Evaluation* 11(3), 147-154.
- Bermudez, J.C., Aaujo-Mendieta, J., Cruz-Hernandez, M., Salazar-Soto, H., Brizuela-Mundo, S., Ferral-Ortega, S., Salas-Ramirez, O., 2006. Diagenetic history of the turbiditic litharenites of the Chicotepec Formation, Northern Veracruz: controls on the secondary porosity for hydrocarbon emplacement. In: Lock, B.E. (Ed.), *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions* 56, p. 65-72.
- Bhattacharya, S., Byrnes, A.P., Watney, W.L., Doveton, J.H., 2008. Flow unit modeling and fine-scale predicted permeability validation in Atokan sandstones: Norcan East field, Kansas. *AAPG Bulletin* 92 (6), 709-732.
- Bishop, M.S., 1960. *Subsurface Mapping*. John Wiley & Sons, Inc., 198pp.
- Brookfield, M.E., 1977. The Origin of Bounding Surface in Ancient Eolian Sandstones. *Sedimentology* 24, 303-332.

- Brown Jr, L.F., Fisher, W.L., 1977. Seismic Stratigraphic Interpretation of Depositional Systems: Examples from Brazillian Rift and Pull apart Basins. In: Payton, C.E. (Ed.), *Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration*. AAPG Memoir 26, p. 213-248.
- Bruhn, C.H.L., Barroso, A.S., Lopes, M.R.F., Sarzenski, D.J., Abreu, C.J., Silva, C.M.A., 1998. High-resolution stratigraphy and reservoir heterogeneities of Upper Albian Turbidite Reservoirs of Albacora Field, Campos Basin, Offshore Brazil. In: *AAPG Annual Conference and Exhibition, Salt Lake City, United States*. Expanded Abstracts, vol. 1.
- Candido, A., Wardlaw, N.C., 1985. Reservoir geology of the Carmopolis Field. *The Canadian Society of Petroleum Geology Bulletin*, 33(4), 380-395.
- Catuneanu, O. 2006. *Principles of sequence stratigraphy*. Elsevier, 375pp.
- Collinson, J.D., 1969. The sedimentology of the Grindslow Shales and the Kinderscout Grit: a deltaic complex in the Namurian of Northern England. *Journal of Sedimentary Petrology* 39, 194-221.
- Daudt, J., Scherer, C.M., 2006. Arquitetura de Fácies e Evolução Estratigráfica dos Reservatórios Flúvio-deltaicos da Formação Echinocyamus (Eoceno Inferior) na Área do Lote 10 (Bacia de Talara, Noroeste do Peru). *Boletim de Geociências da Petrobras* 14 (1), 27-45.
- Daudt, J., 2009. Definição de unidades de fluxo genéticas em reservatórios clásticos com base em heterogeneidades deposicionais e diagenéticas: o caso da Formação Echinocyamus, Eoceno Inferior, Bacia de Talara, Peru. PhD Thesis, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brazil, 218pp.
- De Ros, L.F., Goldberg, K., 2007. Reservoir petrofacies: a tool for quality characterization and prediction (abs). In: *AAPG Annual Conference and Exhibition, Long Beach, United States*. Extended abstracts, vol. 6.
- Duval, B., Cramez, C., Vail, P.R., 1992. Types and Hierarchy of Stratigraphic Cycles. In: *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins International Symposium*. Abstracts volume, p. 44-45.
- Eaton, T.T., 2006. On the importance of geological heterogeneity for flow simulation. *Sedimentary Geology* 184, 187-201.
- Ebanks, W.J., 1987. Flow unit concept: integrated approach to reservoir description for engineering projects (abs). *AAPG Bulletin* 71(5), 551-552.
- Ebanks, W.J., Scheihing, M.H., Atkinson, C.D., 1992. Flow units for reservoir characterization: part 6, geological methods. In: Morton-Thompson, D., Woods, A.M. (Eds.), *Development geology reference manual*. AAPG Special Publication Methods in Exploration 10, Tulsa, Oklahoma, United States, pp. 282-285.



- El-ghali, M.A.K., Mansurbeg, H., Morad, S., Al-Aasm, I., Ajdanlisky, G., 2006. Distribution of diagenetic alterations in fluvial and paralic deposits within sequence stratigraphic framework: evidence from the Petrohan Terrigenous Group and the Svidol Formation, Lower Triassic, NW Bulgaria. *Sedimentary Geology* 190, 299-321.
- Evans, R.C., 1985. The influence of common sedimentary structures and diagenesis on fluid flow in selected sands and sandstones. M.Sc. Thesis, University of Reading, United Kingdom, 232pp.
- Evans, R.C., 1987. An investigation into the influence of common sedimentary structures and diagenesis on permeability heterogeneity and anisotropy in selected sands and sandstones. SPE Paper 17130, 42pp.
- Ghosh, B., Lowe, D., 1993. The architecture of deep-water channel complexes, Cretaceous Venado Sandstone Member, Sacramento Valley, California. In: Graham, S. A., Lowe, D. (Eds.), *Advances in the Sedimentary Geology of the Great Valley Group, Sacramento Valley, California*. SEPM Pacific Section, Guide book 73, p. 51-65.
- Gill, D., 1970. Application of a statistical zonation method to reservoir evaluation and digitized-log analysis. *AAPG Bulletin* 54 (5), 719-729.
- Goldberg, K., Abel, M., De Ros, L.F., Daudt, J., Scherer, C.M, 2008. Reservoir petrofacies of the Echinocyamus Formation (Talara Basin, Peru): an approach for high-resolution reservoir characterization. In: *AAPG Annual Conference and Exhibition, San Antonio, Texas, United States*. Expanded Abstracts vol.
- Guangming, T., Ogbe, D.O, Munly, W., Hatzignatiu, D.G., 1995. Use of flow unit as a tool for reservoir description: a case study. *SPE Formation Evaluation* 10(2), 122-128.
- Gunter, G.W., Finneran, J.M., Hartmann, D.J., Miller, J.D., 1997. Early determination of reservoir flow units using an integrated petrophysical method. In: *SPE Annual Technical Conference and Exhibition, San Antonio, United States, October, 1997*. SPE Paper 38679, 8pp.
- Hamilton, P.J., Giles, M.R., Ainsworth, P., 1992. K-Ar dating of illites in Brent Group reservoirs: a regional perspective. In: Morton, A.C., Haszeldine, R.S., Giles, M.R., Brown, S. (Eds.), *Geology of the Brent Group*. Geological Society Special Publication 61, p. 377-400.
- Hamilton, D.S., Holtz, M.H., Ryles, P., Lonergan, T., Hillyer, M., 1998. Approaches to identifying reservoir heterogeneity and reserve growth opportunities in a continental-scale bed-load fluvial system: Hutton Sandstone, Jackson Field, Australia. *AAPG Bulletin* 82(12), 2192-2219.

- Hancock, N.J., Taylor, A.M., 1978. Clay mineral diagenesis and oil migration in the Middle Jurassic Brent Sand Formation. *Journal of Geological Society of London* 135(1), 69-72.
- Hartmann, D.J., Beaumont, E.A., Coalson, E., 2000. Predicting sandstone reservoir system quality and example of petrophysical evaluation. *AAPG Search and Discovery Article* 40005.
- Hawkins, P.J., 1978. Relationship between diagenesis, porosity reduction, and oil emplacement in late Carboniferous sandstone reservoirs, bothamsall oilfield, e Midlands. *Journal of Geological Society of London* 135(1), 7-24.
- Hearn, C.R., Ebanks, W.J., Tye, R.S., Ranganathan, V., 1984. Geological factors influencing reservoir performance of the Hartzog Draw Field, Wyoming. *Journal of Petroleum Technology* 36(9), 1335-1344.
- Jackson, R.G., 1975. Hierarchical Attributes and a Unifying Model of Bed Forms Composed of Cohesionless Material and Procedure by Shearing Flow. *GSA Bulletin* 86, 1523-1533.
- Ketzer, J.M., Morad, S., Evans, R., Al-Aasm, I.S., 2002. Distribution of diagenetic alterations in fluvial, deltaic, and shallow marine sandstones within a sequence stratigraphic framework: evidences from the Mullaghmore Formation (Carboniferous), NW Ireland. *Journal of Sedimentary Research* 72(6), 760-774.
- Ketzer, J.M., Morad, S., Amorosi, A., 2003. Predictive diagenetic clay-mineral distribution in siliciclastic rocks within a sequence stratigraphic framework. In: Worden, R.H., Morad, S. (Eds.), *Clay mineral cements in sandstones*. IAS Special Publication 34, pp. 43-61.
- Ketzer, J.M., Morad, S., De Ros, L.F., 2004. Sequence stratigraphy and diagenesis: an integrated tool to improve prediction of reservoir quality in clastic sequences. In: *32th International Geological Congress, Florence, Italy. Abstracts vol.*, p. 163.
- Knox, P.R., Barton, M.D., 1999. Predicting interwell heterogeneity in fluvio-deltaic reservoirs: effects of progressive architecture variation through a depositional cycle from outcrop and subsurface observations. In: Schatzinger, R., Jordan, J. (Eds.). *Reservoir characterization: recent advances*. AAPG Memoir 71, pp.57-72.
- Kortekaas, T.F.M., 1985. Water/oil displacement characteristics in crossbedded reservoir zones. *SPE Journal* 25 (6), 917-926.
- KulenDare, M.A.K., 2007. The “Buckyball Effect”: framework grain stabilization and secondary porosity preservation in the Cambrian Galesville Sandstone, Illinois Basin. *AAPG Search and Discovery Article* 50043.

- Langton, J.R., Chin, G.E., 1968. Rainbow Member facies and related reservoir properties, Rainbow Lake, Alberta. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology* 16(1), 104-143.
- Laubach, S., Milliken, K., Eichhubl, P., Lander, R., Bonnell, L., Olson, J., Thomas, A., 2008. Structural diagenesis: the integration of structural geology and diagenesis. *AAPG Search and Discovery Article* 90078.
- Lawal, K.A., Onyekonwu, M.O, 2005. A robust approach to flow unit zonation. In: *SPE Annual International Conference and Exhibition, Abuja, Nigeria, August, 2005*. SPE Paper 98830, 15pp.
- Lee, S.H., Kharghoria, A., Datta-Gupta, A., 2002. Electrofacies characterization and permeability predictions in complex reservoirs. *SPE Reservoir Evaluation & Engineering* 5 (3), 237-248.
- Lima, R.D., De Ros, L.F., 2002. The role of depositional setting and diagenesis on the reservoir quality of Devonian sandstones from the Solimoes Basin, Brazilian Amazonia. *Marine and Petroleum Geology* 19, 1047-1071.
- Lorenz, J.C., Sterling, J.L., Schechter, D.S., Whigham, C.L., Jensen, J.L., 2002. Natural fractures in Spraberry Formation, Midland basin, Texas: the effects of mechanical stratigraphy on fracture variability and reservoir behavior. *AAPG Bulletin* 86(3), 505-524.
- Marchand, A.M., Haszeldine, R.S., Smalley, P.C., Macaulay, C.I., Fallick, A.E., 2001. Evidence for reduced quartz-cementation rates in oil-filled sandstones. *Geology* 29(10), 915-918.
- Miall, A. D., 1985. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Science Review* 22, 261-308.
- Miall, A. D., 1988a. Facies architecture analysis in clastic sedimentary basins. In: Kleinspehn, K.L., Paola, C. (Eds.), *New perspectives in basin analysis*. Springer-Verlag, New York, pp.67-81.
- Miall, A.D., 1988b. Reservoir heterogeneities in fluvial sandstones: lessons from outcrops studies. *AAPG Bulletin* 72(6), 682-697.
- Miall, A.D., 1994, Reconstruction Fluvial Macroform Architecture from Two-dimensional Outcrops: Examples from the Castlegate Sandstone, Book Cliffs, Utah. *Journal of Sedimentary Research* 64(2), 146-158.
- Miall, A. D., 1996. *The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology*. Springer-Verlag, New York, 582pp.

