



Universidade Federal
de Campina Grande

UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE
CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM EXPLORAÇÃO PETROLÍFERA
E MINERAL

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**INVESTIGAÇÃO INTEGRADA DA DISPERSÃO DAS VELOCIDADES
ELÁSTICAS DE ROCHAS CARBONÁTICAS POR
MICROTOMOGRÁFIA DE RAIOS X**

Aluna: RAYSSA LIMA COSTA COURA

Orientador: Prof.º Dr. JOSÉ AGNELO SOARES

CAMPINA GRANDE-PB

FEVEREIRO de 2018

UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE

RAYSSA LIMA COSTA COURA

**INVESTIGAÇÃO INTEGRADA DA DISPERSÃO DAS VELOCIDADES
ELÁSTICAS DE ROCHAS CARBONÁTICAS POR
MICROTOMOGRÁFIA DE RAIOS X**

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Exploração Petrolífera e Mineral, Unidade Acadêmica de Mineração e Geologia, da Universidade Federal de Campina Grande, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Exploração Petrolífera e Mineral.

Orientador: Prof^o. Dr. José Agnelo Soares

CAMPINA GRANDE-PB

FEVEREIRO de 2018

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA BIBLIOTECA CENTRAL DA UFCG

C858i

Coura, Rayssa Lima Costa.

Investigação integrada da dispersão das velocidades elásticas de rochas carbonáticas por microtomografia de raios x / Rayssa Lima Costa Coura. – Campina Grande, 2018.

105 f. : il. color.

Dissertação (Mestrado em Exploração Petrolífera e Mineral) – Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais, 2018.

"Orientação: Prof. Dr. José Agnelo Soares.

Referências:

1. Petrofísica. 2. Contato de Grão. 3. Porosidade. 4. Suavização.
I. Soares, José Agnelo. II. Título.

CDU 624.131.1(043)

RAYSSA LIMA COSTA COURA

**INVESTIGAÇÃO INTEGRADA DA DISPERSÃO DAS VELOCIDADES
ELÁSTICAS DE ROCHAS CARBONÁTICAS POR
MICROTOMOGRAFIA DE RAIOS X**

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Exploração Petrolífera e Mineral, Unidade Acadêmica de Mineração e Geologia, da Universidade Federal de Campina Grande, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Exploração Petrolífera e Mineral.

Comissão Examinadora

Prof.º Dr. José Agnelo Soares

Orientador

Prof.º Dr. Francisco Cézar Nogueira

Avaliador Interno

Prof.º Dr. Francisco de Assis da Silveira Gonzaga

Avaliador Externo

Campina Grande, PB _____ de _____ de _____

A Deus e a meus familiares ...

AGRADECIMENTOS

A Deus, pois sem Ele, eu não estaria aqui. Ele quem esteve ao meu lado em todos os momentos e me deu forças para não desistir do meu sonho.

Aos meus pais, Aderci e Antônio, que muito contribuíram para que eu chegasse até aqui, pois mesmo diante de tantas situações difíceis, ambos sempre estiveram presentes em minha vida e me incentivaram a prosseguir em meus estudos, dando-me apoio e amor.

Aos meus irmãos, Iggor e Nathália, por toda a ajuda e amor.

Ao meu namorado, Lucas Henriques, por ser sempre tão presente em minha vida, ajudando-me a passar por cada dificuldade através da sua dedicação, da sua compreensão, dos seus conselhos e do seu amor.

Ao meu orientador, Dr. José Agnelo Soares, pela sua orientação, compreensão e por todos os conhecimentos a mim transmitidos, que foram essenciais para o desenvolvimento e sucesso desta pesquisa.

A todos que fazem parte da equipe do Laboratório de Petrofísica da UFCG, pela ajuda e amizade.

Ao Programa de Pós-Graduação em Exploração Petrolífera e Mineral, bem como aos professores que o compõem, pelos ensinamentos passados.

A concretização desta dissertação marca o fim de um importante ciclo da minha vida. A todos que estiveram ao meu lado e acreditaram em mim ...

Muito obrigada!

RESUMO

Neste trabalho analisou-se o efeito integrado de contatos de grãos, da macroporosidade e da microporosidade sobre as velocidades elásticas de rochas carbonáticas oriundas da Bacia do Araripe, da Bacia Potiguar e da Bacia Sergipe – Alagoas, localizadas no nordeste do Brasil. Tal estudo propõe um método novo, o qual busca avaliar as variáveis que influenciam na dispersão observada na relação entre as velocidades elásticas e a porosidade de rochas carbonáticas. A macro e a micro porosidades foram estimadas a partir de imagens digitais de microtomografia de raios-X, enquanto que as velocidades das ondas elásticas foram medidas em um equipamento sob pressão confinante de 40 MPa em amostras secas. Um índice para qualidade dos contatos entre grãos foi proposto com base na redução do volume de modelos 3D desses contatos com o aumento da suavização aplicada durante a geração dos modelos. Funções multivariadas de regressão não linear foram obtidas para correlacionar as velocidades elásticas e as macro e micro porosidades digitais, além do índice de qualidade de contatos entre grãos. Estas funções permitiram a estimativa da velocidade de onda compressional (VP) e da velocidade de onda cisalhante (VS) com a maior precisão possível, isto é, com um coeficiente de determinação $R^2 = 1$. Essas relações têm potencial para serem usadas no mapeamento da qualidade de contatos entre grãos e da microporosidade em reservatórios carbonáticos. A qualidade dos contatos intergrãos é uma variável importante para aplicações geomecânicas, enquanto a microporosidade afeta a permeabilidade da rocha. Essas duas variáveis são muito mais difíceis de estimar do que a macroporosidade e as velocidades das ondas elásticas, que podem ser estimadas a partir de perfis de poços e de dados sísmicos. Modelos preditivos do índice de qualidade dos contatos intergrãos foram definidos para as amostras das Bacias do Araripe, Sergipe-Alagoas e Potiguar. Tais modelos foram aplicados em um poço oriundo da região do pré-sal e os resultados indicam que o modelo definido para a Bacia Potiguar é o mais adequado para ser aplicado nos poços do pré-sal brasileiro. Sugere-se calibrar esse modelo com dados de amostras de rocha do próprio pré-sal, com o intuito de permitir que a inversão conjunta de dados sísmicos e de poços seja capaz de mapear, com elevada precisão, a distribuição espacial da porosidade nesses reservatórios.

Palavras-chave: contato de grão; porosidade; suavização.

ABSTRACT

This work analyzed the integrated effect of grain contacts, macroporosity and microporosity on elastic velocities of carbonate rocks from Araripe Basin, Potiguar Basin and Sergipe-Alagoas Basin, all located in Northeast Brazil. This study proposes a new method, which seeks to evaluate the variables that influence the observed dispersion in the relationship between elastic velocities and porosity of carbonate rocks. The macro and micro porosities were estimated from microCT digital images, while elastic wave velocities were measured in a pressure vessel under confining pressure of 40 MPa in dry samples. An index for grain contact quality was proposed here based on the volume reduction of 3D models of these contacts with the increasing of the smoothing level applied during model generation. Multivariate nonlinear regression functions were obtained in order to get relations between elastic velocities, macro and micro digital porosities, besides the quality index for grain contacts. These functions allowed estimation of compressional wave velocity (VP) and shear wave velocity (VS) with the highest possible accuracy, i.e., with a coefficient of determination $R^2=1$. These relationships have potential to be used for mapping grain contact quality and microporosity in carbonate reservoirs. Grain contact quality is an important variable for geomechanics, while microporosity affects rock permeability. These two latter variables are of much more difficult estimation than macroporosity and elastic wave velocities, which can be estimated from well logging and seismic data. Predictive models of contact quality index were defined for samples from the Araripe, Sergipe-Alagoas and Potiguar Basins. These models were applied in a well from the pre-salt region and the results indicate that the model defined for the Potiguar Basin is the most suitable to be applied in the Brazilian pre-salt wells. It is suggested to calibrate this model with data of rock samples from the pre-salt, in order to allow the joint inversion of seismic and well data to be able to map, with high precision, the spatial distribution of the porosity in these reservoirs.

Keywords: grain contacts; porosity; smoothing.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Classificação geológica/petrofísica de Lucia (1983) para o espaço poroso interparticular em carbonatos, baseada na seleção e tamanho dos grãos e cristais (DOMINGUES, 2011)	23
Figura 2: Classificação geológica/petrofísica de Lucia (1983) para o espaço poroso vugular em carbonatos, baseada na interconexão dos vugs (DOMINGUES, 2011)	23
Figura 3: Relação de tensão-deformação (HIBBLER, 2010)	26
Figura 4: Componentes do estado de tensão (MAVKO et al, 2003)	27
Figura 5: Padrão de propagação da onda P (BOLT, 1982)	29
Figura 6: Padrão de propagação da onda S (BOLT, 1982)	29
Figura 7: Tipos de contatos de grãos (AAPG Datapages, Inc Search and Discovery, 2016)	31
Figura 8: Esquema do sistema de aquisição de dado tomográfico (MACHADO, 2012)	34
Figura 9: Perfil de espectroscopia de raios gama natural (TIMUR, 1982)	39
Figura 10: Ferramenta de perfilagem sônica (ROCHA & AZEVEDO, 2007)	42
Figura 11: Perfil de intervalo de tempo de transição das ondas compressional e de cisalhamento (TIMUR, 1982)	44
Figura 12: Perfil <i>Borehole Televiwer</i> com indicação de fraturas com diferentes <i>dips</i> e orientações (TIMUR, 1982)	45
Figura 13: Resposta de perfis de densidade e porosidade neutrônica termal compensada em zonas de água, óleo e gás no poço da Nigéria (TIMUR, 1982)	47
Figura 14: Mapa de localização da Bacia do Araripe (CATTO, 2015)	51
Figura 15: Serra e Retificadora	52
Figura 16: Balança eletrônica de precisão	52
Figura 17: Copo matriz e Porosímetro	54
Figura 18: Esquema de funcionamento do porosímetro	54
Figura 19: Sistema AutoLab 500 [®]	56
Figura 20: Osciloscópio com registro da onda P e picagem das ondas P em diferentes pressões confinantes	57
Figura 21: Disco obtido da amostra PT 41B	58
Figura 22: Extração da subamostra utilizada para a microtomografia	58
Figura 23: Fluxo de trabalho para estimação de macroporosidade	59
Figura 24: Fluxo de trabalho para cálculo da microporosidade	60
Figura 25: Fluxo de trabalho para a avaliação da qualidade de contato de grãos	62
Figura 26: Redução dos volumes de contato com o aumento do nível de suavização	64
Figura 27: Modelos 3D de contatos de grãos para a amostra CAL_RONC_V com níveis de suavização variando de 1 a 5 de (A) para (E)	66
Figura 28: Modelos 3D de contatos de grãos para a amostra 41_B com níveis de suavização variando de 1 a 5 de (A) para (E)	66
Figura 29: Relação entre a velocidade da onda P e a porosidade, ambas medidas convencionalmente	67
Figura 30: Relação entre a velocidade da onda S e a porosidade, ambas medidas convencionalmente	68
Figura 31: Relação entre a porosidade medida laboratorialmente e a macroporosidade digital de microtomografia	69

Figura 32: Relação entre a velocidade da onda P estimada em função da macroporosidade e a velocidade da onda P medida para as amostras da Bacia do Araripe	72
Figura 33: Relação entre a velocidade da onda P estimada em função da macro e micro porosidades e a velocidade da onda P medida para as amostras da Bacia do Araripe	72
Figura 34: Relação entre a velocidade da onda P estimada em função da macroporosidade e a velocidade da onda P medida para as amostras da Bacia Sergipe-Alagoas	73
Figura 35: Relação entre a velocidade da onda P estimada em função da macroporosidade e a velocidade da onda P medida para as amostras da Bacia Potiguar	74
Figura 36: Relação entre a velocidade da onda P estimada em função da macro e micro porosidades e a velocidade da onda P medida para as amostras da Bacia Sergipe-Alagoas	74
Figura 37: Relação entre a velocidade da onda P estimada em função da macro e micro porosidades e a velocidade da onda P medida para as amostras da Bacia Potiguar	75
Figura 38: Relação entre a velocidade da onda P medida das amostras da Bacia do Araripe e a velocidade da onda P estimada em função da macroporosidade, microporosidade e o índice de qualidade de contatos entre grãos	76
Figura 39: Relação entre a velocidade da onda P medida das amostras da Bacia Sergipe-Alagoas e a velocidade da onda P estimada em função da macroporosidade, microporosidade e o índice de qualidade de contatos entre grãos	77
Figura 40: Relação entre a velocidade da onda P medida das amostras da Bacia Potiguar e a velocidade da onda P estimada em função da macroporosidade, microporosidade e o índice de qualidade de contatos entre grãos	78
Figura 41: Relação entre velocidade da onda S estimada em função apenas da macroporosidade e da velocidade da onda S medida para as amostras da Bacia do Araripe	79
Figura 42: Relação entre a velocidade da onda S estimada em função da macro e microporosidade e a velocidade da onda S medida para as amostras da Bacia do Araripe	79
Figura 43: Relação entre a velocidade da onda S medida das amostras da Bacia do Araripe e a velocidade da onda S estimada em função da macroporosidade, microporosidade e o índice de qualidade de contatos entre grãos	80
Figura 44: Relação entre velocidade da onda S estimada em função apenas da macroporosidade e da velocidade da onda S medida para as amostras da Bacia Sergipe-Alagoas	81
Figura 45: Relação entre velocidade da onda S estimada em função da macro e microporosidade e a velocidade da onda S medida para as amostras da Bacia Sergipe-Alagoas	81
Figura 46: Relação entre a velocidade da onda S medida das amostras da Bacia Sergipe-Alagoas e a velocidade da onda S estimada em função da macroporosidade, microporosidade e o índice de qualidade de contatos entre grãos	82

Figura 47: Relação entre velocidade da onda S estimada em função apenas da macroporosidade e da velocidade da onda S medida para as amostras da Bacia Potiguar	83
Figura 48: Relação entre velocidade da onda S estimada em função das macro e micro porosidades e da velocidade da onda S medida para as amostras da Bacia Potiguar	83
Figura 49: Relação entre a velocidade da onda S medida das amostras da Bacia Potiguar e a velocidade da onda S estimada em função da macroporosidade, microporosidade e o índice de qualidade de contatos entre grãos	84
Figura 50: Perfis do poço A com as curvas do índice de qualidade de contato intergrãos (IQCG) para ondas P e S geradas a partir do modelo definido para a Bacia do Araripe	86
Figura 51: Perfis do poço A com as curvas do índice de qualidade de contato intergrãos (IQCG) para ondas P e S geradas a partir do modelo definido para a Bacia Sergipe-Alagoas	87
Figura 52: Perfis do poço A com as curvas do índice de qualidade de contato intergrãos (IQCG) para ondas P e S geradas a partir do modelo definido para a Bacia Potiguar	88

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Relação entre os módulos elásticos, VP, VS e densidade total (ρ_b) (SOARES, 1992)	30
Tabela 2: Relação entre parâmetros medidos pelos perfis e suas propriedades derivadas (ROCHA & AZEVEDO, 2007)	37
Tabela 3: Métodos de ondas elásticas (TIMUR, 1982)	43
Tabela 4: Nomenclatura das amostras usadas no estudo com a descrição da formação a que pertencem e a resolução das imagens de microtomografia de raios-X	49
Tabela 5: Velocidades elásticas medidas e parâmetros petrofísicos calculados para o conjunto de amostras analisadas	65

LISTA DE SÍMBOLOS

GR	Perfil de raios gama
DT	Perfil sônico
ILD	Perfil de resistividade
RHOB	Perfil de densidade
NPHI	Perfil de nêutrons
R^2	Coefficiente de determinação
VP	Velocidade compressional
\emptyset	Porosidade
Vb	Volume total da amostra
Vgr	Volume de grãos de uma rocha
Vp	Volume de poros de uma rocha
E	Módulo de Young ou módulo de elasticidade
F	Força aplicada
A	Área do corpo perpendicular à direção da força
Δl	Varição de comprimento da amostra
l	Comprimento da amostra antes da aplicação da força
v	Razão de Poisson
ϵ_{lat}	Deformação lateral da amostra
ϵ_{long}	Deformação longitudinal da amostra
K	Incompressibilidade
P	Pressão hidrostática
ΔV	Varição do volume da amostra
V	Volume da amostra antes da aplicação da força
G	Módulo de cisalhamento ou rigidez
τ	Tensão de cisalhamento
$\tan\theta$	Deformação de cisalhamento
VS	Velocidade cisalhante
ρ_b	Densidade total da rocha
ρ_{ma}	Massa específica da matriz da rocha
ρ_{fl}	Massa específica do fluido da formação
Δt	Tempo de trânsito medido
Δt_{fl}	Tempo de trânsito no fluido
Δt_{ma}	Tempo de trânsito na matriz da rocha
C ₁	Constante empírica
C ₂	Constante empírica
T ₁	Tempo de relaxamento longitudinal do sinal NMR
T ₂	Tempo de relaxamento transversal do sinal NMR
Vt	Volume total da amostra
P ₁	Pressão do gás antes da interligação
V ₁	Volume do gás antes da interligação
P ₂	Pressão do gás depois da interligação
V ₂	Volume do gás depois da interligação
V _{copo}	Volume do copo
V _{discos}	Volume dos discos
V _{grãos}	Volume de grãos
ρ_g	Densidade de grãos

v	Velocidade da onda no plugue
X	Comprimento do plugue
t_c	Tempo de chegada da onda
t_s	Tempo do sistema
I_{mi}	Índice de microporosidade de cada pixel
a	Imagem original convertida
b	Imagem convertida correspondente da fase intermediária
L_p	Limiar de poros
L_s	Limiar de sólidos
\emptyset_{micro}	Microporosidade
V_{fi}	Volume da fase intermediária
m	Valor médio dos índices de microporosidade
I_{QCG}	Índice de qualidade dos contatos de grãos
\emptyset_{macro}	Macroporosidade

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	15
1.1 CONSIDERAÇÕES INICIAIS	15
1.2 OBJETIVO DA PESQUISA	17
1.3 ESCOPO DA PESQUISA	18
2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	19
2.1. PROPRIEDADES PETROFÍSICAS	19
2.1.1. Porosidade	19
2.1.1.1 Porosidade em Rochas Siliciclásticas.....	21
2.1.1.2 Porosidade em Rochas Carbonáticas.....	22
2.1.2. Conectividade dos Poros	25
2.1.3 Propriedades Elásticas.....	26
2.1.3.1. Ondas elásticas.....	28
2.1.4. Contatos entre grãos	30
2.2. PETROFÍSICA COMPUTACIONAL	32
2.3 PERFILAGEM GEOFÍSICA	35
2.3.1 Perfil de Raios Gama (GR)	37
2.3.2 Perfil Densidade	39
2.3.3 Perfil Acústico – Tempo de Trânsito	40
2.3.3.1. Método de Transmissão.....	43
2.3.3.2. Método de Reflexão.....	45
2.3.4 Perfil Neutrônico	45
2.3.5 Perfil NMR	47
3. MATERIAIS E MÉTODOS.....	49
3.1. MATERIAL DE ESTUDO	49
3.1.1. Descrição Geológica	50
3.1.1.1. Formação Riachuelo (Sergipe-Alagoas).....	50
3.1.1.2. Formação Santana (Araripe).....	50
3.1.1.3. Formação Jandaíra (Potiguar).....	51
3.2. METODOLOGIA.....	52
3.2.1 Métodos Convencionais de Análise das Propriedades Petrofísicas	52
3.2.1.1 Densidade de grãos e porosidade.....	53
3.2.1.2 Propriedades elásticas.....	55
3.2.2 Métodos Computacionais para Análise das Propriedades Petrofísicas	57
3.2.2.1. Macroporosidade.....	59

3.2.2.2. Microporosidade.....	59
3.2.2.3. Qualidade de contato de grãos.....	61
3.2.3 Modelo Empírico para Rochas Carbonáticas do Pré-Sal	63
4. RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	64
5. CONCLUSÕES	90
6- REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	90
ANEXO A - Modelos 3D de Contatos de Grãos.....	97

1. INTRODUÇÃO

1.1 CONSIDERAÇÕES INICIAIS

Os recursos naturais têm sido de extrema importância para o desenvolvimento de diversas atividades humanas há muitos séculos. Dentre esses recursos, pode-se destacar o petróleo, que se constitui de uma mistura complexa de compostos orgânicos, principalmente de hidrocarbonetos, associados a pequenas quantidades de outros compostos que contêm nitrogênio, oxigênio e enxofre.

A exploração petrolífera é uma atividade bastante onerosa e compreende algumas etapas, sendo elas: a prospecção, a perfuração de poços e a produção de hidrocarbonetos. A classificação das bacias como possíveis produtoras de óleo e/ou gás exige um amplo conhecimento das propriedades petrofísicas de suas formações geológicas. Tais propriedades controlam a distribuição de fluidos nos espaços porosos das rochas.

A incerteza presente no estudo e na exploração de reservatórios exige a aplicação de diversos métodos geofísicos que se complementem no intuito de obter informações úteis para a produção. No cenário atual, vê-se a perfilagem geofísica como um método trivial para o primeiro contato direto com a formação, e seu uso é considerado indispensável quase em todos os poços perfurados. O objeto de estudo da perfilagem geofísica são os *logs* de poço, ou seja, perfis do registro contínuo de propriedades físicas em função da profundidade das formações de subsuperfície. Os dados coletados por perfis elétricos são condicionados pela limitação tecnológica e por variáveis e características do próprio poço, porém, a prática de um levantamento cauteloso garante que os dados sejam da melhor qualidade possível. Assim, tendem a agregar conhecimento e poder de interpretação de um geofísico ou geólogo, juntamente com análise da sísmica, para mapear a subsuperfície e identificar as zonas com possibilidade de exploração (CARVALHO, 2014).

A análise petrofísica é desenvolvida a partir de dados de vários tipos de perfis de poço. A suíte básica de perfis elétricos é composta por: raios gama (GR), sônico (DT), resistividade (ILD), densidade (RHOB) e neutrão (NPHI). Os perfis elétricos registram informações sobre as propriedades físicas da rocha em condições de reservatório e constituem o conjunto de dados mais contínuo adquirido durante os trabalhos de perfuração dos poços. Os dados de plugue também constituem uma valiosa fonte de informações geológica e petrofísica, porém nem sempre estão acessíveis.

A integração entre os dados de perfilagem e de plugue, conhecida como correlação rocha-perfil, e o uso de relações empíricas aceitas pela indústria do petróleo, têm sido utilizados para

estimar valores quantitativos dos parâmetros petrofísicos de interesse, como porosidade, saturação de água e permeabilidade, nas rochas reservatório (BUST *et al.*, 2009).

Muitos trabalhos têm sido realizados com base na interpretação de perfis geofísicos de poços, como por exemplo, os estudos de CARVALHO (2014), MELANI (2015), RIBEIRO *et al.* (2016) e SILVA (2013).

Além das medidas convencionais realizadas em laboratório, uma nova técnica tem sido desenvolvida para a caracterização petrofísica de rochas, que constrói modelos digitais de rochas a partir de um conjunto de imagens de tomografia de raios X de alta resolução adquiridas de submostras de rochas. Essa técnica permite definir, com alta precisão, a geometria do espaço poroso e dos grãos minerais, bem como o reconhecimento dos minerais presentes na rocha. De posse dos modelos digitais de rocha, as propriedades físicas da rocha podem ser modeladas sob diversas condições ambientais e de saturação de fluidos, gerando modelos petrofísicos integrados. Esses modelos integrados permitem interpretar os dados sísmicos coletados em campo, o que resulta na redução do risco exploratório dos recursos naturais petrolíferos da bacia (PORTO, 2015).

A petrofísica computacional apresenta como vantagens o fato de ser um método não destrutivo e de permitir a análise das propriedades na escala do poro, podendo ser usada para embasar algumas teorias sobre o comportamento físico e de fluxo de fluidos em rochas (ALMEIDA, 2017).

A técnica de utilização de imagens de tomografia de raios-X para caracterização petrofísica de uma bacia está principalmente ligada a aplicações de engenharia de reservatórios. O petróleo armazenado a partir da rocha reservatório pode ser explorado com auxílio de poços injetores e produtores. A partir dessa técnica podem ser simuladas as condições atuais do reservatório, levando-se em conta todo o ambiente composto pela rocha reservatório e seus fluidos, bem como pela sua vizinhança - que fornece a energia necessária para a produção de fluidos (BARRILHAS, 2005; LEHMANN, 2007).

Baechle *et al.* (2004) analisando lâminas delgadas de rochas carbonáticas concluíram que a microporosidade em combinação com parâmetros de macroporosidade reduz incertezas tanto na velocidade quanto na permeabilidade. A correlação entre a microporosidade e a velocidade é muito maior e melhor do que a correlação da porosidade total com a velocidade (R^2 de 0,52 para 0,82). Portanto, a microporosidade é um fator que deve ser considerado na investigação integrada da dispersão observada na relação entre as velocidades elásticas e a porosidade.

Murphy III *et al.* (1986) mostraram que o comportamento acústico dos arenitos é fortemente controlado pelos contatos entre os grãos minerais. Esses contatos persistem mesmo em arenitos

altamente cimentados, sugerindo que um efeito semelhante pode ocorrer também em rochas carbonáticas.

Soares & Coura (2017) apresentaram um modelo que explicita o efeito do tamanho de poros e da qualidade dos contatos intergrãos sobre as velocidades elásticas de rochas carbonáticas.

