**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**SIMULAÇÃO ESTOCÁSTICA BASEADA EM OBJETOS:
APLICAÇÃO AOS DEPÓSITOS TURBIDÍTICOS DO
CAMPO ESCOLA DE NAMORADO**

Stephano Pessini Alberto da Silva

Orientador: Marcelo Monteiro da Rocha

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO
Programa de Pós-Graduação em Recursos Minerais e
Hidrogeologia

SÃO PAULO
2013

Resumo

O campo de Namorado, descoberto em 1975, está situado na plataforma continental da Bacia de Campos, distando aproximadamente 80km do continente e sob lâmina de água de aproximadamente 200m. O reservatório é composto por arenitos turbidíticos de idade Albiano-Cenomaniano, em cotas que vão de -2500m a -3000m. Este reservatório apresenta excelentes características permo-porosas, sendo um dos mais importantes *plays* petrolíferos desta Bacia na década de 70.

Neste dissertação, propõe-se a aplicação da simulação estocástica baseada em objetos para a caracterização da arquitetura deposicional dos reservatórios turbidíticos. As técnicas aplicadas neste trabalho envolvem petrofísica (GR, Resistividade, Densidade e Porosidade), sistemas deposicionais turbidíticos e geoestatística.

A partir da interpretação dos perfis petrofísicos, foi possível caracterizar o reservatório em três litologias principais (Arenito, Folhelho e Calcário). Com esta informação, foi gerada uma base de dados booleana, sendo 1 atribuído aos arenitos (reservatório) e 0 atribuído às litologias não reservatório (folhelho e calcário).

O método de simulação booleana, escolhido para realizar as simulações no programa *Isatis*®, utilizou os dados gerados pela interpretação petrofísica e os parâmetros obtidos através de estudos de arquitetura deposicionais de corpos turbidíticos.

Como resultado obteve-se um conjunto 3D de cem simulações estocásticas baseadas em objetos, que possuem a mesma probabilidade de ocorrência. Estas simulações mostram a arquitetura deposicional dos arenitos (reservatório) turbidíticos do Campo de Namorado da Bacia de Campos.

Este estudo demonstra grande utilidade para a indústria do petróleo, pois ao fornecer probabilidades de ocorrência superiores a 50% (muito superiores às porcentagens de acerto em poços exploratórios), a economia gerada com a locação de poços neste domínio mais conhecido seria de grande importância para a saúde financeira de empresas de petróleo, visto que a locação de poços envolvem altíssimos custos.

Abstract

The Namorado field, discovered in 1975, is situated on the continental shelf of the Campos Basin, lying approximately 80km from the mainland and in a water depth of approximately 200m. The reservoir consists of turbidite sandstones of Albian-Cenomanian age, in units ranging from -2500m to -3000m. This reservoir has excellent Permo-porous features, being one of the most important oil plays of this basin in the 70's

In this master dissertation, is proposed the application of object based stochastic simulation to characterize the depositional architecture of turbidite reservoirs. The methodology applied in this work involves petrophysics techniques (GR, Resistivity, Density and Porosity), turbidite depositional systems and geostatistics.

From the petrophysical interpretation of profiles, it was possible to characterize the reservoir in three main lithologies (Sandstone, Shale and Limestone). With this information, a Boolean database was generated, being 1 assigned to sandstones (reservoir) and 0 assigned to non-reservoir lithologies (shale and limestone).

The Boolean simulation method chosen to perform the simulations in Isatis[®] program, used the data generated by petrophysical interpretation and parameters obtained through studies of depositional architecture of turbidite bodies.

As result was obtained a 3D set of one hundred stochastic simulations based on objects that have the same probability of occurrence. These simulations show the depositional architecture of sandstones (reservoir) turbidite of Namorado Field in the Campos Basin.

This study demonstrates great use for the oil industry, because by providing probabilities of occurrence greater than 50% (much higher than the percentage of accuracy in exploratory wells), the savings with the location of wells in this best known areas would be of great importance for the financial health of oil companies, since the location of wells involve high costs.

Agradecimentos

Agradeço à Geovariances pela cessão das licenças acadêmicas do programa Isatis®, o qual foi de fundamental importância para o desenvolvimento desta dissertação de mestrado.

Admitindo este trabalho como resultado não somente das simulações dos corpos turbidíticos realizadas, mas sim como um produto complexo que envolve aprendizados e lições adquiridas durante todos os anos de vida, gostaria de agradecer as seguintes pessoas.

Aos meus pais, Randal e Magdalena e minha irmã Carolina pelo apoio, carinho e esforço despendido ao longo destes 27 anos de minha existência.

Agradeço em especial minha namorada, Ana Letícia (Wally), por todos os momentos bons que passamos juntos e também por me manter motivado a conclusão deste mestrado em momentos difíceis.

Aos meus amigos de Franca: Fran, Gui, Junin e Lucosa por todos os jogos e apostas de futsal ganhos por nós, em especial à vitória contra o cunhado do Junin.

Aos meus companheiros de república Arregazzo, Flaminga e Funério por todos os momentos bons que passamos juntos, mesmo estes momentos sendo de extrema raridade. Um abraço seus p's.

A todos os membros do Ihamas sóbregas, time mais querido do futebol de areia da geologia da USP.

E, por último, aos meus irmãos adquiridos durante a graduação no instituto de geociências da USP: Boi, Boka, Caraio, Fiona, Funga, Gorda, Hemo, Indi, Lester, Oncinha e Rejeito. Obrigado por tornar estes momentos surreais em realidade.

Índice

Resumo	i
Abstract.....	ii
Agradecimentos	iii
Índice	iv
Lista de Figuras	v
Lista de Tabelas	vii
1. Introdução	1
2. Objetivo e Metodologia	2
3. Bacia de Campos	3
3.1 Localização	4
3.2 Geologia Regional	5
3.2.1 Embasamento	5
3.2.2 Fase Rifte	5
3.2.3 Fase Pós-Rifte	7
3.2.4 Fase Drifte	8
4. Modelos de Sedimentação Turbidítica	12
4.1 Sistemas Turbidíticos	12
4.2 Fisiografia de Sistemas Turbidíticos	19
5. Interpretação Geofísica de Poço	21
5.1 Perfil Caliper	23
5.2 Perfil de Raios Gama (GR).....	24
5.2.1 Comportamento Geoquímico da radioatividade natural de U, Th e K.....	24
5.2.2 Interpretação litológica dos perfis por Raios Gama	26
5.3 Perfil de Densidade (Rho _b)	28
5.3.1 Interpretação Litológica dos perfis de densidade	30
5.4 Perfil de Porosidade Neutrão (Nphi)	30
5.4.1 Interpretação Litológica dos perfis de porosidade neutrão.....	31
6. Geoestatística.....	32
6.1 Métodos Geoestatísticos	33
6.2 Simulação Estocástica	34
6.2.1 Equiprobabilidade das (L) Realizações	34
6.3 Métodos de Simulação Estocástica	35
6.3.1 Booleano, Marked-point process e Simulação Baseada em Objetos.....	35
7. Materiais e Metodos	43
7.1 Programas Utilizados.....	44
8. Resultados e Discussão.....	46
8.1 Delimitação do Reservatório	46
8.2 Características das litologias interpretadas.....	49
8.3 Simulação Estocástica	50
9. Conclusões.....	52
10. Referências Bibliográficas.....	56
Anexo I	60
Anexo II.....	87

Lista de Figuras

Figura 1: Localização do Campo escola de Namorado e da Bacia de Campos. (retirado de E.G Barboza 2005)	5
Figura 2: Sequência de Bouma e suas características (Bouma, 1962)	13
Figura 3: Modelo de leques recentes (baseado de Normark, 1970)	13
Figura 4: Classificação de turbiditos e suas sete fácies A-G (Mutti e Ricci-Lucchi, 1972, 1975).....	14
Figura 5: Modelo turbidítico (Modificado de Walker, 1978).....	15
Figura 6: Modelo de sedimentação turbidítica e suas implicações com a variação relativa do nível do mar (Mutti, 1985)	16
Figura 7: Classificação de depósitos turbidíticos, baseado na granulometria dos constituintes (extraído de Pickering, 1986)	18
Figura 8: Classificação de fácies turbidíticas proposta por Mutti (1992).....	19
Figura 9: Modelo esquemático mostrando o corte transversal de <i>Canyon</i> em A e corte transversal de canais de escorregamento e a formação de camadas de <i>levee</i> em B (Modificado de Posamentier e Walker, 2006).....	20
Figura 10: Modelo esquemático mostrando a mudança do ponto de transição em relação à diferentes razões areia-lama. Em A uma alta razão areia lama e em B e C, uma diminuição gradativa da razão areia-lama (Modificado de Posamentier e Walker, 2006).....	21
Figura 11: Perfil de resposta dos raios gama no poço (Rider, 2000).....	22
Figura 12: Formação de arrombamento em um mesmo nível estratigráfico em três poços distintos, extraído de Rider (2000)	23
Figura 13: Perfil de raios gama com GR (Max), GR (Min) e a linha de folhelho em vermelho, extraído de Rider (2000).....	28
Figura 14: Log de densidade e algumas das principais respostas observadas em diversos litotipos, extraído de Rider (2000).....	29
Figura 15: Interpretação litológica do poço 3NA_0004_RJS, obtidas com a utilização dos perfis Rhob x Nphi.....	32
Figura 16: Exemplos de grãos primários posicionados segundo um processo de pontos de Poisson com parâmetro de intensidade estacionária. (Pyrzcz, Boisvert e Deutsch 2008).....	39
Figura 17: Exemplos de grãos primários (extraído de Pyrcz, Boisvert e Deutsch 2008).....	40
Figura 18: Esquema das transformações estocásticas aplicadas aos grãos primários (Extraído de Pyrcz, Boisvert e Deutsch 2008)	41
Figura 19: Algoritmo de Simulação Booleana two steps (Modificado de Srivastava, 1994).....	42
Figura 20: Distribuição da Base de Dados em planta	44
Figura 21: Objeto geométrico que melhor representa os canais dos corpos turbidíticos	45
Figura 22: Litologia interpretada do poço 3NA_0017A_RJS, onde A corresponde ao alto valor de raios gama, B ao início dos reservatórios turbidíticos e C a base do reservatório.....	47
Figura 23: Seção geológica da Bacia de Campos, representado corpos turbidíticos entre as margas da Fm. Lagoa Feia (simplificado de Brun e Walker 1995).	48
Figura 24: Histograma mostrando a proporção das classes da variável categórica (litologia) onde 1 corresponde aos folhelhos, 2 aos arenitos e 3 aos carbonatos.	50
Figura 25: Cenários com as piores conectividades encontradas no Campo Escola de Namorado, em A cimento 10, B cimento 17, C cimento 46 e D cimento 90.....	51
Figura 26: Cenários com as melhores conectividades encontradas no Campo Escola de Namorado, em A cimento 24, B cimento 43, C cimento 91 e D cimento 94.	52

Figura 27: Visualização das simulações de sementes 91 e 94 indicando a abertura dos canais turbiditicos para SE.	53
Figura 28: Imagem de satélite mostrando a abertura dos leques aluvias para regiões de menor gradiente topográfico.....	53
Figura 29: Morfologia e arquitetura de canais turbidíticos amalgamados (retirado de Gardner e Borer 2000).	54

Lista de Tabelas

Tabela 1: Íons e seus principais minerais evaporíticos encontrados no mar	25
Tabela 2: Densidade dos Principais Litotipos Encontrados nos Campos de Petróleo	30
Tabela 3: Estatística básica calculada para as duas séries numéricas.....	33
Tabela 4: Variância Espacial das Séries A e B, para diferentes intervalos amostrais.....	33

1. Introdução

A exploração de petróleo em todo o mundo envolve altos riscos. Dentre os maiores riscos a locação dos poços de petróleo se destacam, uma vez que o custo de perfuração de um único poço pode superar facilmente cem milhões de dólares e que os índices de acerto mundial giram em torno de 15 a 30%. Com isso, todo estudo que busca melhorar as taxas de acerto por maior esforço computacional e custos envolvidos devem ser observados e executados, uma vez que qualquer melhora dos índices representariam economia deveras significativas.

Conhecer o reservatório e os fenômenos geológicos envolvidos tanto na gênese quanto na arquitetura deposicional são de suma importância para a locação de poços petrolíferos. Neste contexto, o presente trabalho busca modelar a arquitetura deposicional de corpos turbidíticos do Campo Escola de Namorado da Bacia de Campos, através da utilização do método de simulação estocástica baseada em objetos como forma de aperfeiçoar os índices de acertos na locação dos poços.