- Mijnssen, F.C.J., Weber, K.J., Floris, F.J.T., Kaasschieter, E.F., 1990. Relating sedimentology to producing behaviour in deltaic rocks. In: European Petroleum Conference, The Hague, Netherlands, October 1990. SPE Paper 20946, 22pp.
- Mikes, D., 2006. Sampling procedure for small-scale heterogeneities (crossbedding) for reservoir modelling. *Marine and Petroleum Geology* 23, 961-977.
- Mikes, D., Barzandji, O.H.M., Bruining, J., Geel, C.R., 2006. Upscaling of small-scale heterogeneities to flow units for reservoir modeling. *Marine and Petroleum Geology* 23, 931-942.
- Mikes, D., Bruining, J., 2006. Standard flow cells to incorporate small-scale heterogeneity (crossbedding) in a reservoir model. *Marine and Petroleum Geology* 23, 979-993.
- Mikes, D., Geel, C.R., 2006. Standard facies models to incorporate all heterogeneity levels in a reservoir model. *Marine and Petroleum Geology* 23, 943-959.
- Mitchum, R., P.R. Vail & S. Thompson III, 1977, Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 2: Depositional Sequence as a Base Unit for Stratigraphic Analysis. In: Payton, C.E. (Ed.), *Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration*. AAPG Memoir 26, pp. 53-62.
- Morad, S., Ketzer, J.M., De Ros, L.F., 2000. Spatial and temporal distribution of diagenetic alterations in siliciclastic rocks-implications for mass transfer in sedimentary basins. *Sedimentology* 47, 95-120.
- Moraes, M.A.S., Surdam R.C., 1993. Diagenetic heterogeneity and reservoir quality: fluvial, deltaic, and turbiditic sandstone reservoirs, Potiguar and Reconcavo rift basins, Brazil. *AAPG Bulletin* 77(7), 1142-1158.
- Nelson, R., 2002. *Geologic analysis of naturally fractured reservoirs*. Gulf Professional Publishing, 332pp.
- Porras, J., Barbato, R., Casen, L., 1999. Reservoir flow units: a comparison between three different models in the Santa Barbara and Pirital fields, North Monagas area, Eastern Venezuela Basin. SPE Latin American and Caribbean Petroleum Engineering Conference, Caracas, Venezuela, April, 1999. SPE Paper 53671, 7pp.
- Primmer, T.J., Cade, C.A., Evans, J., Gluyas, J.G., Hopkins, M.S., Oxtoby, N.H., Smalley, P.C., Warren, E.A., Worden, R.H., 1997. Global patterns in sandstone diagenesis: their application to reservoir quality prediction for petroleum exploration. In: Kupecz, J.A., Gluyas, J., Bloch, S. (Eds.), *Reservoir quality prediction in sandstones and carbonates*. AAPG Memoir 69, pp.61-77.
- Raja Gabaglia, G.P., Rodrigues, E.B., Magalhães, A.J.C., Arregui, C.D., Savini, R.R., 2006. Criteria to recognize sequence orders and tectonic imprint in cyclic

- siliciclastic record: a key to high-resolution stratigraphy. In: 17th IAS International Congress, Fukuoka, Japan. Abstracts...
- Ryu, I., Niem, A.R., 1999. Sandstone diagenesis, reservoir potential, and sequence stratigraphy of the Eocene Tyee Basin, Oregon. *Journal of Sedimentary Research* 69(2), 384-393.
- Saigal, G.C., Bjørlykke, K., Larter, S., 1992. The effects of oil emplacement on diagenetic processes: examples from the Fulmar reservoir sandstones, Central North Sea. *AAPG Bulletin* 76(7), 1024-1033.
- Salem, A.M., Morad, S., Mato, L.F., Al-Aasm, I.S., 2000. Diagenesis and reservoir-quality evolution of fluvial sandstones during progressive burial and uplift: evidence from the Upper Jurassic Boipeba Member, Reconcavo Basin, Northeastern Brazil. *AAPG Bulletin* 84(7), 1015-1040.
- Slatt, R., Hopkins, G.L., 1990. Scaling geologic reservoir description to engineering needs. *Journal of Petroleum Technology* 42(2), 202-210.
- Slatt, R., Galloway, W., 1992. Reservoir heterogeneity: part 6, geological methods. In: Morton-Thompson, D., Woods, A.M. (Eds.), *Development geology reference manual*. AAPG Special Publication Methods in Exploration 10, pp. 278-281.
- Srivastava, R.M., 1994. An overview of stochastic methods for reservoir characterization. In: Schatzinger, R., Jordan, J.F. (Eds.), *Reservoir characterization: recent advances*. AAPG Memoir 71, pp. 3-16.
- Stolz, A.K., Graves, R.M., 2003. Sensitivity Study of Flow Unit Definition by Use of Reservoir Simulation. In: SPE Annual Technical Conference and Exhibition, Denver, United States, October, 2003. SPE Paper 84277, 14pp.
- Svirsky, D., Ryazanov, A., Pankov, M., Corbett, P.W.M., Posysoev, A., 2004. Hydraulic flow units resolve reservoir description challenges in a Siberian oil field. In: SPE Asia Pacific Conference on Integrated Modelling and Asset Management, Kuala Lumpur, Malaysia, March, 2004. SPE Paper 87056, 15pp.
- Swan, C.R., Riley, E.A., 1962. Contained injection pattern and high pumping rates solved permeability problems in a North Texas Caddo conglomerate water flood. *Journal of Petroleum Technology* 14(10), 1104-1108.
- Taylor, T., Stancliffe, R., Macaulay, C., Hathon, L., 2004. High temperature quartz cementation and the timing of hydrocarbon accumulation in the Jurassic Norphlet sandstone, offshore Gulf of Mexico, USA. In: Cubitt, J.M., England, W.A., Larter, S. (Eds.), *Understanding petroleum reservoirs: towards an integrated reservoir engineering and geochemical approach*. Geological Society of London Special Publication 237, pp. 257-278.

- Testerman, J., 1962. A statistical reservoir zonation technique. *Journal of Petroleum Technology* 14(8), 889-893.
- Tyler, N., Finley, R.J., 1991. Architectural controls on the recovery of hydrocarbons from Sandstone Reservoir. In: Miall, A.D., Tyler, N. (Eds.), *The three dimensional facies architecture of terrigenous clastics sediments and its implications for hydrocarbon discovery and recovery*. SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology 3, p. 1-5.
- Vail, P.R., Todd, R.G., Sangree, J.B., 1977. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 3: Relative Changes of Sea Level from Coastal Onlap. In: Payton, C.E. (Ed.), *Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration*. AAPG Memoir 26, p. 63-81.
- Van de Graaf, W.J.E., Ealey, P.J., 1989. Geological modeling for simulation studies. *AAPG Bulletin* 73(11), 1436-1444.
- Van Wagoner, J.C., Posamentier, H.W., Mitchum, R.M., Vail, P.R., Sarg, J.R., Loutit T.S., Hardenbol, J., 1988. An Overview of the Fundamentals of Sequence Stratigraphy and Key Definitions. In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.S.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C. (Eds.), *Sea-level Changes: An Integrated Approach*. SEPM Special Publication 42, p. 39-45.
- Walker, R., 1992. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In: Walker, R., James, N. (Eds.), *Facies models: response to sea-level changes*. Geological Association of Canada, p. 1-14.
- Walker, R.G., 2006. Facies models revised: introduction. In: Walker, R.G., Posamentier, H.W. (Eds.), *Facies models revised*. SEPM Special Publication 84, p. 1-18.
- Wilkinson, M., Haszeldine, R.S., 1996. Aluminium loss during sandstone diagenesis. *Journal of the Geological Society* 153(5), 657-660.
- Wilkinson, M., Milliken, K.L., Haszeldine, R.S., 2001. Systematic destruction of K-feldspar in deeply buried rift and passive margin sandstones. *Journal of the Geological Society* 158(4), 675-683.
- Weber, K.J., 1982. Influence of common sedimentary structures on fluid flow in reservoir models. *Journal of Petroleum Technology* 34(3), 665-672.
- Worden, R.H., Oxtoby, N.H., Smalley, P.C., 1998. Can oil emplacement prevent quartz cementation in sandstones? *Petroleum Geoscience* 4, 129-139.
- Worden, R.H., Mayall, M., Evans I.J., 2000. The effect of ductile-lithic sand grains and quartz cement on porosity and permeability in Oligocene and Lower Miocene clastics, South China Sea: prediction of reservoir quality. *AAPG Bulletin* 84(3), 345-359.

- Worden, R.H., Morad, S., 2000. Quartz cementation in sandstones. IAS Special Publication 29, 342pp.
- Worden, R.H., Burley, S.D., 2003. Sandstone diagenesis: from sand to stone. In: Burley, S.D., Worden, R.H. (Eds.), *Clastic Diagenesis: Recent and Ancient*. IAS Special Publications 4, p. 3-44.
- Wouterlood, C.J., Falcigno, E.D., Gazzera, C.E., 2002. Conformance improvement with low concentration polymer gels in a heterogeneous, multilayer reservoir. In: *SPE/DOE Improved Oil Recovery Symposium*, Tulsa, United States, April, 2002. SPE Paper 75161, 12pp.
- Yurkova, R.M., 1970. Comparison of post-sedimentary alterations of oil-, gas- and water-bearing rocks. *Sedimentology* 15, 53-68.

### List of Figures and Captions

**Figure 1:** Hierarchy of depositional heterogeneities defined in this article. The genetic flow unit is related to the 5th order of heterogeneity and corresponds to the 4th order high-resolution sequence stratigraphic unit.

**Figure 2:** Schematic view of the 8 basic architectural elements described by Miall (1985).

**Figure 3:** Schematic cross section between one injector and two producer wells in a secondary recovery project. a) The lithostratigraphic approach shows high sweep efficiency in this direction. b) High-frequency stratigraphic correlation shows a higher degree of complexity that compromises the sweep efficiency in this direction. Several possibilities of by-passed oil are indicated. Arrows represent the direction of fluid movement and are proportional to reservoir quality.

### List of Tables and captions

**Table 1:** Six-fold model of reservoir heterogeneity proposed by Mikes et al. (2006). It is possible to identify some problems related to the correct definition of the geologic constraints, as well as, depositional and stratigraphic hierarchies.

**Table 2:** Differences in diagenetic style and consequences in the flow unit model.



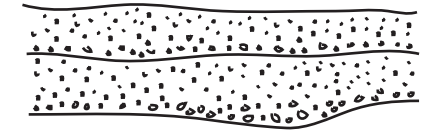




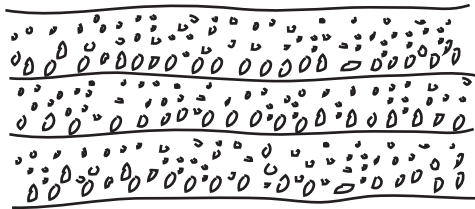
a) Channel



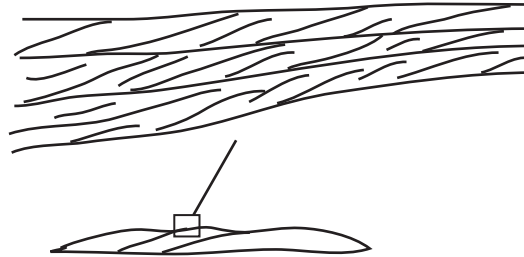
b) Lateral Accretion bar



c) Sediment Gravity flow



d) Gravel Bars



e) Downstream Accretion Bar



f) Sand Bedform



g) Laminated Sands



h) Overbank Fines

Figure 2: Schematic view of the 8 basic architectural elements described in Miall (1985)

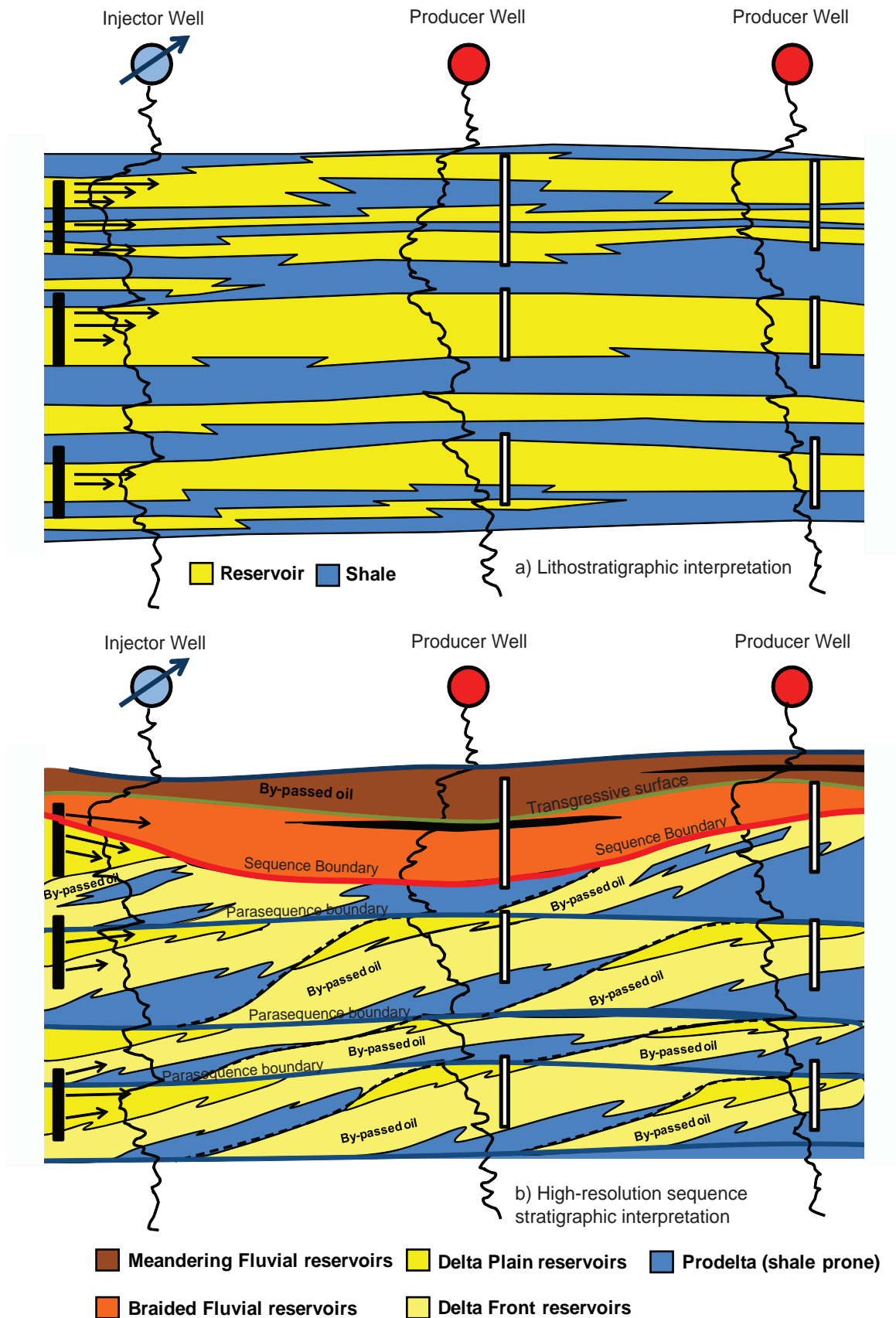


Figure 3: Schematic cross section between one injector and two producer wells in a secondary recovery project.  
 a) Lithostratigraphic approach shows a better high sweep efficiency in this direction.  
 b) High-resolution stratigraphic correlation showing a higher degree of complexity that compromise the sweep efficiency in this direction. Several possibilities of by-passed oil are indicated.  
 Obs: Arrows represent the direction of fluid movement and are proportional to reservoir quality; black bars represent open intervals for injection and white bars, open intervals for production.