Estudar o efeito integrado destas variáveis sobre a dispersão observada na relação entre as velocidades elásticas e a porosidade é um desafio e seus resultados possuem potencial para serem utilizados no mapeamento espacial de propriedades geomecânicas de reservatórios.

Através do estudo deste efeito integrado e de posse de dados de poços do pré-sal brasileiro, um modelo empírico/constitutivo calibrado para as rochas carbonáticas do pré-sal será proposto a fim de permitir que a inversão conjunta de dados sísmicos e de poços seja capaz de mapear, com elevada precisão, a distribuição espacial da porosidade nesses reservatórios.

1.2 OBJETIVO DA PESQUISA

Esta pesquisa tem como objetivo geral estudar o efeito integrado das variáveis tipo de porosidade (se vugular ou intergranular), tamanho de poros e qualidade dos contatos entre os grãos sobre a dispersão observada na relação entre as velocidades elásticas e a porosidade de rochas carbonáticas provenientes das Bacias do Araripe, Potiguar e Sergipe-Alagoas.

Os objetivos específicos desta pesquisa são:

- Quantificar a macro e a microporosidade das amostras por análise das imagens digitais.
- Identificar os tipos e a qualidade dos contatos entre grãos de rochas carbonáticas através das imagens de microtomografia de raios X.
- Elaborar um modelo petrofísico para quantificar o efeito integrado do tamanho de poro, do tipo de porosidade e da qualidade dos contatos de grãos sobre as velocidades elásticas de rochas carbonáticas.
- Propor um modelo empírico/constitutivo calibrado para as rochas carbonáticas do pré-sal, unindo-se os resultados do estudo do efeito integrado aos dados de poços do pré-sal brasileiro, a fim de permitir que a inversão conjunta de dados sísmicos e de poços seja capaz de mapear, com elevada precisão, a distribuição espacial da porosidade nesses reservatórios.

1.3 ESCOPO DA PESQUISA

Além deste capítulo, esta dissertação contempla mais quatro capítulos. No segundo capítulo é apresentada a revisão bibliográfica para o tema, através da qual foram discutidos os conceitos das propriedades petrofísicas abordadas neste estudo, além de tratar da petrofísica computacional e dos fundamentos da perfilagem geofísica.

No terceiro capítulo é feita uma apresentação dos materiais e da metodologia utilizada nesta pesquisa, incluindo a descrição dos plugues utilizados e sua respectiva localização geográfica.

O quarto capítulo é referente à apresentação e discussão dos resultados obtidos a partir das análises petrofísicas convencional e digital, além de um modelo empírico proposto capaz de relacionar as velocidades elásticas de rochas carbonáticas com parâmetros do espaço poroso e com um índice de qualidade dos contatos entre os grãos minerais.

Por fim, no capítulo quinto, são explicitadas as conclusões sobre os estudos realizados.

2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

2.1. PROPRIEDADES PETROFÍSICAS

As propriedades petrofísicas das rochas dependem em grande parte das condições do ambiente deposicional que controlam a composição mineral, tamanho de grão, orientação, quantidade de cimentação e compactação (TIAB & DONALDSON, 2004).

A petrofísica é uma ferramenta fundamental para investigar as propriedades que possibilitam determinar porosidade, permeabilidade e saturação de fluidos em rochas-reservatório, que são de fundamental importância para caracterização do armazenamento e da transmissão de fluidos na rocha, com a finalidade de gerenciar e prover o desempenho de um reservatório.

A investigação petrofísica pode ocorrer em escala de campo, por meio da perfilagem geofísica, ou na escala de bancada, por meio da medição laboratorial das propriedades físicas de amostras de rochas e fluidos (SOARES, 2011).

O termo petrofísica foi introduzido por Archie em 1950 para descrever “o estudo das propriedades físicas das rochas que dizem respeito à distribuição de fluidos em seus espaços porosos”. As características petrofísicas são resultantes de toda a história geológica dos sedimentos que constituem esta rocha, em particular das condições de sedimentação e fenômenos diagenéticos (MELANI, 2015).

Os métodos de caracterização petrofísica de reservatórios encontram-se em constante evolução, exigindo o desenvolvimento de novas ferramentas e o aprimoramento de técnicas na busca por respostas mais precisas e quantitativas na avaliação de reservatórios (MELANI, 2015).

2.1.1. Porosidade

De acordo com Tiab & Donaldson (2004), grãos de areia e partículas de material carbonático que constituem reservatórios carbonáticos e arenosos normalmente nunca se encaixam perfeitamente devido ao alto grau de irregularidade nas suas formas. O espaço vazio criado entre os grãos, chamado de espaço poroso, é ocupado pelo fluido (líquidos e/ou gases). A porosidade de uma rocha reservatório é definida como a fração do volume total de um reservatório que não é ocupada pelas partes sólidas do reservatório, expressa matematicamente como:

$$\emptyset = \frac{V_b - V_{gr}}{V_b} = \frac{V_p}{V_b} \quad (1)$$

onde \emptyset corresponde à porosidade, V_b ao volume total de uma rocha reservatório, V_{gr} ao volume de grãos, e V_p ao volume de poros. As porosidades dos reservatórios de petróleo variam de 5% a 40%, mas mais frequentemente estão entre 10% e 20%.

Os fatores que afetam a porosidade em sedimentos clásticos são:

a) uniformidade do tamanho de grãos: Se pequenas partículas de silte ou argila forem misturadas com grãos de areia maiores, a porosidade efetiva (intercomunicante) será consideravelmente reduzida.

b) grau de cimentação ou consolidação: O aumento da cimentação ocasiona baixa porosidade. Os materiais de cimentação incluem: carbonato de cálcio, carbonato de magnésio, carbonato de ferro, sulfuretos de ferro, limonita, hematita, argilas e muitos outros materiais, incluindo combinação destes materiais.

(c) quantidade de compactação durante e após a deposição: A compactação tende a diminuir vazios e expulsar fluido para deixar as partículas minerais mais próximas, especialmente nas rochas sedimentares de grão fino. Geralmente a porosidade é mais baixa em rochas mais profundas e antigas.

(d) métodos de empacotamento: Com o aumento da pressão de sobrecarga, mais compacto será o sedimento e, logo, serão esperadas porosidades mais baixas.

De acordo com Rosa et al. (2006), podemos classificar a porosidade como:

- **Porosidade absoluta:** É a relação entre o volume total de vazios de uma rocha e o volume total da mesma.
- **Porosidade efetiva:** É a relação entre os espaços vazios interconectados de uma rocha e o volume total da mesma. Do ponto de vista da engenharia de reservatórios, a porosidade efetiva é o valor que se deseja quantificar, pois representa o espaço ocupado por fluidos que podem ser deslocados do meio poroso.
- **Porosidade primária:** É aquela que se desenvolveu durante a deposição do material sedimentar. Exemplos de porosidade primária ou original são a porosidade intergranular dos arenitos e as porosidades intercrystalina e oolítica de alguns calcários.
- **Porosidade secundária:** É aquela resultante de alguns processos geológicos subsequentes à conversão dos sedimentos em rochas. Exemplos de porosidade secundária ou induzida são dados pelo desenvolvimento de fraturas, como as

encontradas em arenitos, folhelhos e calcários, e pelas cavidades devidas à dissolução de parte da rocha, comumente encontradas em calcários.

Ainda com relação ao tamanho dos poros, neste trabalho são utilizadas as seguintes classificações de porosidade:

- **Macroporosidade:** Na análise das imagens de microtomografia de raios X de alta resolução, considera-se a macroporosidade como aquela constituída por poros que podem ser claramente reconhecidos nas imagens.
- **Microporosidade:** Por outro lado, os poros de tamanho inferior à resolução da imagem, não podem ser claramente identificados na análise das imagens microtomográficas. As regiões onde ocorrem grandes concentrações de microporos aparecem nas imagens como áreas de tonalidade intermediária.

No entanto, o tamanho dos poros não exerce influência direta na porosidade, mas sim na permeabilidade da rocha, isso porque esta propriedade está relacionada com a capacidade que os poros possuem de transmitir os fluidos, podendo estes ser: óleo, gás ou água. Com relação ao formato, poros mais estreitos terão facilidades em sua compactação quando submetidos à pressão de soterramento. A pressão efetiva modifica a geometria dos poros abrindo ou fechando microfaturas, que desenvolvem aumento ou redução dos módulos elásticos, da porosidade, da permeabilidade, entre outros parâmetros (ROQUE & MISSAGIA, 2012).

A geometria dos poros é a mais difícil de obter e quantificar. Porém, é necessário investigá-la a fim de compreender e modelar o comportamento elástico nas rochas (KUMAR, 2005).

2.1.1.1 Porosidade em Rochas Siliciclásticas

A porosidade primária, que ocorre geralmente em rochas siliciclásticas, e a permeabilidade, dependem de propriedades dos grãos como tamanho, classificação, forma, arredondamento e arranjo de grãos (AL-HOMADHI & HAMATA). Além da porosidade primária, que é representada pela porosidade intergranular dos arenitos, há ocorrências como as redes de fraturas interligadas encontradas em arenitos, por onde acontece o fluxo preferencial dos fluidos. Este é um exemplo de porosidade secundária neste litotipo (AHMED & MEEHAN, 2012).

2.1.1.2 Porosidade em Rochas Carbonáticas

As rochas carbonáticas (calcários e dolomitos) são responsáveis por aproximadamente 50% da produção de petróleo e gás em todo o mundo. Esses reservatórios apresentam características petrofísicas e geológicas complexas e heterogêneas, sendo que muitas vezes são naturalmente fraturados e exibem complexos sistemas de poros (NASCIMENTO, 2015). Esta complexidade e heterogeneidade se dá devido à origem da porosidade nos carbonatos que, em sua maioria, é de origem diagenética, resultando em uma complexa estrutura porosa. Processos diagenéticos de cimentação são propensos a reduzir a porosidade, enquanto a dissolução acarreta um aumento na porosidade. Todas as modificações na estrutura porosa afetam as velocidades das ondas sísmicas - cisalhantes e compressionais (ALMEIDA, 2017).

As rochas sedimentares carbonáticas podem ser classificadas segundo o tipo de ocorrência de seu espaço poroso. Podendo ser divididas entre aquelas que apresentam porosidade interparticular (intergranular) e as que apresentam porosidade vugular (cavernosa), podendo ser isolada ou conectada (LUCIA, 1983).

De acordo com Nascimento (2015), os espaços porosos interparticulares e vugulares (isolados ou conectados) são ainda subdivididos em função da matriz, que, segundo Scholle & Ulmer-Scholle (2003), refere-se ao arranjo dos grãos e/ou cristais na rocha em termos de seus tamanhos, formas e orientações. Para espaço poroso interparticular, Lucia (1983) estabeleceu a seguinte divisão: matriz suportada por grãos e matriz suportada por lama.

As rochas carbonáticas com espaço poroso interparticular e matriz suportada por grãos são classificadas em: *grainstone* (calcário granular sem lama e suportado pelos grãos) e *packstone* (calcário compacto suportado por grãos, mas com um pouco de lama). Já as rochas com espaço poroso intergranular suportado por lama são classificadas em: *wackestone* (calcário tipo vaque com matriz suportada por lama e mais de 10% de grãos) e *mudstone* (calcário tipo lamito com matriz suportada por lama e menos de 10% de grãos).

A Figura 1 exibe a classificação geológica / petrofísica do espaço poroso, segundo Lucia (1993).

Espaço Poroso Interparticular					
Percentual de porosidade intergranular ou intercristalina	Fabric suportado por grãos		Fabric suportado por lama		
	Grainstone	Packstone	Packstone	Wackestone	Mudstone
	Tamanho dos grãos controla o tamanho dos poros	Tamanho dos grãos/lama controla o tamanho dos poros	Tamanho da lama controla a coesão do tamanho dos poros		
Calcário					
Dolomito Tamanho dos cristais < 100 μ					
Tamanho dos cristais > 100 μ					

Figura 1: Classificação geológica/petrofísica do espaço poroso interparticular em carbonatos, baseada na seleção e tamanho dos grãos e cristais, proposta por Lucia (1983). **Fonte:** DOMINGUES, 2011.

Já para as rochas com espaço poroso vugular isolado, Lucia (1983) as subdividiu em: rocha com poros vugulares separados e matriz suportado por grãos, e rocha com poros vugulares separados e matriz suportada por lama, estabelecendo também para as rochas com poros vugulares conectados a subdivisão em rochas com matriz suportados por grão e lama. Esta classificação é exibida na Figura 2.

Espaço Poroso Vugular				
Percentual de Vugs separados Porosidade	Poros Vugulares Separados (Conexão Vug - matriz - vug)		Poros Vugulares que se tocam (Conexão vug - vug)	
	Fabric suportado por grãos	Fabric suportado por lama	Fabricos suportados por grãos e lama	
	Exemplos	Exemplos	Exemplos	
	Poros Mórdicos			Caverna
Poros Intrafósseis			Brecha	Fraturas alargadas por soluções
Microporosidade Intragranular		Poros Shelter	Fenestral	Microfraturas conectadas a poros mórdicos

Figura 2: Classificação geológica/petrofísica do espaço poroso vugular em carbonatos baseado na interconexão dos vugs, proposta por Lucia (1983). **Fonte:** DOMINGUES, 2011.

Freire (2014) realizou um estudo da influência da pressão confinante sobre as propriedades de permeabilidade e incompressibilidade em 19 amostras de rochas carbonáticas oriundas de bacias sedimentares do nordeste brasileiro. As amostras analisadas são plugues cilíndricos com 1,5 polegada de diâmetro e cerca de 5 centímetros de comprimento. Oito plugues são da Bacia Sergipe-Alagoas, cinco da Bacia do Araripe e seis da Bacia Potiguar. Os resultados de Freire (2014) mostram que não há uma relação simples entre a variação da permeabilidade e da incompressibilidade com o aumento da pressão confinante. Outras variáveis, além da pressão confinante, afetam esta relação. O tipo de porosidade predominante é uma destas variáveis. Estas rochas apresentam propriedades bastante variadas em termos de porosidade (de 4% a 24%), permeabilidade (10^{-4} mD a 4 mD), densidade de grãos (de $2,6 \text{ g/cm}^3$ a $2,84 \text{ g/cm}^3$) e incompressibilidade (10 GPa a 50 GPa). As amostras foram selecionadas de modo a representar rochas carbonáticas com uma ampla gama de comportamentos petrofísicos.

Seguindo a metodologia proposta por Porto (2015), Sena (2017) analisou a composição mineral de 15 amostras daquelas investigadas por Freire (2014) através do cruzamento de dados de microtomografia de raios X e de difratometria de raios X. Adicionalmente, Vidal (2015) analisou os tipos de porosidade que ocorrem nessas amostras de rocha.

Segundo Baechle et al. (2004), as relações de velocidade versus porosidade e de porosidade versus permeabilidade são frequentemente usadas para estudos das propriedades de amostras de rochas-reservatório. As rochas carbonáticas mostram frequentemente uma grande dispersão na relação entre porosidade e permeabilidade. Assim, são necessárias mais análises para melhor prever a permeabilidade, o que resultaria em uma modelagem de reservatórios mais precisa e melhores previsões de reservas. A incorporação da análise de imagens permite reduzir as incertezas presentes na dispersão das velocidades e permeabilidade com a porosidade. A obtenção da microporosidade, como a diferença entre a macroporosidade e a porosidade total, conduz a uma melhor correlação com a velocidade do que com a porosidade total. A tendência segue a equação do tempo médio de Wyllie. Ainda de acordo com Baechle et al. (2004), a diferença entre a porosidade total medida e a microporosidade é um excelente indicador de permeabilidade para o conjunto de dados por eles analisado. O uso da macroporosidade de imagem versus a permeabilidade reduz a incerteza da predição de permeabilidade em mais de uma ordem de magnitude. Esta redução da incerteza permite uma melhor previsão e desenvolvimento dos reservatórios.

Weger et al. (2004), através de análises de imagens digitais de lâminas delgadas de rochas carbonáticas, caracterizaram o sistema de poros em carbonatos para quantificar a

influência dos tipos de poro sobre a velocidade. Eles concluíram que o perímetro sobre a área de poros é o fator dominante que controla a velocidade numa dada porosidade, sendo o tamanho de poro dominante o segundo, enquanto que o arredondamento dos poros sozinho é o fator menos importante dos três. A combinação de todos os três parâmetros e porosidade em uma regressão linear multivariada aumenta a correlação com a velocidade de $R^2 = 0,49$ (porosidade sozinha) para $R^2 = 0,78$.

Baechle et al. (2007) aplicaram um modelo de média efetiva diferencial de porosidade dupla (DEM) para modelar a velocidade de carbonatos com macro e micro porosidade derivadas da análise de imagem digital de lâminas delgadas. O modelo prevê que os microporos têm uma forte influência sobre a velocidade acústica dos carbonatos porosos porque grandes concentrações de microporos reduzem a rigidez da rocha. Estas previsões de velocidade com o modelo DEM de porosidade dupla mostram uma melhora significativa na predição de velocidade do que modelos empíricos, como por exemplo, a equação do tempo médio de Wyllie.

2.1.2. Conectividade dos Poros

Os processos de precipitação, compactação, litificação e diagênese, produzem uma ampla gama de classes de poros, resultando em uma complexa distribuição de poros e, conseqüentemente, variados graus de conectividade de poros em rochas. Devido à sua natureza e susceptibilidade aos processos pós deposicionais, a previsão da conectividade dos poros em rochas carbonáticas torna-se mais desafiadora em comparação com siliciclásticos. Estes processos podem gerar, nos carbonatos, inúmeras classes de poros, com formas distintas entre si. Assim, esta heterogeneidade resulta em formações de rochas carbonáticas com estruturas complexas, fazendo com que este tipo de rocha necessite de estudos mais aprofundados (SHAFIEE & KANTZAS, 2008).

A conectividade da estrutura de poros controla o fluxo do fluido e o transporte através das formações geológicas (ANOVITZ & COLE, 2015). As propriedades de transporte podem ser melhor explicadas incorporando características microscópicas de meios porosos: a geometria dos poros e a conectividade dos poros. As fraturas aumentam consideravelmente o volume de vazios das rochas. Em reservatórios areníticos e carbonáticos as fraturas contribuem para o aumento da conectividade dos poros entre si, uma vez que as fraturas aumentam consideravelmente o volume de vazios das rochas. Da mesma forma, ocorre para dissoluções pós - deposicionais (MACHADO, 2016).

2.1.3 Propriedades Elásticas

De acordo com Miranda et al. (2012), se uma força for aplicada a um corpo, este sofrerá mudança de forma e/ou volume. Essa mudança é chamada de deformação e é responsável pelo deslocamento das partículas de suas posições originais. Quando a força aplicada ao corpo deixa de atuar sobre ele, e o mesmo volta ao seu estado inicial sem que haja deformação permanente do material, isso caracteriza o comportamento elástico. A base da teoria da elasticidade é a lei de Hooke, que considera a deformação diretamente proporcional à força aplicada, porém isso só acontece até o limite elástico. Se este limite for ultrapassado a deformação será não linear e parcialmente irreversível (resultará em deformação permanente), chamada de deformação dúctil ou plástica. Caso a tensão exceda a tensão de ruptura haverá a quebra do corpo (Suguo, 2003). A Figura 3 ilustra o gráfico de tensão-deformação. Neste gráfico, pode-se distinguir uma região de comportamento elástico e outra região de comportamento plástico.

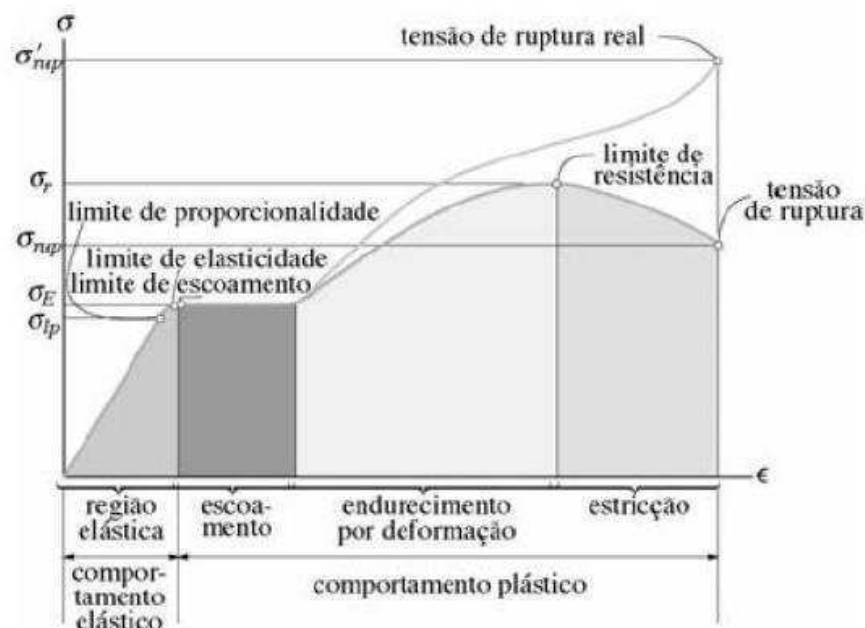


Figura 3: Relação de tensão-deformação. **Fonte:** HIBBLER, 2010.

Se um corpo está submetido às tensões é possível definir, em qualquer ponto desse corpo, três planos ortogonais que são os eixos principais de tensão. As tensões normais nessas direções são chamadas de tensões principais (KEAREY et al. , 2009). A Figura 4 ilustra o esquema de uma distribuição genérica de tensões.

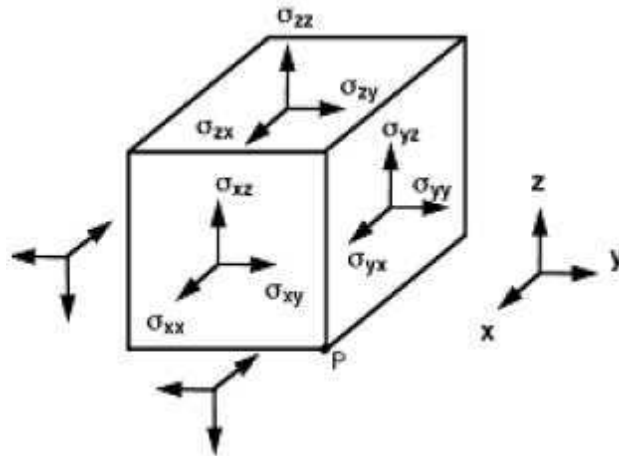


Figura 4: Componentes do estado de tensão. **Fonte:** MAVKO et al. (2003).

Um indicador da elasticidade de um material é o módulo de Young (E), uma constante de proporcionalidade que define a relação entre a tensão aplicada e a deformação sofrida por um material, ambas medidas em uma mesma direção.

$$E = \frac{\text{Tensão longitudinal}}{\text{Deformação longitudinal}} = \frac{\frac{F}{A}}{\frac{\Delta l}{l}} \quad (2)$$

onde F corresponde à força aplicada, A é a área do corpo perpendicular à direção de aplicação da força F , Δl é a variação do comprimento da amostra na direção de aplicação da força F e l é o comprimento da amostra antes da aplicação da força.

Segundo Kearey et al. (2009), se um corpo for submetido a uma força distensiva, o mesmo sofrerá uma diminuição no seu diâmetro, com conseqüente aumento do seu comprimento. A constante que representa a razão da deformação lateral pela longitudinal é conhecida como razão de Poisson, e é dada pela fórmula:

$$\nu = - \frac{\epsilon_{lat}}{\epsilon_{long}} \quad (3)$$

onde ϵ_{lat} corresponde à deformação lateral e ϵ_{long} é a deformação longitudinal da amostra. O sinal negativo da fórmula deve-se ao fato que o alongamento longitudinal, deformação positiva, causa contração lateral, deformação negativa, e vice-versa.

Conforme Kearey et al. (2009), a incompressibilidade K , também chamada de módulo de volume, é obtida pela razão tensão-deformação, sofrida pelo corpo, no caso de uma pressão hidrostática simples P , expressa pela fórmula:

$$K = \frac{\textit{Tensão volumétrica}}{\textit{Deformação volumétrica}} = \frac{P}{\frac{\Delta V}{V}} \quad (4)$$

O módulo de rigidez G , também chamado de módulo de cisalhamento, é obtido através da razão entre a tensão de cisalhamento τ e a deformação de cisalhamento $\tan \theta$, expresso pela fórmula:

$$G = \frac{\textit{tensão de cisalhamento}}{\textit{deformação de cisalhamento}} = \frac{\tau}{\tan \theta} \quad (5)$$

2.1.3.1. Ondas elásticas

Ondas sísmicas são pacotes de energia de deformação elástica que se propagam a partir de uma fonte sísmica. A velocidade de propagação dessas ondas é determinada por características do meio material através do qual elas se propagam, como densidade e os módulos elásticos. Há dois grupos de ondas sísmicas: as ondas de corpo (compressionais e de cisalhamento) e as ondas superficiais (ondas Rayleigh e ondas Love) (Kearey et al., 2009).

As ondas de corpo são amplamente utilizadas quando se deseja obter dados de subsuperfície. As mesmas podem ser ondas compressionais (ondas P) ou ondas de cisalhamento (ondas S). As ondas P, também conhecidas como primárias, assim são denominadas porque são as primeiras que podem ser observadas em um sismograma. Este tipo de onda provoca uma deformação uniaxial na direção de propagação da onda, ou seja, provoca a compressão e a expansão da rocha (Figura 5). Já as ondas S apresentam velocidades menores que as ondas P e, por isso, seu registro em um sismograma ocorre sempre algum tempo depois do registro da onda P. Neste tipo de onda as partículas vibram em uma direção perpendicular à de propagação da onda (Figura 6).