Modelar os reservatórios de hidrocarbonetos tem fundamental importância tanto no desenvolvimento quanto na produção do campo petrolífero, pois permite o melhor entendimento da disposição espacial dos depósitos. Existem diversos tipos de reservatórios e os turbidíticos são os responsáveis por grande parte do petróleo produzido no Brasil. A compreensão e caracterização de reservatórios de hidrocarbonetos são de vital importância para o sucesso da exploração do reservatório. Os reservatórios turbidíticos caracterizam-se por uma complexa trama de corpos arenosos dispostos em canais e lobos, depositados em ambiente de água profunda .

Devido aos altos custos envolvidos na implantação de um campo petrolífero, é necessário que a produtividade dos reservatórios, de óleo e gás nas bacias costeiras, seja alta. Com a necessidade de criação de cenários realísticos, a simulação estocástica baseada em objetos torna-se ferramenta fundamental para a confecção de modelos geológicos probabilísticos utilizando formas previamente conhecidas.

A primeira etapa deste trabalho consiste na interpretação e transformação dos dados petrofísicos variáveis (Rhob, Nphi, GR, Ild e DT), obtidos em 56 poços perfurados no Campo de Namorado, para dados litológicos uma vez que o objetivo deste trabalho é a construção de diversos cenários geológicos equiprováveis e realistas. Isto é necessário, pois o bom modelo geológico é a ferramenta fundamental para guiar na locação de futuros poços de produção, minimizando os altos custos presentes nestas etapas.

Concluída a interpretação petrofísica, as variáveis litológicas Arenito (reservatório), Folhelho (não reservatório) e Carbonato (não reservatório) são utilizadas como informações condicionantes em métodos de simulação, onde os algoritmos utilizam dados pontuais, juntamente com objetos de caráter semelhante aos esperados em modelos geológicos, caracterizando assim o reservatório petrolífero.

2. Objetivo e Metodologia

O principal objetivo desta dissertação de mestrado é a modelagem geológica de depósitos turbidíticos por meio de simulação estocástica baseada em objetos. Os modelos sintéticos obtidos caracterizam cenários equiprováveis obtidos à partir dos dados de 52 poços do Campo Escola de Namorado, localizado em porções submersas da Bacia de Campos.

Para atingir o resultado final, o autor realizou as seguintes etapas:

- Levantamento Bibliográfico.
- Interpretação Geofísica de Poço.
- Adequação da Base de Dados aos programas utilizados.
- Simulação Estocástica Baseada em Objetos.

O intuito do levantamento bibliográfico foi a familiarização com as diversas técnicas de modelagem geológicas existentes, buscando a escolha do método que melhor atendesse ao objetivo final. Além disso, esta etapa possibilitou o melhor entendimento do ambiente geológico dos depósitos

turbidíticos da Formação Namorado e as características arquiteturais destes corpos.

A base de dados foi obtida junto à Agência Nacional do Petróleo - ANP, e correspondem a medidas geofísicas de 56 poços do Campo Escola de Namorado, Bacia de Campos. Os parâmetros geofísicos presentes nos diversos poços foram: Densidade ($R_{\rho b}$), Porosidade Neutrão ($N_{\rho h i}$), Radioatividade Gama da Rocha (GR), Indução (ILD) e Sônico (DT).

Com o auxílio do programa GOCAD[®], os perfis geofísicos dos 52 poços foram interpretados e como resultado desta interpretação obteve-se uma variável categórica (Lito), sendo 1 atribuído aos intervalos de folhelho, 2 aos reservatórios areníticos e 3 aos carbonatos.

Como a interpretação geofísica de poço foi desenvolvida com a utilização do programa GOCAD[®] e toda a geoestatística no programa Isatis[®], foi necessário adequar a base de dados de um programa para o outro, uma vez que os resultados gerados não eram aceitos pelo programa Isatis[®].

O resultado final, cenários sintéticos dos depósitos turbidíticos, foram obtidos por Simulação estocástica baseada em objetos. Para isso, o autor utilizou-o método de simulação condicional booleana com o intuito de gerar modelos turbidíticos que honrassem as características geológicas identificadas na etapa de levantamento bibliográfico.

3. Bacia de Campos

A Bacia de Campos está inserida em um sistema contínuo de bacias sedimentares, geradas por mecanismos de distensão litosférica, que culminou com a ruptura do paleocontinente Gondwana. O início desta separação ocorreu durante o Mesozóico e resultou na separação do continente Sul Americano do Africano através da formação do oceano Atlântico.

O conjunto de bacias geradas na borda Leste do continente Sul Americano pode ser dividido em dois domínios referentes aos campos de tensões regionais atuantes durante a fase de ruptura litosférica e sua subsequente separação (Milani *et al.* 2007). O segmento transformante inclui

as bacias encontradas acima do ponto de deflexão da costa brasileira junto à Bacia Potiguar. O segmento distensivo, que inclui a Bacia de Campos, estende-se do extremo sul do continente Sul Americano até o ponto da deflexão continental encontrado junto à Bacia Potiguar.

Asmus e Ponte (1973) consolidaram a idéia de que as bacias de margem Leste brasileira evoluíram em quatro grandes estágios: pré-rifte, rifte, marinho restrito e marinho aberto, sendo o estágio pré-rifte presente apenas em algumas destas bacias.

Esta Bacia é responsável por 80% da produção nacional de petróleo, e foi perfurada pela primeira vez pelo poço pioneiro 1-RJS-9 em 1976 em uma lâmina d'água de 100m. Em 1977, deu-se início a produção nesta Bacia no campo de Enchova, e as sucessivas descobertas, dos campos de Garoupa, Pargo, Namorado e Badejos fizeram com que a Petrobras voltasse às atenções para os campos petrolíferos *offshore*.

3.1 Localização

A Bacia de Campos possui 100.000 Km², dos quais apenas 500 Km² encontram-se em áreas emersas e seus limites vão do Norte do Estado do Rio de Janeiro ao Sul do Estado do Espírito Santo (Figura 1). Possui como limites físicos o Alto de Vitoria a Norte, proeminente bloco do embasamento que se justapõe à cadeia de Vitória-Trindade, importante lineamento oceânico desta região (Cainelli e Mohriak, 1998). Como limite inferior o alto estrutural de Cabo Frio (Winter *et al.* 2007).

Figura 1: Localização do Campo escola de Namorado e da Bacia de Campos. (retirado de Barboza 2005).

3.2 Geologia Regional

3.2.1 Embasamento

Segundo Winter *et al.* (2007) embasamento cristalino da Bacia de Campos é composto por rochas gnáissicas de idade pré-cambriana pertencentes à Província Proterozóica da Ribeira. No entanto, seu embasamento econômico é marcado pelos basaltos da formação Cabiúnas, depositados nos andares locais Rio da Serra e Aratu inferior.

3.2.2 Fase Rifte

Segundo Estrella *et al.* (1984), Mello e Maxwell (1990) e Figueiredo *et al.* (1994), as rochas da fase rifte correspondem às principais rochas geradoras de óleo e gás da Bacia de Campos.

O estágio rifte é caracterizado por rochas da formação Cabiúnas, Itabapoana, Atafona e Coqueiro. As formações Itabapoana, Atafona e Coqueiro, antes denominadas como membro, foram elevadas à categoria de

formação por Winter et al. (2007), fazendo com que a antiga Formação Lagoa Feia passasse a Grupo Lagoa Feia.

3.2.2.1 Formação Cabiúnas

Os litotipos encontrados nesta formação são predominantemente basaltos amigdaloidais cinza a castanhos e diabásios (Rangel *et al.* 1994), porém, localmente é possível encontrar arenitos, siltitos e conglomerados, depositados entre os derrames basálticos. A espessura desta formação é variável, podendo chegar a 650m. Devido às datações obtidas, o magmatismo Cabiúnas é definido por Winter *et al.* (2007), como correlato ao evento Serra Geral.

3.2.2.2 Formação Itabapoana

Correspondente à seção basal do Grupo Lagoa Feia, as rochas desta formação estão dispostas sobre a discordância do topo da Formação Cabiúnas, até a discordância pré-Jiquiá de idade 125,8 Ma (Winter *et al.* 2007). Conglomerados, arenitos, siltitos e folhelhos avermelhados de borda de bacia e borda de falha correspondem às variedades litológicas encontradas nesta formação (Winter *et al.* 2007).

3.2.2.3 Formação Atafona

Esta formação é representada por arenitos, siltitos e folhelhos depositados em ambiente quimicamente diferenciado (Winter *et al.* 2007). Compõe, juntamente com a Formação Itabapoana, a seção basal do Grupo Lagoa Feia. Estas rochas foram depositadas no Andar Barremeiano, correspondente aos Andares Locais Aratu Superior e Buracica, sendo seus limites superior e inferior coincidentes aos da Formação Itabapoana (Winter *et al.* 2007).

3.2.2.4 Formação Coqueiros

De acordo com Winter *et al.* (2007) , a Formação Coqueiros é definida pela intercalação de folhelhos e carbonatos de origem lacustre compostos predominantemente por moluscos bivalves. As barras de coquinas, depósitos de conchas superiores a 100m com alta porosidade, foram depositadas em um ambiente predominantemente de alta energia e constituem bons reservatórios de petróleo.

3.2.3 Fase Pós-Rifte

A supersequência Pós-Rifte é limitada em sua base pela discordância pré-neo-Alagoas (Winter *et al.* 2007), é composta por conglomerados da parte superior da Formação Itabapoana e pelas formações Gargaú, Macabú e Retiro. Uma grande sucessão de sedimentos clásticos gradam lateralmente para sedimentação carbonática nas partes distais da bacia e são recobertos por espessos depósitos evaporíticos de idade Aptiana.

3.2.3.1 Formação Gargaú

Correspondente à porção superior do Grupo Lagoa Feia, as rochas desta formação encontram-se sobrepostas à discordância pré-neo-Alagoas e superpostas à discordância da base da sequência evaporítica de 112 Ma. Depositados em ambiente transicional raso (Winter *et al.* 2007), as litologias desta formação são tipicamente compostas por folhelhos, margas, calcilutitos e siltitos, que passam distalmente para carbonatos da Formação Macabú.

3.2.3.2 Formação Macabú

Correlata distal da Formação Gargaú, a formação Macabú é definida por depósitos de rochas carbonáticas, calcários estromatolíticos e lamitos microbiais. As rochas desta formação revelam, através dos testemunhos,

indícios de exposição subaérea, além de possíveis arenitos de origem eólica (Winter *et al.* 2007).

3.2.3.3 Formação Retiro

Depositados do Albiano inferior ao Alagoas superior, em ambiente marinho/lagunar árido, os evaporitos da Formação Retiro são limitados em sua base pela discordância de 112 Ma entre a sucessão sedimentar transicional e o pacote evaporítico e na porção superior pela passagem dos evaporitos para os sedimentos da Formação Goitacás e Quissamã do Grupo Macaé (Winter *et al.* 2007).

Devido a processos de halocinese, o espesso pacote evaporítico desta formação, possui papel fundamental tanto na deposição dos sedimentos arenosos do Cretácio Superior quanto na formação de janelas estruturais, permitindo que o óleo gerado nas rochas do estágio rifte migrasse para depósitos turbidíticos estratigraficamente superiores, além de fornecer um importante selo para os reservatórios de pré-sal (Winter *et al.* 2007).

3.2.4 Fase Drifte

A supersequência Drifte corresponde aos sedimentos depositados em ambiente marinho, a sedimentação desta fase foi fortemente condicionada aos movimentos dos pacotes de Sal da Formação Retiro. Pode-se subdividir esta sequência em Marinho Raso, Marinho Aberto Transgressivo e Marinho Aberto Regressivo. Estas divisões dizem respeito ao aspecto paleoambiental dos pacotes sedimentares deste estágio (Winter *et al.* 2007).

3.2.4.1 Formação Goitacás

A Formação Goitacás, porção proximal do Grupo Macaé, possui como limites inferior e superior respectivamente o topo da Formação Retiro e a base

de um evento anóxico, sendo que sua sedimentação estendeu-se do Albiano Inferior ao Cenomaniano Superior.