Reservoir Units	Geological Units	Facies Example
	Sequence	
	Parasequence Set	Alluvial Plain
	Facies Association/Parasequence	River
Flow-Unit	Facies	Meander Belt
Flow-Cell	Bed	Trough Bed
Lamina	Foreset	

Table 1: Six-fold model of reservoir heterogeneity proposed by Mikes et al. (2006).  
It is possible to identify some problems related to the correct definition of the geologic constrains, as well as, depositional and stratigraphic hierarchies.

Diagenetic Style	Diagenetic Stage	Hierarchy of heterogeneities	Genesis of heterogeneities	Flow Unit	Applicability	References
Diagenesis follows depositional and stratigraphic framework	Eodiagenesis predominates	Heterogeneity 4 (3rd order sequence stratigraphy)	Base level variations (tectonic and sea level)	"Conceptual" Genetic Flow Units	Exploration Basin Analysis Appraisal	Ryu & Niem, 1999; Ketzer et al., 2002; Al-Ramadan et al, 2005 El-ghali et al., 2006
		Heterogeneity 5 (4th order sequence stratigraphy)	Base level variations (tectonic and sea level) Autocyclic controls (?)	Genetic Flow Units Depositional sub-environment Use of reservoir petrofacies	Reservoir development	Goldberg et al., 2008; Daudt, 2009
Diagenesis does not follow depositional and stratigraphic framework	Meso and telodiagenesis predominate	Variable	Thermal maturation; Timing of oil emplacement; fluids defining different zones	Case by case definition	Reservoir development	Hancock & Taylor, 1978; Surdam et al., 1984; Bruhn et al., 1998; Taylor et al., 2004;
	Telodiagenesis predominates	Variable	Tectonics (fractures, faults, etc)	Not discussed in this paper	Basin analysis (geochemistry) Appraisal Reservoir development	Nelson, 2002; Lorenz et al., 2002

Table 2: Differences in diagenetic style and consequences in the flow unit model.

## **Anexos**

**Anexo I:****Revisión Conceptual sobre el Patrón Diagenético y Potencial de las Areniscas Volcanoclásticas como Reservorios de Petróleo**

# REVISIÓN CONCEPTUAL SOBRE EL PATRÓN DIAGENÉTICO Y POTENCIAL DE LAS ARENISCAS VOLCANOCLÁSTICAS COMO RESERVORIOS DE PETRÓLEO

## VOLCANOCLASTIC SANDSTONES: CONCEPTUAL REVIEW ON DIAGENESIS AND THEIR POTENTIAL AS PETROLEUM RESERVOIRS

José Alfredo BORGES DAUDT

### RESUMEN

Los reservorios volcanoclásticos están compuestos por una cantidad variable de fragmentos de rocas volcánicas, entre otros componentes. Estos fragmentos son extremadamente inestables física y químicamente, hecho que causa que los mismos reaccionen en búsqueda de estabilidad al sufrir cualquier cambio en las condiciones originales. Estas reacciones acaban por formar una asociación mineralógica autógena que controla fuertemente la calidad del reservorio.

En este artículo son revisados los principales elementos diagenéticos encontrados en estos reservorios, presentando una pequeña discusión de cada mineral autógeno formado. También se presenta algunos comentarios sobre el potencial de estas areniscas como reservorios de petróleo.

Este artículo es parte de un trabajo previo de revisión conceptual que servirá de base para el proceso de caracterización diagenética del reservorio Echinocyamus en el Lote X. Sin embargo, como gran parte de los reservorios Terciarios de Talara presentan alguna proporción de fragmentos volcánicos, este artículo también podrá servir de referencia para estudios de modelado diagenético en otras unidades de la Cuenca.

*Palabras Claves:* Volcanoclásticos, Diagénesis, Caracterización de Reservorios, Cuenca Talara.

### ABSTRACT

Volcaniclastic reservoirs are composed by a variable amount of volcanic rock fragments, among other components. These fragments are physical and chemical unstable, fact that causes reactions to achieve a stable condition when they suffer any changes in their original setting. These reactions result in the generation of a new autigenic mineralogical association that strongly control the reservoir quality.

In this paper, the main diagenetic elements that are found in these reservoirs are reviewed, presenting a short discussion on each autigenic mineral that is formed. It is also presented some comments on the potential of these rocks as petroleum reservoir.

This article is part of an initial work of conceptual revision that will be used as a base for the diagenetic characterization of Echinocyamus Formation in Block X area, Talara Basin. However, as the majority of the Tertiary reservoirs in Talara Basin have some proportion of volcanic fragments, this article may be used as a reference for studies of diagenetic modeling in other plays in this basin.

*Keywords:* Volcanoclastics, Diagenesis, Reservoir Characterization, Talara Basin.

**Revisión Conceptual sobre el Patrón Diagenético y  
Potencial de las Areniscas Volcanoclásticas como Reservorios de Petróleo**

**Periódico:** Publicado no Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, n° 100 (2), páginas 49 a 61, año 2005.

**Autor:** José Alfredo Borges Daudt

**RESUMEN**

Los reservorios volcanoclásticos están compuestos por una cantidad variable de fragmentos de rocas volcánicas, entre otros componentes. Estos fragmentos son extremadamente inestables física y químicamente, hecho que causa que los mismos reaccionen en búsqueda de estabilidad al sufrir cualquier cambio en las condiciones originales. Estas reacciones acaban por formar una asociación mineralógica autógena que controla fuertemente la calidad del reservorio.

En este artículo son revisados los principales elementos diagenéticos encontrados en estos reservorios, presentando una pequeña discusión de cada mineral autógeno formado. También se presenta algunos comentarios sobre el potencial de estas areniscas como reservorios de petróleo.

Este artículo es parte de un trabajo previo de revisión conceptual que servirá de base para el proceso de caracterización diagenética del reservorio Echinocyamus en el Lote X. Sin embargo, como gran parte de los reservorios Terciarios de Talara presentan alguna proporción de fragmentos volcánicos, este artículo también podrá servir de referencia para estudios de modelado diagenético en otras unidades de la Cuenca.

**ABSTRACT**

Volcaniclastic reservoirs are compounded by a variable amount of volcanic rock fragments, among other components. These fragments are physical and chemical unstable, fact that causes reactions to achieve a stable condition when they suffer any



changes in their original setting. These reactions result in the generation of a new autigenic mineralogical association that strongly control the reservoir quality.

In this paper is reviewed the main diagenetic elements that are found in these reservoirs, presenting a short discussion on each autigenic mineral that is formed. It is also presented some comments on the potential of these rocks as petroleum reservoir.

This article is part of an initial work of conceptual revision that will be used as a base for the diagenetic characterization of Echinocyamus Formation in Block X area, Talara Basin. However, as the majority of the Tertiary reservoirs in Talara Basin have some proportion of volcanic fragments, this article may be used as a reference for studies of diagenetic modeling in other plays in this basin.

## **INTRODUCCIÓN**

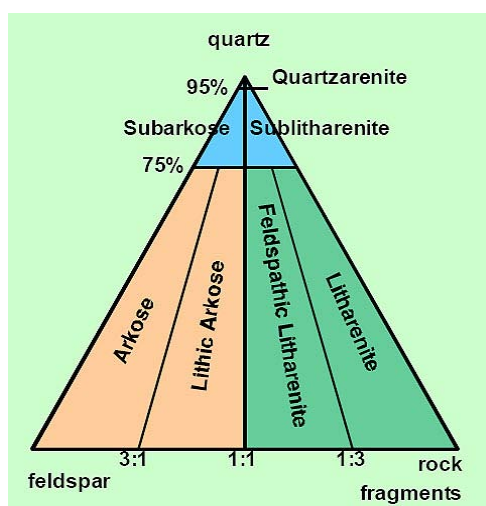
El entendimiento de los procesos diagenéticos constituye un paso fundamental en el proceso de caracterización estática de reservorios petrolíferos ya que la diagénesis, en la mayor parte de los casos, controla la distribución espacial de los mejores intervalos productivos. En otras palabras, controla la distribución de las unidades de flujo.

Para un mejor entendimiento de los procesos diagenéticos es preciso también conocer los parámetros controladores de éstos para, finalmente, obtener un modelo diagenético que permita predecir características de reservorio en situaciones nuevas o en áreas no probadas. Solamente de esta manera es posible optimizar los recursos en operaciones como perforación de pozos a espaciamiento reducido, inyección de líquidos para recuperación avanzada de petróleo, re-estimulación de intervalos en producción, etc.

El objetivo de este artículo es hacer una pequeña revisión conceptual sobre el tema diagénesis en areniscas volcanoclásticas. De un modo general, son enfocados los controles más importantes en la evolución diagenética de estas litologías, así como las principales particularidades relativas al potencial de las mismas como reservorios de petróleo, comparando la visión de diferentes autores y trabajos consagrados en la literatura.

## DIAGÉNESIS EN ARENISCAS VOLCANOCLÁSTICAS

Las areniscas volcanoclásticas representan depósitos típicos de cuencas próximas o bajo influencia de arcos magmáticos como cuencas tipo “forearc” (antearco) o “backarc” (tras arco), según los modelos de Dickinson, 1974. Referidos como “areniscas sucias” por Davies et al (1979), son normalmente clasificados como litoareniscas o litoareniscas feldespáticas en el diagrama de Folk (1968, Figura 1). Están compuestas, por lo tanto, por cuarzo y una proporción variable de minerales altamente reactivos como plagioclasas, vidrio volcánico y fragmentos de rocas vulcánicas que, así como todos los compuestos químicos en la naturaleza, son estables en determinadas condiciones e inestables en otras (Galloway, 1979). Sufriendo cambios en sus condiciones ambientales, los constituyentes minerales de estas rocas reaccionan en la búsqueda de un nuevo equilibrio, formando fases diagenéticas típicas, principalmente a partir de las reacciones entre el agua intersticial inicial y los fragmentos líticos, alterando la química de estas aguas y contribuyendo con iones para este sistema (Tang et al, 1994). De igual modo, mismo en pequeñas proporciones la presencia de detritos volcánicos marca, de manera significativa, los procesos posteriores a la depositación (Mathisen & McPherson, 1991). Como resultado, una compleja historia diagenética es desarrollada, impactando fuertemente en las características petrofísicas del reservorio.



**Figura 1: Diagrama de clasificación de rocas silicoclásticas (Folk, 1968). Los reservorios conocidos como “volcanoclásticos” normalmente se ubican entre los litoarenitos y feldespatos litoarenitos.**

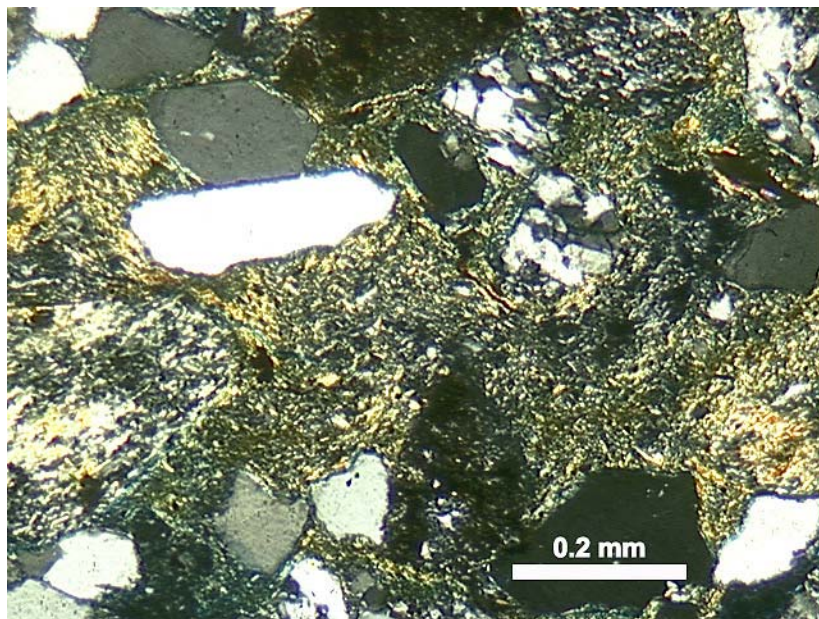
Surdan & Boles (1979) mostraron, a través de ejemplos de Nueva Zelanda, que la evolución diagenética de las areniscas volcanoclásticas puede ser mas complicada que lo que se pensaba anteriormente. Los trabajos pioneros mencionados por aquellos autores relacionaban las asociaciones diagenéticas típicas de areniscas volcanoclásticas con determinadas profundidades de soterramiento, hecho que no siempre es verdadero. Asimismo, también se observa un “overlap” de minerales claves que supuestamente deberían estar restringidos a sus específicos intervalos de ocurrencia, de acuerdo con la hipótesis que determinados minerales diagenéticos estarían directamente relacionados a determinadas profundidades de soterramiento por una simple cuestión del espectro de temperatura involucrado.