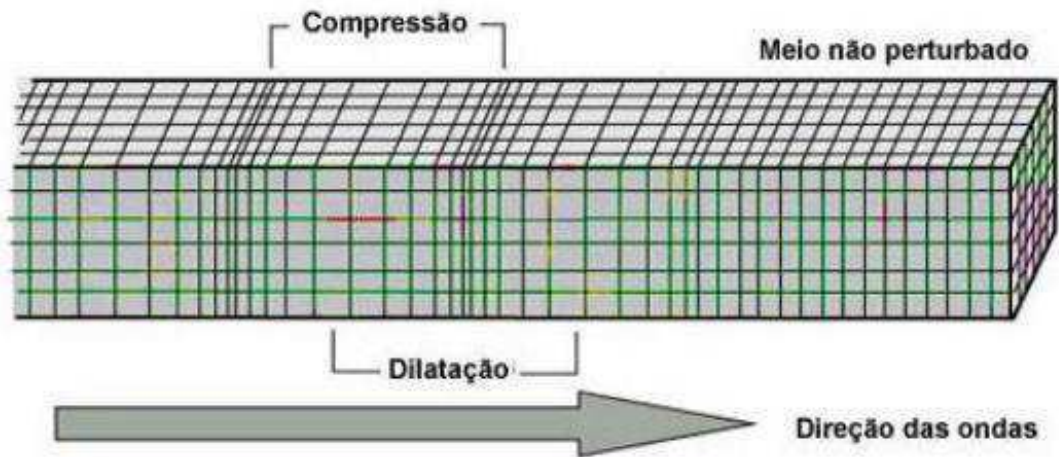


Figura 5: Padrão de propagação da onda P. **Fonte:** Extraído de Bolt (1982).

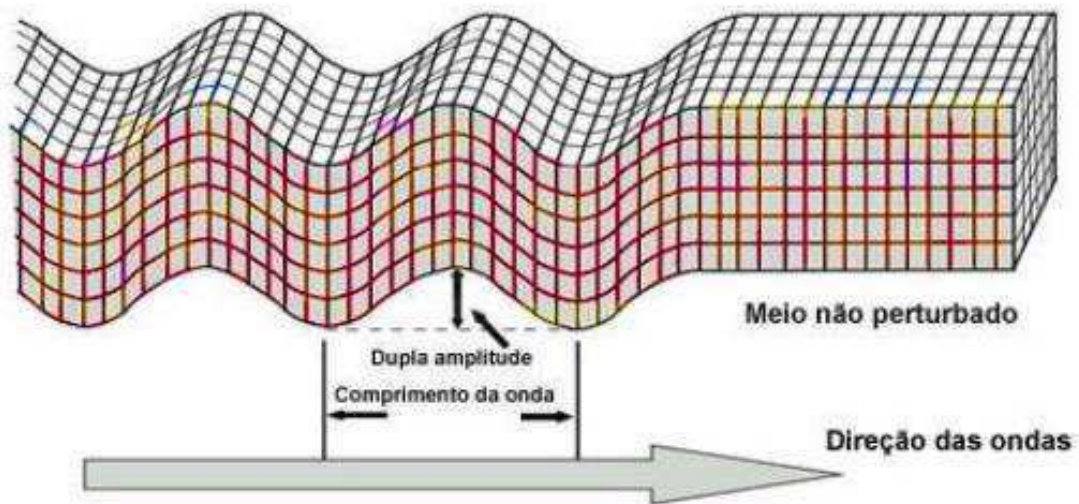


Figura 6: Padrão de propagação da onda S. **Fonte:** Extraído de Bolt (1982).

Conhecendo as velocidades compressional (V_P) e cisalhante (V_S) e a densidade total (ρ_b), pode-se alternativamente calcular os módulos elásticos dinâmicos de um determinado corpo. A Tabela 1 apresenta as relações entre os vários parâmetros elásticos e sua relação com os dois principais tipos de velocidades elásticas (Sheriff, 1991; Soares, 1992).

As velocidades elásticas dependem primordialmente das fases minerais que compõem uma rocha. Vernik e Nur (2000), trabalhando com quatro grupos de rochas siliciclásticas (arenitos limpos, arenitos alterados, grauvacas e folhelhos) demonstraram que cada um desses litotipos apresenta uma relação diferente entre as suas velocidades elásticas e a porosidade.

Tabela 1: Relação entre os módulos elásticos, VP, VS e densidade total (ρ_b).

Parâmetros	E, ν	Conhecidos K, G	ρ_b, Vp, Vs
E	E	$\frac{9KG}{(G + 3K)}$	$\frac{\rho_b \cdot Vs^2(3Vp^2 - 4Vs^2)}{Vp^2 - Vs^2}$
K	$\frac{E}{3(1 - 2\nu)}$	K	$\rho_b(Vp^2 - \frac{4}{3}Vs^2)$
G	$\frac{E}{2(1 + \nu)}$	G	$\rho_b \cdot Vs^2$
ν	ν	$\frac{3K - 2G}{2(3K + G)}$	$\frac{Vp^2 - 2Vs^2}{2(Vp^2 - Vs^2)}$
Vp^2	$\frac{E(1 - \nu)}{\rho_b(1 + \nu)(1 - 2\nu)}$	$\frac{(K + G \frac{4}{3})}{\rho_b}$	Vp^2
Vs^2	$\frac{E}{2\rho_b(1 + \nu)}$	$\frac{G}{\rho_b}$	Vs^2

Fonte: SOARES, 1992.

onde: E corresponde ao módulo de elasticidade, K é a incompressibilidade, G é o módulo de cisalhamento, ν é a razão de Poisson e ρ_b é a densidade total da rocha.

2.1.4. Contatos entre grãos

Fonseca et al. (2010) apresentaram uma metodologia para caracterizar areias naturais baseada na descrição qualitativa dos contatos de partículas. Usando imagens de microtomografia de raios X para analisar amostras de solo intacto, foi desenvolvido um algoritmo para identificar e medir os contatos entre partículas. Em vez de classificar a intensidade do contato simplesmente usando um número de coordenação, um parâmetro de índice de contato que considera a área de contato foi introduzido. A energia necessária para

causar deslizamento ao longo dos contatos (e, portanto, deformação do material) está relacionada à área de contato. A utilização do parâmetro do índice de contato é importante para materiais com contatos não pontuais.

Os contatos entre grãos minerais de rochas têm sido cada vez mais estudados, uma vez que os mesmos apresentam forte influência sobre o comportamento acústico de arenitos e carbonatos. Como discutido por Soares et al. (2014), esses contatos entre grãos minerais apresentam influência na dispersão observada na relação entre as velocidades elásticas e a porosidade de rochas, mais especificamente, as carbonáticas.

Soares & Coura (2017) apresentaram um modelo o qual explicita o efeito do tamanho de poros e da qualidade dos contatos intergrãos sobre as velocidades elásticas de rochas carbonáticas. A avaliação da qualidade dos contatos intergrãos oferece o potencial de ser utilizada no mapeamento da distribuição espacial das propriedades geomecânicas da rocha, o que é especialmente importante no caso de reservatórios de baixa homogeneidade, como ocorre nos reservatórios carbonáticos brasileiros do pré-sal.

Os contatos, com relação ao aspecto morfológico, podem ser desde pontuais (menor área de contato entre os grãos) até suturados (maior área de contato possível). Fenômenos como o da transformação diagenética, que são muitos comuns em rochas carbonáticas, causam grandes mudanças nos contatos entre os grãos. A Figura 7 apresenta os diversos tipos de contatos.

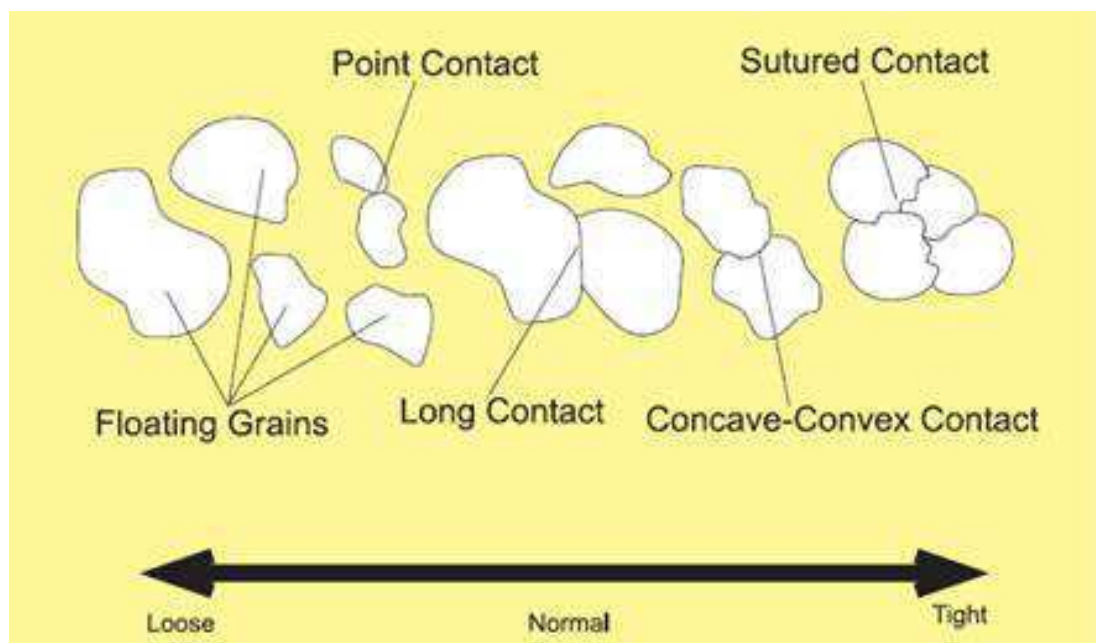


Figura 7: Tipos de contatos de grãos. **Fonte:** AAPG Datapages, Inc Search and Discovery, 2016.

Segundo Madadi e Saadatfar (2017), a interação grão-grão em um arenito pode resultar em uma resposta elástica geral da rocha, que é determinada principalmente pela rigidez de contato do grão e a fração volumétrica de contato do grão. Eles propuseram um algoritmo numérico para variar a fração de volume de contato com base em imagens digitais 3D de rochas por microtomografia de raios X (μ CT). Em seguida, foram calculados os módulos elásticos efetivos dos modelos para vários parâmetros de contato usando o método dos elementos finitos. Usando um extenso procedimento de ajuste, encontrou-se um conjunto de equações empíricas que modelam os módulos de cisalhamento do sistema. O conjunto proposto de equações empíricas pode prever com precisão as propriedades mecânicas de arenitos não consolidados.

Murphy III et al. (1986) mostraram que o comportamento acústico dos arenitos é fortemente controlado pelos contatos entre os grãos minerais. Por outro lado, a ocorrência de transformações diagenéticas, processo muito comum no caso de rochas carbonáticas, causa profundas mudanças texturais nos grãos e nos contatos entre grãos. Esses contatos são compostos por lacunas estreitas, que persistem mesmo em arenitos altamente cimentados, sugerindo que um efeito semelhante pode ocorrer também em rochas carbonáticas. O intervalo de separação entre grãos é da ordem de 1 nanômetro a 1 micrômetro, sendo a dimensão desses contatos independente da porosidade.

Soares et al. (2014) quantificaram o efeito da qualidade de contato entre os grãos na relação entre a velocidade elástica e a porosidade de amostras secas de tufas carbonáticas. A análise foi baseada em medidas laboratoriais de porosidade, densidade de grãos e velocidades. Para a determinação da densidade de fases minerais desconhecidas foram utilizadas imagens de microtomografia de raios-X. Finalmente, corrigindo as velocidades medidas, para excluir o efeito dos contatos do grão, as dispersões na relação entre velocidades elásticas e porosidade foram drasticamente reduzidas. Antes da correção do efeito do contato de grão a relação da velocidade da onda compressional (VP) e a porosidade apresentava $R^2 = 0,75$ e, após a correção, $R^2 = 0,99$.

2.2. PETROFÍSICA COMPUTACIONAL

A tomografia computadorizada de alta resolução é uma técnica não destrutiva que permite a visualização da estrutura interna dos objetos ou rochas, e é determinada principalmente por variações de densidade na rocha.

De acordo com Mees et al. (2003) a tomografia computadorizada foi desenvolvida a partir do imageamento médico do corpo humano no início da década de 1970. A possibilidade de seu uso em geologia e engenharia foi logo reconhecida, resultando em grande número de publicações a partir do início de 1980. As primeiras aplicações incluem estudos nos campos da ciência do solo, meteoros, geologia do petróleo, paleontologia, geotecnia e sedimentologia.

A tomografia computadorizada de alta resolução é atualmente um método usado para diversas aplicações na indústria e em áreas de pesquisa (Knackstedt et al., 2009; Dvorkin et al., 2009; Andrä et al., 2013). Na última década, a tomografia computadorizada (Computed Tomography - CTscan) evoluiu para melhores resoluções e reconstruções mais velozes de volumes tridimensionais, permitindo navegação por dentro de uma amostra geológica com resolução micrométrica.

A tomografia computadorizada para estudos geológicos pode levar as análises e pesquisas a novos patamares, ampliando o entendimento das propriedades das rochas especialmente quanto a distribuição espacial de poros, conexões de poros, vazios, entre outras propriedades importantes na avaliação de uma reserva petrolífera.

No CTscan, imagens de alta qualidade são obtidas com radiação síncrotron, que tem a vantagem de paralelismo, perto do feixe de raios-X e a possibilidade de monocromatização. A desvantagem de alta resolução no sistema é que altas resoluções só podem ser obtidas para amostras pequenas. A tomografia computadorizada é feita com exposições radiográficas sequenciais usando fonte de raios-X, com o detector posicionado atrás do objeto, que é girado a cada exposição até que toda a área de interesse tenha sido radiografada. Após a coleta de todas as imagens é feita uma reconstrução tridimensional da amostra que permite a realização de cortes não destrutivos em qualquer direção (Porto, 2015).

O princípio de aquisição de uma Tomografia Computadorizada de raios X é basicamente composto por um ou vários detectores colocados diametralmente opostos a sua fonte de raios X, e um corpo de prova situado no caminho do feixe (Machado, 2012). A Figura 8 mostra um esquema representativo deste sistema.

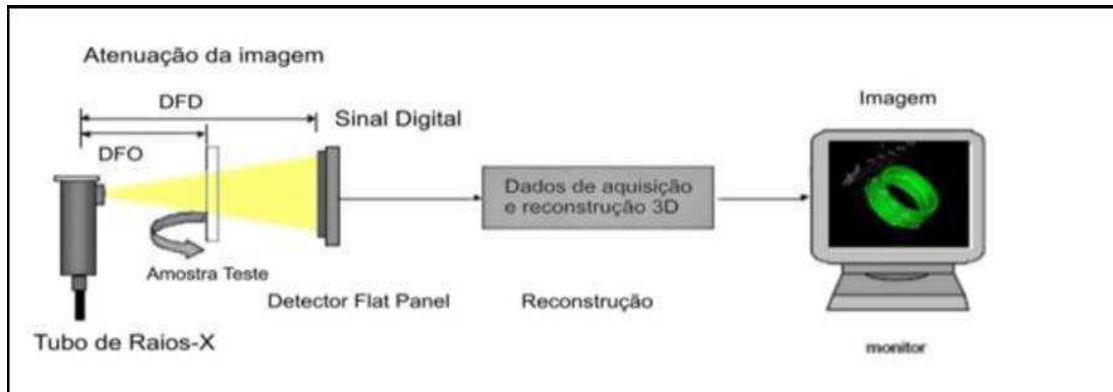


Figura 8: Esquema do sistema de aquisição de dados tomográficos. **Fonte:** MACHADO, 2012.

As amostras são inseridas, individualmente, no equipamento que registra um conjunto de radiografias da amostra sob diferentes ângulos de exposição. Após o registro de todas as radiografias de uma amostra, estas são submetidas a um processo de inversão matemática que gera um grande conjunto de cortes (*slices*) horizontais chamados de tomogramas. Cada amostra é composta por aproximadamente mil *slices*, sendo que cada *slice* é composto por cerca de 1,4 milhões de *bytes* (Medeiros, 2013).

Cada tomograma é uma imagem de 8 *bits* em uma escala de tons de cinza que vai do 0 (preto absoluto) até o 255 (branco absoluto). Essa imagem é formada por *pixels* cujo tamanho depende do tamanho da amostra e contém um valor de tom de cinza que representa o coeficiente de atenuação da radiação naquele ponto específico da amostra. O número de *pixels* das imagens é fixo, de modo que quanto menor a amostra, menor é o tamanho do *pixel* e, conseqüentemente, maior será a resolução da imagem.

A tonalidade de cinza de cada *pixel* está associada à densidade do material que preenche aquela unidade de área. Assim, quanto maior a densidade do mineral ou fluido do qual o *pixel* é composto, mais claro é o seu tom de cinza. Além da determinação da porosidade, esta técnica permite avaliar a distribuição de tamanho de poros, uma vez que é possível a análise da estrutura interna do material. Para o mapeamento da estrutura interna da amostra, é feita uma varredura translacional e uma varredura rotacional no objeto. Atualmente, com a microCT, é possível caracterizar materiais com resolução espacial da ordem de micrômetros (Gaspari, 1999).

Recentemente, um grande número de propriedades físicas de amostras de rochas vem sendo estimadas a partir da análise das imagens de microCT, a exemplo dos trabalhos de Porto (2015), Sena (2017), Coura et al. (2016), Almeida et al. (2016), Dantas et al. (2016), Silva (2017).

2.3 PERFILAGEM GEOFÍSICA

A descoberta de uma jazida de petróleo envolve dispendioso estudo e análise de dados geofísicos e geológicos das bacias sedimentares. Com o prognóstico do comportamento das diversas formações geológicas no subsolo e a identificação de uma área favorável à acumulação de petróleo, indica-se o local mais propício para executar a perfuração do poço. Os métodos geofísicos podem ser aplicados para determinar as distribuições das propriedades físicas em profundidade. Se corretamente aplicado, o levantamento geofísico é capaz de aperfeiçoar os programas de exploração de petróleo pela minimização das perfurações requeridas e pela maximização da taxa de cobertura da área (KEAREY *et al.*, 2002).

A perfilagem geofísica de poços, por outro lado, é parte integrante da avaliação de formação e fornece uma vasta fonte de dados relacionados à periferia do poço. Estes dados são utilizados em conjunto com dados de fluidos e testemunhos para determinar, de forma direta ou indireta, a profundidade do reservatório, sua espessura, porosidade, permeabilidade, litologia, saturação de hidrocarbonetos, etc. Estas informações são importantes para a perfuração, completação, operação dos poços, exploração geológica e geofísica, análise econômica e desenvolvimento de modelos de reservatórios para a produção eficiente. As medições dos parâmetros geofísicos dos poços envolvem sondas que percorrem os poços, meios de transmissão de dados para a superfície, equipamentos de registro e sistemas de processamento. As propriedades físicas são medidas e registradas em função da profundidade para obter perfis de poços, que, em seguida, são interpretados (TIMUR, 1982).

Segundo Purificação (2016), a importância econômica da caracterização petrofísica de reservatórios está aliada à importância da perfilagem geofísica de poços. Muitos poços não são testemunhados de maneira contínua por ser um método caro e demorado, principalmente. Assim, o cálculo destas propriedades a partir de perfis geofísicos se mostra interessante para toda indústria petrolífera e hidrogeológica, inclusive. Em seu estudo, foi realizada a caracterização petrofísica do arenito Namorado, com enfoque maior dado à modelagem da permeabilidade a partir de regressão linear múltipla com uso do *software* MATLAB. Ao longo da pesquisa, foram utilizados dados de perfilagem de quatro poços verticais, além de dados de porosidade e permeabilidade medidos em laboratório a partir de amostras de testemunhos.

Mahmoud *et al.* (2016) realizaram a avaliação petrofísica da Formação Abu Madi nos registros de 18 poços abertos em campos de gás de Abu Madi-El Qar'a, no Delta do Nilo, em terra, no Egito. Os teores litológicos destas rochas foram analisados utilizando *crossplots* de parâmetros petrofísicos, incluindo volume de argila, porosidade e saturação de hidrocarbonetos.

Os mapas de contorno de vários parâmetros petrofísicos, como espessura efetiva, volume médio de argila, porosidade média e saturação de hidrocarbonetos, mostraram que as partes inferior e superior da Formação Abu Madi na área de estudo possuem características promissoras dos reservatórios; em que a área prospectiva de acumulação de gás está localizada em direção à parte central.

Ribeiro (2016) estudou a importância da integração dos perfis de poços no que diz respeito à exploração de um reservatório. Foram cruzados os dados de densidade e raios gama para identificação da litologia e os dados de nêutron com densidade para obter as possíveis zonas de acumulação de óleo em poços no Campo de Namorado na Bacia de Campos, Rio de Janeiro. Este estudo foi feito usando perfis de Raios Gama (GR), Sônico (DT), Resistividade (ILD), Densidade (RHOB) e Nêutron (NPHI) plotado no *software* LogPlot7[®] para a determinação da litologia dos poços e as zonas de contato dos fluidos em dois poços diferentes. Em ambos, foram delineados possíveis rochas-reservatório através das baixas quantidades encontradas em Raios Gama (GR) e perfis de densidade (RHOB), inferindo a presença de fluido saturante na rocha.

Braun (2016) caracterizou em conjunto os perfis do reservatório 3M 0007 BA, localizado no campo de Morro do Barro, Vera Cruz – BA. Foram utilizados perfis elétricos, além de amostras de calha. Após a interpretação, foi possível identificar principalmente trechos com a presença de gás, caracterizando o reservatório como um poço voltado à extração de gás. Através dos resultados finais, foi possível mapear poços com gráficos ou figuras que mostravam as áreas de interesse.

Carvalho (2014) aplicou técnicas de perfilagem nos dados reais do Campo de Namorado, com uso do *software* Interactive Petrophysics[®]. Após análise de *crossplots* para interpretação qualitativa de zonas previamente delimitadas, foram feitos os cálculos das propriedades petrofísicas (porosidade, permeabilidade, resistividade, volume de argila e saturação de água) com base nos dados extraídos dos *logs* de poço. Em seguida, os dados obtidos foram confrontados com valores reais de amostras obtidos em laboratório.

A análise de propriedades mecânicas de rochas com perfilagem acústica (ondas compressional e cisalhamento) é uma técnica bem utilizada para identificar problemas de estabilidade do poço (Soares, 1992; Moraes & Soares, 2017), produção de areia, fraturamento hidráulico e reativação de falha. Os perfis acústicos ainda permitem a estimativa de pressão de poros (SILVA, 2013).

Os perfis de poços distinguem as rochas em função das propriedades elétricas (radioatividade elétrica ou potencial elétrico natural), acústicas (velocidade de propagação ou tempo de trânsito das ondas sonoras) e radioativas (radioatividade natural ou induzida) (SILVA, 2013).

Os perfis são obtidos pelo deslocamento contínuo de um sensor de perfilagem dentro de um poço. Propriedades tais como porosidade, permeabilidade e saturação de fluido não são fornecidas diretamente pelos perfis. Estas são inferidas a partir de parâmetros registrados em forma de medições elétricas, acústicas e radioativas. A Tabela 2 mostra um quadro com as correspondências entre os parâmetros registrados e algumas destas propriedades (SILVA, 2013).

Tabela 2 – Relação entre parâmetros medidos pelos perfis e suas propriedades derivadas (Rocha & Azevedo, 2007).

Perfil	Parâmetro Medido	Propriedade Derivada
Raios Gama	Conteúdo total em U, Th e K das formações	Litologia / Argilosidade / Geração de hidrocarbonetos
Densidade	Quantidade de elétrons por unidade de volume de rocha	Porosidade / Densidade das rochas
Acústico	Tempo que uma onda elástica leva para percorrer 30,48 cm de parede do poço	Porosidade / Velocidade / Constantes elásticas das rochas
Porosidade de nêutrons	Quantidade do elemento de hidrogênio por unidade de volume de rocha	Porosidade / Presença de hidrocarbonetos leves nas rochas

2.3.1 Perfil de Raios Gama (GR)

O perfil de raios gama mede a radioatividade natural das formações, revelando o conteúdo de sequências argilosas devido à concentração de elementos radioativos presentes nos minerais argilosos dos folhelhos. A radiação de gama natural está presente em todas as rochas sedimentares em diferentes graus. Folhelhos, entretanto, tendem a conter uma concentração relativamente mais elevada de elementos radioativos. Minerais de argila tem uma grande afinidade para absorver elementos liberados do decaimento radioativo. Areias limpas e carbonatos, por outro lado, têm concentrações muito menores de elementos radioativos. Estes

elementos de decaimento são usados para diferenciar os folhelhos de outros tipos de rochas por causa das diferenças no nível de radioatividade (TIMUR, 1982).

A unidade padrão desse perfil é API, que representa a medida da radioatividade de uma rocha padrão com quantidades determinadas de tório, urânio e potássio (Rocha & Azevedo, 2007). A série do urânio começa com ${}_{92}\text{U}^{238}$ e através de uma série de desintegrações transforma-se no elemento ${}_{82}\text{Pb}^{206}$. Similarmente, a série do tório inicia-se com ${}_{90}\text{Th}^{232}$ e desintegra a um isótopo de ${}_{82}\text{Pb}^{208}$. O potássio isótopo radioativo ${}_{19}\text{K}^{40}$, cuja presença na natureza prevalece em relação ao urânio ou tório, desintegra-se ao cálcio através de um único decaimento beta (TIMUR, 1982).