As rochas desta formação são predominantemente clásticas, caracterizadas pela complexa associação de leques aluviais, leques deltaicos e fandeltas. Um sistema misto também é reconhecido nesta formação, onde ocorrem calco-pelitos que passam para os sistemas predominantemente carbonáticos da formação Quissamã.

3.2.4.2 Formação Quissamã

Segundo Winter et al. (2007), a Fm Quissamã correspondente ao estágio Marinho Raso, e depositou-se entre o topo da Formação Registro e o Marco Beta, marco estratigráfico de caráter regional definido como uma superfície de inundação máxima.

Os tipos litológicos encontrados nesta formação são principalmente calcários dolomíticos encontrados sobretudo na base e a medida que se avança bacia adentro predominam os folhelhos com altos teores de argila (folhelho Albiano Alfa).

3.2.4.3 Formação Outeiro

Composta por calcilutitos com a presença de calciesferulídeos e foraminíferos, esta formação possui contato inferior com a Formação Quissamã através do Marco Beta. Seu limite superior com a Formação Imbetiba é observado através da discordância que marca a passagem do Cretáceo Inferior para o Cretáceo Superior nas porções proximais e pelo marco Chalk nas partes distais (Winter et al. 2007).

3.2.4.4 Formação Imbetiba

Localizada no topo do Grupo Macaé, a Formação Imbetiba é composta predominantemente por rochas pelíticas e margas, depositadas durante o Cenomaniano. Segundo Winter *et al.* (2007), nas partes proximais, os sedimentos finos gradam para sedimentos grossos, típicos de fandelta e de leques de borda, sendo possível caracterizar esta unidade como marco do afogamento da plataforma carbonática do Albiano.

3.2.4.5 Formação Namorado

Estendendo-se do Albiano médio ao final do Cenomaniano, os turbiditos da Formação Namorado possuem como limite superior e inferior respectivamente o Marco Beta e a base de um evento anóxico. Winter *et al.* (2007) eleva o Arenito Namorado à condição de Formação Namorado. Os turbiditos desta formação encontram-se intercalados com margas da Formação Outeiro e folhelhos da Formação Imbetiba.

3.2.4.6 Formação Ubatuba

Definida por Schaller (1973) como Membro Ubatuba, a Formação Ubatuba é composta por rochas pelíticas, sobrepostas às rochas da Formação Emboré do Grupo Macaé e interdigitadas com rochas da Formação Carapebus e Emboré.

O pacote litológico correspondente a esta formação é composto principalmente por folhelhos cinza escuro a esverdeado, argilitos, calcilutitos e margas. Depositada em ambiente francamente marinho, a Formação Ubatuba possui na base os folhelhos Turonianos do Marco Verde (Winter *et al.* 2007).

3.2.4.7 Formação Carapebus

Inicialmente descrita como Membro Carapebus por Schaller (1973), esta unidade foi elevada ao patamar de Formação devido aos estudos de Rangel et al. (1994). As rochas encontradas são de origem siliciclástica. Segundo Winter et al. (2007), os arenitos finos e conglomerados depositados em ambiente batial superior formaram depósitos menos encaixados que os da Formação Namorado.

3.2.4.8 Formação Emboré

Predominantemente composta por arenitos e carbonatos impuros (Schaller, 1973), as rochas desta formação encontram-se interdigitadas lateralmente aos pelitos da Formação Ubatuba. É possível caracterizar três membros: Membro São Tomé, composto por rochas de origem clásticas depositadas ao longo da borda da bacia; Membro Siri, formado por calcirruditos e calcarenitos bioclásticos que constituem camadas de até 4m, compostos por fragmentos de algas vermelhas micritizadas, briozoários, fragmentos de rodolitos, miliolídeos e moluscos; e o Membro Grussaí, composto por calcirruditos de bancos algálicos e calcarenitos depositados em ambiente próximo à quebra da plataforma (Winter *et al.* 2007).

3.2.4.9 Formação Barreiras

Depositada no Mioceno, as rochas da Formação Barreiras encontram-se dispostas ao longo da borda ocidental da bacia. Caracterizada por depósitos conglomeráticos e arenosos, depositados em ambientes fluvial entrelaçado e de leques aluviais, sendo que as rochas desta formação encontram-se aflorantes na parte emersa da bacia (Winter *et al.* 2007).

4. Modelos de Sedimentação Turbidítica

Os depósitos turbidíticos são responsáveis por grande parte da produção de óleo e gás no Brasil, desta forma, o entendimento de sua gênese, das relações de fácies associadas e das características geométricas tem importância fundamental para minimizar os riscos envolvidos na prospecção de hidrocarbonetos provenientes deste tipo de reservatório.

4.1 Sistemas Turbidíticos

O conceito de correntes de turbidez foi introduzido por Kuenen e Migliori (1950) em “Turbidity currents as a cause of graded bedding” e baseava-se em experimentos desenvolvidos por Kuenen associados às observações de campo de Migliori. Conforme definido por Kuenen (1957), turbiditos são depósitos formados por correntes de turbidez, sem nenhuma menção ao ambiente no qual este é formado.

Bouma (1962) estudando depósitos tipo *flych*, propôs uma sucessão de estruturas sedimentares ideais, estabelecendo um modelo genético descritivo para a formação dos depósitos turbidíticos. A sequência de Bouma (Figura 2) é composta por cinco intervalos, que da base para o topo são: arenitos conglomeráticos na base (A), gradando a arenitos com estratificação plano paralela (B), arenitos finos com estruturas tipo *climbing-ripples* (C), siltitos e pelitos com laminação plano-paralela (D) e argilitos característicos da sedimentação de bacia (E).

Figura 2: Sequência de Bouma e suas características (Bouma, 1962).

Utilizando imagens de sonar e amostras litológicas de *canyons* da costa oeste dos EUA, Normark (1970) propôs um modelo de sistema deposicional (Figura 3), subdividindo os leques turbidíticos em três partes: leque superior, leque médio e leque inferior. Normark (1970) também introduz o conceito de *suprafan*, caracterizado como a área de ativa de deposição arenosa, localizada no leque médio.

Figura 3: Modelo de leques recentes (baseado de Normark, 1970).

Estudando afloramentos de idades Terciárias e Cretáceas dos Apeninos e dos Pirineus, Mutti e Ricci-Lucchi (1972) propuseram uma nova classificação contendo sete fácies turbidíticas. Estes mesmos autores, em trabalho de 1975, mostram sua classificação esquematizada (Figura 4) e, com base em associações de fácies sedimentares, propõem uma classificação para os leques antigos. Esta associação é composta por seis fácies: talude superior, talude inferior, leque interno, leque médio, leque externo e planície abissal.

Figura 4: Classificação de turbiditos e suas sete fácies A-G (Mutti e Ricci-Lucchi, 1972, 1975).

Mutti e Ghibaudo (1975), em estudos comparativos entre leques deltaicos e submarinos, concluem que sistemas de lobos turbidíticos progradacionais culminam em ciclos de granocrescência com espessamento, ao passo que o afogamento ou o abandono do sistema resultam em ciclos de afinamento e granodecrescência.

A literatura sobre deltas modernos e rochas antigas foi sintetizada no modelo de Walker (1978). Neste modelo, o autor caracteriza cinco fácies turbidíticas arenosas: fácies turbidítica clássica, arenitos maciços, arenitos conglomeráticos, conglomerados e diamictitos. Estas fácies (Figura 5) apresentam pequenas mudanças se comparadas ao modelo proposto por Walker e Mutti (1973).

Figura 5: Modelo turbidítico (Modificado de Walker, 1978).

Atualizando o modelo proposto em 1970, Normark (1978) propõem que em sistemas predominantemente arenosos ocorrem leques com *suprafans*. Isto se deve a perda do caráter confinado das correntes de alta densidade e baixa eficiência de transporte.

Baseando-se no tamanho dos grãos dos sedimentos das correntes de turbidez, Mutti (1979) propõe uma nova classificação aos leques turbidíticos: leques de alta eficiência de transporte (depósitos de lobos de suspensão) e leques de baixa eficiência de transporte (depositados nos canais).

Com o surgimento da estratigrafia de seqüências, os modelos de leques propostos na década de 70 foram atualizados por diversos autores, dentre eles podemos citar os trabalhos de Mutti (1985), Stow et al. (1985), Mutti e Normark (1987), Ponsamentier et al. (1988) e Vail et al. (1991). Estes estudos foram os primeiros a integrar os efeitos da subida relativa do nível do mar aos modelos de deposição turbidítica.

Assimilando as informações de subida relativa do nível do mar, Mutti (1985) introduz um modelo deposicional dinâmico dividido em três estágios (Figura 6) definidos como sistemas tipo I, II e III. Estes estágios compõem diferentes sistemas turbidíticos, que ocorrem em momentos diferentes em relação à curva de variação relativa do nível do mar, sendo os sistemas tipo I e II depositados sob queda relativa do nível do mar e o sistema III depositado em um ambiente de subida relativa do nível do mar.

Figura 6: Modelo de sedimentação turbidítica e suas implicações com a variação relativa do nível do mar (Mutti, 1985).

a) O sistema tipo I é caracterizado por grandes pacotes de areias, dispostos sob a forma de corpos tabulares alongados e não canalizados nas porções distais do sistema deposicional, correspondente ao modelo de alta eficiência de Mutti (1979).

b) Diferentemente do sistema tipo I, os depósitos tipo II caracterizam-se por corpos dispostos ao longo de canais, que passam paulatinamente a corpos

lobados. Este sistema é predominantemente composto por canais, sendo os lobos encontrados nas partes onde se concentram os sedimentos de menor granulação. O sistema tipo II é correlato ao modelo de baixa energia proposto por Mutti (1979).

c) O sistema tipo III, é composto por pequenos canais preenchidos por areias de granulação média a fina, englobados em uma sequência de caráter notavelmente argilosa.

No mesmo caminho proposto por Mutti (1979), Pickering et al. (1986), desenvolve em seu trabalho novo modelo para a classificação dos depósitos turbidíticos baseado na granulometria dos sedimentos. Esta classificação (Figura 7) é composta por cinco classes (A-E) de caráter granulométrico, uma classe estritamente relacionada às características de estruturação interna (F) e uma classe relativa à composição (G). Estas classes são subdivididas em quinze grupos, e em quarenta e uma fácies.

CLASSE		GRUPO	FÁCIES							
			1	2	3	4	5	6	7	8
A	CONGLOMERADOS, CONGLOMERADOS LAMÍTICOS ARENITOS CONGLOMERÁTICOS	A1 DESORGANIZADOS								
		A2 ORGANIZADOS								
B	ARENITOS	B1 DESORGANIZADOS								
		B2 ORGANIZADOS								
C	ARENITOS COM LAMA INTERESTRATIFICAÇÕES ARENITO-LAMA	C1 DESORGANIZADOS								
		C2 ORGANIZADOS								
D	SILTES, SILTES COM LAMA, INTERESTRATIFICAÇÕES SILTE-LAMA	D1 DESORGANIZADOS								
		D2 ORGANIZADOS								
E	LAMA	E1 DESORGANIZADOS								
		E2 ORGANIZADOS								
F	DEPÓSITOS CAÓTICOS	F1 CLASTOS EXÓTICOS								
		F2 CONTORNITOS ESTRATOS PERTURBADOS								
		G1 VASAS CALCÁRIAS								
G	DEPÓSITOS BIOGÊNICOS E QUÍMICOS	G2 LAMAS BIÓGENICAS								
		G3 DEPÓSITOS QUÍMICOS								

Figura 7: Classificação de depósitos turbidíticos, baseado na granulometria dos constituintes (extraído de Pickering, 1986).

Observando depósitos turbidíticos antigos e recentes mundialmente conhecidos, Mutti e Normark (1987) propõem diversas correlações com base nas idades, geometria, associação de fácies e tipo de bacia. Contudo, estes autores argumentam que estas correlações só são válidas caso as escalas envolvidas sejam iguais.

Para Pickering et al. (1989) as correntes de turbidez atuam como fluxos coesivos, e atuam diretamente no transporte dos sedimentos. Assim sendo, os fluxos coesivos representam os mecanismos atuantes mais importantes para o desenvolvimento das fácies turbidíticas na bacia.

Com o intuito de compreender os mecanismos de gatilho das correntes de turbidez nas bacias marítimas, Normark e Piper (1991) demonstram que

misturas água-sedimento proveniente de eventos catastróficos podem gerar correntes de turbidez que podem atingir locais distais da bacia.