### **PATRONES DIAGENÉTICOS EN ARENISCAS VOLCANOCLÁSTICAS**

En estudios diagenéticos existen pocas reglas de carácter determinísticos. Existen sí reglas que indican tendencias que son basadas principalmente en principios físico-químicos fundamentales. Sin embargo, Galloway (1974; apud Galloway, 1979) presenta una serie de eventos que caracterizan estadios evolutivos de las areniscas derivadas de los arcos magmáticos. Según este autor, el primer evento importante después de la depositación es la compactación mecánica con deformación de granos dúctiles y rompimiento de granos de mayor fragilidad. En este estadio, es posible el desarrollo temprano de cemento calcítico en caso de condiciones químicas favorables. Posteriormente, en un estadio un poco mas avanzado, ocurre el crecimiento autógeno de franjas y cutículas de arcilla, normalmente esmectita y, más raramente, clorita. El soterramiento, en esta fase, todavía no es muy intenso y aún es posible observar el efecto de la compactación mecánica. El estadio 3 es caracterizado por amplia cementación del tipo relleno de poros (*pore filling*), normalmente laumontita o formas bien cristalizadas de clorita y esmectita. En el estadio final, bajo grandes profundidades de soterramiento, ocurre una amplia variedad de reacciones de alteración y substitución, enmascarando totalmente la fábrica y la mineralogía original. Ocurrencia de crecimientos syntaxiales de cuarzo, amplia cloritización de algunos componentes y disolución a grandes profundidades, están entre las evidencias más importantes de esta fase.

## Compactación Mecánica en estadios iniciales de diagénesis

Uno de los primeros procesos diagenéticos que ocurren en las areniscas volcanoclásticas es la compactación mecánica que se inicia luego de la depositación del material detrítico. Este proceso es, dependiendo de su magnitud, extremadamente importante como reductor de la porosidad depositacional, principalmente por la destrucción de los bordes originales de los granos dúctiles, formando la conocida “pseudo-matriz” (Pirrie et al, 1994), como puede ser apreciado en la Figura 2. También son observados efectos de reacción frágil en minerales de menor competencia al esfuerzo como la plagioclasa y el cuarzo. Los parámetros fundamentales que influyen en la compactación mecánica son la composición detrítica original (la cantidad de minerales dúctiles, la cantidad de cuarzo, etc) y el ambiente tectono-sedimentario del depósito (tasa de soterramiento).



**Figura 2: Ejemplo de una arenisca volcanoclástica con formación de pseudo-matriz por destrucción parcial de la forma original de granos dúctiles. Terciario de la Cuenca Talara, Perú.**

Con relación a los procesos siguientes, la elevada reactividad de los constituyentes detríticos presentes en las areniscas volcanoclásticas determina, de modo general, ciertos patrones diagenéticos típicos. Según Galloway (1979), estos patrones se encuentran condicionados principalmente por la temperatura, composición de los fluidos intersticiales y profundidad de soterramiento. Sin embargo, Surdam & Boles

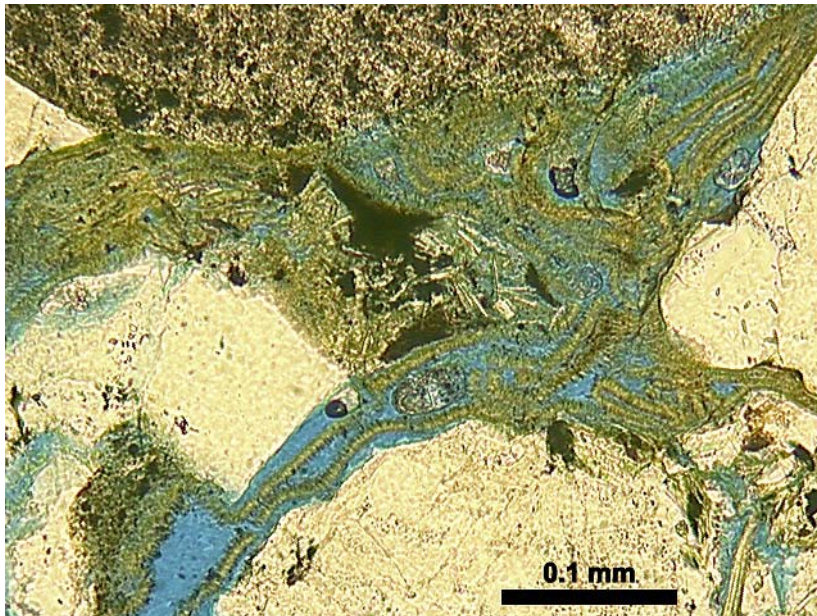
(1979) consideran que el control térmico ejerce una importancia menor en este proceso. Otro factor importante sería el tipo y la cantidad de los detritos volcánicos, de acuerdo con lo que fue sugerido por Read & Eisbacher (1974, apud Surdam & Boles, 1979). Todos estos parámetros resultan en reservorios de diagénesis compleja, con una amplia diversidad de asociaciones mineralógicas autógenas.

### **Hidratación Inicial, Procesos Relacionados y Arcillas Autógenas**

Las primeras reacciones químicas que ocurren están relacionadas con la alteración de vidrio volcánico por movilización de fluidos intersticiales y la alteración de minerales inestables, como fue descrito por Davies et al (1979). La disolución inicia por reacciones de hidratación que ocasionan el incremento de pH de la solución intersticial y liberación de cationes para esta solución. En otras palabras, la continua disolución de vidrio y otros elementos o minerales inestables (feldespatos y fragmentos de rocas volcánicas) resulta en una concentración de sílice, aluminio, fierro y cationes alcalinos en los fluidos intersticiales, aumentando la posibilidad de precipitar minerales autógenos como la esmectita, en forma de franjas que circundan los granos detríticos (Figura 3). También es importante recordar que otros minerales autógenos ricos en Fe como la goetita, hematita y pirita pueden ser formados a partir de la directa degradación de minerales ferromagnesianos (Davies et al, 1979). Los procesos de disolución representan importantes elementos generadores de porosidad secundaria intragranular o móldica, de carácter temprano (Mathisen, 1984). La formación de esmectita, en este contexto, está relacionada con ambientes de carácter alcalino y con procesos de meteorización de fragmentos de rocas básicas, principalmente en regímenes de baja incidencia de lluvias donde el Mg no es lixiviado totalmente (Deer et al, 1966). Caolinitas, aunque de menor importancia en las areniscas volcanoclásticas, también pueden ser formadas en ambientes más húmedos, con alta tasa de lixiviación, de acuerdo con lo mencionado por Tang et al (1994).

Aún con relación a la esmectita, Humphreys et al (1994) reportan transformación de este mineral autógeno a clorita, en forma de cutículas, ocasionada por la gran proporción de material volcánico depositados junto con los sedimentos en la cuenca de Sumatra Norte (Mioceno). Estas reacciones de transformación de esmectita

en clorita son, según estos autores, facilitadas en áreas con alto gradiente geotérmico. La presencia de clorita, que también puede ser proveniente de la alteración directa de fragmentos volcánicos y granos de plagioclasa, normalmente es de menor importancia en los reservorios volcanoclásticos, estando relacionada a estadios diagenéticos más avanzados sobre unidades ricas en biotitas o fragmentos volcánicos máficos (Morad et al, 2000). Sin embargo, Tang et al (1994) identifican también la ocurrencia de cloritas autógenas en estadios diagenéticos precoces.

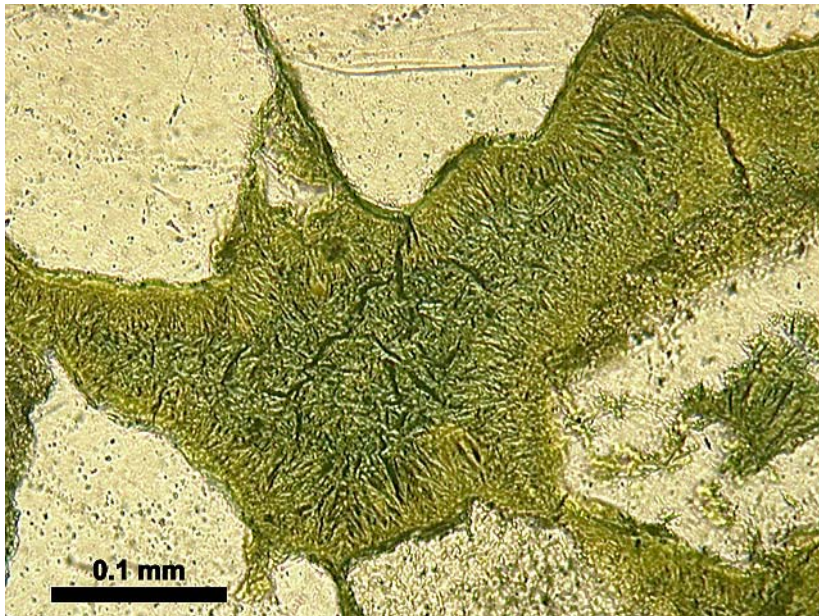


**Figura 3: Ejemplo de cementación por esmectita autógena. Observar la presencia de diferentes franjas de igual espesor alrededor de los granos. En este caso, se puede observar más de una fase de generación de esmectita. El impacto sobre la calidad del reservorio, principalmente con relación a la permeabilidad, es extremadamente fuerte en este caso.**  
Terciario de la Cuenca Talara, Perú.

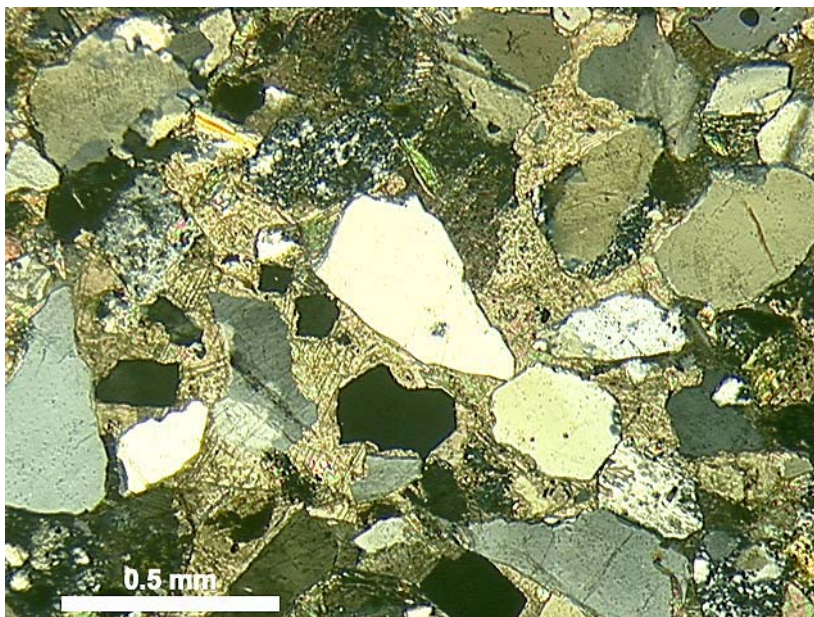
La formación y preservación de esmectitas tardías también es posible de ocurrir, en la forma intergranular bien cristalizada (Stage 3 de Galloway, 1979), como se puede observar en la Figura 4. Transformaciones de esmectita en illita, en reacciones que necesitan “importar” potasio y aluminio además de liberar agua, pueden ocurrir en profundidades de soterramiento superiores a los 3.000 metros.

## Cemento Calcítico

Una fase diagenética muy común en las areniscas volcanoclásticas es la cementación calcítica eogenética (Figura 5). Esta cementación ocurre, normalmente, a temperaturas bajas (de 10 a 60°C, Suram & Boles, 1979), representando la más fuerte evidencia de diagenesis controlada por el sistema deposicional y por la distribución de facies (Galloway, 1979; Tang et al, 1994).