Para as análises qualitativas, a espectroscopia de raios gama natural tem sido útil para a correlação estratigráfica detalhada, o reconhecimento de tipos de rochas de diferentes fácies, de alta permeabilidade, de identificação de fratura e localização de intervalos estratigráficos. Para as análises quantitativas, são fornecidos dados para determinar a argilosidade do reservatório, o potencial gerador da rocha de origem e avaliação de carvão, urânio, potássio, entre outros minerais (TIMUR, 1982).

O exemplo da Figura 9 ilustra a resposta de um folhelho rico em matéria orgânica (rocha geradora), em contraste com um folhelho típico (Timur, 1982). Os calcários da Formação Buda são relativamente limpos e fechados (4122-4218 pés) e são caracterizados por níveis baixos de potássio, urânio e tório. Nos folhelhos da Formação Del Rio, abaixo do calcário, a resposta típica do folhelho é ilustrada pelas elevadas concentrações de potássio, tório e com uma presença moderada de urânio. Em contraste, acima do calcário, a parte rica de matéria parcialmente calcária (rocha geradora, os folhelhos Eagle Ford) fica caracterizada pelo baixo nível de potássio e de componentes elevados de urânio e tório (TIMUR, 1982).

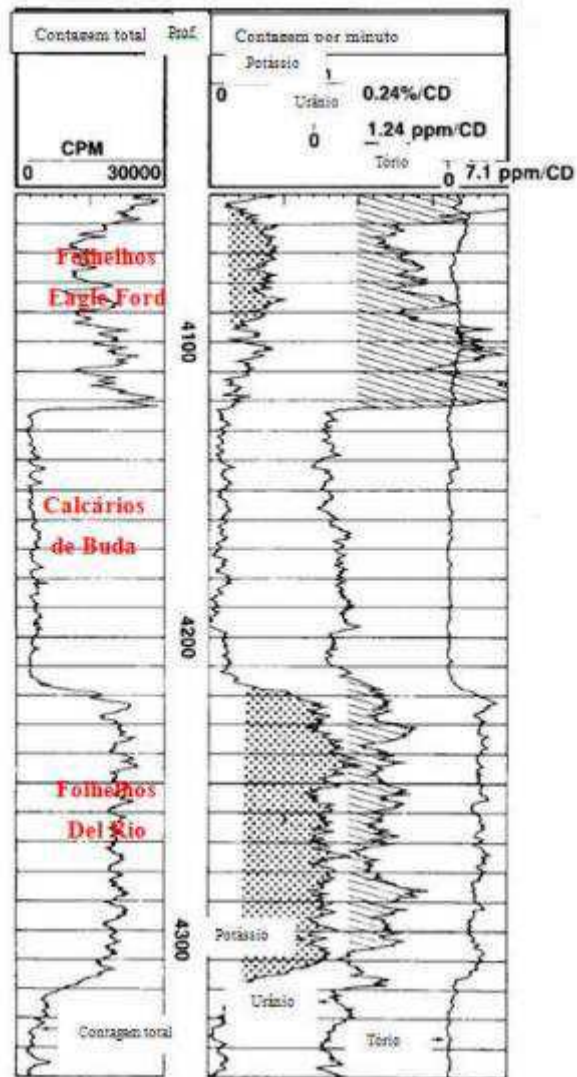


Figura 9: Perfil de espectroscopia de raios gama natural (TIMUR, 1982).

2.3.2 Perfil Densidade

Além da radioatividade natural gama, fontes artificiais de radiação gama são usadas em uma variedade de medições de sondagem. Quando a radiação gama passa através da matéria, ela interage por absorção fotoelétrica. A probabilidade de que um raio gama possa colidir com um elétron é proporcional à densidade eletrônica, que por sua vez é proporcional à densidade do material. Sendo assim, a medida de diminuição da intensidade de um feixe de radiação gama através da matéria pode ser usada para medir a sua densidade (TIMUR, 1982).

Para medições em poços, uma fonte de raios gama e dois detectores são montados numa parede lateral da ferramenta de perfilagem, a qual é inserida no poço para a medição da densidade da parede. A fonte radioativa emite raios gama continuamente, que interagem com a

formação. Se a densidade da matriz (ρ_{ma}) e a densidade do fluido (ρ_{fl}) são conhecidas, a porosidade pode ser calculada a partir da Equação 6 (TIMUR, 1982).

$$\Phi = (\rho_b - \rho_{ma}) / (\rho_{fl} - \rho_{ma}) \quad (6)$$

Onde,

Φ : porosidade;

ρ_b : massa específica da formação (densidade da formação);

ρ_{ma} : massa específica da matriz da rocha (densidade da matriz da rocha);

ρ_{fl} : massa específica do fluido da formação (densidade do fluido da formação).

Perfis de densidade modernos fornecem medições de densidade corrigidas para efeitos do poço, pois são frequentemente afetadas por outros fatores tais como a espessura do reboco de lama, pequenas irregularidades na parede do poço e da hidratação das argilas, além da litologia e porosidade (ROCHA & AZEVEDO, 2007; TIMUR, 1982).

Em rochas porosas a medida efetuada pela perfilagem abrange tanto a densidade da matriz constituinte da rocha quanto à densidade do fluido acomodado no espaço poroso. Existe uma relação direta entre a informação volumétrica de cada um desses elementos e da densidade total da rocha, denominada *Bulk density* (ROCHA & AZEVEDO, 2007). Por ser um perfil relacionado à porosidade, ele também possibilita a estimativa da pressão dos poros. A redução da porosidade com o aumento da profundidade implica em um aumento da densidade com a profundidade (ROCHA & AZEVEDO, 2007).

2.3.3 Perfil Acústico – Tempo de Trânsito

A perfilagem sônica ou de tempo de trânsito determina o tempo gasto pelo som para percorrer um determinado espaço de formação. A velocidade do som varia segundo o meio em que suas ondas se propagam, sendo maior nos sólidos do que nos líquidos e gases. Deste modo, afirma-se que o tempo de trânsito é menor na matriz rochosa (valores da ordem de 40 a 55 $\mu\text{s}/\text{ft}$) que nos fluidos (200 $\mu\text{s}/\text{ft}$ para água) (SILVA, 2013).

Na prática, quando existem duas rochas análogas, aquela que acomodar maior quantidade de líquido nos poros (sendo a mais porosa) exibirá um tempo de trânsito maior do que aquela de menor volume de fluido (menos porosa). Como já comentado, a porosidade

diminui com a profundidade e, conseqüentemente, o tempo de trânsito igualmente diminuirá (ROCHA & AZEVEDO, 2007). Desde modo, a porosidade pode ser determinada pela Equação de Wyllie et al. (1956):

$$\emptyset = (\Delta t - \Delta t_{ma}) / (\Delta t_{fl} - \Delta t_{ma}) \quad (7)$$

Onde,

\emptyset : porosidade;

Δt : tempo de trânsito medido;

Δt_{fl} : tempo de trânsito no fluido;

Δt_{ma} : tempo de trânsito na matriz rochosa.

Métodos de propagação de ondas elásticas se tornaram parte integrante da avaliação da formação desde a primeira medição de velocidades em poços, realizada em 1927, para a obtenção de dados em tempo-profundidade de interpretação sísmica.

As propriedades elásticas dinâmicas podem ser determinadas, assumindo-se meio infinito, isotrópico, homogêneo e elástico, em função das velocidades das ondas compressional e de cisalhamento (Timur, 1982):

$$V_p^2 \rho = P = K + 4/3 G \quad (8)$$

$$V_s^2 \rho = G \quad (9)$$

$$\sigma = (0,5 (V_p / V_s)^2 - 1) / ((V_p / V_s)^2 - 1) \quad (10)$$

Onde,

V_p : velocidade da onda compressional;

V_s : velocidade da onda de cisalhamento;

P : módulo de onda P;

K : módulo de volume;

G : módulo de cisalhamento;

ν : Coeficiente de Poisson;

ρ : densidade.

A propagação de ondas acústicas em rochas é conhecida por depender da porosidade, grau de compactação química da rocha na matriz e do fluido dos poros, composição, tensão (de obstáculos e pressões de fluido dos poros), temperatura, composição do fluido e textura dos grãos e poros (Timur, 1982).

A perfilagem sônica é executada a partir da utilização de um transmissor de energia acústica de frequência ultrassônica baixa e dois receptores. O impulso sonoro é emitido com uma frequência constante pelo transmissor, se propagando nas camadas rochosas até atingir continuamente os dois receptores na ferramenta de perfilagem, com distâncias pré-determinadas e fixas, medindo a diferença no tempo de propagação (tempo de trânsito), o tempo gasto no percurso pelo som. Um esquema da ferramenta de perfilagem sônica é demonstrado na Figura 10.

Os métodos de propagação de ondas elásticas utilizadas em poços podem ser classificados em dois grupos: (1) transmissão e (2) reflexão. As propriedades medidas em cada modo e suas aplicações gerais estão listadas na Tabela 3.

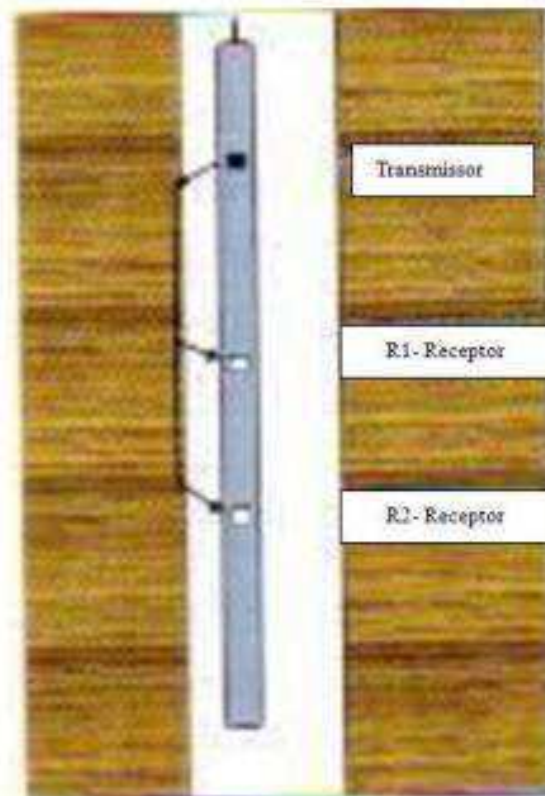


Figura 10: Ferramenta de perfilagem sônica (ROCHA & AZEVEDO, 2007).

Tabela 3 – Métodos de ondas elásticas (Timur, 1982).

Método	Propriedade	Aplicação
Transmissão	Velocidade das ondas compressional e cisalhante	Porosidade, litologia, propriedades elásticas, compressibilidade volumétrica e de poros
Transmissão	Atenuação da onda compressional e cisalhante	Localização das fraturas e qualidade da cimentação
Reflexão	Amplitude da onda refletida	Localização de <i>vugs</i> , orientação das fraturas, acamamentos e investigação do revestimento

2.3.3.1. Método de Transmissão

O emprego de velocidades de onda compressional representa uma aplicação primária para a avaliação da porosidade de poços. Contudo, mais recentemente, constata-se grande evolução da perfilagem acústica em função da gravação digital de formas de onda. Além da velocidade da onda compressional, esta tecnologia tem facilitado o registro da velocidade da onda de cisalhamento e também os dados de atenuação. A Figura 11 mostra o perfil do intervalo de tempo de trânsito da onda compressional (t_c) e de cisalhamento (t_s) em um poço revestido. Técnicas de processamento de sinais digitais foram usadas para extrair ambas as ondas e gravá-las digitalmente em quatro receptores. Para comparação, também é mostrado nesta figura o intervalo de tempo de trânsito compressional obtido com um perfil de onda compressional e cisalhante convencional em um poço aberto.

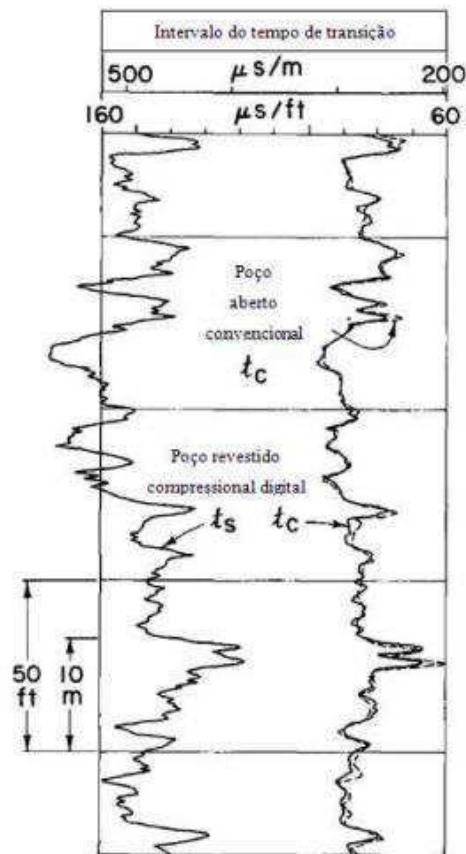


Figura 11: Perfil de intervalo de tempo de transição das ondas compressional e de cisalhamento (TIMUR, 1982).

Em geral, as medições de perfilagem acústica produzem estimativas consistentes de porosidade em arenitos limpos e carbonatos bem compactados, desde que a litologia seja conhecida. Para esta finalidade, Timur (1982) sugere o emprego de relação linear para estimar a porosidade (ϕ) a partir do tempo de tempo de trânsito da onda compressional ($1/V_p$) usando as constantes empíricas C_1 e C_2 , que são determinadas por medições em amostras de testemunhos (Equação 11).

$$1/V_p = C_1 \phi + C_2 \quad (11)$$

Importante ressaltar que, em perfis de porosidade convencionais, não é confiável fazer a estimativa de porosidade empregando somente os tempos de trânsito de ondas compressional em variações da litologia. Nestes casos, os perfis acústicos convencionais são utilizados em conjunto com a densidade e / ou neutrão ou com outras medidas adicionais de tempos de trânsito de ondas de cisalhamento (Timur, 1982). Outras aplicações do método de transmissão de propagação de ondas elásticas em um poço incluem interpretação sísmica e geológica;

determinações de porosidade, litologia, teor de hidrocarbonetos, pressão de poros; qualidade da cimentação e porosidade em poços revestidos; determinação de constantes elásticas dinâmicas e estimativa da permeabilidade (TIMUR, 1982).

2.3.3.2. Método de Reflexão

O método de reflexão da propagação de ondas elásticas é basicamente semelhante a um sonar. Um único transdutor gira a uma velocidade constante, emitindo pulsos acústicos na faixa de megahertz e recebe seus ecos a partir da parede do poço, onde o azimute do feixe é gravado. Tal como no método de transmissão, ambos os tempos de viagem e amplitudes são usados. Uma dessas ferramentas, conhecida como *Borehole Televiewer*, produz uma imagem acústica contínua da parede da perfuração como se estivesse dividida verticalmente ao longo do norte e do plano deitado (Figura 12). Ela é usada em poço aberto para delinear localização e orientação da fratura, planos de estratificação (planos de deposição ou de fraqueza), porosidade, e em poços revestidos para determinar o tamanho e a distribuição de perfurações e inspecionar falhas de revestimento (Timur, 1982).

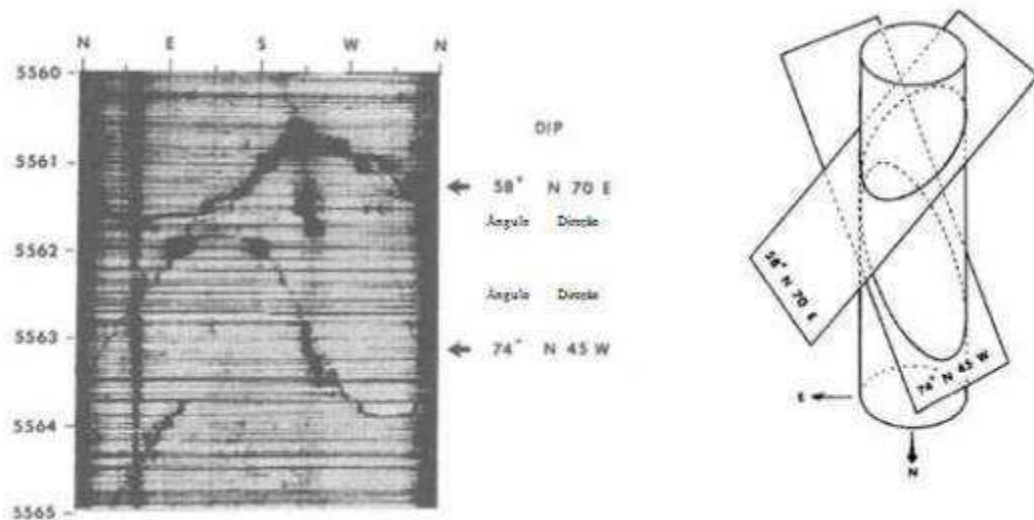


Figura 12: Perfil *Borehole Televiewer* com indicação de fraturas com diferentes *dips* e orientações (TIMUR, 1982).

2.3.4 Perfil Neutrônico

A perfilagem de neutrão utiliza uma fonte de nêutrons de estado estável. É usada para determinar a formação de porosidade por meio de medições do teor de hidrogênio. A perfilagem

neutrônica é realizada utilizando tipos distintos de detectores de nêutrons. Os nêutrons são partículas destituídas de carga elétrica, com a massa quase idêntica à do átomo de hidrogênio. Como elas são partículas neutras, conseguem atravessar a matéria até atingir os núcleos dos minerais que compõem a rocha, interagindo elástica ou inelasticamente (ROCHA & AZEVEDO, 2007).

Um nêutron rápido (energia superior a 100 eV) viaja através da matéria e perde a sua energia por colisões elásticas ou por dispersões. Entre os elementos comumente encontrados em rochas sedimentares, o hidrogênio tem a maior seção transversal de dispersão. Deste modo os nêutrons têm a maior probabilidade de colidir com o hidrogênio na formação. Além disso, o hidrogênio tem aproximadamente a mesma massa de um nêutron e a perda de energia média de nêutrons por colisão também é maior. Por estes dois motivos, o hidrogênio é o elemento mais eficiente (ou moderador) em retardar os nêutrons (TIMUR, 1982).

Um exemplo de uma perfilagem simultânea de densidade e neutrão/porosidade é apresentado na Figura 13 para um poço na Nigéria. Esta combinação tem sido usada para determinar a porosidade, litologia e identificação de zonas de gás. Nas zonas de água, ambas as medições de porosidade estão em concordância, se a formação não é argilosa. Caso contrário, as medições podem ser utilizadas para determinar o teor de argila (TIMUR, 1982).

A porosidade do perfil de densidade tem leituras aumentadas em zonas com gás, à medida que o nêutron tem seu índice diminuído. Na zona de água em rochas limpas, onde o percentual de argila é muito baixo ou nulo, o valor de porosidade registrado é próximo nos perfis de densidade e neutrônico.

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

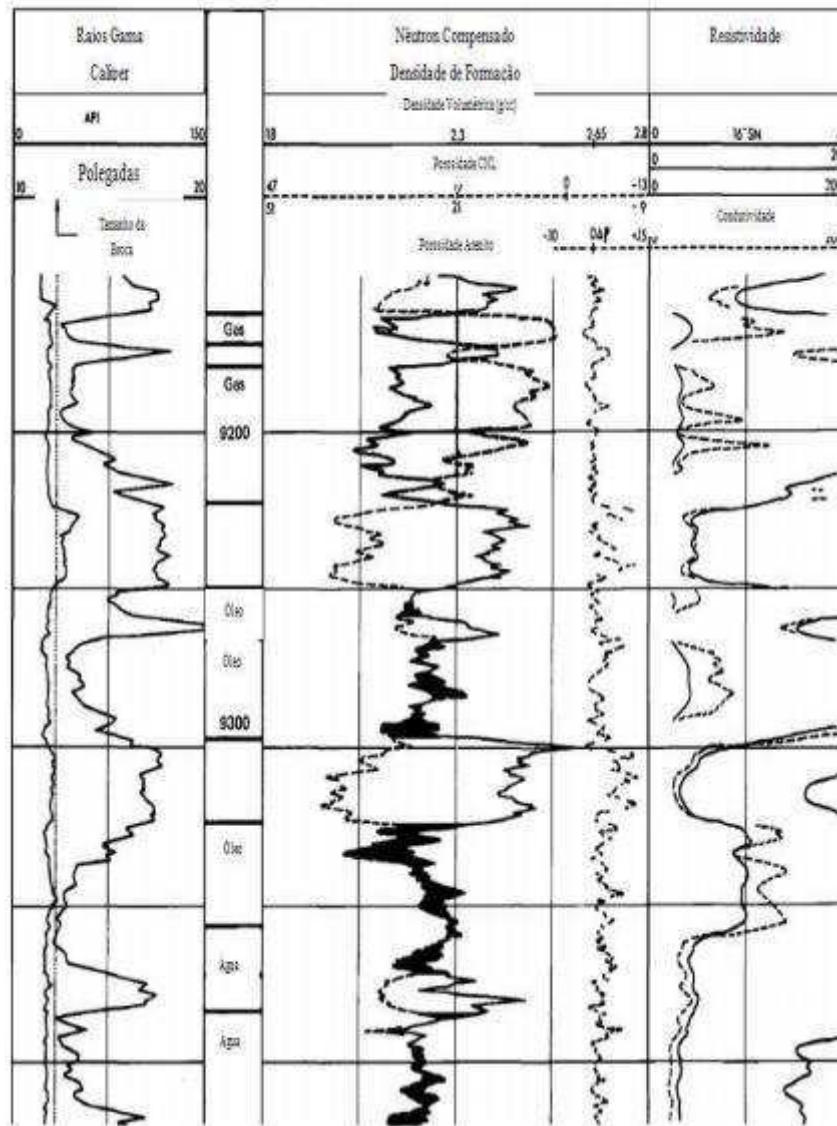


Figura 13: Resposta de perfis de densidade e porosidade neutrônica termal compensada em zonas de água, óleo e gás no poço da Nigéria (TIMUR, 1982).

2.3.5 Perfil de Ressonância Nuclear Magnética

Dentre os métodos de perfilagem geofísica de poços, destaca-se o perfil de NMR, que proporciona informações sobre a porosidade total, independente do tipo de rocha, saturação de água, gás e óleo, independente de outros registros, viscosidade do óleo e estimativa da permeabilidade. Além dessas medidas, ainda podem ser citadas a porosidade de fluido livre, porosidade efetiva e o fluido adsorvido nas argilas. Portanto, esta ferramenta é capaz de prever os parâmetros petrofísicos das formações de maneira mais efetiva que as ferramentas de perfilagem convencionais, permitindo uma melhor interpretação e conduzindo a resultados

mais precisos. Porém, a técnica de NMR requer altos custos de medição, não sendo, por essa razão, obtido em todos os poços de um campo (BRIONES & CARRASQUILLA, 2012).

Para observar um sinal de NMR, o primeiro passo é magnetizar os fluidos da formação através da aplicação de um campo magnético estático. As ferramentas de registro de NMR estão equipadas com poderosos ímãs que criam campos magnéticos na formação rochosa ao redor do poço. Os núcleos de hidrogênio contidos no óleo, gás e salmoura, preenchem os espaços porosos da rocha e se comportam como ímãs microscópicos. Os momentos magnéticos dos núcleos de hidrogênio se alinham ao longo da direção do campo magnético aplicado criando, assim, uma rede de polarização na formação. O tempo necessário para alinhar os núcleos de hidrogênio ao longo da direção do campo magnético aplicado, referido como a direção longitudinal, é caracterizado por um tempo de relaxamento longitudinal designado por T_1 (FREEDMAN & HEATON, 2004).

A taxa de decaimento do sinal de NMR pode ser descrita por uma distribuição de tempos de decaimento, T_2 , que são chamados de tempos de relaxamento transverso. As distribuições de T_2 fornecem informações muito úteis, pois a área sob a distribuição T_2 é proporcional à porosidade total. Em rochas saturadas de água, as distribuições T_2 também podem ser relacionadas qualitativamente às distribuições do tamanho dos poros. A grande variedade de tempos de decaimento nas rochas sedimentares é causada por amplas distribuições de tamanhos de poros (FREEDMAN & HEATON, 2004).

A curva CMRP_3ms representa a porosidade do perfil NMR para valores de T_2 maiores que 3 ms.

3. MATERIAIS E MÉTODOS

3.1. MATERIAL DE ESTUDO

Para a realização desta pesquisa, foram utilizadas dezenove amostras de carbonatos provenientes das Formações Jandaíra (Bacia Potiguar), Riachuelo (Bacia Sergipe-Alagoas) e Santana (Bacia Araripe). Os trabalhos foram realizados no Laboratório de Petrofísica da Unidade Acadêmica de Mineração e Geologia da UFCG com a colaboração do Laboratório de Meios Porosos e Propriedades Termofísicas da Universidade Federal de Santa Catarina, a qual contribuiu com a aquisição das imagens de microtomografia de raios X. A Tabela 4 contém as amostras analisadas e seus respectivos dados de formação e bacia as quais pertencem, tipo, litotipo e resolução.

Tabela 4 - Nomenclatura das amostras usadas no estudo com a descrição da formação a que pertencem e a resolução das imagens de microtomografia de raios-X.