Buscando explicar os processos sedimentares inerentes aos depósitos turbidíticos, Mutti (1992) propõe novos tipos de fluxos formadores de correntes de turbidez e seus possíveis resultados (Figura 8).

Figura 8: Classificação de fácies turbidíticas proposta por Mutti (1992).

Shanmugam (2002) alerta em seu estudo “ten turbidite myths” que o termo turbidito deve ser unicamente designado aos depósitos gerados a partir de correntes de turbidez, não sendo aplicado aos sistemas deposicionais gerados por *debris flows*, *grain flows* ou outros mecanismos capazes de transportar areias para porções distais da bacia.

4.2 Fisiografia de Sistemas Turbidíticos

Existem diversos fatores atuantes para a morfologia final dos depósitos turbidíticos. Dentre estes fatores, Posamentier e Walker (2006) citam a

rugosidade do assoalho oceânico, o gradiente angular do escorregamento, a presença de anteparos significativos no caminho do escorregamento, a altura da borda da plataforma para o fundo da bacia e a razão areia lama do fluido entre outros fatores.

Canyons e canais de escorregamento são considerados os principais meios capazes de transportar os sedimentos de maior granulação até as porções distais das bacias, onde predomina a deposição de materiais finos. Estes caminhos preferenciais podem variar de poucos metros de profundidade e largura até dezenas de quilômetros de largura e profundidades superiores a um quilômetro.

Para Posamentier e Walker (2006) a diferença principal entre os *canyons* e os canais de escorregamento (Figura 9A) é que os *canyons* conseguem confinar os fluxos que passam por eles, e os canais de escorregamento mantêm apenas parte do fluxo. O principal efeito do fluxo não confinado nos canais de escorregamento é a deposição de camadas de *levee* (Figura 9B) nos flancos destes canais ao longo de todo o percurso, uma vez que nas porções finais do *canyon* também existe a possibilidade da formação de camadas de *levees* devido ao seu afinamento abrupto.

Figura 9: Modelo esquemático mostrando o corte transversal de *Canyon* em A e corte transversal de canais de escorregamento e a formação de camadas de *levee* em B (Modificado de Posamentier e Walker, 2006).

Posamentier e Kolla (2003) discutem em seu trabalho, como a razão areia-lama pode influenciar na deposição do turbidito. Esta razão influencia diretamente no posicionamento do ponto de transição (Figura 10). O ponto de

transição é o ponto a partir do qual um único canal de *levee* passa para um complexo de canais distributários

Figura 10: Modelo esquemático mostrando a mudança do ponto de transição em relação à diferentes razões areia-lama. Em A uma alta razão areia-lama e em B e C, uma diminuição gradativa da razão areia-lama (Modificado de Posamentier e Walker, 2006).

Kolla et al. (2007) mostram que a morfologia final dos sistemas turbidíticos com canais de *levees* podem apresentar feições características que os diferenciem de canais confinados. Por apresentarem sinuosidades significativamente menores às encontradas nos sistemas meandantes confinados, o empilhamento arenoso dos sistemas com canal de *levees* apresenta empilhamento vertical. No entanto, caso processos de rompimento dos depósitos de levees sejam significativos, a fisiografia do empilhamento apresentará maior extensão lateral.

5. Interpretação Geofísica de Poço

Parâmetros geofísicos, que permitem auxiliar a interpretação litológica em poços, produz um log geofísico de poço. As medidas realizadas nas perfilagens geofísicas são plotadas de acordo com a profundidade de obtenção, gerando dados contínuos dos atributos medidos (Figura 11). Os log's de poço são necessários devido aos altíssimos custos envolvidos na aquisição de testemunhos de sondagem e devido à sua rápida aquisição.

Figura 11: Perfil de resposta dos raios gama no poço (Rider, 2000).

Atualmente existem diversos atributos geofísicos medidos ao longo de poços de perfuração, capazes de medir tanto fenômenos espontâneos, como raios gama quanto características induzidas nas formações litológicas encontradas, como por exemplo a perfilagem sônica.

5.1 Perfil Caliper

O perfil Caliper permite a medição do diâmetro do poço ao longo de sua profundidade. Esta medida é feita por dois ou quatro braços mecanicamente articulados que deslizam ao longo do poço. Estes braços são ligados a sensores, que calculam o diâmetro do poço de acordo com a resistência aplicada aos braços mecânicos do aparelho.

A interpretação do perfil caliper é necessária, devido a alguns atributos geofísicos medidos por outros métodos de aquisição produzirem resposta anômalas à mesma camada geológica em situações onde haja arrombamento ou reboco nas paredes do poço (Rider, 2000). *Gauge* é a parte do poço onde não ocorre nem arrombamento nem reboco.

O arrombamento das paredes do poço pode ocorrer devido à rotação do tubo de perfuração ou devido à circulação de lama dentro do poço, erodindo sua parede. Este fenômeno ocorre preferencialmente em rochas inconsolidadas, conferindo assim o caráter litológico ao processo de formação deste artefato (Figura 12)

5.2 Perfil de Raios Gama (GR)

O perfil de raios gama (GR) é obtido pelo caminhar de um sensor capaz de medir a radiação natural das rochas. A radiação proveniente das rochas é resposta de essencialmente três elementos químicos: os elementos da família do tório (Th), os elementos da família urânio-rádio e do isótopo radioativo do potássio (^{40}K) (Adams e Weaver, 1958).

Atualmente existem leitores capazes de diferenciar a radiação emanada por cada um dos três elementos emissores de raios gama, auxiliando ainda mais na interpretação das rochas encontradas em sub-superfície. O log de GR simples é expresso na unidade API (American Petroleum Institute). Esta unidade foi definida de acordo com um furo de referência retirado do substrato da Universidade de Houston, Texas, e as escalas mais adotadas para a interpretação dos perfis de GR vão de 0 a 100 ou de 0 a 150.

5.2.1 Comportamento Geoquímico da radioatividade natural de U, Th e K

A interpretação moderna de perfis de GR envolve o entendimento de química mineral, mineralogia e geoquímica dos minerais radioativos. O bom entendimento destes fatores auxiliam na identificação das rochas em sub-superfície através do agrupamento de métodos de aquisição de dados indiretos, tais como GR (Rider, 2000).

5.2.1.1 Caracterização geológica advinda de rochas com alto teor de potássio (K)

Dos elementos radioativos, o potássio é o mais abundante na natureza, e é parte constituinte de diversos grupos minerais em diversos tipos de rocha tais como: folhelhos, evaporitos, arcóseos e rochas ígneas (Rider, 2000). Nos folhelhos, o potássio é encontrado nos argilo-minerais formadores desta rocha em porcentagens variáveis de acordo com cada mineral. Os principais minerais

evaporíticos são formados por íons encontrados na água do mar (Tabela 1) e a silvinita, carnalita, polihalita e a kainita são alguns dos minerais que contêm o elemento K em sua fórmula química. Nas rochas ígneas, assim como nos arcóseos, os feldspatos são os minerais com a maior quantidade deste elemento em seus retículos cristalinos.

Tabela 1: Íons e seus principais minerais evaporíticos encontrados no mar.

Íon peso(%)	Concentração (‰)	Sais	Porcentagem em
Na ⁺	10.560	NaCl	78.03
Mg ⁺⁺	1.270	MgCl ₂	9.21
Ca ⁺⁺	0.400	MgSO ₄	6.53
K ⁺	0.380	CaSO ₄	3.84
Sr ⁺⁺	0.008	KCl	2.11
Cl ⁻	19.000	CaCO ₃	0.33
SO ₄ ⁼⁼	2.650	MgBr ₂	0.25
HCO ₃ ⁼⁼	0.140	SrSO ₄	0.05
Br ⁻	0.0065	NaF	0.01
F ⁻	0.001		
B	0.005		

5.2.1.2 Caracterização geológica advinda de rochas com alto teor de urânio (U)

Segundo Rider (2000), as rochas com os maiores teores de urânio são as rochas ígneas ácidas. Este elemento possui uma mobilidade relativamente alta, formando sais solúveis, facilmente transportados pelas águas dos rios. No entanto, a principal forma de transporte de urânio nos rios não é feito por íons dissolvidos em suas águas, mas sim pelo transporte de minerais argilosos em suspensão. Em rochas sedimentares, a precipitação de urânio depende de ambientes com pH ácido, e condições altamente redutoras. Estas características ambientais são extremamente favoráveis para a deposição de folhelhos negros altamente enriquecidos em urânio. Além disso, outro fator que contribui para os elevados teores de urânio nestas rochas é a sua associação com materiais orgânicos.

5.2.1.3 Caracterização geológica advinda de rochas com alto teor de tório (Th)

Assim como para o urânio, as rochas ígneas ácidas são as principais portadoras de tório. Devido a baixa mobilidade deste elemento, o principal meio de transporte de Th são os minerais detríticos, principalmente os pesados, tais como: torita, monazita, epídoto, apatita e zircão (Rider, 2000).

5.2.2 Interpretação litológica dos perfis por Raios

Gama

O perfil de raios gama é extremamente útil para a interpretação litológica. Arenitos, folhelhos e carbonatos são facilmente diferenciados com a utilização desta ferramenta. No entanto, este deve ser tratado apenas como um indicador primário, sendo necessária a interpretação de outras técnicas de perfilagem geofísica de poço para obter resultados confiáveis.

5.2.2.1 Radioatividade de rochas areníticas

O quartzo é o principal componente destes tipos de rocha, não apresentando nenhum dos elementos químicos radioativos (K, U e Th) em sua fórmula química. Rochas compostas predominantemente por quartzo apresentam baixos valores de radioatividade, porém devido a alguns minerais detríticos associados, dentre eles feldspatos, micas e minerais pesados, rochas quartzosas podem apresentar valores de raios gama variando de moderado a alto.

5.2.2.2 Radioatividade de rochas carbonáticas

Os carbonatos, quando puros, não apresentam radiação, tornando-os de fácil identificação em perfis de raios gama. Contudo, a simples associação das rochas carbonáticas com matéria orgânica, resulta em radiação considerável, dificultando assim a identificação destes litotipos. Além disso, margas

compostas por carbonatos e minerais micáceos, apresentam também radioatividade elevada, apresentando resposta semelhante às rochas carbonáticas com significativa contribuição de matéria orgânica.

5.2.2.3 Radioatividade de folhelhos

Os folhelhos apresentam diferentes valores em resposta à perfilagem de raios gama. Isto decorre de variações na mineralogia e devido à presença ou não de matéria orgânica. Em perfis de raios gama, os valores máximos encontrados tendem a ser resposta de folhelhos 100% puros, e os valores mínimos indicam a ausência de folhelhos (Rider, 2000). Considerando uma escala linear, qualquer valor de (GR) dará a porcentagem de folhelho presente no ponto amostrado pela seguinte formula.

$$\text{Volume de Folhelho \%} = \frac{\text{valor do GR (log)} - \text{GR (min)}}{\text{GR(max)} - \text{GR(min)}}$$

GR (Max) = 100% folhelho, GR (Min) = 0% folhelho na formação.

Com o valor de GR médio, traça-se uma linha chamada de linha do folhelho (Figura 13), a partir da qual toda resposta de GR do log é caracterizada como folhelho e toda parte com valores inferiores a esta linha é admitida como não sendo folhelho (Rider, 2000).

Figura 13: Perfil de raios gama com GR (Max), GR (Min) e a linha de folhelho em vermelho, extraído de Rider (2000).

5.3 Perfil de Densidade (Rho_b)

De acordo com Rider (2000), o perfil Rho_b é um registro contínuo da densidade dos litotipos (Figura 14). Neste registro o dado corresponde não só aos minerais formadores da rocha e seu volume, mas também aos fluidos presentes nos poros e fraturas das mesmas .

Figura 14: Log de densidade e algumas das principais respostas observadas em diversos litotipos, extraído de Rider (2000).

Ao bombardear a rocha da formação com um feixe de raios gama, mede-se a diferença entre a energia inicial e final do feixe. Esta atenuação na energia é diretamente proporcional à quantidade de elétrons da formação (densidade de elétrons), podendo ser facilmente correlacionada à sua densidade (Rider, 2000). Em rochas muito densas, a atenuação detectada é muito alta, ao passo que em rochas de menores densidades a atenuação da energia nos feixes de raios gama será relativamente baixa.