**Figura 4: Ejemplo de cementación por esmectita de estadio mas avanzado. En este caso, el mineral antigeno esta relleno completamente el espacio poral y no solamente el envoltorio de los granos detríticos. Terciario de la Cuenca Talara, Perú.**



**Figura 5: Intensa cementación por carbonato de calcio. Observar el empaquetamiento abierto (los granos presentan pocos puntos de contacto), hecho que indica que esta cementación tuvo un origen en estadio precoz de diagénesis. Terciario de la Cuenca Talara, Perú.**

Muchas son las posibles fuentes de  $\text{Ca}^{++}$  para la reacción de formación de cemento calcítico (por ejemplo, reacciones precoces de hidratación, presencia de agua de mar, etc). Con relación al  $\text{HCO}_3^-$ , sin embargo, la disponibilidad es más restringida. Estudios sugieren que la cantidad y distribución de materia orgánica en los sedimentos es el factor limitante para las reacciones de carbonatización (Surdam & Boles, 1979). Otro tema interesante es la cuestión de la formación de calcita como cemento calcítico predominante en estas areniscas en vez de dolomita o siderita, minerales que se podría esperar debido a que los fragmentos volcánicos, normalmente, son muy ricos en Fe y Mg. De Ros et al (1997) sugieren que la formación de esmectitas autógenas causaría la incorporación precoz de iones de Fe y Mg, dificultando la formación de series más ferromagnesianas como la dolomita o siderita.

La cementación calcítica, sin embargo, no es una exclusividad de la eodiagénesis. También ocurre en estadios diagenéticos más avanzados, pos-datando toda la paragénesis precursora, como en los ejemplos descritos por Mathisen (1984) y Tang et al (1994).



## **Cementos de Composición Silicosa**

La alteración del vidrio volcánico, la disolución de granos de silicatos presentes en las areniscas volcanoclásticas y la ilitización de la caolinita son importantes fuentes de sílice para la generación de crecimientos sintaxiales de cuarzo, mencionados en el estadio 4 de Galloway (1979). Estos crecimientos son caracterizados por falta de continuidad entre los granos marcada por inclusiones fluídas, arcillas, óxidos, etc. Normalmente son resultados de regímenes de alta presión y temperatura, típicos de la mesodiagénesis. En estos regímenes existe una tendencia a aumentar la solubilidad de la sílice, pudiendo generar niveles de disolución asociados (estilolitos). La precipitación de cemento cuarzoso también puede, sin embargo, estar relacionada a una disminución en la solubilidad del cuarzo durante un enfriamiento y mezcla de aguas de baja salinidad en las cercanías de grandes fallas (Morad et al, 2000). Por otro lado, el opal representa una forma de precipitación de sílice en regimen eodiagenético, constituyendo una variedad que frecuentemente aparece en las areniscas volcanoclásticas expuestas a ambientes marinos.

## **Zeolitas**

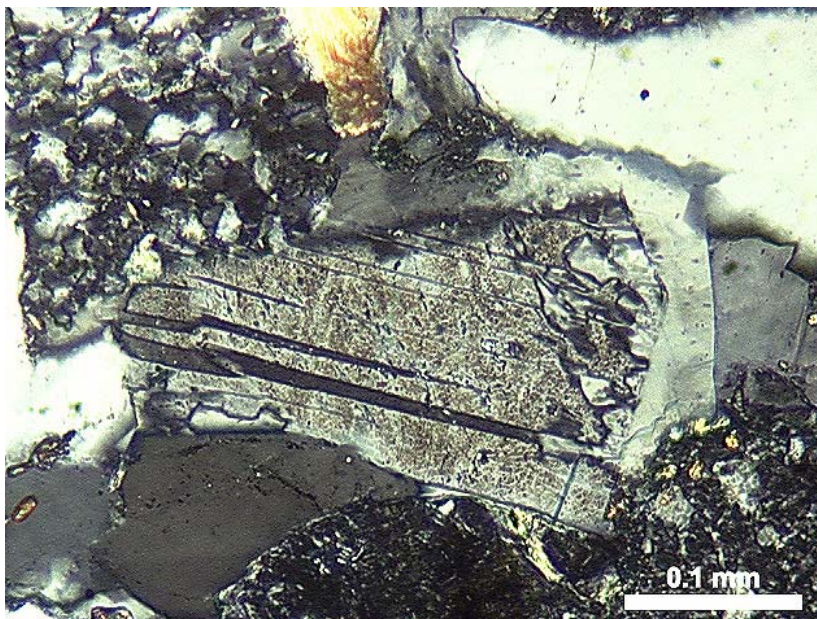
La formación de minerales del grupo de la zeolitas, compuesto por un gran número de especies, es muy común en las areniscas volcanoclásticas, siendo estos generados por la interacción de soluciones salinas y alcalinas con detritos volcánicos inestables (Mathisen, 1984). Vidrios volcánicos y plagioclasas usualmente son muy solubles en soluciones salinas y alcalinas, liberando sílice y aluminio en el sistema, fuentes importantes para la precipitación de las zeolitas (reacciones: vidrio >> zeolita y plagioclasa >> zeolita). Por otro lado, soluciones de pH más ácidas no son favorables a la precipitación de zeolitas. A similar conclusión llegó Hall (1998) al estudiar los procesos masivos de zeolitización en sedimentos tipo ceniza de origen volcánico.

Como ya fue mencionado, en estadios precoces de diagénesis, debido a los procesos de disolución y formación de esmectita, existe una tendencia de las soluciones en tornarse supersaturadas en aluminio y sílice, de alto pH, ocurriendo la precipitación de heulandita (zeolita rica en aluminio), en temperaturas aún muy bajas (alrededor de

60°C). Durante la mesodiagénesis, zeolitas más hidratadas son substituidas normalmente por laumontita, siendo un ejemplo común de transformación la disminución del compuesto H<sub>2</sub>O con al avance de la diagénesis.

De esta manera, la laumontita, una zeolita de estadio diagenético más avanzado, tiene su generación a partir de una conversión de la heulandita (como fue descrito por Tang et al, 1994) o como elemento de sustitución de plagioclasa (Figura 6). Algunas variables químicas fueron detectadas como importantes en la determinación de la estabilidad de este mineral. Según Crossey et al (1984), la laumontita se desestabiliza con el aumento de la acidez (pH más bajo), con el aumento de CO<sub>2</sub>, con la disminución de la presencia de Ca<sup>++</sup> y con el aumento de la presencia de aluminio. Bajo estas circunstancias, sería muy difícil la preservación, por ejemplo, de cualquier cemento eodiagenético de composición laumontítica en reservorios de petróleo. La razón de esto es que el cemento laumontítico muy precoz tendería a desestabilizarse por la presencia de ácidos carboxílicos y CO<sub>2</sub> provenientes del proceso de maduración de la materia orgánica (Crossey et al, 1984).

La laumontita es un cemento que ocurre en temperaturas superiores a 150°C (Galloway, 1979). Esto ocurre porque a partir de esta temperatura los ácidos carboxílicos que desestabilizan este mineral ya están termicamente degradados, asimismo las aguas connatas tenderían a presentar un pH más elevado por la hidratación de los aluminosilicatos. La tendencia de evolución de las zeolitas es cristalizar, con el avance del proceso diagenético, especímenes cada vez más anhidros, a partir de reacciones de deshidratación.



**Figura 6: Inicio del proceso de substitución de plagioclasa por laumontita. Normalmente esto tipo de reacción acontece en estadios mesodiagenéticos. Terciario de la Cuenca Talara, Perú.**

### **Albitización**

La albitización de las plagioclasas y feldespatos alcalinos es un proceso esencialmente mesodiagenético, relacionado con soluciones de alta concentración de  $\text{Na}^+$ , en situación de continuo incremento de temperatura. El espectro de temperatura identificado por Baccar et al (1993) en simulaciones presenta valores entre  $60^\circ\text{C}$  y  $150^\circ\text{C}$ . En temperaturas mayores es probable que el proceso de albitización sea interrumpido. Morad et al (2000) defienden que estas reacciones son controladas por el pH más que por la cantidad de Na de la solución.

Con relación a las plagioclasas, este proceso puede ser descrito por más de una ecuación que generalmente presenta con producto final la liberación de aluminio y/o calcio (Morad et al, 2000). Land (1984, apud Baccar et al, 1993) propuso que la formación de albita a partir de Anortita +  $2\text{Na} + 4 \text{H}_4\text{SiO}_4$ , con liberación de agua y  $\text{Ca}^{++}$ . Otra posibilidad es la reacción Anortita + Cuarzo +  $\text{H}_2\text{O} + \text{Na} + \text{H} = \text{Albita} + \text{Caolinita} + \text{Ca}$ , de acuerdo con lo presentado por Boles (1982, apud Morad et al, 1990). Para una misma relación Ca/Na y para una actividad de sílice constante, el proceso de albitización de la plagioclasa disminuye con el aumento de la temperatura. Sin embargo, el proceso de albitización de los feldespatos potásicos indica que esta reacción ocurre solamente bajo temperaturas del orden de  $120^\circ\text{C}$  o mismo superiores. Baccar et al

(1993) concluyen, basados en estas premisas, que la albitización de las plagioclasas tiende a ser más precoz que el mismo proceso en los feldespatos potásicos. Morad et al (1990) también defienden esta idea basados en que la albitización de los feldespatos alcalinos requiere condiciones de soterramiento mucho mayores, usualmente superiores a 2.900 metros.

## **POTENCIAL DE ARENISCAS VOLCANOCLÁSTICAS COMO RESERVORIOS DE PETRÓLEO**

Las areniscas volcanoclásticas, por su alta reactividad química y facilidad de pérdida rápida de porosidad y permeabilidad con el soterramiento, no eran consideradas, hasta el inicio de la década de 80, como poseedoras de un gran potencial como reservorios (Hawlader, 1990; Tang et al, 1994). De esta forma, áreas con reservorios volcanoclásticos fueron, por mucho tiempo, evitadas como “plays” exploratorios.

Sin embargo, la *presencia* de hidrocarburos en reservorios volcanoclásticos está directamente relacionada a la existencia de una relación temporal favorable entre los procesos de generación y preservación de porosidad con los procesos de migración y el entrapamiento de petróleo (Mathisen & McPherson, 1991).

Asimismo, son varios los factores que condicionan la *calidad* de las areniscas volcanoclásticas como reservorios petrolíferos. En este caso, calidad no significa solamente presencia de petróleo sino también potencial productivo o habilidad de producir petróleo, básicamente representada por la capacidad de almacenamiento (porosidad) y por la capacidad de flujo (permeabilidad). Para la cuestión de la calidad, Davies et al (1979) mencionan como fundamentales el momento (*timing*), naturaleza y grado diagenético. Mathisen & McPherson (1991) también resaltan la importancia del sistema depositacional como parámetro controlador de calidad, una vez que este factor es el que determina la distribución espacial de las mejores facies así como la geometría y el grado de continuidad o conectividad entre estas mejores facies. Toda esta complejidad espacial, evidentemente, también tiene importancia para la diagénesis.

El “*timing*” de la diagénesis es importante en el sentido de condicionar la calidad del reservorio con relación a los eventos diagenéticos precoces que marcadamente disminuyen el diámetro de las gargantas porales y, por consecuencia,

reducen sustancialmente la posibilidad de una posterior acumulación o migración de hidrocarburos. La naturaleza de la diagénesis es importante ya que algunas reacciones diagenéticas requieren temperatura elevada, presión y salinidad específica del fluido intersticial. Finalmente, el grado diagenético impacta directamente en la calidad del reservorio ya que, obviamente, areniscas volcanoclásticas extremadamente diagenetizadas resultarán en reservorios de baja calidad con pobres características permo-porosas.

La presencia de uno u otro elemento diagenético típico en las areniscas volcanoclásticas, así como la proporción relativa entre estos diferentes elementos, son factores importantes en la definición del potencial como reservorio. Así mismo, reservorios con la misma composición detrítica original, cuando son sometidos a historias diagenéticas diferentes, presentarán potencial productivo distinto.

Cementos calcínicos pervasivos, del tipo poiquilótípico, por ejemplo, comprometen mucho el potencial de una sección. La calcita en proporciones aisladas, por otro lado, cuando muy precoz, puede hasta actuar de forma positiva, como un elemento preservador del espacio poroso ubicado lateralmente entre estas zonas cementadas.

Las esmectitas en forma de franjas comprometen fuertemente la permeabilidad de un reservorio disminuyendo la garganta poral, aunque el impacto sobre la porosidad total no sea tan significativo. Este impacto sobre la permeabilidad es inversamente proporcional al tamaño de grano (Galloway, 1979), siendo que las areniscas de grano más grueso menos afectadas en su capacidad de flujo, cuando cementadas por esmectitas. Así como ocurre con el cemento calcínico, la presencia precoz de esmectita en franjas u otras arcillas autógenas puede proporcionar la preservación de alguna porosidad primaria por inhibición o reducción de los efectos nocivos de la compactación (Tang et al, 1994).

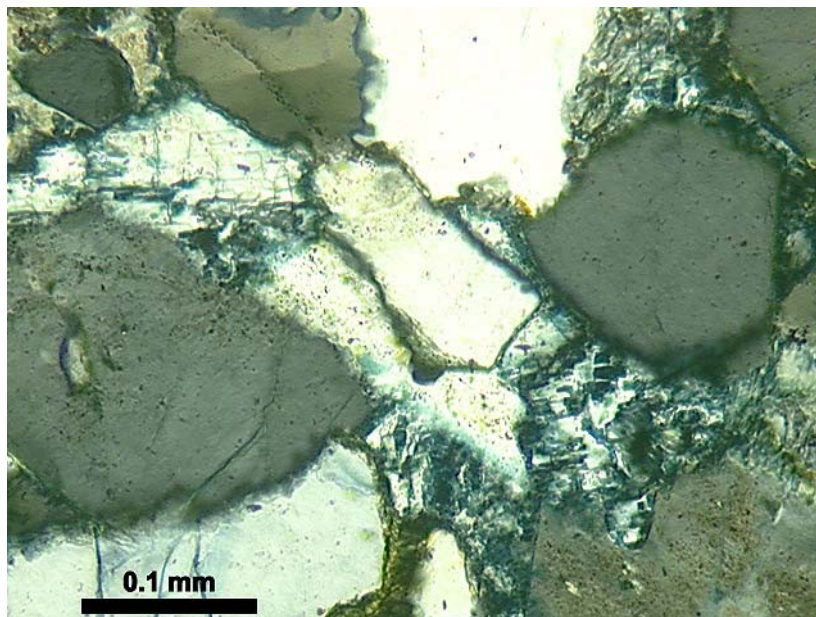
Aún con relación a la esmectita, es necesario considerar que, en caso de cementación precoz por franjas de este mineral, es probable que ocurra un efecto positivo de impedir la ocurrencia de otros cementos como sobrecrecimiento de cuarzo, altamente negativo para la calidad de un reservorio (Scholle, 1979; página 133).