Amostras	Formação/Bacia	Tipo	Litotipo	Resolução (μm)
PT 45.4	Santana/Araripe	Plugue	Carbonato	2.16
PT 49.2E	Santana/Araripe	Plugue	Carbonato	2.18
PT 41.2B	Santana/Araripe	Plugue	Carbonato	2.16
PT 09_3(10m)	Santana/Araripe	Plugue	Carbonato	2.40
PT 09_1(6m)	Santana/Araripe	Plugue	Carbonato	1.41
PT 09_1(12m)	Santana/Araripe	Plugue	Carbonato	1.48
PT 11 H1	Santana/Araripe	Plugue	Carbonato	1.41
PT 9F_H4	Santana/Araripe	Plugue	Carbonato	1.90
CAL_RONC_V	Jandaíra/Potiguar	Plugue	Carbonato	1.4
AR_OBL_V3	Jandaíra/Potiguar	Plugue	Carbonato	2.56
HPC_H1	Jandaíra/Potiguar	Plugue	Carbonato	1.24
ROSARIO_H	Jandaíra/Potiguar	Plugue	Carbonato	2.4
AR_OBL_H1	Jandaíra/Potiguar	Plugue	Carbonato	1.57
LAJ_SOL_V	Jandaíra/Potiguar	Plugue	Carbonato	1.92
PC_3_A1	Riachuelo/Sergipe-Alagoas	Plugue	Carbonato	2.78
PC3C_23_V	Riachuelo/Sergipe-Alagoas	Plugue	Carbonato	2.45
NAS_1	Riachuelo/Sergipe-Alagoas	Plugue	Carbonato	1.29
PC_1_A1	Riachuelo/Sergipe-Alagoas	Plugue	Carbonato	2.4
PC_2J_2B	Riachuelo/Sergipe-Alagoas	Plugue	Carbonato	2.53

3.1.1. Contexto Geológico das Amostras

3.1.1.1. Formação Riachuelo (Sergipe-Alagoas)

A Bacia de Sergipe-Alagoas está localizada na margem continental do Nordeste do Brasil, a leste do estado de Sergipe, com uma área total de aproximadamente 44.370 km², onde 12.620 km² estão na porção terrestre. Seu arcabouço estrutural é representado por um *rifte* assimétrico com um alongamento na direção NE com 350 km de extensão e 35 km de largura média em terra. A bacia é limitada ao Norte com a Bacia Pernambuco-Paraíba, pelo alto de Maragogi, e a Sul com a Bacia de Jacuípe, pelo sistema de falhas de Vaza-Barris.

Segundo Schaller (1969), a Formação Riachuelo leva este nome pelo fato de estar inserida na cidade de Riachuelo, onde ocorre o seu afloramento ao redor, assim como, ao longo de uma faixa que chega a 20 km de largura, que se estende de Itaporanga às proximidades da cidade de Pacatuba. Esta formação engloba um complexo clástico-carbonático, onde observam-se três membros: Angico, caracterizado por arenito branco fino à conglomerático, possuindo espessura máxima de 915 m com afloramentos localizados na estrada que liga a fazenda Angico a Riachuelo; Maruim, com uma espessura de 1124 m, aflora na margem direita do Rio Sergipe, a noroeste da ponte de Pedra Branca, constituído por calcarenitos e calcirruditos de cor creme e dolomitos de coloração de creme a castanho; Taquari, que apresenta uma espessura máxima de 716m, com intercalações sucessivas de folhelhos cinzentos e calcilutitos. As amostras analisadas da Formação Riachuelo pertencem ao membro Maruim.

3.1.1.2. Formação Santana (Araripe)

A Bacia do Araripe está localizada no Nordeste do Brasil, entre os lineamentos de Patos e Pernambuco. É uma extensa bacia interior dominada pela Chapada do Araripe e que também compreende a região do Vale do Cariri. Seus limites se estendem pelos estados do Ceará, Piauí e Pernambuco numa área de aproximadamente 10.000 km² (Figura 14).

De acordo com Vidal et al. (2005), a Formação Santana tem origem marinha/lacustre, apresentando uma sequência sedimentar estratificada, quase horizontal, constituída por gipsitas, calcários, siltitos argilosos, margas e folhelhos betuminosos formados no período Cretáceo. Apresenta um registro fóssilífero abundante, onde são encontrados pequenos peixes e insetos, além de fragmentos vegetais. Subdivide-se nos membros Crato, Ipubi e Romualdo.

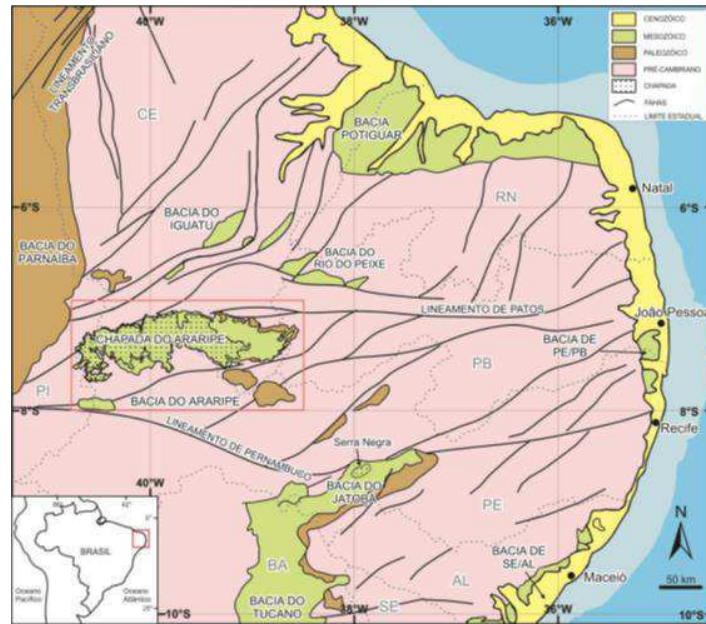


Figura 14: Mapa de localização com destaque, em vermelho, para a Bacia do Araripe (extraído de Catto, 2015).

3.1.1.3. Formação Jandaíra (Potiguar)

A Bacia Potiguar está localizada no extremo Nordeste do Brasil, abrangendo uma área de aproximadamente 48.000 km², sendo 45% encontrados emersos e 55% submersos, englobando predominantemente o norte do estado do Rio Grande do Norte e uma pequena parte do Nordeste do Ceará. O Alto de Fortaleza determina o seu limite oeste com a Bacia do Ceará e o Vale de Canguaretama define seu limite leste com a Bacia Paraíba. Ao Sul é limitada pelo embasamento cristalino, enquanto que ao norte vai até a lâmina d'água de 2000m (ARARIPE & FEIJÓ, 1994).

A Formação Jandaíra tem sua origem no Turoniano ao Campaniano, sendo constituída por rochas carbonáticas que recobriram toda a porção emersa da bacia. Apresenta como litotipos os calcarenitos bioclásticos, às vezes associados com algas verdes, e calcilitos com marcas de raízes e gretas de contração, com cores variando do cinza claro ao amarelo, com um certo nível evaporítico na base. A sua maior espessura é estimada em 600 metros e as menores estão localizadas nos extremos leste e oeste da bacia. Esta unidade é considerada o litotipo mais predominante da bacia na parte emersa e apresenta um contato concordante com as rochas siliciclásticas da Formação Açú. Na superfície os afloramentos se estendem na direção W-E por quase toda a chapada do Apodi, excetuando a zona litorânea, onde se encontram cobertos por sedimentos cenozóicos (ARARIPE & FEIJÓ, 1994).

3.2. METODOLOGIA

3.2.1 Métodos Convencionais de Análise das Propriedades Petrofísicas

Após o recebimento das amostras, foi realizada a confecção dos plugues na sala de preparação de amostras do LabPetro. Para esta etapa foram utilizadas a serra e a retificadora de plugues (Figura 15). A serra foi utilizada para cortar os testemunhos obtidos pela plugadeira manual, deixando-os com comprimento adequado. A retificadora foi utilizada para deixar as extremidades dos plugues planas e paralelas. Ao término desta etapa, os plugues devem apresentar forma cilíndrica e dimensões de aproximadamente 5 cm de comprimento e 1,5 polegada de diâmetro.



Figura 15: (a) Serra e (b) Retificadora.

Posteriormente, os plugues são colocados em uma estufa onde são submetidos à secagem por 24 horas sob temperatura constante de 80°C. Em seguida, faz-se a pesagem dos plugues em uma balança eletrônica de precisão (Figura 16). Por fim, é realizada a medição de suas dimensões, comprimento e diâmetro, com o auxílio de um paquímetro digital.



Figura 16: Balança eletrônica de precisão.

3.2.1.1 Porosidade e Densidade de grãos

A porosidade é a propriedade petrofísica que está relacionada à quantidade de fluidos que a rocha pode armazenar em seus espaços interiores. Por definição, é a relação entre o volume de vazios (volume poroso) e o volume total da rocha.

$$\emptyset = \frac{v_p}{v_b} = \frac{\text{volume total} - \text{volume de sólidos}}{\text{volume total}} \quad (12)$$

A porosidade varia com o tamanho, a forma dos grãos e também com a distribuição espacial dos mesmos. Já a densidade de grãos é dada pela razão entre a massa da amostra seca e o seu volume de grãos. Tal propriedade varia com a composição mineralógica da rocha.

a) Ensaio de densidade de grãos e porosidade

Finalizada a primeira etapa, correspondente à confecção dos plugues, secagem, pesagem e medição de suas dimensões, inicia-se a realização dos ensaios para caracterização petrofísica, sendo o ensaio de densidade de grãos e porosidade o primeiro a ser realizado. Utiliza-se para isto o equipamento UltraPoroPerm 500[®], modelo da Corelab, que é um permoporosímetro a gás. Para a medição da porosidade o operador informa peso, comprimento e diâmetro dos plugues.

O equipamento dispõe de um copo matriz (Figura 17) que mede o volume de grãos do plugue. Ele contém até cinco discos com volumes diferentes que servem para preencher os espaços vazios deixados pelas amostras, assim economizando no consumo de gás. A diferença entre o volume de grãos e o volume total do plugue consiste no volume de vazios da amostra. Para calcular a porosidade basta determinar a razão entre o volume de vazios e o volume total da amostra. A densidade total é calculada como a razão entre a massa e o volume total da amostra.

A análise de porosidade e de densidade de grãos em permoporosímetro a gás se baseia na lei de Boyle, a qual indica que, em sistemas fechados e sem variação de temperatura, o produto entre o volume de gás e a sua pressão se mantém constante antes (V_1, P_1) e depois (V_2, P_2) da interligação de dois subsistemas (teoria de vasos comunicantes), como representado na Equação (13):

$$P_1 V_1 = P_2 V_2 \quad (13)$$

Onde:

$$V_2 = V_1 + V_{\text{copo}} - V_{\text{discos}} - V_{\text{grãos}} \quad (14)$$

Conhecendo os volumes (V_1 , V_2 , V_{copo} , V_{discos}), tem-se apenas uma única incógnita ($V_{\text{grãos}}$), obtendo-se assim o volume de grãos. Através da Equação (15), pode-se determinar a densidade de grãos, que nada mais é do que a razão entre a massa dos grãos e o volume de grãos.

$$\rho_G = \frac{M_{\text{grãos}}}{V_{\text{grãos}}} \quad (15)$$

Finalizando o ensaio calcula-se a porosidade, que é dada pela Equação (12).



Figura 17: (a) Copo matriz e (b) Porosímetro.

A Figura 18 demonstra o esquema de funcionamento do porosímetro.

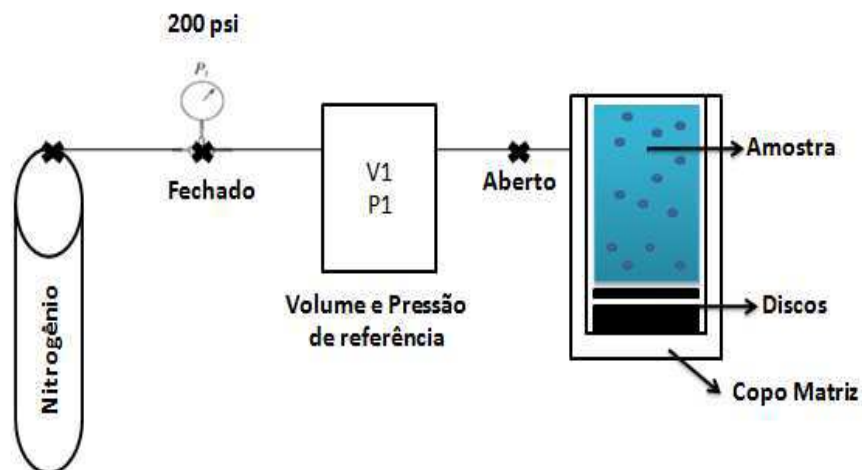


Figura 18: Esquema de funcionamento do porosímetro.

3.2.1.2 Propriedades elásticas

A medição de velocidades em amostras de rochas é realizada através da propagação de pulsos gerados por transdutores de onda P e onda S. Esse é o método da medição por transmissão direta de ondas pulsadas e se constitui no método mais utilizado para medição de ondas elásticas em laboratório. O sistema de medição impõe um atraso nos tempos medidos, pois há propagação da onda dentro do próprio sistema antes dela se propagar no plugue. Por isso, é preciso fazer a medição do tempo do sistema. Para isto faz-se a medição do tempo de propagação da onda sem a presença do plugue, através do contato direto dos cabeçotes de transmissão e recepção. Sabendo-se o comprimento do plugue, o tempo medido e o tempo do sistema, o cálculo da velocidade da onda no plugue é efetuado diretamente a partir da Equação (16). Esse procedimento é repetido para cada nível de pressurização adotado na câmara de medição. Assim, a velocidade é dada por:

$$v = \frac{X}{(tc - ts)} \quad (16)$$

Onde X é o comprimento do plugue, tc é o tempo de chegada da onda medido com o plugue de rocha e ts é o tempo do sistema, o qual corresponde ao tempo de chegada da onda medido com os cabeçotes de transmissão e recepção colocados em contato direto, sem o plugue de rocha. A Equação (16) é utilizada tanto na medição da velocidade da onda P quanto da onda S.

a) Realização do ensaio de velocidade de ondas

O equipamento utilizado para a análise das velocidades elásticas das amostras baseia-se no princípio de transmissão de pulsos ultrassônicos. São acoplados às extremidades da amostra dois transdutores piezoelétricos (transmissor e receptor), onde um é excitado por um sinal elétrico bem determinado, obtido através de um gerador de pulsos. O transmissor é responsável por transformar o sinal elétrico em uma vibração mecânica que se propaga por toda a amostra. Na outra extremidade situa-se o receptor, o qual converte a vibração em um sinal elétrico. Sabendo que ocorrem perdas de energia durante a propagação do pulso através da amostra, um amplificador atua sobre o sinal gerado pelo receptor antes da análise visual no osciloscópio do equipamento.

Para a medição das propriedades elásticas foi utilizado o sistema AutoLab 500[®], marca *New England Research* (Figura 19), o qual permite registrar simultaneamente três formas de onda: onda P, que se propaga e possui polarização na direção axial do plugue, e duas ondas S com direções de polarização mutuamente ortogonais e perpendiculares ao eixo do plugue: S_1 e S_2 .

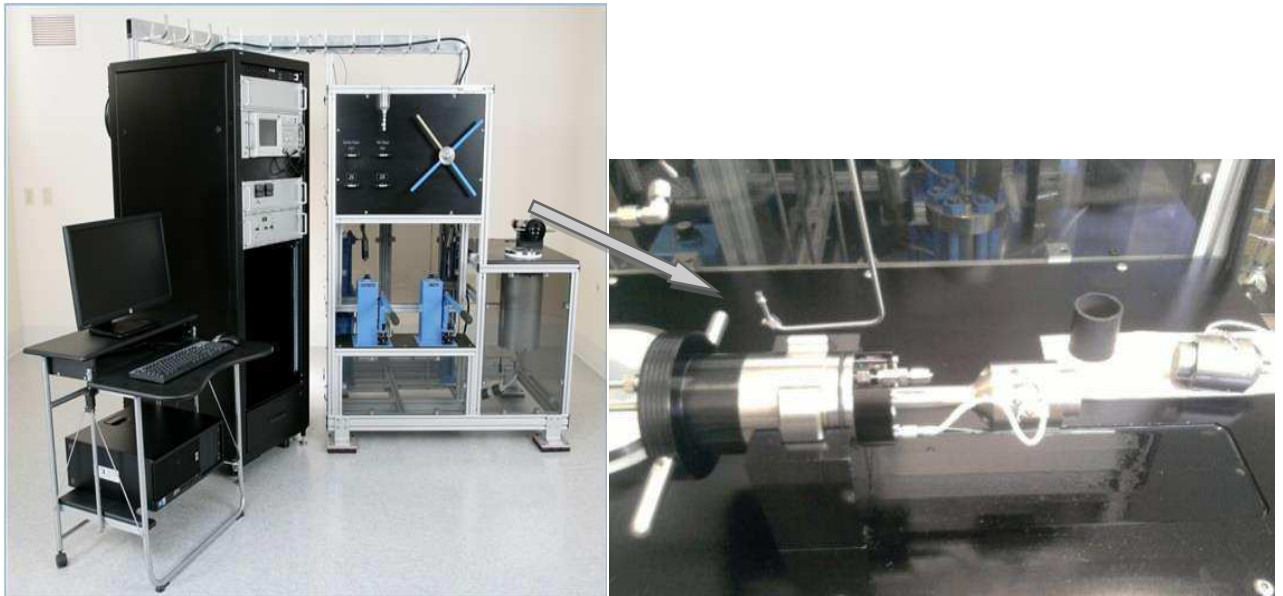


Figura 19: Sistema AutoLab 500[®].

O sistema AutoLab 500[®] permite realizar medições sob condições controladas de pressão confinante, pressão de poros, saturação e temperatura. O que se mede é o tempo de trânsito de transmissão direta das ondas elásticas através do comprimento axial da amostra. As formas completas de ondas são registradas. A Figura (20a) representa o registro de uma onda P no osciloscópio e a Figura (20b) as picagens das ondas P registradas em diferentes pressões confinantes. Finalizando o processo de picagem das ondas (P e S), é gerado um relatório.

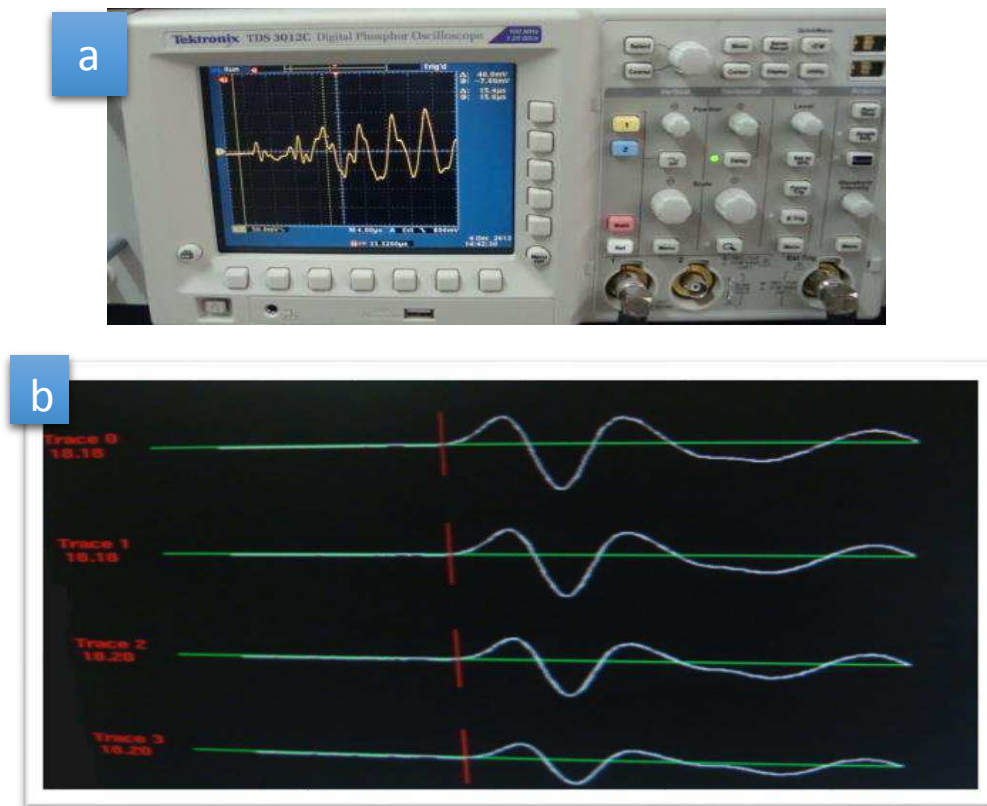


Figura 20: (a) Osciloscópio com registro da onda P; (b) Picagem das ondas P em diferentes pressões confinantes.

3.2.2 Métodos Computacionais para Análise das Propriedades Petrofísicas

Buscando-se reproduzir os ensaios realizados convencionalmente no Laboratório de Petrofísica da Universidade Federal de Campina Grande, e analisar as propriedades petrofísicas em diferentes escalas, foram enviados para o Laboratório de Meios Porosos e Propriedades Termofísicas da Universidade Federal de Santa Catarina discos de aproximadamente dois milímetros de espessura provenientes de dezenove amostras. Destes foram extraídas subamostras nas quais foi realizado o imageamento por microtomografia de raios X. Os tomogramas foram adquiridos pelo equipamento XRADIA, modelo Versa XRM 500, com a finalidade de realizar imageamento de alta resolução.

A Figura 21 apresenta o disco proveniente de uma das amostras analisadas, enquanto a Figura 22 exhibe a subamostra extraída para a realização da microtomografia de raios X.



Figura 21: Disco obtido da amostra PT 41-B.



Figura 22: Extração da subamostra utilizada para a microtomografia.

As imagens microtomográficas foram utilizadas na geração de modelos computacionais 3D com segmentação das fases constituintes (identificação e quantificação do espaço poroso e dos grãos minerais) no software *Avizo Fire*. Este programa computacional é um software avançado de análise 3D para explorar e compreender as estruturas dos materiais e suas propriedades, em uma vasta gama de áreas de pesquisa de ciência dos materiais (materiais fibrosos, porosos, metais e ligas, cerâmica, compósitos, polímeros e semicondutores). Desde a visualização e medição avançadas até processamento de imagens, quantificação, análise e geração de relatórios, o *Avizo* fornece um laboratório digital completo e multimodal para a caracterização avançada de materiais 2D e 3D (Avizo Fire, 2017).

As análises no *Avizo Fire* são baseadas no nível de tom de cinza característico de cada fase mineral constituinte da rocha, podendo variar do nível zero, correspondente a fases menos densas, ao nível 255, para as fases mais densas. Este é um critério visual de identificação das fases minerais constituintes. No estudo aqui realizado, foram carregados 300 tomogramas e, a partir daí, foi reproduzido o modelo computacional do plugue em 3D. Posteriormente, extraiu-se um subvoluma em forma de cubo com dimensões 150x150x150 *pixels*.

Nesta pesquisa, as variáveis que controlam as velocidades elásticas são estudadas e as mesmas foram estimadas a partir da análise de imagens digitais de microtomografia. As variáveis analisadas são a macroporosidade, a microporosidade e o índice de qualidade dos contatos de grãos.

3.2.2.1. Macroporosidade

A macroporosidade das amostras foi quantificada através da fixação de um limiar na escala de tom de cinza para posterior segmentação da imagem utilizando a ferramenta *Multi-Thresholding*. Esta etapa define quais pixels correspondem a macroporos e quais correspondem às fases minerais. Após a segmentação, a macroporosidade é estimada pela relação entre o número de pixels que representam os macroporos e o número total de pixels na imagem através do *Material Statistics*. A Figura 23 mostra o fluxo de trabalho no software *Avizo* utilizado para o cálculo da macroporosidade.

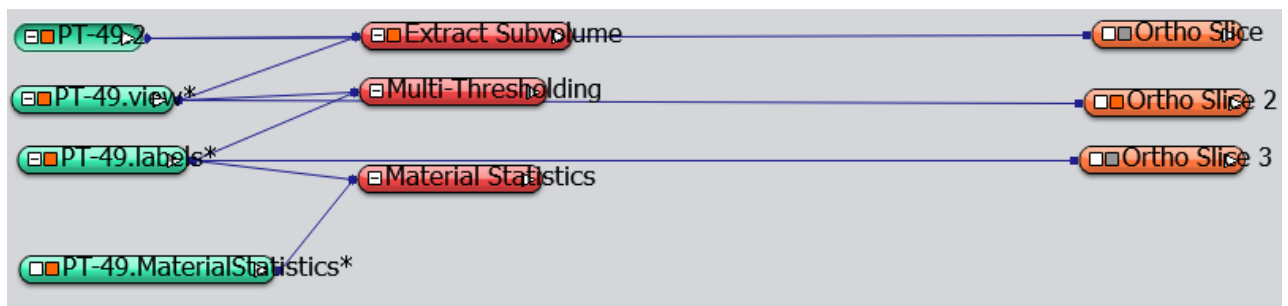


Figura 23: Fluxo de trabalho para estimativa de macroporosidade.