5.3.1 Interpretação Litológica dos perfis de densidade

A identificação dos principais litotipos encontrados em depósitos de hidrocarbonetos raramente são identificadas exclusivamente por este log, uma vez que diversos tipos de rochas possuem densidades semelhantes (Tabela 2).

Tabela 2: Densidade dos Principais Litotipos Encontrados nos Campos de Petróleo (Rider, 2000).

Litologia (g/cm³)	Variação (g/cm³)	Matriz
Folhelhos	1,8-2,75	2,65-2,7
Arenitos	1,9-2,65	2,65
Calcário	2,2-2,71	2,71
Dolomito	2,3-2,87	2,87

Ao combinar a resposta obtida pelo perfil Rhob com a obtida por Nphi, é possível utilizar, de forma bastante satisfatória, este log para a identificação de diversos litotipos.

5.4 Perfil de Porosidade Neutrão (Nphi)

O log de densidade neutrão (Nphi) consiste na aquisição da perda de energia de um feixe de nêutrons emitida por uma fonte externa (Rider, 2000). A perda de energia deste feixe pode ocorrer tanto por colisão quanto por absorção, sendo o primeiro responsável pelas reações de maior energia.

De acordo com Rider (2000), o feixe de nêutrons ao colidir com partículas de mesma massa atômica (H) tem a maior perda de energia, ao passo que nas colisões com partículas de massas maiores, este não apresentará perda significativa. Este log registra em termos geológicos a quantidade de água existente na formação e a água presente nas fórmulas químicas de diversos minerais.

5.4.1 Interpretação Litológica dos perfis de porosidade neutro

O entendimento dos índices de hidrogênio obtidos pelo log, em diversos materiais, faz-se necessário para a interpretação litológica e geológica, uma vez que os átomos de H detectados por este log correspondem principalmente à resposta de: água livre, água adsorvida em íons nos argilo-minerais, água em cristais de rochas ígneas e em átomos de H presentes nas cadeias dos hidrocarbonetos.

Os índices de hidrogênio obtidos por este log permitem quando combinados com outros log's de poço a identificação litológica satisfatória para diversos litotipos.

Combinando Nphi com o perfil de densidade Rhob (Figura 15) é possível obter excelentes resultados na caracterização litológica. Plotando os resultados obtidos tanto do perfil Rhob, quanto do Nphi em escalas adequadas, pode-se caracterizar as litologias do poço, principalmente quando as principais rochas são arenitos, folhelhos e carbonatos.

A resposta obtida pelas curvas de Nphi e Rhob, em escalas adequadas, para os arenitos mostram que quando a curva de Rhob encontra-se à esquerda da curva de Nphi, assim como destacado na Figura 15 em amarelo, podemos inferir como arenito (reservatório) o litotipo encontrado nesta porção do poço, ao passo que quando estas curvas encontram-se em posições opostas considera-se como resposta característica de folhelhos.

Figura 15: Interpretação litológica do poço 3NA_0004_RJS, obtidas com a utilização dos perfis Rhob x Nphi.

6. Geoestatística

A geoestatística compreende o ramo da ciência situado entre os domínios matemáticos da estatística agregado aos conhecimentos de diferentes fenômenos geológicos. A diferença fundamental entre os métodos estatísticos e geoestatísticos é referente a algumas características intrínsecas às funções aleatórias consideradas na geoestatística, que são a localização, o suporte, a continuidade e a anisotropia.

Royle (1979) mostra em seus estudos que dependendo da disposição espacial dos dados, séries numéricas que apresentam estatísticas descritivas idênticas como média e variância (Tabela 3) podem ser diferenciadas pelo cálculo da variância espacial para diferentes intervalos (Tabela 4).

- Série A: 1 7 3 6 2 9 4 8 5
- Série B: 1 3 5 7 9 8 6 4 2

Tabela 3: Estatística básica calculada para as duas séries numéricas.

Série	Média	Variância
A	5	6,67
B	5	6,67

Na tabela 3 é possível observar que mesmo existindo diferenças significativas entre as duas séries numéricas analisadas, os métodos estatísticos clássicos são incapazes de diferenciá-las, isso se deve ao fato destes métodos analisarem as amostras de forma independente, ao passo que utilizando a posição espacial relativa a cada ponto amostrado é possível discriminar as séries numéricas (Yamamoto, 2001).

Tabela 4: Variância Espacial das Séries A e B, para diferentes intervalos amostrais.

Intervalo de amostragem	Variância Espacial A	Variância Espacial B
1	22,00	3,63
2	3,00	12,86
3	23,67	23,83
4	3,80	29,60

6.1 Métodos Geoestatísticos

A krigagem, como método de estimativa, apresenta algumas limitações, a falta de precisão global e o consequente efeito de suavização são os mais amplamente debatidos.

A simulação estocástica, por apresentar precisão global, foi proposta como um método alternativo à krigagem (Deutsch e Journel, 1998), uma vez que este não apresenta a suavização em seus resultados, porém em contrapartida não apresenta precisão local. Na indústria do petróleo, os métodos de simulação estocástica foram amplamente utilizados em estudos de campos petrolíferos localizados no mar do norte, dando suporte à escolha deste método para a realização do trabalho (Srivastava, 1994).

6.2 Simulação Estocástica

Segundo Deutsch e Journal (1998), a simulação estocástica é o processo de geração de cenários equiprováveis, através da realização conjunta da variável aleatória (VA) a partir de um modelo da função aleatória (FA). Cada cenário é definido como a realização $\{z^{(l)}(\mathbf{u}), \mathbf{u} \in A\}$, $l=1, \dots, L$, onde L representa as imagens obtidas da distribuição espacial dos valores $z(\mathbf{u})$ para o domínio A . A imagem estocástica, nome dado para cada realização L , é resposta às propriedades inseridas no modelo RF $Z(\mathbf{u})$. Portanto, com a adição de novos valores obtidos através da amostragem e incluídos ao modelo RF $Z(\mathbf{u})$ ou ao algoritmo de simulação, melhor serão as L realizações simuladas (Deutsch e Journal, 1998).

Notadamente, segundo os autores supra citados, o modelo RF $Z(\mathbf{u})$ é restrito ao modelo de covariância z , obtido através do cálculo da covariância dos dados amostrais e caso os resultados das L realizações para cada valor de z amostrado sejam iguais, a simulação é tida como condicional.

6.2.1 Equiprobabilidade das (L) Realizações

Através de um conjunto de L realizações obtidas por um algoritmo de simulação é possível obter a probabilidade de ocorrência de funções específicas destas realizações somente se todas possuírem a mesma probabilidade de ocorrência, isto significa que cada realização tem a mesma probabilidade de ser obtida dentro de todas as L realizações (Deutsch e Journal, 1998). Esta probabilidade só pode ser alcançada caso cada realização possa ser identificada por um número randomicamente escolhido (semente). Isto significa que cada simulação pode ser reproduzida, e os mesmos valores podem ser obtidos, ao re-utilizar uma mesma semente (Deutsch e Journal, 1998).

6.3 Métodos de Simulação Estocástica

Com o advento da computação, e seus melhores e mais rápidos cálculos matemáticos, diversos métodos de simulação foram propostos durante as décadas passadas. A escolha adequada de cada método depende de diversos fatores, dentre os quais se destacam o objetivo do estudo, o tempo necessário para sua execução, e os recursos computacionais e humanos necessários para sua realização (Srivastava, 1994).

Como o objetivo deste trabalho é simular a arquitetura deposicional de corpos arenosos em ambientes de sedimentação pelítica, e honrar as características geométricas dos corpos turbidíticos, o mais apropriado para este objetivo é, segundo Deutsch e Journel (1998), a simulação estocástica baseada em objetos.

6.3.1 Booleano, Marked-point process e Simulação Baseada em Objetos

Nas últimas 3 décadas, inúmeros métodos de simulação estocástica foram desenvolvidos para tentar descrever as heterogeneidades de diversos ambientes sedimentares e suas diferentes escalas de trabalho (Hu e Jenni, 2005). Estes modelos podem ser agrupados em 3 tipos básicos: *pixel-based*, baseado em processos e baseado em objetos.

6.3.1.1 Modelo pixel-based

Este modelo pode ser facilmente obtido a partir de dados quantitativos (imagens de satélite, mapas geológicos, mapas estruturais, foto-mosaicos entre outros). No entanto, características geológicas complexas como: arquitetura deposicional, variação lateral de fácies e contatos geológicos são difíceis de serem reproduzidas através deste modelo, principalmente na fase de avaliação do projeto, uma vez que nesta etapa a quantidade de dados é bastante reduzida.

6.3.1.2 Modelo baseado em processo

Os modelos geológicos obtidos através deste método podem exprimir complexos arranjos deposicionais em diferentes escalas de trabalho, dependendo de forma direta dos objetivos desejados. Porém, este não tem sido muito utilizado, devido à dificuldade de serem reproduzidos bons experimentos a partir de dados qualitativos.

6.3.1.3 Modelo baseado em objetos

Quando o modelo geológico for de grande complexidade e necessitar dados de entrada qualitativos, a escolha deste método é bastante indicada, uma vez que este vem sendo amplamente empregado para a caracterização geológica de reservatórios fluvio-deltáicos em diversos locais do globo (Hu e Jenni, 2005).

O modelo obtido através da técnica de simulação estocástica baseada em objetos pode ser considerada como sendo o arranjo de uma população de objetos geológicos dentro de um campo estudado. A disposição espacial destes objetos, segundo Hu e Jenni (2005), são definidas de acordo com suas interações (atração, repulsão e agrupamento). O modelo booleano é um claro exemplo de modelo baseado em objetos, sendo definido através da união de objetos de mesma natureza que honre as características básicas necessárias do modelo definido (Chilès e Delfiner, 1999).

Nota-se que grande parte dos algoritmos de simulação baseada em objetos utilizam-se dos conceitos de pontos de Poisson (Pyrcz, Boisvert & Deutsch, 2008) e que a distribuição dos objetos (previamente parametrizados) um a um honram as características dos objetos e tornam a simulação rápida e precisa (Remy, Boucher & Wu 2009).

6.3.1.3.1 Padrão de Pontos de Poisson

Segundo Hu e Jenni (2005), o padrão de pontos de Poisson caracteriza a distribuição espacial dos objetos no modelo booleano. Um padrão de pontos

de Poisson é um conjunto finito de pontos dispersos no espaço amostral. Seja D um domínio finito e $|D|$ o volume deste domínio, o número de pontos de Poisson em D dos processos de pontos de Poisson, que representam N , seguem a distribuição de Poisson com média $\lambda|D|$. O número λ é o parametro característico dos processos de pontos de Poisson, sendo que este fornece a média dos pontos encontrados em uma unidade volumétrica, sendo também conhecido como intensidade dos padrões de pontos.

Caso a intensidade λ seja constante no domínio estudado, os padrões de pontos de Poisson são ditos como estacionários. Para exemplos não estacionários, a intensidade $\lambda(x)$ é uma função que depende da posição de x no campo de estudo D (Hu e Jenni, 2005). Os números de pontos em D dos padrões de pontos de Poisson, que possuem a função intensidade seguem a seguinte distribuição:

$$\lambda(D) = \int_D \lambda(x) dx.$$

Estes pontos são distribuídos de acordo com a função densidade $f(x)$ no domínio D de forma independente.

$$f(x) = \frac{\lambda(x)}{\lambda(D)}, \quad x \in D.$$

De acordo com Hu e Jenni (2005), a simulação dos processos de pontos de Poisson de intensidade $\lambda(x)$ no domínio D pode ser desenvolvidas nos seguintes passos:

1. Gerar um número N de acordo com os parametros da distribuição de Poisson $\lambda(D)$.
2. Gerar N pontos independentes em D , de acordo com a função densidade de probabilidade $f(x)$.

6.3.1.3.2 Modelo Booleano

Sendo A um objeto randômico, cujos parâmetros são variáveis aleatórias, a construção do modelo booleano estacionário no domínio D , para Hu e Jenni (2005), pode ser descrito com os passos:

1. Gerar um número N que siga a distribuição de Poisson de média $\lambda | D |$.
2. Criar N pontos independentes X_i ($i = 1, 2, 3, \dots, N$) no domínio D que representem a densidade dos pontos de Poisson λ .
3. Gerar N objetos A_i ($i = 1, 2, 3, \dots, N$) que possuam as mesmas características estatísticas que o objeto randômico A .
4. Implantar os N objetos no domínio D de acordo com os padrões dos pontos de Poisson. A união destes objetos, caracterizada como Z , constituem um conjunto randômico chamado de modelo booleano, conforme:

$$Z = \cup A_i(X_i).$$

Na maior parte das aplicações, a distribuição espacial dos objetos não é uniforme. O modelo booleano estacionário, com a constante de intensidade é posteriormente transformado para um modelo booleano não estacionário, usando a função intensidade regionalizada $\lambda(x)$.