Otra cuestión típica en areniscas con franjas de esmectita es que la presencia de este componente diagenético (así como otros arcillo-minerales), además de aumentar la

reactividad de la superficie de los granos, afecta los perfiles eléctricos utilizados en la evaluación de estos reservorios. Esto pasa porque muchos de estos cementos presentan microporosidad, hecho que tiende a aumentar la saturación de agua irreducible del reservorio (Wilson & Pittman, 1977; Hawlader, 1990), resultando en lecturas anómalas en zonas saturadas de petróleo. También, como consecuencia de esto, es muy probable que reservorios con alta cantidad de arcillo-minerales presenten grandes intervalos de contactos transicionales entre petróleo e agua, dificultando las operaciones de completación de pozos.

Con relación específica a la calidad del reservorio, esporádicas ocurrencias de arcillas autógenas en los poros, de forma aislada y localizada, ciertamente tiene menos influencia en la permeabilidad que la presencia de arcillas tipo cutículas o franjas que, necesariamente, reducen los diámetros de las gargantas porales (Wilson & Pittman, 1977). Sin embargo, cualquier presencia de arcillo-minerales, independiente del hábito, siempre es potencialmente problemática durante las etapas de perforación, estimulación y producción de un pozo, donde existe una constante interacción entre el reservorio y los fluidos utilizados en estas operaciones. Las arcillas pueden bloquear los poros por expansión o migración o aún retener partículas presentes en el fluido utilizado.

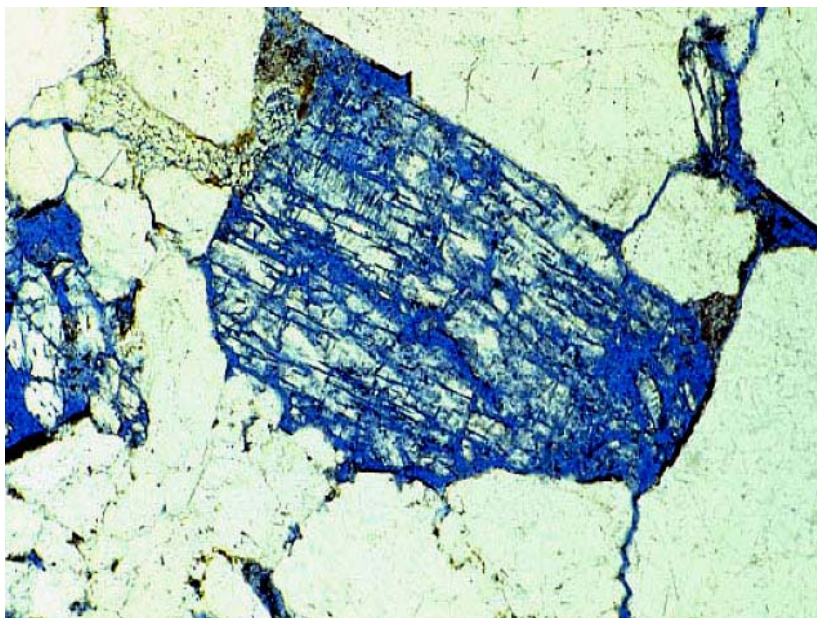
La presencia de zeolitas como la laumontita (aluminosilicato hidratado) puede ser un factor extremadamente negativo para el reservorio. En el trabajo de Galloway (1974; apud Crossey et al, 1984), la presencia de laumontita marca la entrada del estadio 3, base que el autor consideró como económicamente viable con relación a la porosidad. De acuerdo con Surdam & Boles (1979), la reducción de porosidad es directamente proporcional a la cantidad de material reactivo (vidrio, fragmentos líticos volcánicos, granos de plagioclasa, etc). Sin embargo, algunas areniscas volcanoclásticas pueden tener una historia diagenética favorable a la generación de porosidad secundaria por destrucción del cemento laumontítico (Figura 7). Según Crossey et al (1984), las reacciones que transforman la laumontita en calcita + caolinita + cuarzo + H<sub>2</sub>O o caolinita + cuarzo + H<sub>2</sub>O + Ca, resultan en un aumento de 2 a 5% en los valores totales de porosidad, cuando una areniscas presente, originalmente, cerca de 15% de cemento laumontítico.



**Figura 7: Ejemplo de generación de porosidad secundaria por sutil disolución de laumontita. Terciario de la Cuenca Talara, Perú.**

Es importante considerar también como un proceso importante la generación de porosidad secundaria por disolución de granos, hecho que indudablemente aumenta el potencial de una arenisca volcanoclástica como reservorio (Figura 8). Este proceso de disolución puede ocurrir, básicamente, de dos maneras. La primera, como fue mencionado anteriormente, cuando la disolución tiene origen en la hidratación de minerales y otros componentes reactivos (plagioclasas y fragmentos de rocas volcánicas) en un proceso que provoca el incremento de pH y liberación de cationes en solución (Mathisen, 1984), normalmente en estadios diagenéticos precoces (descritos por Hayes et al, 1976; apud Mathisen, 1984). En la otra forma, la disolución es generada a partir de los productos del proceso de maduración de la materia orgánica, que ocurren en las rocas arcillosas vecinas a la ventana de generación, que genera ácidos orgánicos y  $\text{CO}_2$ . Estos compuestos son altamente corrosivos, con alto poder de disolución de granos y cementos (Hawladar, 1990). Situaciones donde estas rocas vecinas se encuentren en estadios inmaduros (comprobados a través de valores de reflectancia de vitrinita menores que 0.6), otras explicaciones para la porosidad secundaria deben ser obtenidas (como, por ejemplo, la entrada de agua meteorica de pH, salinidad y valores de  $\text{O}_{18}$  bajos). En términos de “*timing*”, la disolución de granos y fragmentos es considerada de menor importancia en el estadio eodiagenético, según Mathisen (1984).

Ya en un estadio de mesodiagénesis, provocado por reacciones de degradación bacteriana y/o maduración termal de la materia orgánica, esta generación de porosidad puede tener un efecto más significativo.



**Figura 8: Estadío avanzado de disolución de un grano de plagioclasa generando porosidad secundaria. Areniscas Furnas, Silúrico-Devónico, Cuenca Paraná, Brasil.**

Un tema interesante es la discusión presentada por Galloway (1979) sobre la existencia de un basamento económico controlado por la diagénesis para areniscas volcanoclásticas. La mineralogía extremadamente inestable provocaría la disminución de porosidad y permeabilidad con el avance de la diagénesis. Esto resultaría, de una manera general, en niveles limítrofes de economicidad (directamente relacionados con las características del reservorio) controlados por diagénesis. Como ya fue mencionado, Galloway (1974; apud Galloway, 1979) resume, de una manera muy didáctica, las diferentes etapas diagenéticas típicas de depósitos volcanoclásticos. Estas cuatro etapas fueron referidas como “stages” por este autor. Galloway enfatiza que un límite mínimo aceptable para la permeabilidad sería alcanzado en el estadio 3, típicamente donde ocurre el inicio del crecimiento de franjas de arcilla autógena. Con relación a la porosidad, el límite mínimo sería cuando ocurriese la precipitación de cementos autógenos de relleno de espacio interporal. Sin embargo, este autor no descarta la posibilidad de mejora considerable del potencial productor de un reservorio mismo en posiciones debajo de este límite mínimo, por efecto de la existencia natural de fracturas



o procesos de disolución secundaria de granos o cementos. Este tipo de concepción también fue decisivo durante la década del 70, incentivando la actividad de exploración en todo el mundo en un intento de reducir los daños causados por la crisis del petróleo. Las grandes compañías quebraron paradigmas históricos que decían que, a partir de una determinada profundidad, los reservorios no deberían tener ningún potencial productivo debido a la intensa compactación y diagénesis. Modelos de generación de porosidad secundaria fueron decisivos en este cambio de estrategia. Esta mejora es reconocida en muchos reservorios del Terciario de la Cuenca Talara, noroeste del Perú (por ejemplo, en la Formación Mogollón, con reservorios ricos en cemento laumontítico con valores de porosidad y permeabilidad medidos en plugs muy bajos, usualmente en el orden de 4% a 6% y 0.05 md a 0.1 md, respectivamente). Mismo con estos parámetros, considerados de baja calidad, son reportados pozos que, solamente de esta unidad, ya acumularon más de 1.000.000 bbls de petróleo.

## CONCLUSIONES

- Aunque sea difícil generalizar, se puede decir que diferentes depósitos compuestos por alguna cantidad de material erosionado de arcos magmáticos presentan una cierta similitud en su historia diagenética. El trabajo clásico de Galloway (1979) sería una síntesis muy esquematizada de la más probable historia diagenética de este tipo de litología. Obviamente que variaciones locales debido al soterramiento, composición detrítica o gradientes geotérmicos anómalos pueden y deben influenciar esta “generalización” propuesta por Galloway;
- Los reservorios de petróleo tipo areniscas volcanoclásticas son de difícil gerenciamiento debido a la pobreza de sus características petrofísicas (porosidad, permeabilidad), generando proyectos de desarrollo casi siempre en el límite económico. El impacto de la diagénesis en la calidad de estos reservorios lleva a una necesidad de un mejor entendimiento de la complejidad de los diferentes parámetros involucrados. Sin una clara visión de la historia diagenética no es posible efectuar estimaciones confiables de calidad de reservorio. Reservorios

que son mejor caracterizados permiten optimizar recursos en diferentes operaciones típicas de la industria del petróleo;

- Con relación a los reservorios Terciarios de Talara, existe un amplio espectro de posibilidades de desarrollo de estudios enfocados específicamente en la diagénesis. La correcta y precisa caracterización diagenética de los principales reservorios ciertamente producirá impactos positivos en los diferentes proyectos. La expectativa es que se obtenga, aparte de un mejor conocimiento del reservorio, una mejor performance en operaciones que involucren la interacción de fluidos de ingeniería y reservorio. Análisis como la estimación de la capacidad de intercambios de cationes (reactividad de las arcillas), actividad de hinchamiento de arcillas en exposición a diferentes composiciones químicas de fluidos, pruebas de PRT (efecto de un fluido sobre la permeabilidad de un intervalo considerando la asociación mineralógica de este intervalo), análisis del efecto dispersante o inhibidor de un fluido en relación a los minerales autógenos, etc (Baker & Hughes, 2005), están entre algunas pruebas que podrían ser efectuadas para garantizar una mejora extractiva del petróleo.

## BIBLIOGRAFÍA

- BACCAR M.B., FRITZ B. & MADÉ B.** (1993).- Diagenetic Albitization of K-Feldspar and Plagioclase in Sandstone Reservoir: Thermodynamic and Kinetic Modelling. *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 63, n° 6, 1100-1109.
- BAKER HUGHES** (2005).- Performance de Fluidos de Perforación en la campaña 2005. Consultaría para Petrobras Energía S.A. Reporte Interno.
- CROSSEY L.J., FROST B. R. & SURDAM R. C.** (1984).- Secondary porosity in laumontite-bearing sandstones. *In: R. C. Surdam and D. A. McDonald (eds). Clastic Diagenesis, AAPG Memoir 37, 225-237.*
- DAVIES D. K., ALMON W.R., BONIS S.B. & HUNTER B.E.** (1979).- Deposition and diagenesis of Tertiary-Holocene volcanoclastics, Guatemala. *In: P. A. Scholle and P. R. Schluger (eds). Aspects of Diagenesis, SEPM Special Publication 26, 281-306.*
- DEER W.A., HOWIE R.A. and ZUSSMAN J.** (1966).- *An Introduction to the Rock Forming Minerals*. Edición en portugués de la Fundación Calouste Gulbenkian, Lisboa, 558p.
- De ROS L. F., MORAD S. & AL-AASM I.S.** (1997).- Diagenesis of siliciclastic and volcanoclastic sediments in the Cretaceous and Miocene sequences of NW African margin (DSDP Leg 47A, Site 397). *Sedimentary Geology*, v.112, 137-156.
- DICKINSON W. R.** (1974).- Sedimentation within and beside ancient and modern magmatic arcs. *In: R.H. Dott & R.H. Shaver (eds). Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation. Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists Special Publication 19, 230-239.*
- FOLK R.L.** (1968).- *Petrology of Sedimentary Rocks*. Austin, Hemphill Publishing Co., 170p.
- GALLOWAY W. E.** (1979).- Diagenetic control of reservoir quality in arc-derived sandstones: implications for petroleum exploration. *In: P. A. Scholle & P. R. Schluger (eds). Aspects of Diagenesis. SEPM Special Publication 26, p. 251-262.*
- HALL A.** (1998).- Zeolitization of Volcanoclastic Sediments: The Role of Temperature and pH. *Journal of Sedimentary Research*. vol. 68, n° 5, 739-745.
- HAWLADER H. M.** (1990).- Diagenesis and reservoir potential of volcanogenic sandstones - Cretaceous of the Surat Basin, Australia. *Sedimentary Geology*, v. 66, 181-195.
- HUMPHREYS B., KEMP S.J., LOTT G. K., BERMANTO D., DHARMAYANTI A. & SAMSORI I.** (1994).- Origin of grain-coating chlorite by smectite

transformation: an example from Miocene sandstones, North Sumatra back-arc basin, Indonesia. *Clay Minerals*, v. 29, 681-692.