3.2.2.2. Microporosidade

Para calcular a microporosidade inicialmente foi definido um volume de amostra para facilitar o processamento computacional através do *Extract Subvolume*. A imagem é convertida em 64 bits utilizando o *Convert Image Type*, formato necessário para o cálculo aritmético que será realizado posteriormente. Em seguida, a imagem é segmentada com o objetivo de separar

a fase intermediária, que contém a microporosidade. Isso é feito aplicando-se o comando *Interactive Thresholding*. A fase intermediária cobre um certo intervalo de valores de escala de cinza, desde o limiar de poros (L_p) até o limiar de sólidos (L_s). Com os limiares definidos, a Equação (17) é aplicada para o cálculo de um índice de microporosidade de cada pixel (I_{mi}), de acordo com Al Ratrout et al. (2013).

$$I_{mi} = b \times \left(1 - \frac{(a - L_p)}{(L_s - L_p)}\right) \quad (17)$$

A Equação (16) contém em a a imagem original convertida e em b a imagem convertida correspondente da fase intermediária. A ferramenta *Arithmetic* é aplicada extraindo-se como resultado uma imagem representativa do índice de microporosidade. Foi calculado um valor médio m dos índices de microporosidade de todos os pixels da região correspondente à fase intermédia das imagens através do comando *Global Analysis*. Finalmente, pode-se obter o valor de microporosidade de acordo com a Equação (18).

$$\Phi_{micro} = \frac{V_{fi}}{V_t} \times m \quad (18)$$

Onde V_{fi} corresponde ao volume da fase intermediária e V_t é o volume total da amostra.

A Figura 24 mostra o fluxo de trabalho do software *Avizo* usado para calcular a microporosidade.

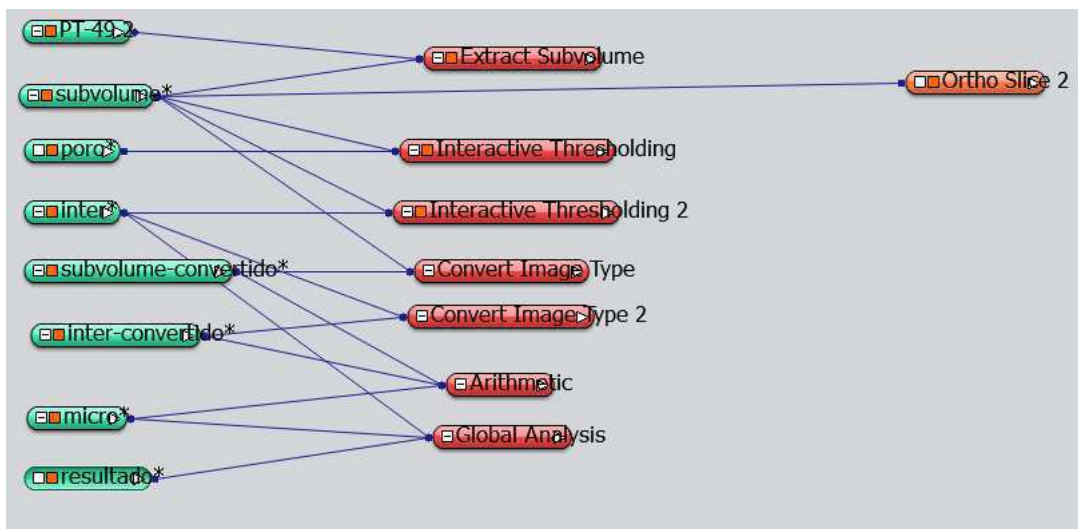


Figura 24: Fluxo de trabalho para cálculo da microporosidade.

3.2.2.3. Qualidade de contato de grãos

A Figura 25 mostra o fluxo de trabalho adotado para avaliar a qualidade de contato de grãos. É proposto um índice de qualidade para os contatos de grãos que expressa a redução de volume sofrida pelos contatos com o aumento da suavização do modelo digital dos contatos de grãos. Os contatos planares, aproximadamente bidimensionais, estão associados aos melhores índices de qualidade de contatos entre grãos. Por outro lado, contatos em forma de pontos, aproximadamente 3D, mostram índices de qualidade inferior.

O procedimento para analisar a qualidade dos contatos entre os grãos minerais, mostrado na Figura 25, consiste em, após a imagem ter sido segmentada através do *Interactive Thresholding*, gerar um mapa das linhas de separação entre os grãos. Isto é conseguido gerando um mapa de distâncias entre os grãos pelo comando *Chamfer Distance Map*, identificação e individualização das regiões de distância máxima através do *H-Maxima*, obtendo a imagem final pela diferença (utilizando o comando *And Not*) entre a imagem binária original e o mapa de linhas de separação entre grãos, dado pela ferramenta *Marker- Based Watershed*. A imagem que contém os grãos minerais e suas respectivas linhas de separação entre grãos é invertida, utilizando a ferramenta *NOT* para ativar apenas as linhas de separação entre os grãos. Em seguida, são gerados modelos tridimensionais destas linhas de separação entre grãos (contatos) com diferentes níveis de suavização, aplicando-se o comando *Generate Surface*. Finalmente, é conseguido o volume de superfície para cada nível de suavização do modelo, pela ferramenta *Surface Area Volume*.

A porcentagem de volume de contatos para cada nível de suavização é calculada e o índice de qualidade dos contatos é dado pela diferença entre a porcentagem de volume com suavização mínima e máxima, respectivamente.

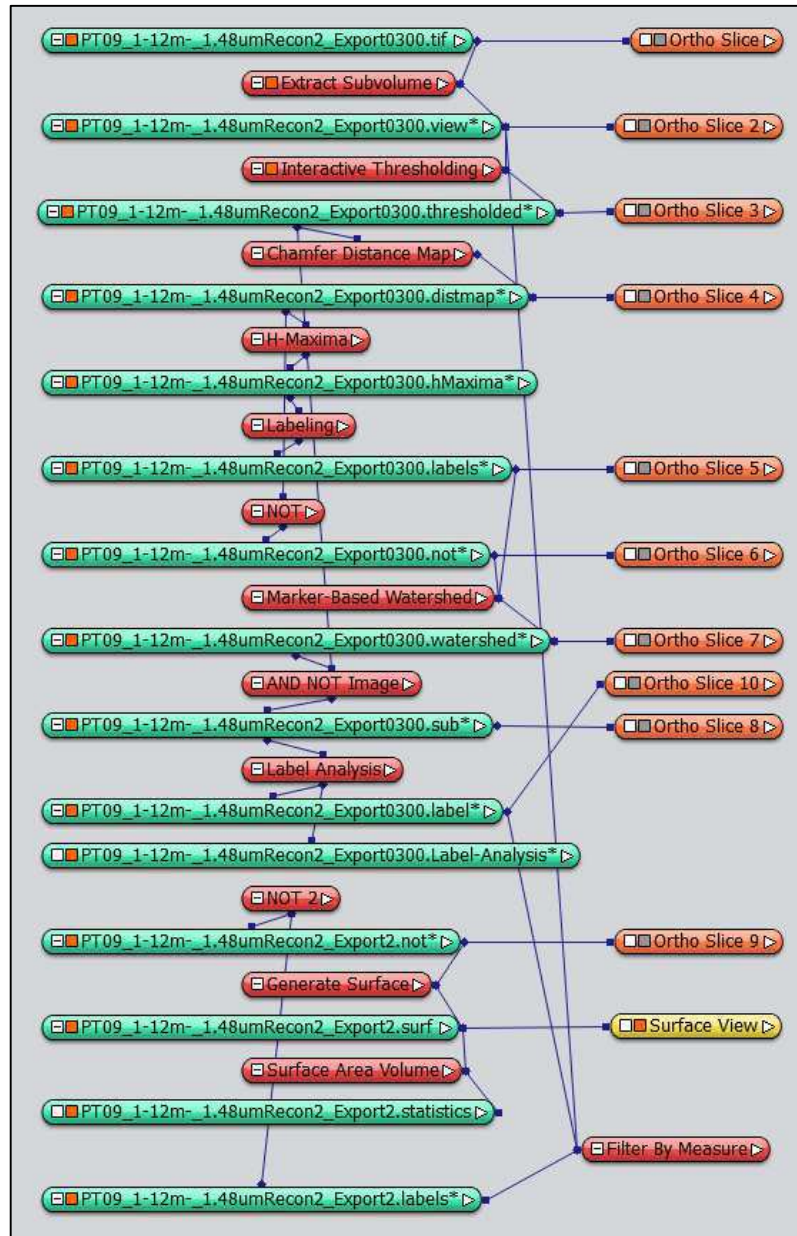


Figura 25: Fluxo de trabalho para a avaliação da qualidade de contato de grãos.

3.2.3 Modelo Empírico para Rochas Carbonáticas do Pré-Sal

A elevada heterogeneidade das rochas carbonáticas dificulta o mapeamento da porosidade a partir dos mapas de impedância sísmica. Logo, entender as variáveis que controlam esse atributo é essencial para permitir uma estimativa adequada da variável de interesse, no caso, a porosidade. A aplicação de um modelo preditivo da qualidade de contato de grãos, determinado laboratorialmente, e aplicado aos perfis de poços, permitirá a avaliação dessa propriedade no espaço entre poços através da amarração dos mapas sísmicos de impedância com os perfis de poços disponíveis na área.

Essa investigação terá como base a análise do espaço poroso (tipo de porosidade, tamanho e poros e qualidade dos contatos intergrãos) e a sua influência sobre as velocidades elásticas.

A macro e a micro porosidades e a qualidade dos contatos entre os grãos podem ser estimadas a partir de imagens digitais de microCT, conforme descrito nos itens 3.2.2.1, 3.2.2.2 e 3.2.2.3, respectivamente. Já as velocidades das ondas elásticas podem ser medidas sob pressão confinante efetiva adequada em laboratório, como explicitado no tópico 3.2.1.2. Utilizando os resultados obtidos para cada uma das variáveis citadas acima, um índice de qualidade de contato entre os grãos pode ser calculado, como proposto por Soares & Coura (2017).

Além disso, funções de regressão não-linear multivariada constituem um modelo que estabelece a relação entre as velocidades elásticas, a macro e a micro porosidades, e o índice de qualidade dos contatos entre os grãos minerais.

As dezenove amostras de rochas carbonáticas oriundas de três bacias sedimentares do nordeste brasileiro usadas nesta pesquisa foram testadas para a geração desses modelos. Observou-se que, para cada bacia, havia um modelo adequado.

De posse desses modelos e de dados de poços do pré-sal, procurou-se estimar qual modelo melhor se adapta ao caso do pré-sal. Utilizando as curvas de VP, VS, NPHI e CMRP_3ms de um poço do pré-sal (denominado poço A), foram calculados os índices de qualidade dos contatos entre os grãos tanto para VP quanto para VS.

Para esta aplicação, a curva NPHI foi considerada como sendo representativa da porosidade total, a curva CMRP_3ms como a de microporosidade e a macroporosidade sendo dada pela diferença entre as duas curvas anteriores.

4. RESULTADOS E DISCUSSÕES

A Figura 26 mostra a redução do volume dos contatos de grãos com o aumento do nível de suavização na geração de modelos 3D de contatos de grãos. Tal redução é uma característica de cada amostra. Há amostras cujo volume é bastante reduzido, como no caso da amostra 41_B, e outras cujo volume sofre menor redução, como no caso da amostra CAL_RONC_V, indicando o tipo e a qualidade dos contatos de grãos.

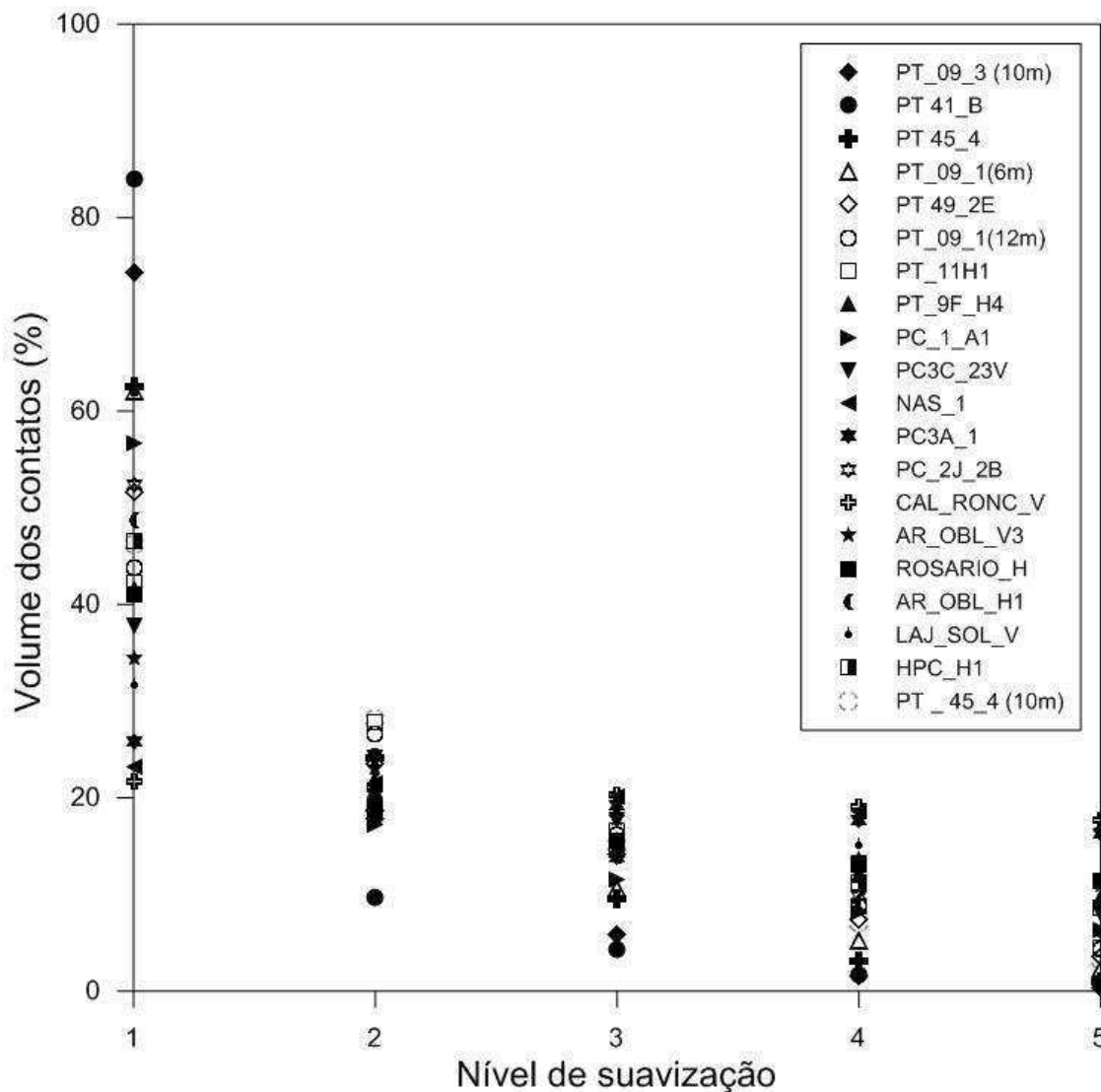


Figura 26: Redução dos volumes de contato com o aumento do nível de suavização.

A Tabela 5 apresenta as velocidades das ondas P e S, medidas em plugs sob 40 MPa de pressão confinante, as macro e micro porosidades, e o índice de qualidade de contatos de grãos (IQCG) para todas as amostras de rochas analisadas.

As Figuras 27 e 28 apresentam os modelos 3D de contatos de grãos para as amostras CAL_RONC_V e 41_B, com níveis crescentes de suavização. Observa-se que para a amostra CAL_RONC_V, que apresenta menor índice de qualidade de contatos de grãos, a redução no volume de contatos com aumento de suavização é muito menor do que a observada na amostra 41_B, que apresenta o maior índice de qualidade de contatos de grãos. O Anexo A contém os modelos 3D de contatos de grãos para as demais amostras.

Tabela 5 – Velocidades elásticas medidas e parâmetros petrofísicos calculados para o conjunto de amostras analisadas.

Amostra	VP(m/s)	VS (m/s)	Ømacro(%)	Ømicro(%)	IQCG(%)
PT 41_B	6835	3687	1.1	0.4	83.5
PT 45_4	4547	2632	17.6	7.7	61.6
PT 49_2E	5423	3023	9.1	1.9	48.2
PT 09_3(10m)	5172	2863	9.1	3.8	74.0
PT 11_H1	5661	3164	12.7	11.5	37.8
PT 09_1(12m)	4708	2731	4.3	18.6	39.4
PT 09_1(6m)	4254	2536	12.6	11.5	59.8
PT 9F_H4	5413	2956	10.6	6.8	32.0
CAL_RONC_V	3672	2202	20.1	5.6	4.0
AR_OBL_V3	4842	2695	1.9	2.2	23.6
HPC_H1	5463	2925	0.3	0.7	37.9
ROSARIO_H	5713	3082	1.1	0.6	29.7
AR_OBL_H1	5242	2904	1.3	2.6	42.7
LAJ_SOL_V	5186	2987	2.5	1.0	19.8
PC3A_1	5512	2970	5.9	3.0	9.6
PC3C_23_V	4598	2440	1.1	1.6	29.9
NAS_1	3666	2151	7.7	4.4	6.4
PC1A_1_1	4301	2491	4.7	6.7	50.4
PC2J_2B	4991	2827	0.3	0.9	46.3

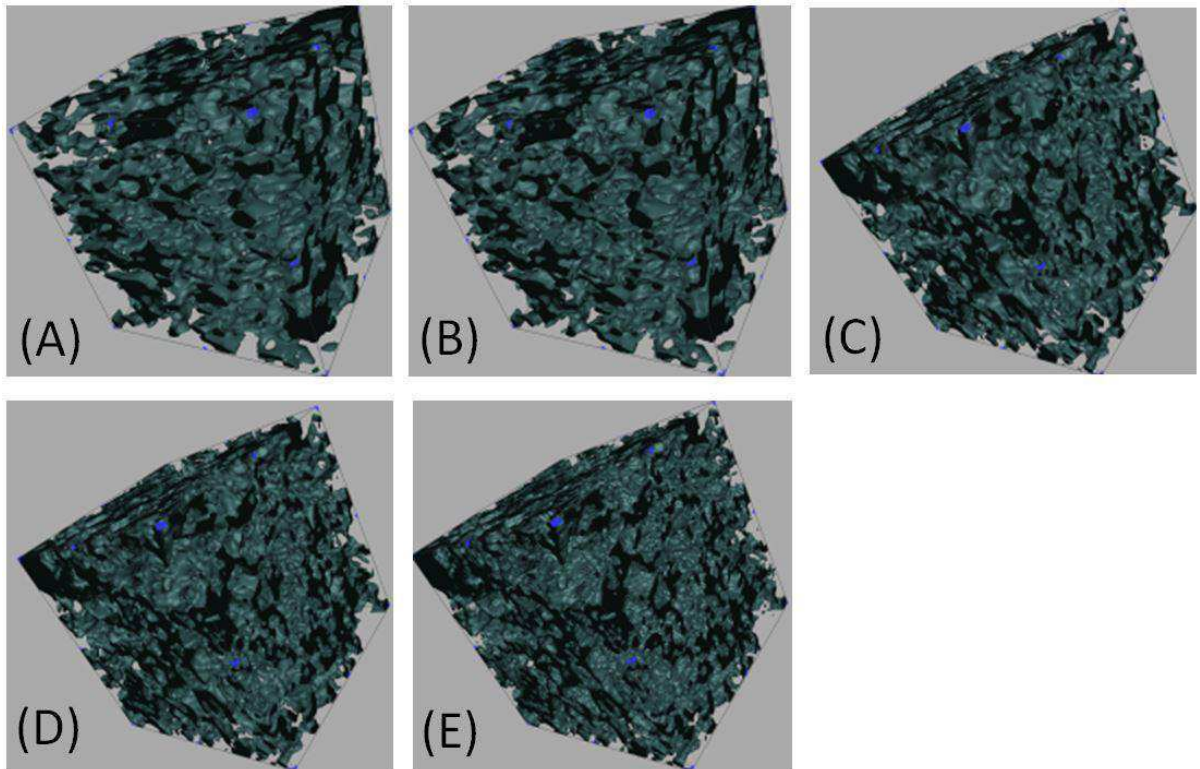


Figura 27: Modelos 3D de contatos de grãos para a amostra CAL_ROMC_V com níveis de suavização variando de 1 a 5 de (A) para (E).

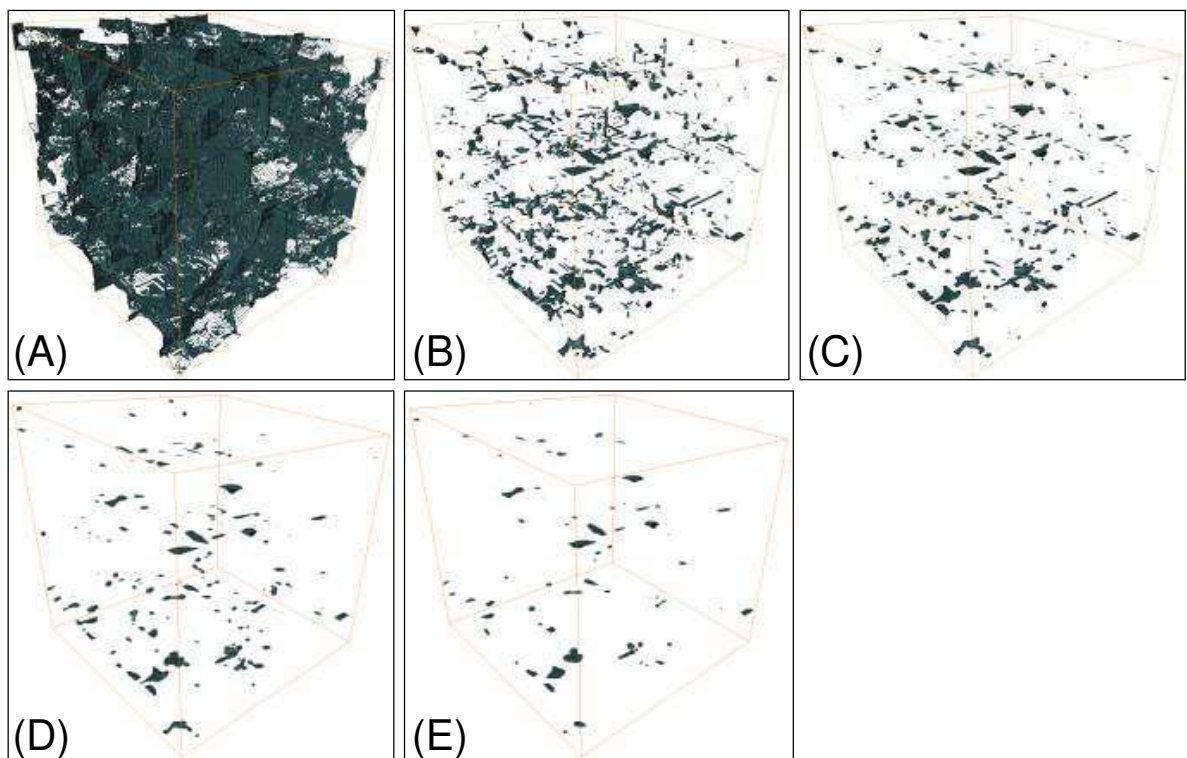


Figura 28: Modelos 3D de contatos de grãos para a amostra 41_B com níveis de suavização variando de 1 a 5 de (A) para (E).

As Figuras 29 e 30 mostram, respectivamente, as relações entre as velocidades da onda P e da onda S com a porosidade medida convencionalmente em laboratório. As velocidades foram medidas em amostras secas e sob pressão confinante de 40 MPa, enquanto a porosidade foi medida sob pressão atmosférica. Embora se observe uma redução de velocidades com aumento da porosidade, existe uma elevada dispersão nestas relações, o que pode ser visto pelo coeficiente de determinação R^2 . Essa elevada dispersão implica em uma redução da confiabilidade da relação entre as variáveis envolvidas e, portanto, dificulta a estimativa dos valores de porosidade a partir dos valores de velocidades de ondas elásticas.