Segundo Pyrcz, Boisvert & Deutsch (2008), os grãos primários (objetos parametrizados) recebem seu posicionamento relativo aos germens conforme pode ser observado na Figura 16.

Figura 16: Exemplos de grãos primários posicionados segundo um processo de pontos de Poisson com parâmetro de intensidade estacionária. (Pyrzcz, Boisvert e Deutsch 2008).

Segundo Pyrcz, Boisvert e Deutsch (2008), as imagens representam modelos binários onde os germes representam a internsidade estacionária e os grãos representam por exemplo, elipsoides, barras e lobos (Figura 17).

Figura 17: Exemplos de grãos primários (extraído de Pyrcz, Boisvert e Deutsch 2008).

Como dito, os objetos parametrizados são posicionados no domínio D do reservatório por processos de Poisson e este posicionamento possui distribuição uniforme. A orientação e a escala do objeto são retiradas de uma distribuição triangular conforme Figura 18 (Pyrcz, Boisvert e Deutsch 2008).

Figura 18: Esquema das transformações estocásticas aplicadas aos grãos primários (Extraído de Pyrcz, Boisvert e Deutsch 2008).

Outro parâmetro importante que deve ser definido previamente é a proporção de cada objeto primário que será simulado, ou seja qual é a porcentagem que cada feição deve possuir no domínio simulado.

De acordo com Boisvert (2011), os modelos baseados em objetos não precisam ser criados necessariamente em malhas regulares, contudo quando estes modelos são criados a partir de técnicas que utilizam células como as simulações é apropriado que estes modelos sejam criados sobre estas malhas.

Remy, Boucher e Wu (2009) afirmam que a simulação destes objetos é rápida e precisa apenas quando são não condicionais, visto que o condicionamento é demorado e difícil.

6.3.1.3.3 Algoritmo da Simulação Condicional

Diversos algoritmos baseados nas interações de Markov foram propostos na literatura para serem utilizados em simulações booleanas. O algoritmo descrito a seguir permite uma simulação booleana no campo D sob a condição de dois sub-conjuntos C_1 e C_0 de D representando, respectivamente, a união dos objetos Z e seu complemento $\bar{Z}$. O algoritmo é:

1. Inserir um certo número de objetos iniciais n no campo de simulação D , respeitando os sub-conjuntos C_1 e C_0 .

2. Gerar a variável randômica I igual a +1 que possua probabilidade $\lambda |D| / (\lambda |D| + n)$ ou -1 com probabilidade complementar $n / (\lambda |D| + n)$ (Figura 19).
3. Caso seja atribuído +1 a I , é então gerado um novo objeto, e este é implantado em um ponto do domínio D (Figura 19 b). Caso a adição deste novo objeto não comprometa a condicionalidade da simulação, adiciona-se o novo objeto à simulação somando +1 ao valor de n , em seguida retorna-se ao passo 2. Caso a adição deste novo objeto comprometa a simulação condicional, retorna-se diretamente ao passo 2 (Figura 19 c).
4. Caso -1 seja atribuído a I , é então seleciona-se um objeto existente e presente em n , do campo de simulação. Caso a remoção deste objeto não comprometa a condicionalidade da simulação, retira-se este objeto da simulação e subtrai-se 1 de n (Figura 19 c). posteriormente retorna-se ao passo 2. Entretanto, caso a subtração deste objeto comprometa a condicionalidade da simulação, retorna-se diretamente ao passo 2, sem retirar o objeto.

Figura 19: Algoritmo de Simulação Booleana two steps (Srivastava, 1994)

Segundo Hu e Jenii (2005), aplicação deste algoritmo requer a parada das interações, quando o conjunto randômico possa ser considerado aproximadamente como uma realização do modelo booleano condicional (Figura 19 d). Uma forma direta de observar a convergência consiste em avaliar o grau de aproximação entre a distribuição condicional do modelo booleano com a obtida através da simulação. Infelizmente, o cálculo numérico da distribuição condicional é matematicamente complicado e pesado computacionalmente, por isso, limita-se a avaliação aos seguintes pontos.

- Porcentagem de números dos objetos residuais iniciais.
- Número total de objetos gerados no domínio D .
- Distribuição, dos números de objetos, preenchidas por pontos.

7. Materiais e Metodos

O presente trabalho iniciou-se com a revisão e fundamentação bibliográfica publicada em artigos científicos, livros, manuais operacionais dos programas utilizados e nas aulas ministradas no curso de pós-graduação. A compreensão do ambiente estudado, da gênese e da morfologia dos depósitos turbidíticos, dos atributos necessários para a interpretação geofísica de poço e dos métodos geoestatísticos, foram essenciais para o desenvolvimento desta dissertação.

Os dados obtidos junto à ANP, referentes aos poços do Campo Escola de Namorado, Bacia de Campos, foram interpretados com o auxílio do programa GOCAD, no Laboratório de Informática Geológica- LIG. Para a simulação estocástica baseada em objetos, dos atributos litológicos obtidos através da interpretação geofísica de poço, foi utilizado o programa Isatis, também no LIG.

A Figura 20 apresenta o mapa de localização dos 56 poços distribuídos sobre uma malha irregular que apresentavam duas regiões agrupadas. A malha utilizada para a simulação estocástica condicional foi de 62m/57m/0.2m totalizando 17800000 nós.

Figura 20: Distribuição da Base de Dados em planta.

7.1 Programas Utilizados

Foram utilizados dois programas para a realização deste trabalho. O GOCAD foi utilizado de forma a transformar os parâmetros petrofísicos dos dados de poço (Nphi, Rhob, GR e DT) em três litologias básicas: arenito (reservatório), folhelho (não reservatório) e calcário (não reservatório). Ao obter a variável Lito (Litologia), foi possível realizar a simulação estocástica booleana, uma vez que foram atribuídos valores 1 para rochas reservatório e 0 para rochas não reservatório.

Com o auxílio do programa Isatis foram feitas calculadas as medidas de estatística básica dos dados adquiridos, posteriormente foi feito a transformação do dado Lito para grãos e poros, onde 0 fora atribuído aos poros e 1 aos grãos. Alguns parametros necessários para a simulação booleana são observados abaixo:

- Zona de Guarda, para evitar o feito de borda.
- Uma semente, para dar início à realização.
- O tempo máximo gasto no algoritmo.
- O valor médio da distribuição de Poisson.

Este método ainda necessita de dois parâmetros fundamentais:

- A função Θ_h , descrita como $-\log(P_h)$, onde P_h corresponde à probabilidade da presença do mesmo poro nos níveis z e $z + h$, sendo o valor h definido como a distância vertical do grid, neste caso 0,2m.
- O objeto geométrico (Figura 21), que define de forma simplificada os canais meandrantés e os lobos turbidíticos descritos acima, formam as metades inferiores de um elipsoide.

Figura 21: Objeto geométrico que melhor representa os canais dos corpos turbidíticos.

- A extensão ao longo do eixo X
- Comprimento ao longo do eixo Y
- O comprimento vertical Z
- E o ângulo de rotação XoY, em graus

8. Resultados e Discussão

Neste capítulo, os resultados obtidos através do uso dos procedimentos descritos serão apresentados na forma de figuras e discutidos, a fim de ilustrar os resultados obtidos tanto na interpretação da geofísica de poço quanto pelo método de simulação estocástica baseada em objetos obtidos através dos algoritmos de simulação utilizados no programa Isatis.

Os perfís litológicos foram obtidos com auxílio do programa GOCAD, e podem ser visto na Figura 22 abaixo e no Anexo I.

8.1 Delimitação do Reservatório

A análise dos diversos poços aqui descritos permite observar feições características, que facilitam a correlação poço a poço e assim delimitar o reservatório. É possível observar, em diversos poços apresentados, uma pronunciada queda nos perfis geofísicos de raios gama (GR) ao entrar no reservatório assim como pode ser visto na Figura 22. Esta assinatura é ainda mais evidente devido a um pico radioativo no final da sequência dos folhelhos. Esta passagem representa o topo dos arenitos da Fm Namorado interpretados como reservatório.

Figura 22: Litologia interpretada do poço 3NA_0017A_RJS, onde A corresponde ao alto valor de raios gama, B ao início dos reservatórios turbidíticos e C a base do reservatório.

A base do reservatório de Namorado foi marcada em diversos poços pela entrada do poço em uma plataforma carbonática. Nota-se que ao passar por rochas carbonáticas temos uma queda nos valores de raios gama visto que a composição destas rochas não apresentam minerais radioativos. Esta característica pode ser observada na seção geológica da Bacia de Campos proposta por Brun e Walker 1995 (Figura 23).

Figura 23: Seção geológica da Bacia de Campos, representando corpos turbidíticos entre as margas da Fm. Lagoa Feia (simplificado de Brun e Walker 1995).

Nos perfis de densidade RHOB (Figura 22) é possível observar que no ponto anterior à entrada nos reservatórios, há o aumento na densidade (aproximadamente 2.75), no mesmo ponto que temos o pico de raios gama. Este pacote de rochas pelíticas de maior densidade e altos valores radioativos corrobora com a idéia de que esta feição seja uma assinatura petrofísica do topo do reservatório em diversos poços desta Bacia.

A base dos reservatórios também pode ser facilmente marcada nos perfis de densidade. Na passagem dos arenitos e folhelhos para os carbonatos podemos observar o incremento nos valores de densidade. Isto se deve ao fato de rochas carbonáticas apresentarem maiores densidades em relação às rochas areníticas e aos folhelhos desta formação, assim como observado na Figura 14.

Nos perfis de porosidade neutrão NPHI é possível observar uma feição bem marcante para o topo do reservatório em alguns dos poços do Campo de Namorado. Esta feição de baixa porosidade está relacionada tanto aos altos valores de raios gama quanto a alta densidade das rochas nestas camadas, e indica a maior compactação deste estrato em relação às demais rochas adjacentes.

Na base dos reservatórios, por entrarmos em uma sequência de rochas carbonáticas, os perfis de densidade conseguem marcar facilmente esta

mundaça, uma vez que estas rochas apresentam porosidades muito inferiores quando comparadas com os arenitos e os folhelhos. Na Figura 22, podemos observar uma quebra do patamar das curvas de NPHI na profundidade de 3320m.

8.2 Características das litologias interpretadas

O folhelho apresenta, nos diversos poços, valores médios de 75 API com comportamento serrilhado, indicando laminações delgadas com diferentes composições. Nos perfis de densidade esta litologia apresenta valores de aproximadamente $2,5\text{g/cm}^3$, compatível com os valores propostos na Figura 14. Nos perfis de porosidade neutrão estas rochas demonstram alta porosidade, assim como esperado, no entanto elas funcionam com selo para o sistema petrolífero estudado devido a baixa permeabilidade.

Os arenitos da Fm Namorado não apresentam valores baixos de raios gama (45 API) assim como esperado para este litotipo. Estes valores elevados sugerem um arenito arcoseano, rico em feldspato potássico, tornando-o assim mais radioativo. Os valores de densidade RHOB encontrados variam de 2,3 nos pacotes mais espessos (R1 Figura 22) até $2,5\text{g/cm}^3$ nos corpos turbidíticos situados em posições estratigráficas abaixo (R2 Figura 22). Esta densidade mais alta pode indicar que o reservatório é menos poroso, pois quanto maior a porosidade da rocha menor será sua densidade. Em diversos poços podemos observar boas porosidades para estes reservatórios. No entanto, as maiores porosidades encontram-se preferencialmente nos corpos mais novos, situados estratigraficamente acima.

As rochas carbonáticas, margas e calcários, apresentam baixas respostas aos perfis de raios gama (25 API). Estes valores baixos estão relacionados à sua fórmula química, que não possui nenhum dos três minerais radioativos (U, Th e K) captados pelos sensores deste perfil. É possível, em alguns corpos carbonáticos, encontrar valores de raios gama mais elevados pois a presença de matéria orgânica contendo U em pequenas intercalações laminadas eleva as respostas obtidas por este perfil. Nos perfis de densidade RHOB os valores médios obtidos são de aproximadamente $2,65\text{g/cm}^3$. Estes valores são coerentes com este litotipo, uma vez que os minerais constituintes

destas rochas possuem densidades da ordem de $2,7\text{g/cm}^3$ e também por estas rochas não terem porosidade elevada, assim como pode ser visto nos perfis de porosidade neutão, os valores esperados devem corresponder às densidades destes minerais.