**MATHISEN M.E.** (1984).- Diagenesis of Plio-Pleistocene Non-marine sandstones, Cagayan Basin, Philipines: early development of secondary porosity in volcanic sandstones. *In: R. Surdam & D. A. McDonald (eds). Clastic Diagenesis*, AAPG Memoir 37, 177-193.

**MATHISEN M.E. & McPHERSON J.G.** (1991).- Volcaniclastic deposits: implications for hydrocarbon exploration. *In: R. V. Fisher & G. A. Smith (eds). Sedimentation in Volcanic Settings*, SEPM Special Publication 45, 27-36.

**MORAD S., BERGAN M., KNARUD R. & NYSTUEN J.P.** (1990).- Albitization of Detrital Plagioclase in Triassic Reservoir Sandstones from the Snorre Field, Norwegian North Sea. *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 60, n° 3, 411-425.

**MORAD S., KETZER J.M. & De ROS L.F.** (2000).- Spatial and Temporal Distribution of Diagenetic Alterations in Siliciclastic Rocks: Implications for mass transfer in sedimentary basins. *Sedimentology*, vol. 47, n° 1, 95-120.

**PIRRIE D., DITCHFIELD P.W. & MARSHALL J. D.** (1994).- Burial diagenesis and pore-fluid evolution in a Mesozoic back-arc basin: the Marambio Group, Vega Island, Antarctica *Journal of Sedimentary Research*, v. A64, 541-552.

**SCHOLLE P.A.** (1979).- A Color Illustrated Guide to Constituents, Textures, Cements, and Porosities of Sandstones and Associated Rocks. *AAPG Memoir 28*, Tulsa, Oklahoma, 201p.

**SURDAM R. C. & BOLES J. R.** (1979).- Diagenesis of volcanic sandstones. *In: P. A. Scholle and P. R. Schluger (eds). Aspects of Diagenesis*, SEPM Special Publication 26, 227-242.

**TANG Z., PARNELL J. & RUFFELL A. H.** (1994).- Deposition and diagenesis of the lacustrine-fluvial Cangfanggou Group (uppermost Permian to Lower Triassic), southern Junggar Basin, NW China: a contribution from sequence stratigraphy. *Journal of Paleolimnology*, v. 11, 67-90.

**WILSON M.D., PITTMAN E.D.** (1977).- Authigenic Clays in Sandstones: Recognition and Influence on Reservoir Properties and Paleoenvironmental Analysis. *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 47, n° 1, 3-31.

**Anexo II:****Reservoir Petrofacies of the Echinocyamus Formation (Talara Basin, Peru): an Approach for High-Resolution Reservoir Characterization**

**Reservoir Petrofacies of the Echinocyamus Formation (Talara Basin, Peru):  
an Approach for High-Resolution Reservoir Characterization**

**Evento:** Convenção Annual da AAPG, San Antonio, Texas – 2008

**Autores:** Karin Goldberg, Mara Abel, Luiz Fernando De Ros, *José Alfredo Borges Daudt* e Claiton Marlon dos Santos Scherer.

**Expanded Abstract:**

The Echinocyamus Formation comprises complex fluvial and deltaic reservoirs deposited during the Lower Eocene in the fore-arc Talara Basin (NW Peru). Detailed petrographic analysis performed with the Petroledge® system yielded crucial information on the main controls on the quality and heterogeneity of these reservoirs.

The sandstones are feldspathic litharenites, rich in andesitic volcanic rock fragments, low-grade meta-sedimentary and meta-volcanic rocks. Common diagenetic constituents include smectite, calcite, albite, quartz overgrowths, mud pseudomatrix, pyrite and titanium minerals. Zeolite and siderite occur only in fluvial sandstones.

Twelve reservoir petrofacies were defined by the combination of depositional structures, textures and primary composition with dominant diagenetic processes and products: Rims-Porous, Intraclastic, Conglomeratic, Overgrowths, Rims-Compacted, Zeolite-Calcite, Fine-Porous, Post-Comp-Calcite, Pre-Comp-Calcite, Smectite-Filled, Fine-Unsorted, and Fine-Compacted. These petrofacies are associated in different proportions in the fluvial and deltaic depositional domains.

Packing is normal to tight, and deformation of ductile grains into pseudomatrix is common. Intergranular porosity averages 7.5% in the fluvial and 4.6% in the deltaic sandstones. Grain dissolution porosity attains up to 8% in the fluvial and 10.3% in the deltaic. Intergranular cements reduce porosity and decrease permeability both in deltaic and fluvial intervals, especially in the petrofacies Rims-Compacted, Fine-Porous, and Smectite-Filled. This effect is stronger in the fluvial interval, where smectite is the main cement controlling permeability. Fluvial reservoirs always display higher porosity and permeability than deltaic reservoirs and, within the latter, delta-plain deposits are relatively better than delta-front. Objectively-defined reservoir petrofacies were a

significant and operational tool for understanding the heterogeneous distribution of quality within the extremely complex *Echinocyamus* reservoirs.

**Anexo III:****Tabela contendo informações dos plugs analisados neste projeto**

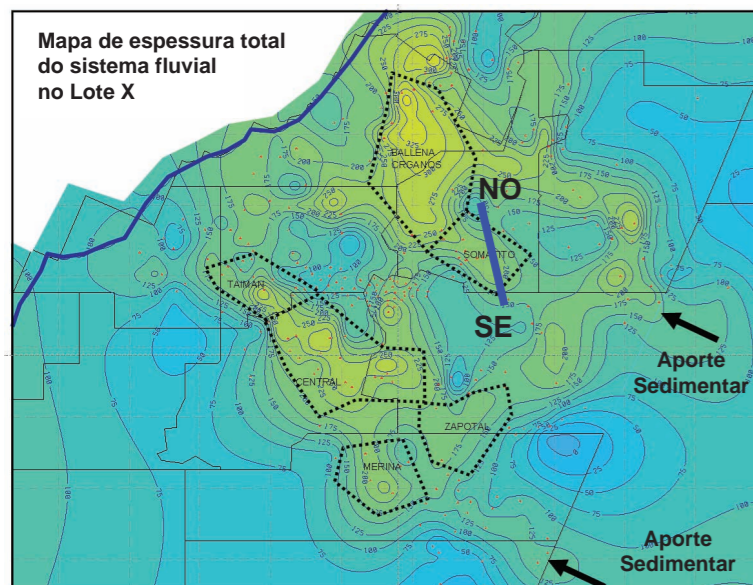
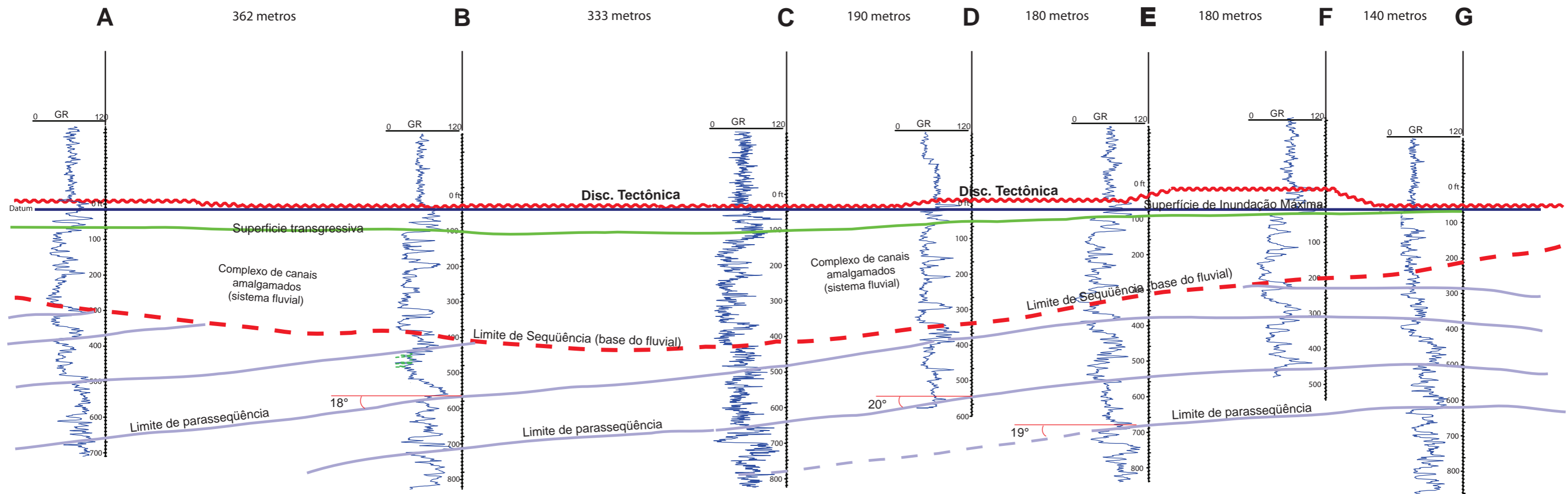