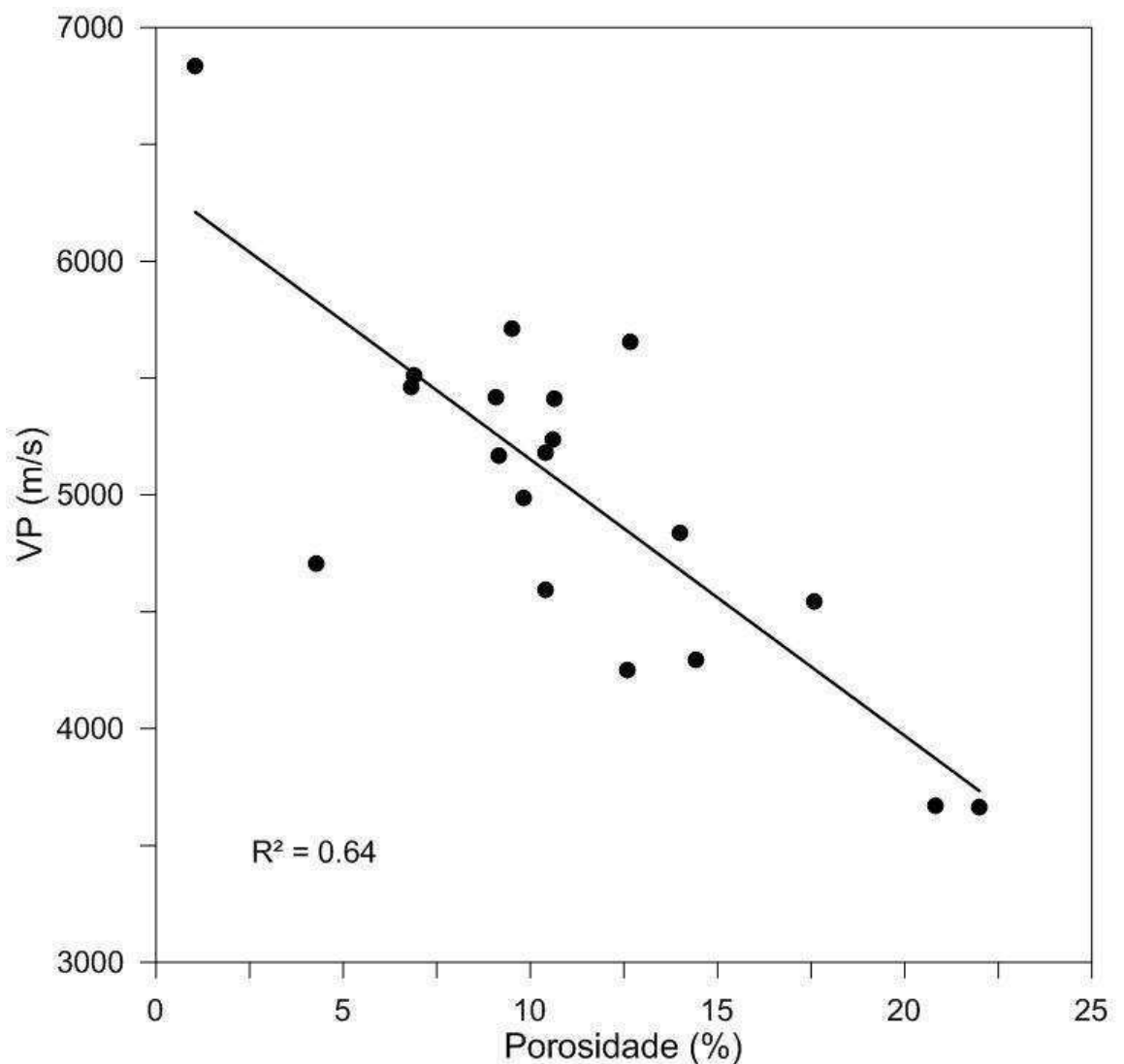


Figura 29: Relação entre a velocidade da onda P e a porosidade, ambas medidas convencionalmente.

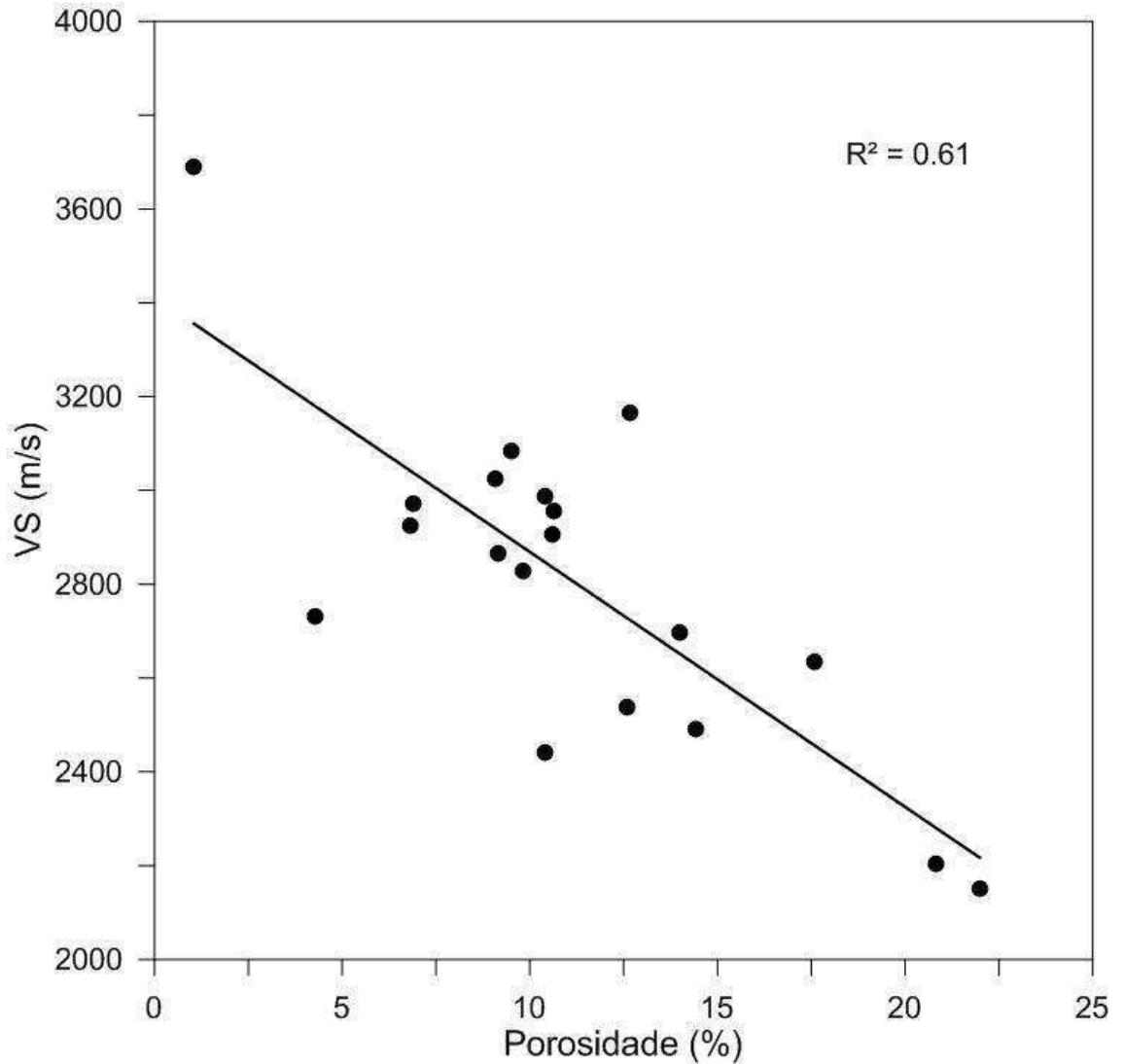


Figura 30: Relação entre a velocidade da onda S e a porosidade, ambas medidas convencionalmente.

A Figura 31 mostra a relação entre a porosidade total, medida convencionalmente em um porosímetro a gás, e a macroporosidade calculada a partir de imagens digitais de microtomografia. Observa-se claramente duas linhas de correlação entre estas porosidades, uma que apresenta uma correlação direta quase que perfeita entre os valores de porosidade medidos pelos dois métodos, e outra que mostra valores de macroporosidade digital substancialmente maiores que os valores de porosidade medida no porosímetro a gás. Uma possível explicação para o comportamento do segundo grupo de amostras é que parte de seus macroporos apresentam baixa conectividade, de modo que o gás não penetra nesses poros isolados, mas eles são detectados na análise de imagens microtomográficas.

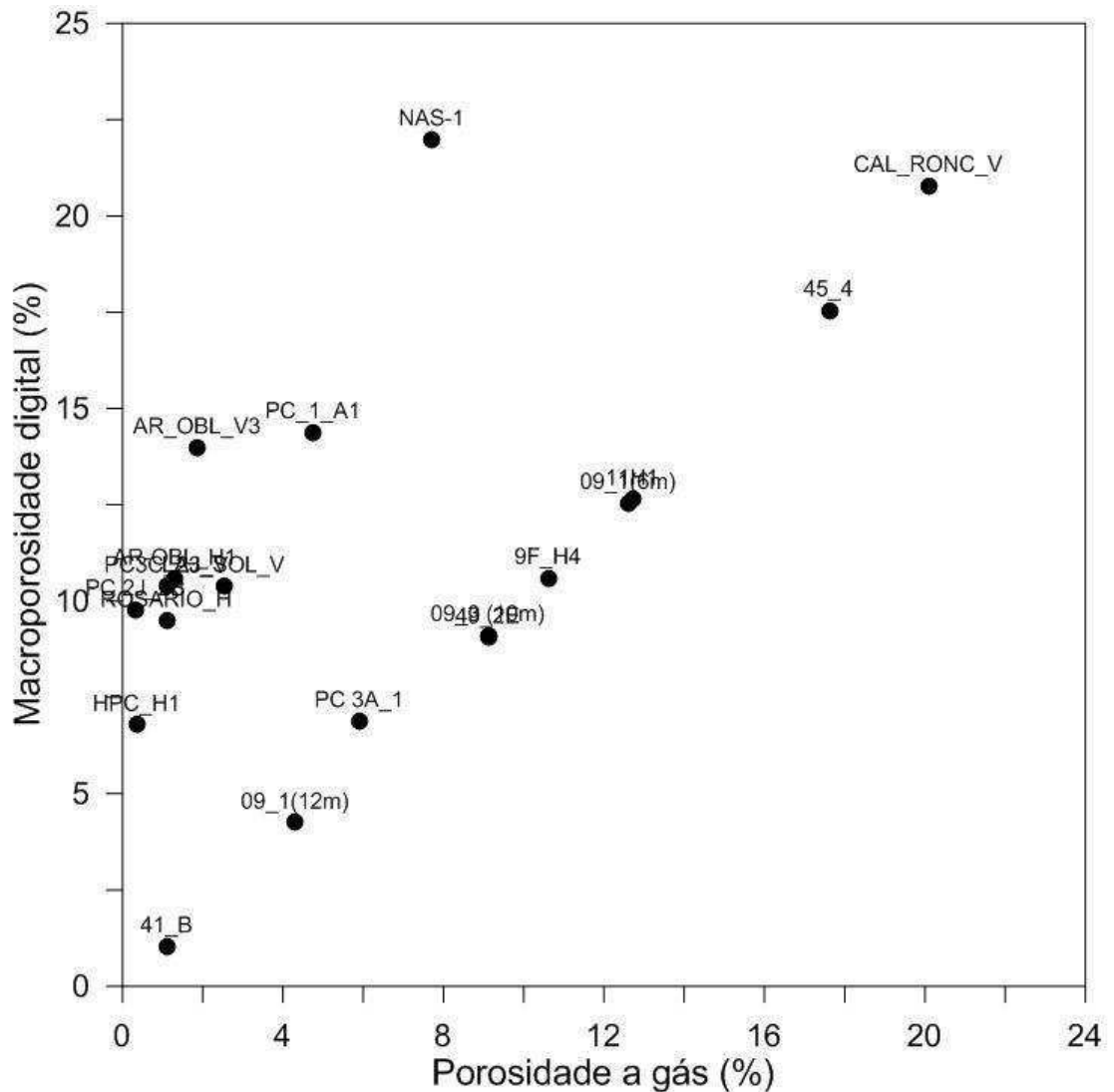


Figura 31: Relação entre a porosidade medida laboratorialmente e a macroporosidade digital de microtomografia.

A fim de investigar o efeito da porosidade e da qualidade dos contatos de grãos nas velocidades elásticas de rochas carbonáticas, foram obtidas funções multivariadas de regressão não-linear do tipo *piecewise linear breakpoint*. Funções correlacionando as velocidades elásticas com as porosidades digitais macro e micro, bem como com o índice de qualidade dos contatos de grãos, foram obtidas.

As Equações 19 a 24 apresentam as funções multivariadas obtidas para a velocidade da onda P em rochas secas sob pressão confinante de 40 MPa, para as amostras de cada uma das bacias sedimentares analisadas. Estas expressões possuem coeficiente de determinação $R^2 = 1$, permitindo a estimativa da VP com a maior precisão possível.

Da mesma forma, as Equações 25 a 30 apresentam as funções para a velocidade da onda S, também com coeficiente de determinação $R^2 = 1$, para cada bacia analisada.

Para as amostras da Bacia do Araripe com $VP \leq 5251,6$ m/s a expressão (19) pode ser aplicada.

$$VP = 11326 - 73,0793 * \phi_{macro} - 203,943 * \phi_{micro} - 63,6955 * IQ_{CG} \quad (19)$$

E para $VP > 5251,6$ m/s aplica-se a expressão (20).

$$VP = 5610 - 123,006 * \phi_{macro} + 88,01498 * \phi_{micro} + 15,8681 * IQ_{CG} \quad (20)$$

Para as amostras da Bacia Sergipe-Alagoas com $VP \leq 4613,6$ m/s a expressão (21) pode ser aplicada.

$$VP = 927 + 1050,938 * \phi_{macro} - 1445,59 * \phi_{micro} + 160,7419 * IQ_{CG} \quad (21)$$

E para $VP > 4613,6$ m/s aplica-se a expressão (22).

$$VP = 85 + 611,18 * \phi_{macro} + 297,6526 * \phi_{micro} + 96,2349 * IQ_{CG} \quad (22)$$

Para as amostras da Bacia Potiguar com $VP \leq 5019,7$ m/s a expressão (23) pode ser aplicada.

$$VP = 15,95 + 128,7651 * \phi_{macro} + 57,08094 * \phi_{micro} + 188,9826 * IQ_{CG} \quad (23)$$

E para $VP > 5019,7$ m/s aplica-se a expressão (24):

$$VP = 19755 - 3795,7 * \phi_{macro} + 2676,385 * \phi_{micro} - 389,357 * IQ_{CG} \quad (24)$$

Para as amostras da Bacia do Araripe com $VS \leq 2949$ m/s a expressão (25) pode ser aplicada.

$$VS = 5166 - 28,1853 * \phi_{macro} - 73,844 * \phi_{micro} - 23,8645 * IQ_{CG} \quad (25)$$

E para $VS > 2949$ m/s aplica-se a expressão (26).

$$VS = 2562 - 30,2829 * \phi_{macro} + 40,78705 * \phi_{micro} + 13,68459 * IQ_{CG} \quad (26)$$

Para as amostras da Bacia Sergipe-Alagoas com $VS \leq 2575,8$ m/s a expressão (27) pode ser aplicada.

$$7VS = 475 + 562,2097*\phi_{macro} - 721,815*\phi_{micro} + 83,30457*IQ_{CG} \quad (27)$$

E para $VS > 2575,8$ m/s aplica-se a expressão (28).

$$VS = 45 + 325,3607*\phi_{macro} + 158,5347*\phi_{micro} + 54,90274*IQ_{CG} \quad (28)$$

Para as amostras da Bacia Potiguar com $VS \leq 2799$ m/s a expressão (29) pode ser aplicada.

$$VS = 10,5 + 78,07669*\phi_{macro} + 37,5415*\phi_{micro} + 104,0719*IQ_{CG} \quad (29)$$

E para $VS > 2799$ m/s aplica-se a expressão (30).

$$VS = 8504 - 1408,67*\phi_{macro} + 1044,122*\phi_{micro} - 152,65*IQ_{CG} \quad (30)$$

A Figura 32 apresenta a relação entre a velocidade estimada da onda P e a VP medida convencionalmente para as amostras da Bacia do Araripe, considerando VP apenas como uma função da macroporosidade. Neste caso, existe uma dispersão considerável entre a VP medida e a estimada, com um coeficiente de determinação $R^2 = 0,86$. Adicionando a microporosidade na função de regressão, obtemos uma relação entre VP estimada e medida com um coeficiente de determinação $R^2 = 0,97$, o que representa uma considerável melhora na capacidade de estimar VP. Este resultado é mostrado na Figura 33.

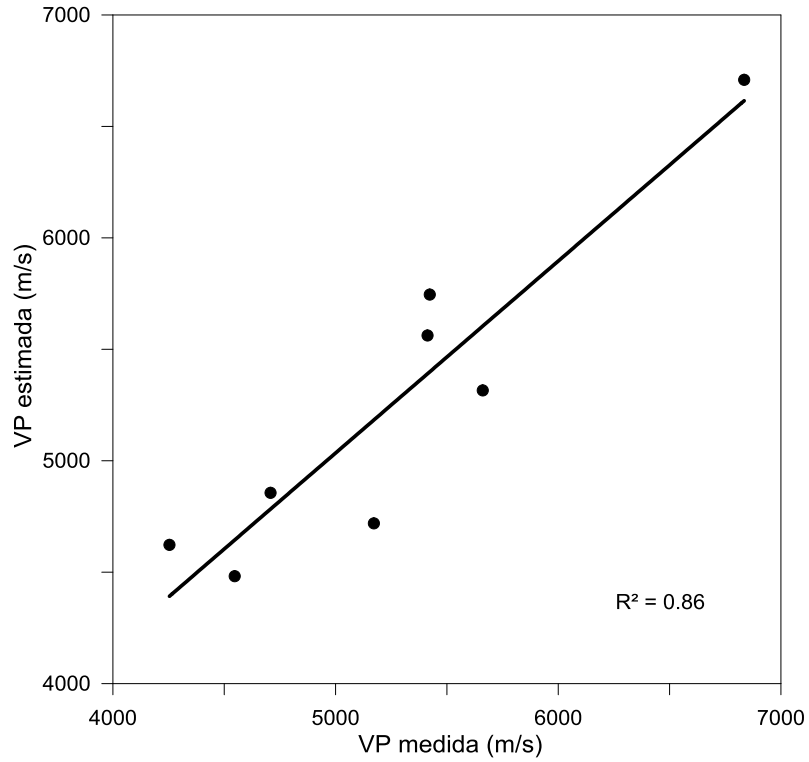


Figura 32: Relação entre VP estimada em função apenas da macroporosidade e a VP medida para as amostras da Bacia do Araripe.

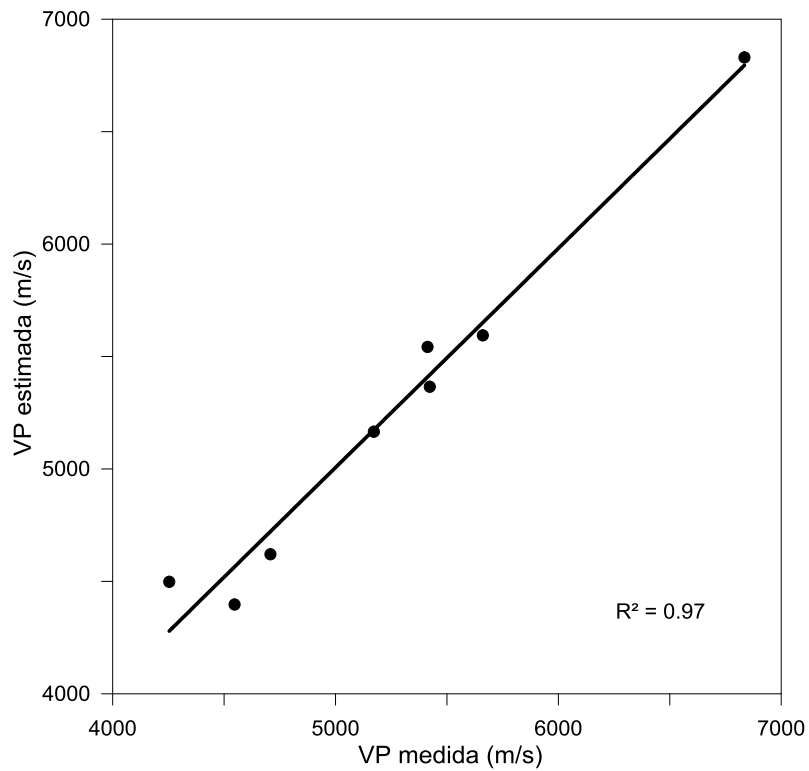


Figura 33: Relação entre a VP estimada em função da macro e micro porosidades e a VP medida para as amostras da Bacia do Araripe.

As Figuras 34 e 35 apresentam a relação entre a velocidade estimada da onda P e a VP medida convencionalmente para as amostras das Bacias Sergipe-Alagoas e Potiguar, respectivamente, considerando VP apenas como uma função da macroporosidade. Há uma dispersão considerável entre a VP medida e a estimada, com coeficientes de determinação $R^2 = 0,98$ e $R^2 = 0,96$, respectivamente. Adicionando a microporosidade na função de regressão, obtemos relações entre VP estimada e medida com coeficientes de determinação $R^2 = 1,0$ e $R^2 = 0,97$, o que representa uma considerável melhora na capacidade de estimar VP. Estes resultados são mostrados nas Figuras 36 e 37.

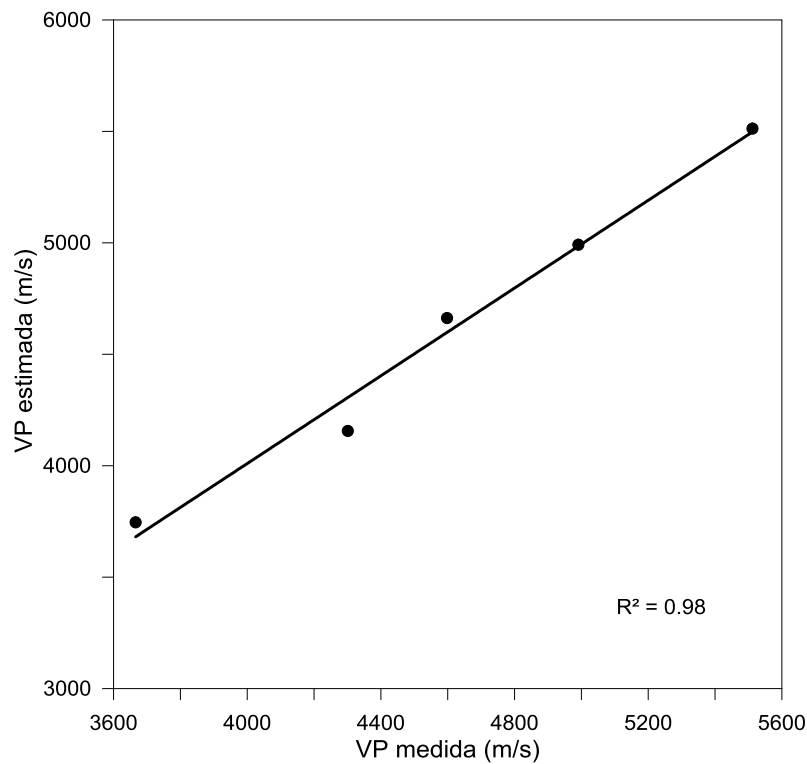


Figura 34: Relação entre a VP estimada em função da macroporosidade e a VP medida para as amostras da Bacia Sergipe-Alagoas.

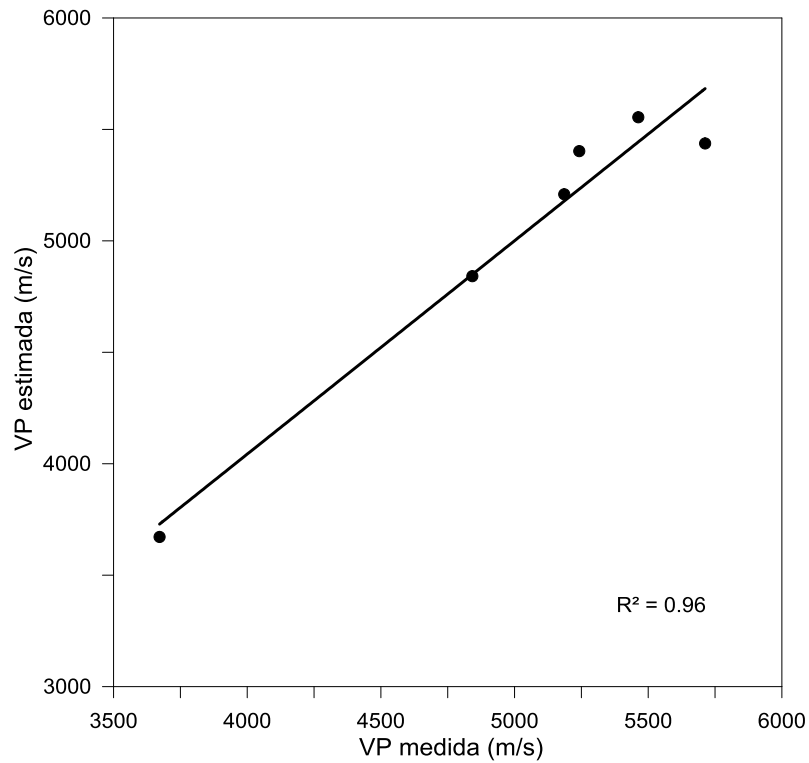


Figura 35: Relação entre a VP estimada em função da macroporosidade e a VP medida para as amostras da Bacia Potiguar.

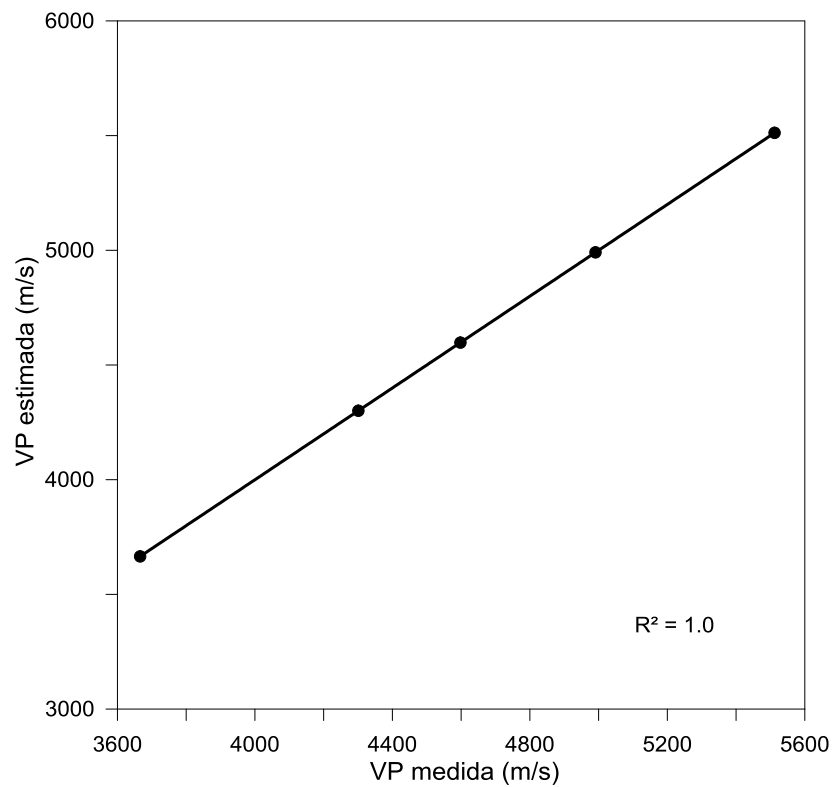


Figura 36: Relação entre a VP estimada em função da macro e micro porosidades e a VP medida para as amostras da Bacia Sergipe-Alagoas.