8.3 Simulação Estocástica

As litologias interpretadas pelos perfis de geofísica de poço foram transformadas em uma variável categórica Lito, onde foram atribuídos 1 para os folhelhos, 2 para os arenitos e 3 para as rochas carbonáticas. Como pode ser observado no histograma da figura 3, cerca de 57% do volume do poço corresponde aos folhelhos, 34% aos arenitos e somente 9% aos carbonatos.

Figura 24: Histograma mostrando a proporção das classes da variável categórica (litologia) onde 1 corresponde aos folhelhos, 2 aos arenitos e 3 aos carbonatos.

Como o método utilizado necessita de uma variáveis booleanas, a variável categórica lito foi transformada e atribuiu-se o valor (1) 34 % aos arenitos (reservatório) e (0) 66% para os folhelhos e calcários (não reservatório). A escolha dos arenitos deve-se ao fato deste litotipo apresentar uma forma geométrica simples (Figura 21) capaz de representar a arquitetura deposicional destas rochas. Os corpos de folhelhos apresentam-se geralmente em formato tabular, e caso este litotipo fosse escolhido para ser simulado os

cenários obtidos não seriam representativos da realidade, uma vez que a deposição dos folhelhos está condicionada aos diversos pulsos turbidíticos.

Foram simulados cem cenários gerados através da simulação condicional booleana, sendo que estes apresentam a mesma probabilidade de ocorrência. Os cenários que apresentam pior continuidade e os quatro cenários com melhor continuidade serão apresentados nas Figuras 25 e 26. Nota-se que tanto nos piores quanto nos melhores cenários obtidos é possível observar uma tendência de espalhamento dos corpos turbidíticos de NW para SE, causada pelo desconfinamento do fluxo.

Figura 25: Cenários com as piores conectividades encontradas no Campo Escola de Namorado, em A cimento 10, B cimento 17, C cimento 46 e D cimento 90.

Figura 26: Cenários com as melhores conectividades encontradas no Campo Escola de Namorado, em A cimento 24, B cimento 43, C cimento 91 e D cimento 94.

9. Conclusões

A partir da visualização dos modelos geológicos gerados, pode-se concluir que a deposição sedimentar dos turbiditos de namorado teve um canyon submarino como fonte para os sedimentos que alimentou os depósitos com direção preferencial NW/SE com sentido para SE (Figura 27). Esta afirmação é justificada uma vez que o aporte sedimentar proveniente de sedimentação terrígena continental (areia) ao avançar para o centro deposicional da Bacia de Campos e com a consequente redução do gradiente topográfico, apresenta um padrão radial de espraio devido ao desconfinamento do fluxo, assim como observado em leques, conforme ilustrado na Figura 28.

Figura 27: Visualização das simulações de sementes 91 e 94 indicando a abertura dos canais turbidíticos para SE.

Figura 28: Imagem de satélite mostrando a abertura dos leques aluviais para regiões de menor gradiente topográfico.

Como pôde ser visto na Figura 27, os reservatórios simulados encontram-se dispostos em diversos canais amalgamados (Figura 29) e não confinados em apenas um canal. Estes canais podem ou não apresentar conectividade, e seu entendimento é de grande significância para a produção de petróleo.

Figura 29: Morfologia e arquitetura de canais turbidíticos amalgamados (retirado de Gardner e Borer 2000).

Nota-se também, que os corpos turbidíticos encontram-se melhor conectados na porção nordeste dos diversos cenários obtidos. Esta conectividade pode ter sido reproduzida devido a características locais de relevo, que assim condicionaram a sua deposição ou por um enviesamento devido à malha irregular dos poços (Figura 20).

O entendimento dos reservatórios de petróleo é de suma importância, pois com o maior conhecimento do modelo geológico existente torna-se possível realizar inferências a seu respeito e obter um gerenciamento mais otimizado da jazida.

Existem, na indústria do petróleo, basicamente três diferentes tipos de poços, são eles:

- **Poços Exploratórios:** poços descobridores e delimitadores de reservas de hidrocarbonetos, locados a partir de dados sísmicos e dados geológicos regionais.
- **Poços Produtores:** poços usualmente direcionais ou horizontais utilizados para a produção de hidrocarbonetos.

- **Poços Injetores:** poços utilizados para manter o reservatório pressurizado, visto que com o decorrer da produção o depósito perde pressão, acarretando a diminuição ou até mesmo o fim de sua exploração.

Como a arquitetura deposicional dos depósitos turbidíticos não pode ser facilmente prevista, e o domínio deste conhecimento ser de vital importância para a atividade petrolífica tanto para a locação de poços produtores, quanto para a locação de poços injetores para aumentar a vida útil do reservatório, a simulação estocástica torna-se um método bastante útil.

Os modelos booleanos e baseados em objetos existem na literatura e incorporam formas geométricas simplificadas e algoritmos de simulação condicional usualmente aplicados a um pequeno número de poços. Notadamente, a parte que apresenta maiores problemas refere-se ao condicionamento nos poços em domínios tridimensionais, visto que o condicionamento torna-se devesas difícil com o incremento dos dados. Estes modelos são de extraordinária utilidade para a análise dos prospectos petrolíferos, uma vez que fornecem suporte para decisões que envolvem altos custos.

Como os resultados obtidos nas cem realizações possuem probabilidade de ocorrência superiores a 50%, e que a média de acertos para locação de poços exploratórios varia de 15 a 30%, a aplicação deste método se mostra deveras útil, uma vez que a economia gerada pelo maior conhecimento dos reservatórios implicariam em centenas de milhares de dólares não gastos.

10. Referências Bibliográficas.

- Adams, J.A. & Weaver, C.E. (1958) Thorium-uranium ratios as indicators of sedimentary processes: example of concept of geochemical facies, Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol. V. 42, p. 387-430.
- Asmus, H. E. & Ponte, F.C. 1973. The Brazilian Marginal Basins. In: Nairn, A.E.M. & Stehli, F.G. (Eds.). The ocean basins and margins, v.1- The South Atlantic. New York, Plenum. Press, p. 87-133.
- Barboza, E.G. Análise Estratigráfica do Campo de Namorado (Bacia de Campos) com base na Interpretação Sísmica Tridimensional. Tese de Doutorado, Curso de Pós-graduação em Geociências, UFRGS, 230 p. 2005.
- Boisvert, J. B. – 2011 – Conditioning Object Based Models with Gradient Based Optimization. Paper 115, CCG Annual Report 13, p. 115-1 – 115-6.
- Bouma, A.H., 1962. Sedimentology of Some Flysch Deposits: a Graphic Approach to Facies Interpretation. Elsevier, Amsterdam 168 pp.
- Caers, J, 2000. Adding Local Accuracy to Direct Sequential Simulation. Mathematical Geology, vol.32, nº7. p. 815-850.
- Cainelli, C.; Mohriak, W.U. 1998. Brazilian Geology part II: Geology of Atlantic Eastern Brazilian basins: In: AAPG/ABGP, Rio de Janeiro, Short Course Notes.
- Chilès, J.P. & Delfiner P. 1999. Geostatistics Modeling Spatial Uncertainty: John Wiley & Sons, Inc. New York, ed.1. p. 695.
- Deutsch, C.V. & Journel, A.G. GSLIB Geostatistical Software Library and User's Guide. Oxford University Press. 1998. p.369.
- Estrella, G.; Mello, M.R.; Gaglianone, P.C.; Azevedo, R.L.M.; Tsubone, K.; Rossetti, E.; Concha, J. & Bruning, I.M.R.A. 1984. The Espírito Santo Basin (Brazil Source Rock Characterization and Petroleum Habitat). In: Demaison, G. & Murriss, R.J. (eds.). Petroleum Geochemistry and basin evaluation. The American Association of Petroleum Geologists Memoir 35, p. 253-271.
- Figueiredo, A.M.F.; Braga, J.A.E.; Zabalaga, J.C.; Oliveira, J.J.; Aguiar, G.A.; Silva, O.B.; Mato, L.F.; Daniel, L.M.F.; Magnavita, L.P. & Bruhn, C.H.L. 1994. Recôncavo Basin, Brazil: a prolific Intracontinental Rift Basin. The American Association of Petroleum Geologists Memoir, 59, p. 157-203.
- Gardner M.H. and J.M. Borer, 2000, Submarine Channel Architecture Along a Slope to basin Profile, Brushy Canyon formation, West Texas, in Fine-Grained turbidite Systems/edited by A. H. Bouma and C. G. Stone. AAPG Memoir 72, SEPM Special Publication No. 68., p195-214.

- Hu, L. Y.; Jenni, S. History Matching of object-based Stochastic Reservoir Models. Society of Petroleum Engineers. p 312-323, set, 2005.
- Kolla. V., A review of sinuous channel avulsion patterns in some major deep-sea fans and factors controlling them. *Marine and Petroleum Geology*, 24 (2007), p. 450-469.
- Kuenen, Ph.H., Migliorini, C.I., 1950. Turbidity currents as a cause of graded bedding. *Journal of Geology* 58, 91– 127.
- Kuenen, Ph. H, 1957, Sole markings of graded greywacke beds: *Journal of Geology*, v. 65, p. 231-258.
- Mello, M.R. & Maxwell, J.R. 1990. Organic Geochemical and Biological Marker Characterization of Source Rocks and Oils Derived from Lacustrine Environments in Brazilian Continental Margin. In: Katz, B.J. (ed.). *Lacustrine Basin Exploration: Case Studies and Modern Analogs*. American Association of Petroleum Geologists Memoir 50, p. 77-97.
- Milani, E.J. et al. Bacias sedimentares brasileiras: cartas estratigráficas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 183-205, maio/Nov. 2007.
- Mutti, E. 1979. Turbidites et cones sous-marins profonds. In Homewood, P. (ed) *Sedimentation detritique (fluviale, littorale et marine)*. Institut de Geologie de l'University de Fribourg, Short Course, p. 353-419.
- Mutti, E., 1985, Turbidite systems and their relations to depositional sequences, *in* ZUFFA, G.G., ed., *Provenance of Arenites: NATO-ASI Series*, Dordrecht, The Netherlands, Reidel, p. 65–93.
- Mutti, E. 1992. *Turbidite sandstones*. Parma, Istituto de Geologia, Università di Parma, AGIP, 225p.
- Mutti, E. & Normark, W.R. 1987. Comparing Examples of Modern and Ancient Turbidite Systems: Problems and concepts. *Marine Clastic sedimentology*, p. 1-38.
- Mutti, E., Ricci Lucchi, F., 1972. Turbidites of the northern Apennines: introduction to facies analysis (English translation by T.H. Nilsen, 1978). *International Geology Review* 20, 125–166.
- Normark, W.R., 1970, Growth patterns of deep-sea fans: *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, v. 54, p. 2170–2195.
- Normark. W.R. 1978. Fan valleys, channels and depositional lobes on modern submarine fans: characters for recognition of sandy turbidite environments: *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, v. 62. p. 912-931.