Poco	Prof Original (m)	Prof corr (m)	Litofácies	Petrofácies	Litofácies ajust	Domínio	Assoc Maior de Fácies	Esmeccita Interq	Esmeccita Intraq	Fraq Yulc (%)	Vol cimento	Poros Plug (%)	Perm Plug (md)	Poros lamina (%)	Poros efetiva (%)	Por Sec (%)	Granulometria	Índice	Seleção	Índice	(Grain size/sortina)	IGV (%)
9007	664.75	664.75	AC m	Cong	AC q	Fluvial	Fluvial	5.34	1.67	11.32	6	17.5	2.36	7.00	3.00	4.33	Grosso	0.72	Sel Mui Pob	2.5	0.29	8.67
9109	752.33	752.38	AP mf	Fcomp	AP mf	Deltaico	Planície Deltaica	3.67	1	6.33	16.67	10.971	0.19	2.67	1.67	1.00	Mui Fino	0.08	Bem Sel	0.4	0.20	18.34
9109	753.99	754.39	AP mf	Fcomp	AP mf	Deltaico	Planície Deltaica	3.67	1	6.34	21.01	9.727	0.06	2.33	1.00	1.33	Mui Fino	0.1	Bem Sel	0.4	0.25	22.01
9109	902.26 (fraturas)	901.72	AB f	Fcomp	AB mf	Deltaico	Frente Deltaica	0.33	5	2.67	11.33	6.275	24.90	0.66	0.66	0.66	Mui Fino	0.12	Sel Mui Pob	2.5	0.05	11.33
9109	909.74	907.87	AB f/mf	Fcomp	AB mf	Deltaico	Frente Deltaica	1	3.33	4.67	12.34	16.283	0.36	0.00	0.00	0.00	Mui Fino	0.1	Sel Moderada	0.6	0.17	12.34
9007	777.44	777.3	AB mf/f	Fcomp	AB mf	Deltaico	Frente Deltaica	5.33	4.33	3	15.65	12.5	0.22	0.67	0.67	0.67	Mui Fino	0.07	Sel Moderada	0.6	0.12	15.65
9007	778.51	778.05	AB f	Fcomp	AB mf	Deltaico	Frente Deltaica	6.34	7.33	1.66	19	11.4	0.34	2.33	1.34	2.33	Mui Fino	0.07	Sel Moderada	0.6	0.12	19.67
9109	816.12	815.37	AB f	Fcomp	AB f	Fluvial	Fluvial Sup	13.33	14.67	12	14.66	12.67	0.01	5.66	1.33	4.33	Fino	0.2	Sel Moderada	0.6	0.33	15.99
9109	905.87 (fraturas)	904.57	AB mf	Fcomp	AB f	Deltaico	Prodelta	0.67	3.99	4.67	11.33	10.02	3.39	2	2	Fino	0.16	Sel Pobre	1	0.16	11.66	
9007	702.92 (fraturas)	702.62	AM mf/f	Fcomp	AM f	Deltaico	Planície Deltaica	9.67	5.33	9.67	12.34	8.70	35.60	4	2.67	2.33	Fino	0.22	Bem Sel	0.4	0.55	17.01
9007	781.05	780.93	AB f	Fcomp	AB f	Deltaico	Frente Deltaica	3	3.33	3.66	11.67	12.50	0.40	2.33	0.00	Fino	0.16	Bem Sel	0.5	0.32	15.33	
9007	774.81	774.84	AB m/g	Fporos	AB mf	Deltaico	Frente Deltaica	4	0.67	3	11	15.3	0.37	9.67	5.00	3.67	Mui Fino	0.12	Bem Sel	0.5	0.24	18
9007	784.7	784.63	AM mf	Fporos	AM f	Deltaico	Frente Deltaica	5	3.99	1.33	6.01	4.80	5.30	12.66	6.99	6.99	Fino	0.15	Bem Sel	0.5	0.30	11.68
9109	870.25	870.3	AB f	Fmsel	AB mf	Deltaico	Frente Deltaica	6	5.66	6.67	25.67	10.305	0.01	0.00	0.00	0	Mui Fino	0.08	Sel Mui Pob	2.5	0.03	25.67
9109	870.52	870.43	AB f	Fmsel	AB f	Deltaico	Frente Deltaica	5	5.33	19.99	10.44	0.02	0.67	0	0	Fino	0.16	Sel Mui Pob	2.5	0.06	19.99	
9109	903.97	903.34	AB f/mf	Fmsel	AB f	Deltaico	Frente Deltaica	2.33	8	3.99	14.33	9.51	1.10	1.33	1.33	Fino	0.16	Sel Moderada	0.6	0.27	14.33	
9007	657.59	657.65	AC m	Intrac	AC m	Fluvial	Fluvial Inf	6.33	0.67	12.66	13.99	16.5	9.04	6.66	4.67	2.99	Medio	0.4	Sel Mui Pob	2.5	0.16	18.66
9007	665.44 (fraturas)	666.71	AC m	Intrac	AC m	Fluvial	Fluvial Inf	4.34	2.99	9.02	5.67	19.1	32.20	11.37	6.69	4.68	Medio	0.4	Sel Mui Pob	3	0.13	12.36
9007	649.89	650.17	AP m	Intrac	AP q	Fluvial	Fluvial Sup	5.66	0.67	14.35	6.33	12.1	1.04	10.98	7.33	3.65	Grosso	0.56	Sel Pobre	2	0.28	13.66
9007	702.14 (fraturas)	702.08	AM mg	Intrac	AM q	Deltaico	Planície Deltaica	4	2.33	11.34	6.99	15.2	40.70	8.99	5.00	5.66	Grosso	0.56	Sel Pobre	1	0.56	11.32
9007	709.87 (fraturas)	709.89	AC mg	Intrac	AC q	Deltaico	Planície Deltaica	8.33	6	15.33	10.33	16.1	28.40	8.66	4.33	4.33	Grosso	0.56	Sel Mui Pob	2.5	0.22	14.66
9412	1088.45	1087.87	AM m	Cresc	AM q	Fluvial	Fluvial Inf	3.67	2.67	10.68	9.33	10.684	0.85	10.33	2.66	8.00	Medio	0.46	Sel Moderada	0.6	0.77	11.99
9109	899.74	899.74	AC c	Cresc	AC m	Deltaico	Planície Deltaica	0	2.66	10.67	5.34	14.626	12.70	12.65	6.67	5.98	Medio	0.31	Sel Moderada	0.6	0.52	12.01
9109	914.54	912.18	AP m	Cresc	AP m	Deltaico	Planície Deltaica	1	5.66	6.99	9	15.012	36.50	17.34	7.00	10.34	Medio	0.3	Sel Moderada	0.6	0.50	16
9007	783	782.42	AB f	CalcPos	AB f	Deltaico	Frente Deltaica	2	2.33	2.67	17.05	9.00	0.23	2.33	1.67	1.66	Fino	0.22	Sel Moderada	0.6	0.37	18.72
9109	902.08	901.37	AP m	CalcPos	AP m	Deltaico	Planície Deltaica	0.33	2.67	4	25.33	3.387	0.01	4.33	0.00	4.33	Medio	0.23	Sel Moderada	0.6	0.50	25.33
9412	1114.76	1114.80	AP m/g	CalcPos	AP q	Fluvial	Fluvial Inf	2	1.33	12.67	17.66	3.094	0.01	1.00	0.00	1.00	Grosso	0.6	Sel Moderada	0.6	1.00	17.66
9109	820.35	820.35	?	CalcPré	?	Fluvial	Fluvial Sup	0	2.66	4.34	39.33	6.80	0.06	2	1	2	Fino	0.2	Sel Mui Pob	3	0.07	39.33
9109	909.38	907.51	AB f	CalcPré	AB f	Deltaico	Frente Deltaica	1.33	2	2.33	53.66	2.77	0.00	0	0	0	Fino	0.22	Sel Mui Pob	3	0.07	53.33
9007	781.94	781.59	AM f	CalcPré	AM f	Deltaico	Frente Deltaica	0	1.33	2.33	14.67	6.50	0.01	0	0	Fino	0.16	Sel Mui Pob	2.5	0.06	14.67	
9109	828 (fraturas)	828.17	AC m	FriComp	AC m	Fluvial	Fluvial Inf	12.33	4.67	7	21.32	12.847	134.42	6.00	3.67	2.33	Medio	0.4	Sel Mui Pob	4	0.10	24.99
9007	646.05	646.09	AC m	FriComp	AC f	Fluvial	Fluvial Sup	9.67	0	14.99	15.01	14.40	0.25	5	3.67	1.33	Fino	0.15	Bem Sel	0.4	0.38	18.68
9007	705.83	705.11	AC f	FriComp	AC f	Deltaico	Planície Deltaica	14.33	3.33	8.33	17.67	10.90	0.07	3.34	1.67	1.67	Fino	0.22	Bem Sel	0.5	0.44	19.34
9007	706.51	706.23	AC m	FriComp	AC f	Deltaico	Planície Deltaica	13.66	12.99	4.66	17	10.90	0.17	4.34	3.67	1.67	Fino	0.25	Bem Sel	0.5	0.50	19.67
9412	1081.64	1081.31	AM m	FriComp	AM m	Fluvial	Fluvial Sup	12.33	8.67	11.34	12.99	12.492	0.33	6.66	5.00	2.33	Medio	0.26	Sel Pobre	0.8	0.33	17.99
9412	1084.45	1083.67	AM m	FriComp	AM m	Fluvial	Fluvial Inf	9.33	8.33	12.34	10.32	12.925	0.36	9.33	5.00	4.66	Medio	0.3	Sel Moderada	0.6	0.50	15.32
9109	815.53	814.75	AC m	FriComp	AC m	Fluvial	Fluvial Sup	15.34	9.33	21.01	16.34	10.786	0.03	7.67	2.33	5.34	Medio	0.4	Sel Pobre	0.8	0.50	19.34
9109	859.34	859.15	AC mg/vl	FriComp	AC m	Fluvial	Fluvial Inf	12	5.33	10.67	15	10.956	0.22	10.33	4.67	6.33	Medio	0.4	Sel Pobre	1	0.40	19.67
9109	860.23	860.2	AC m	FriComp	AC m	Fluvial	Fluvial Inf	16.67	9.33	11.32	18	12.288	0.15	8.00	3.67	4.33	Medio	0.3	Sel Pobre	0.8	0.38	21.67
9109	873.15	872.95	AC m	FriComp	AC m	Deltaico	Planície Deltaica	7.66	4.33	3.00	11.4	4.34	3.00	1.34	Medio	0.31	Bem Sel	0.5	0.62	12.65		
9007	643.35	643.67	AM m	FriComp	AM m	Fluvial	Fluvial Sup	9.99	3	26	11.66	9.4	0.22	2.33	1.67	0.33	Medio	0.31	Bem Sel	0.4	0.78	13.33
9007	669.75	670.6	AC m	FriComp	AC m	Deltaico	Frente Deltaica	12	4.33	7	15	13.72	1.38	4.67	4.00	2.33	Medio	0.31	Sel Moderada	0.6	0.52	20.67
9007	712.97	713.16	AC m	FriComp	AC m	Deltaico	Planície Deltaica	12	6.33	8.99	13.67	12.1	0.59	6.01	3.67	2.34	Medio	0.37	Sel Moderada	0.6	0.62	17.34
9109	814.66	813.85	AC m	FriComp	AC q	Fluvial	Fluvial Sup	8.67	8.34	13.67	13.67	11.797	0.60	7.33	5.00	2.66	Grosso	0.6	Sel Pobre	0.8	0.75	18.67
9109	875.01	874.82	AC m/g	FriComp	AC q	Deltaico	Planície Deltaica	8.67	5.66	20	9.34	12.828	1.19	4.01	1.67	3.00	Grosso	0.64	Sel Moderada	0.6	1.07	11.01
9007	714.49	713.55	AC m	FriComp	AC q	Deltaico	Planície Deltaica	5.33	1.66	7.99	12	13.6	0.99	8.33	3.00	5.33	Grosso	0.58	Sel Mui Pob	2.5	0.23	15
9007	657.42	657.47	AP m	FriPoros	AP m	Fluvial	Fluvial Inf	10.33	2.67	15.66	11	17.1	4.18	7.33	5.00	3.33	Medio	0.4	Bem Sel	0.4	1.00	15.67
9007	660.94	660.97	AC m	FriPoros	AC m	Fluvial	Fluvial Inf	10.66	4.99	11.33	12.66	12.2	0.19	5.67	4.67	1.67	Medio	0.34	Bem Sel	0.5	0.68	17.33
9007	670.13	671	AC m	FriPoros	AC m	Deltaico	Frente Deltaica	7	6	8.67	9.33	14.9	1.55	11.67	5.00	6.99	Medio	0.4	Sel Moderada	0.6	0.67	14
9109	862.42	861.89	AC mg/mf	FriPoros	AC q	Fluvial	Fluvial Inf	6	5.67	15.34	7.66	18.002	23.89	11.00	6.00	5.00	Grosso	0.6	Sel Pobre	1	0.60	13.66
9007	651.25 (fraturas)	651.48	AM q	FriPoros	AM q	Fluvial	Fluvial Sup	8.7	2	15.33	9.99	25	36.90	14.33	10.00	5.66	Grosso	0.56	Bem Sel	0.5	1.12	20.66
9007	663.77	663.77	AC m	FriPoros	AC q	Fluvial	Fluvial Inf	10.66	4	9	12	15.5	1.13	9.32	7.66	2.99	Grosso	0.64	Bem Sel	0.5	1.28	19.66
9007	664.62	664.62	C m	FriPoros	C q	Fluvial	Fluvial Inf	9.33	1.66	14.99	10	16.2	34.30	8.66	6.33	3.66	Grosso	0.56	Sel Moderada	0.7	0.80	16.33
9007	666.06	667.3	AC q/mg	FriPoros	AC q	Fluvial	Fluvial Inf	7	2.66	8	8	16.7	20.10	11.01	6.33	5.34	Grosso	0.88	Sel Pobre	1	0.88	14.34
9007	666.74	667.92	AM m	FriPoros	AM m	Deltaico	Frente Deltaica	6.33	4	7.33	7.99	12.5	0.55	2.00	1.00	1.00	Medio	0.34	Bem Sel	0.5	0.68	20.66
9109	827.69	827.9	AC m	PrEsm	AC m	Fluvial	Fluvial Inf	20	15.66	8.67	21.34	12.739	0.71	2.99	0.33	2.99	Medio	0.35	Sel Pobre	0.8	0.44	21.67
9109	818.31	818.39	AC f	ZeoCal	AC f	Fluvial	Fluvial Sup	8	6.34	6.67	19.34	10.06	0.05	4.34	2.33	2.01	Fino	0.2	Sel Moderada	0.6	0.33	21.67
9109	818.43	818.51	AC f	ZeoCal	AC f	Fluvial	Fluvial Sup	9.33	5	6.33	14.66	12.72	0.07	7.33	5	2.33	Fino	0.23	Sel Moderada	0.65	0.35	19.66
9412	1079.73	1079.67	AC mf	ZeoCal	AC m	Fluvial	Fluvial Sup	4.33	5.66	8	11.67	10.688	0.05	6.66	3.67	2.99	Medio	0.26	Sel Moderada	0.6	0.43	15.34
9412	1089.56	1088.70	AC f	ZeoCal	AC m	Fluvial	Fluvial Inf	2	3.33	6.34	9	13.433	31.71	10.99	7.66							

**Anexo IV:****Seções estratigráficas ilustrativas em áreas produtoras****A : Seção estratigráfica noroeste-sudeste no Bloco B1-Somatito****B : Seção estratigráfica norte-sul no Bloco Ballena B9**

Noroeste

Sudeste



Anexo IV: Seção estratigráfica noroeste-sudeste no bloco B1-Somatito, Lote X, Bacia de Talara, mostrando a interpretação da geometria bidimensional dos diferentes compartimentos deposicionais da Formação Echinocyamus.

Observações:

a) Esta seção está cortando obliquamente o dip deposicional do sistema fluvial (ver localização no mapa ao lado, linha de cor azul). Para o sistema deltaico, o corte da seção é aproximadamente perpendicular, assumindo uma direção de aporte similar ao do fluvial. Desta forma, as progradações podem ocorrer tanto para noroeste como para sudeste nesta perspectiva;

a) A discordância tectônica corresponde ao topo litoestratigráfico da Fm. Echinocyamus;

b) Os valores informados na escala vertical são em pés e representam referência de espessura;

c) A distância aproximada entre os poços está indicada na parte superior da da seção;

d) A inclinação das superfícies topos das parasequências apresentam uma declividade média entre 15 e 20 graus (ver comentários no ponto 5.3.1). Esta declividade define o estilo da interpretação no intervalo deltaico.