- Normark, W.R., Piper, D.J.W. (1991) Initiation processes and flow evolution of turbidity currents: implications for the depositional record. In: From Shoreline to Abyss: Contributions in Marine Geology in Honor of Francis Parker Shepard (Ed. By R.H. Osborne), Spec. Publ. Soc. Econ. Paleontol. Minerl., 46, 207-230.
- Pickering, K.T., Hiscott, R.N., Hein, F.J., 1989. Deep-Marine Environments. Unwin Hyman, London, 416 pp.
- Pickering, K.T., Stow, D., Watson, M., AND HISCOTT, R.N., 1986, Deepwater facies, processes and models: a review and classification scheme for modern and ancient sediments: Earth-Science Reviews, v. 23, p. 75–174.
- Posamentier, H.W., Jervey, M.T., And Vail, P.R., 1988, Eustatic controls on clastic deposition I—conceptual framework, *in* Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., and Van Wagoner, J.C., eds., Sea Level Changes: An Integrated Approach: SEPM, Special Publication 42, p. 109–124.
- Posamentier, H.W., and Kolla, V., 2003a, Seismic geomorphology and stratigraphy of depositional elements in deep-water settings: Journal of Sedimentary Research, v. 73, p. 367–388.
- Posamentier, H.W., Walker, R. G., 2006. Deep-water turbidites and submarine fans. In Posamentier H.W., Walker R.G. (Eds), Facies Models Revisited. SEPM (Society for Sedimentary Geology) Special Publication: 84, 397-520.
- Pyrcz, M. J.; Boisvert, J. B. E Deutsch, C. V. – 2008 – A library of training images for fluvial and deepwater reservoirs and associated code. Computers and Geosciences (34), p. 542-560.
- Olea, R.A., 1999. Geostatistics for Engineers and Earth Scientists. Kluwer Academic Publishers. P. 303.
- Rangel, H. D.; Martins, F. A.; ESTEVES, F.R.; Feijó, F.J. Bacia de Campos. Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro, v. 8, n.1, p.203-217, jan/mar. 1994.
- Rider, M. 2000. The Geological Interpretation of Well Logs. Sutherland, Scotland. Second Edition, Rider-French Consulting Ltd, 280 p.
- Remy, N.; Boucher, A e Wu, J. – 2009 – Applied Geostatistics with SGeMS: A User Guide, Cambridge University Press, United Kingdom, 264p.
- Royle, A.G.” Why Geostatistics? ” Eng. & Min. J., 180(5): 92-101. 1979.

- Schaller, H. Estratigrafia da Bacia de Campos. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 27., 1973, Aracaju. Anais. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1973. v. 3, p. 247-258.
- Shanmugam, G., 2002. Ten turbidite myths (abs). American Association of Petroleum Geologists Annual Convention Abstracts, Houston, Texas.
- Srivastava, R.M. 1994. An Overview of Stochastic Methods for Reservoir Characterization in Yarush, J.M. & Chambers, R.L. (eds.) Stochastic Modeling and Geostatistics: Principles, Methods and Case Studies. American Association of Petroleum Geologists- Computer Applications in Geology, No. 3, 1994.
- Stow, D. A. V., Deep-sea clastic: Where are we and where are we going? In Bretherton, P. J., Williams, B.P.J. (Eds), Sedimentology: Recent Developments and Applied Aspects. Geol. Soc. London Spec. Publ., 18: Oxford (Blackwell Scientific Publications), 67-94.
- Vail, P.R., Audemard, F., Bowman, S.A., Eisner, P.N., Perez-Cruz, C., 1991. The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology—an overview. In: Einsele, G., Ricken, W., Seilacher, A. (Eds.), Cycles and Events in Stratigraphy. Springer- Verlag, Berlin, pp. 618– 659.
- Walker, R.G., 1978, Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration and stratigraphic traps: American Association of Petroleum Geologists, Bulletin, v. 62, p. 932–966.
- Walker, R.G., Mutti, E., 1973, Turbidite facies and facies associations, in Middleton, G.V., and Bouma, A.H., eds, Turbidites and deep-water sedimentation: Los Angeles, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Pacific Section Short Course, p. 119-1157.
- Winter, R. W. et al. Bacia de Campos. Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro, v. 15, n.2, p.501-509, maio/Nov. 2007.
- Yamamoto, J. K. & Rocha, M. M. 2001 Avaliação e Classificação de Reservas Minerais. 1 ed. São Paulo: Editora da Universidade de São Paulo (EDUSP), 2001, v. 1, p. 9-34.
- Yamamoto, J. K., 2008. Estimation or Simulation? That is the question. Comput. Geosci., vol 12, p. 573-591.

Anexo I

Figura 28: Interpretação dos dados de Geofísica de poço para os poços 3NA_0001A_RJS e 3NA_0002_RJS.

Figura 29: Interpretação dos dados de Geofísica de poço para os poços 3NA_0003D_RJS e 3NA_0004_RJS.

Figura 30: Interpretação dos dados de Geofísica de poço para os poços 3NA_0005_RJS_0 e 3NA_00017_RJS.

Figura 31: Interpretação dos dados de Geofísica de poço para os poços 3NA_0021B_RJS e 4RJS_0042_RJ.

Figura 32: Interpretação dos dados de Geofísica de poço para os poços 4RJS_0234_RJ e 7NA_0007_RJS.

Figura 33: Interpretação dos dados de Geofísica de poço para os poços 7NA_0008D_RJS e 7NA_0009D_RJS.

Figura 34: Interpretação dos dados de Geofísica de poço para os poços 7NA_00010D_RJS e 7NA_00011A_RJS.

Figura 35: Interpretação dos dados de Geofísica de poço para os poços 7NA_0012_RJS e 7NA_0015D_RJS.

Figura 36: Interpretação dos dados de Geofísica de poço para os poços 7NA_0016D_RJS e 7NA_0024D_RJS.

Figura 37: Interpretação dos dados de Geofísica de poço para os poços 7NA_0025D_RJS e 7NA_0026D_RJS.

Figura 38: Interpretação dos dados de Geofísica de poço para os poços 7NA_0028D_RJS e 7NA_0029D_RJS.

Figura 39: Interpretação dos dados de Geofísica de poço para os poços 7NA_0030D_RJS e 7NA_0031D_RJS.

Figura 40: Interpretação dos dados de Geofísica de poço para os poços 7NA_0034D_RJS e 7NA_0035D_RJS.

Figura 41: Interpretação dos dados de Geofísica de poço para os poços 7NA_0036D_RJS e 7NA_0037D_RJS.

Figura 42: Interpretação dos dados de Geofísica de poço para os poços 7NA_0038D_RJS e 7NA_0040D_RJS.

Figura 43: Interpretação dos dados de Geofísica de poço para os poços 7NA_0041D_RJS e 7NA_0042D_RJS.

Figura 44: Interpretação dos dados de Geofísica de poço para os poços 7NA_0043D_RJS e 7NA_0044D_RJS.

Figura 45: Interpretação dos dados de Geofísica de poço para os poços 7NA_0045D_RJS e 7NA_0046D_RJS.

Figura 46: Interpretação dos dados de Geofísica de poço para os poços 7NA_0047D_RJS e 7NA_0048D_RJS.

Figura 47: Interpretação dos dados de Geofísica de poço para os poços 7NA_0049D_RJS e 7NA_0050D_RJS.

Figura 48: Interpretação dos dados de Geofísica de poço para os poços 7NA_0051D_RJS e 7NA_0052D_RJS.

Figura 49: Interpretação dos dados de Geofísica de poço para os poços 7NA_0053D_RJS e 8NA_0014D_RJS.

Figura 50: Interpretação dos dados de Geofísica de poço para os poços 8NA_0018D_RJS e 8NA_0020D_RJS.

Figura 51: Interpretação dos dados de Geofísica de poço para os poços 8NA_0022_RJS e 8NA_0023D_RJS.

Figura 52: Interpretação dos dados de Geofísica de poço para os poços 8NA_0027D_RJS e 8NA_0032D_RJS.

Figura 53: Interpretação dos dados de Geofísica de poço para os poços 8NA_0033D_RJS e 8NA_0039D_RJS.

Anexo II

Figura 54: Realização da Simulação pela semente 1.

Figura 55: Realização da Simulação pela semente 2.

Figura 56: Realização da Simulação pela semente 3.

Figura 57: Realização da Simulação pela semente 4.

Figura 58: Realização da Simulação pela semente 5.

Figura 59: Realização da Simulação pela semente 6.

Figura 60: Realização da Simulação pela semente 7.

Figura 61: Realização da Simulação pela semente 8.

Figura 62: Realização da Simulação pela semente 9.

Figura 63: Realização da Simulação pela semente 10.

Figura 64: Realização da Simulação pela semente 11.

Figura 65: Realização da Simulação pela semente 12.

Figura 66: Realização da Simulação pela semente 13.

Figura 67: Realização da Simulação pela semente 14.

Figura 68: Realização da Simulação pela semente 15.

Figura 69: Realização da Simulação pela semente 16.

Figura 70: Realização da Simulação pela semente 17.

Figura 71: Realização da Simulação pela semente 18.

Figura 72: Realização da Simulação pela semente 19.

Figura 73: Realização da Simulação pela semente 20.

Figura 74: Realização da Simulação pela semente 21.

Figura 75: Realização da Simulação pela semente 22.

Figura 76: Realização da Simulação pela semente 23.

Figura 77: Realização da Simulação pela semente 24.

Figura 78: Realização da Simulação pela semente 25.

Figura 79: Realização da Simulação pela semente 26.

Figura 80: Realização da Simulação pela semente 27.

Figura 81: Realização da Simulação pela semente 28.

Figura 82: Realização da Simulação pela semente 29.

Figura 83: Realização da Simulação pela semente 30.

Figura 84: Realização da Simulação pela semente 31.

Figura 85: Realização da Simulação pela semente 32.

Figura 86: Realização da Simulação pela semente 33.

Figura 87: Realização da Simulação pela semente 34.

Figura 88: Realização da Simulação pela semente 35.

Figura 89: Realização da Simulação pela semente 36.

Figura 90: Realização da Simulação pela semente 37.

Figura 91: Realização da Simulação pela semente 38.

Figura 92: Realização da Simulação pela semente 39.

Figura 93: Realização da Simulação pela semente 40.

Figura 94: Realização da Simulação pela semente 41.

Figura 95: Realização da Simulação pela semente 42.

Figura 96: Realização da Simulação pela semente 43.

Figura 97: Realização da Simulação pela semente 44.

Figura 98: Realização da Simulação pela semente 45.

Figura 99: Realização da Simulação pela semente 46.

Figura 100: Realização da Simulação pela semente 47.

Figura 101: Realização da Simulação pela semente 48.

Figura 102: Realização da Simulação pela semente 49.

Figura 103: Realização da Simulação pela semente 50.

Figura 104: Realização da Simulação pela semente 51.

Figura 105: Realização da Simulação pela semente 52.

Figura 106: Realização da Simulação pela semente 53.

Figura 107: Realização da Simulação pela semente 54.

Figura 108: Realização da Simulação pela semente 55.

Figura 109: Realização da Simulação pela semente 56.

Figura 110: Realização da Simulação pela semente 57.

Figura 111: Realização da Simulação pela semente 58.

Figura 112: Realização da Simulação pela semente 59.

Figura 113: Realização da Simulação pela semente 60.

Figura 114: Realização da Simulação pela semente 61.

Figura 115: Realização da Simulação pela semente 62.

Figura 116: Realização da Simulação pela semente 63.

Figura 117: Realização da Simulação pela semente 64.

Figura 118: Realização da Simulação pela semente 65.

Figura 119: Realização da Simulação pela semente 66.

Figura 120: Realização da Simulação pela semente 67.

Figura 121: Realização da Simulação pela semente 68.

Figura 122: Realização da Simulação pela semente 69.

Figura 123 Realização da Simulação pela semente 70.

Figura 124: Realização da Simulação pela semente 71.

Figura 125: Realização da Simulação pela semente 72.

Figura 126: Realização da Simulação pela semente 73.

Figura 127: Realização da Simulação pela semente 74.

Figura 128: Realização da Simulação pela semente 75.

Figura 129: Realização da Simulação pela semente 76.

Figura 130: Realização da Simulação pela semente 77.

Figura 131: Realização da Simulação pela semente 78.

Figura 132: Realização da Simulação pela semente 79.

Figura 133: Realização da Simulação pela semente 80.

Figura 134: Realização da Simulação pela semente 81.

Figura 135: Realização da Simulação pela semente 82.

Figura 136: Realização da Simulação pela semente 83.

Figura 137: Realização da Simulação pela semente 84.

Figura 138: Realização da Simulação pela semente 85.

Figura 139: Realização da Simulação pela semente 86.

Figura 140: Realização da Simulação pela semente 87.

Figura 141: Realização da Simulação pela semente 88.

Figura 142: Realização da Simulação pela semente 89.

Figura 143: Realização da Simulação pela semente 90.

Figura 144: Realização da Simulação pela semente 91.

Figura 145: Realização da Simulação pela semente 92.

Figura 146: Realização da Simulação pela semente 93.

Figura 147: Realização da Simulação pela semente 94.

Figura 148: Realização da Simulação pela semente 95.

Figura 149: Realização da Simulação pela semente 96.

Figura 150: Realização da Simulação pela semente 97.

Figura 151: Realização da Simulação pela semente 98.

Figura 152: Realização da Simulação pela semente 99.

Figura 153: Realização da Simulação pela semente 100.