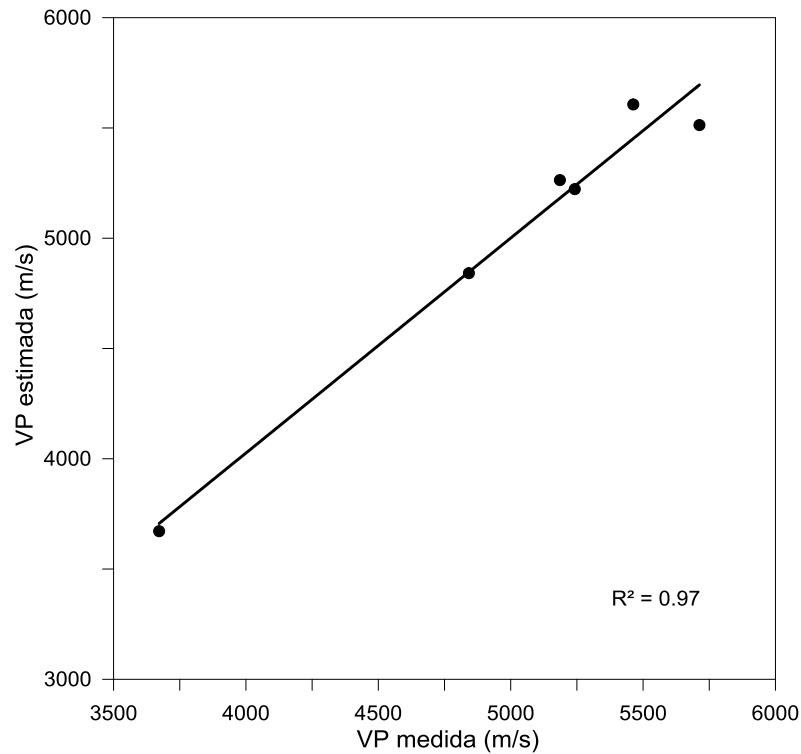


Figura 37: Relação entre a VP estimada em função da macro e micro porosidades e a VP medida para as amostras da Bacia Potiguar.

Finalmente, utilizando-se as Equações 19 a 24, que incluem o índice de qualidade de contatos de grãos, a estimativa de VP foi a melhor possível para as amostras de todas as Bacias analisadas, mostrando um coeficiente de determinação $R^2 = 1$. A relação entre a VP estimada pelas equações 19 a 24 e a VP medida é apresentada nas Figuras 38 a 40.

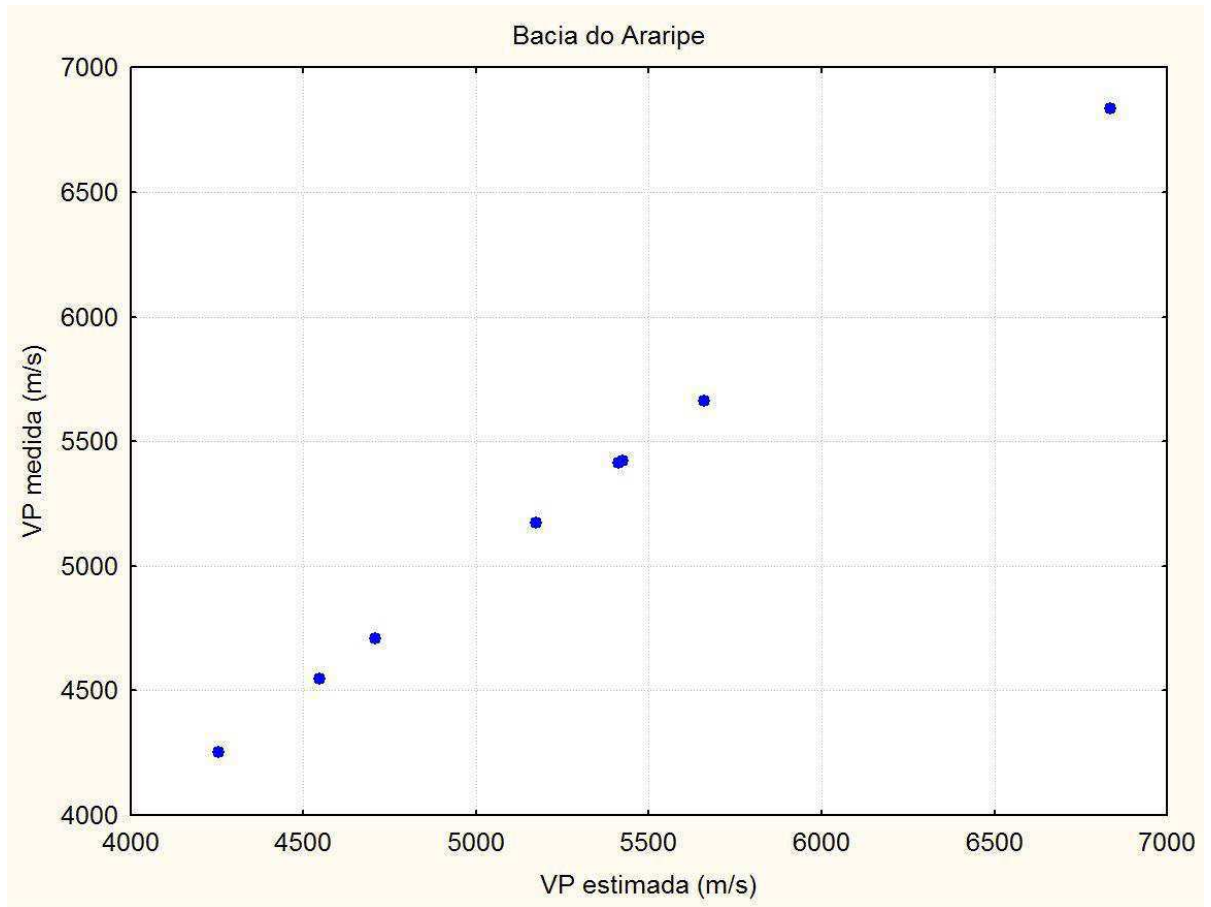


Figura 38: Relação entre a VP medida das amostras da Bacia do Araripe e a VP estimada em função da macroporosidade, microporosidade e o índice de qualidade de contatos entre grãos.

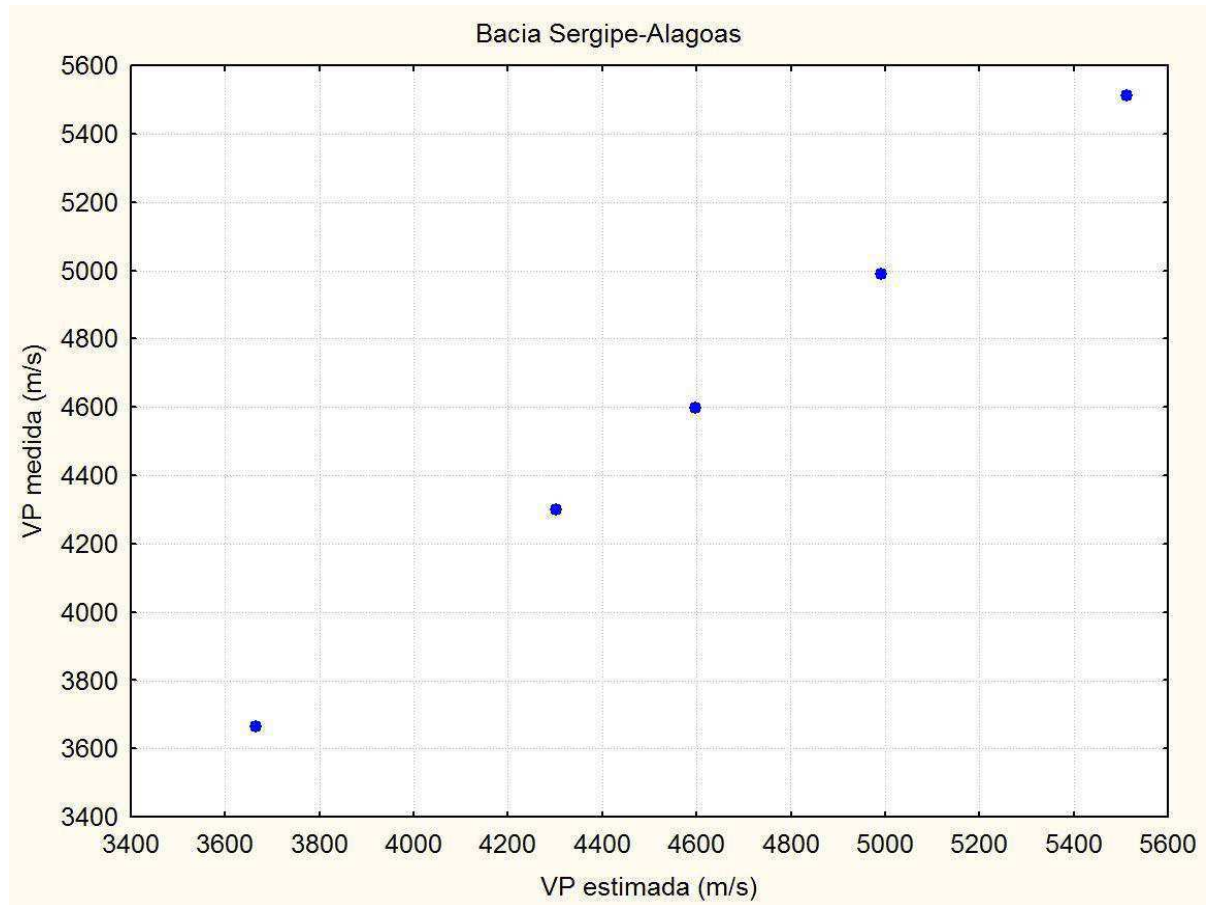


Figura 39: Relação entre a VP medida das amostras da Bacia Sergipe-Alagoas e a VP estimada em função da macroporosidade, microporosidade e o índice de qualidade de contatos entre grãos.

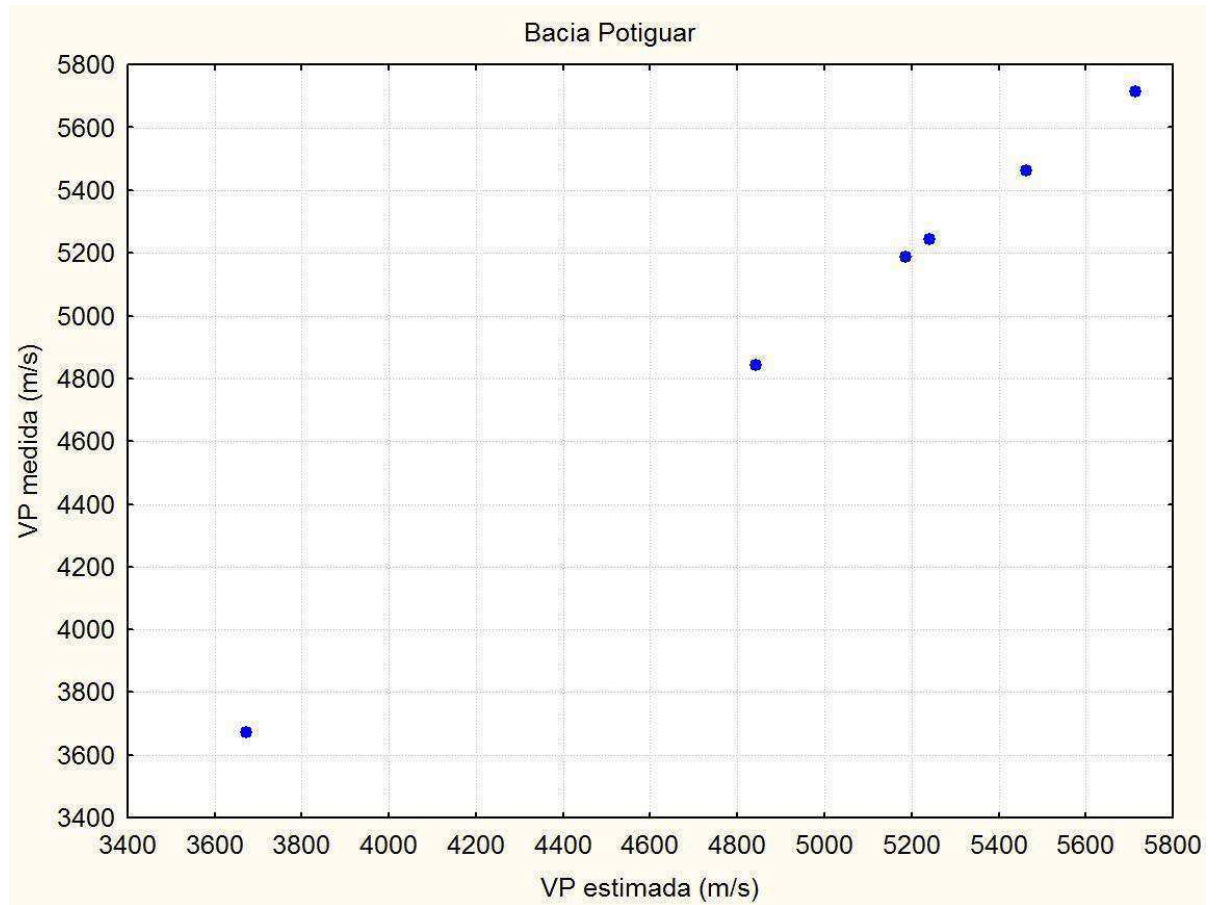


Figura 40: Relação entre a VP medida das amostras da Bacia Potiguar e a VP estimada em função da macroporosidade, microporosidade e o índice de qualidade de contatos entre grãos.

Da mesma forma, estimou-se para as amostras da Bacia do Araripe a velocidade de onda S sob 40 MPa de pressão confinante, considerando VS apenas como uma função da macroporosidade (Figura 41), em função das macro e micro porosidades (Figura 42) e, finalmente, utilizando as equações 25 e 26, que consideram a influência conjunta dos dois tipos de porosidade e o índice de qualidade dos contatos de grãos (Figura 43).

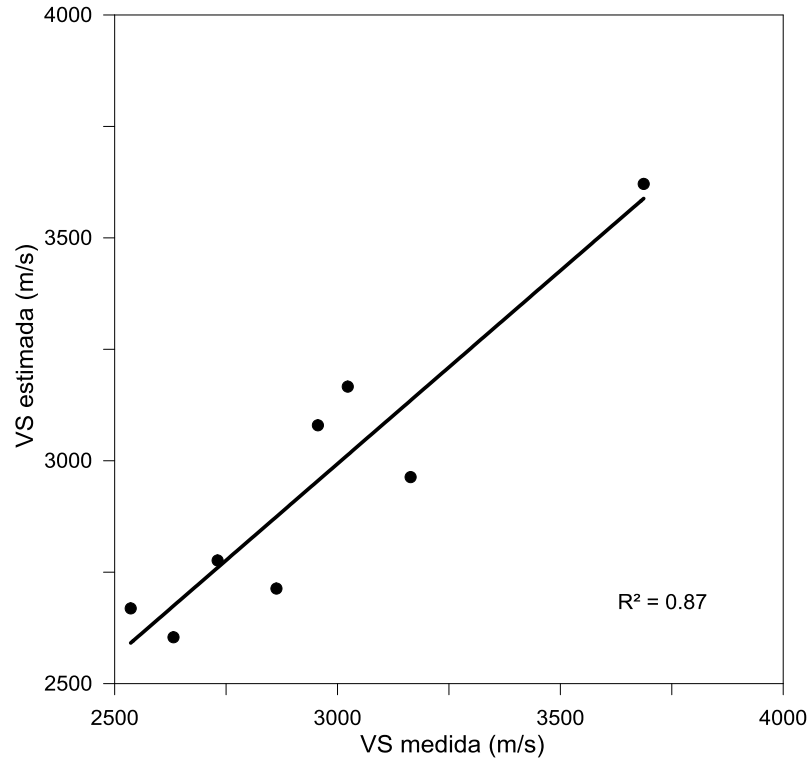


Figura 41: Relação entre VS estimada em função apenas da macroporosidade e da VS medida para as amostras da Bacia do Araripe.

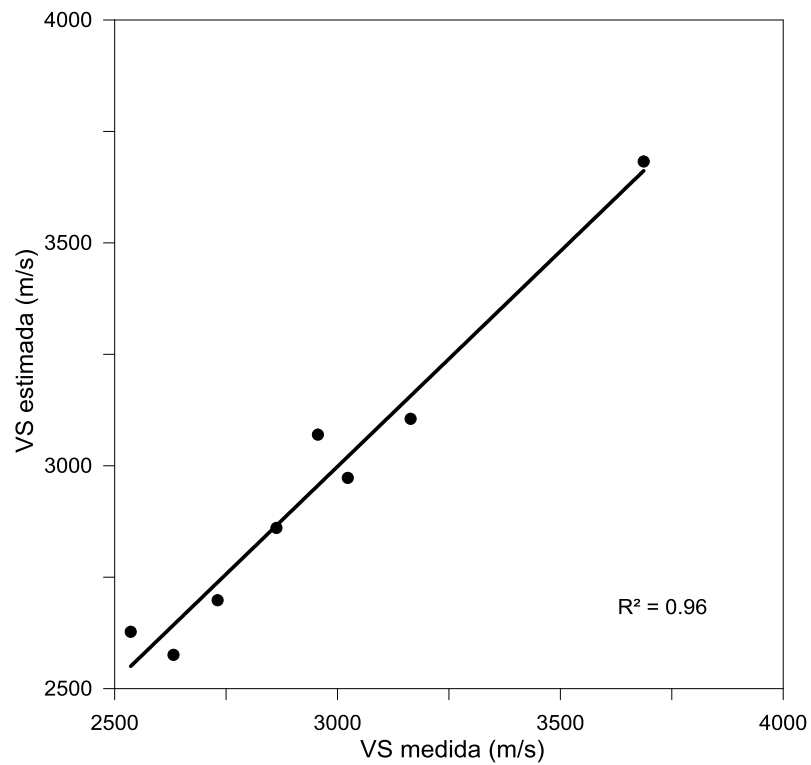


Figura 42: Relação entre a VS estimada em função da macro e microporosidade e a VS medida para as amostras da Bacia do Araripe.

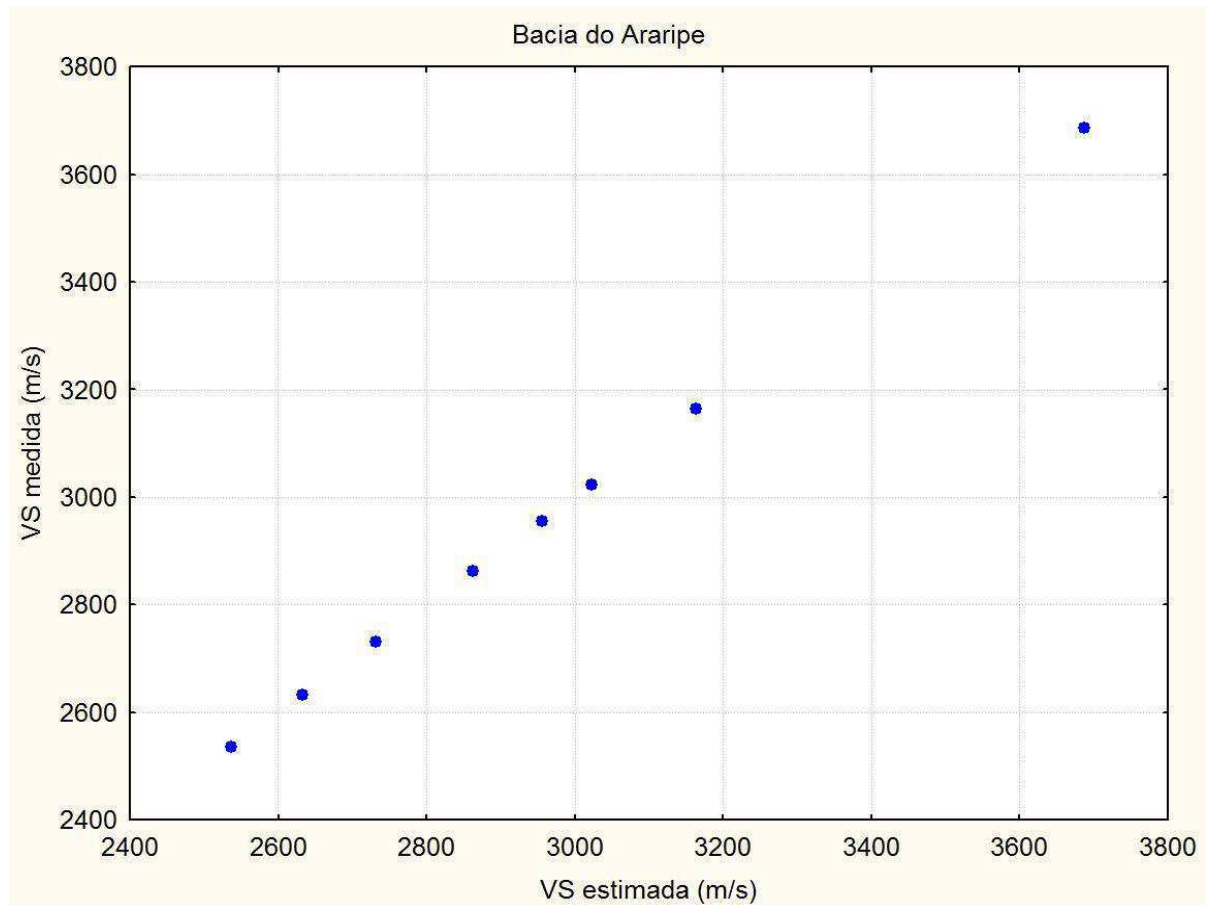


Figura 43: Relação entre a VS medida das amostras da Bacia do Araripe e a VS estimada em função da macroporosidade, microporosidade e o índice de qualidade de contatos entre grãos.

Para as amostras da Bacia Sergipe-Alagoas também se estimou a velocidade de onda S sob 40 MPa de pressão confinante, considerando VS apenas como uma função da macroporosidade (Figura 44), em função das macro e micro porosidades (Figura 45) e, finalmente, utilizando as Equações 27 e 28, que consideram a influência conjunta dos dois tipos de porosidade e o índice de qualidade dos contatos de grãos (Figura 46).

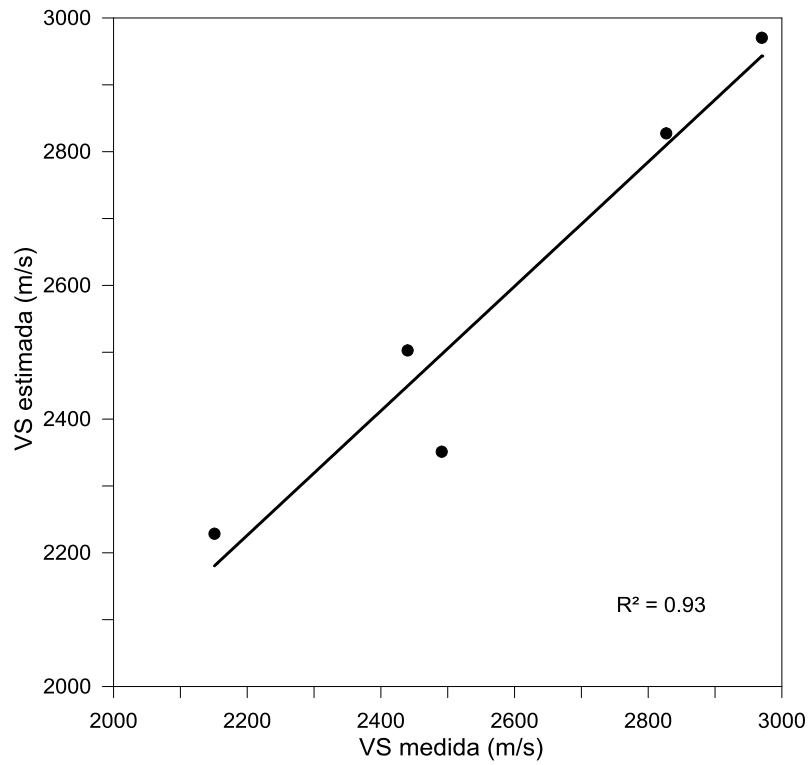


Figura 44: Relação entre VS estimada em função apenas da macroporosidade e da VS medida para as amostras da Bacia Sergipe-Alagoas.

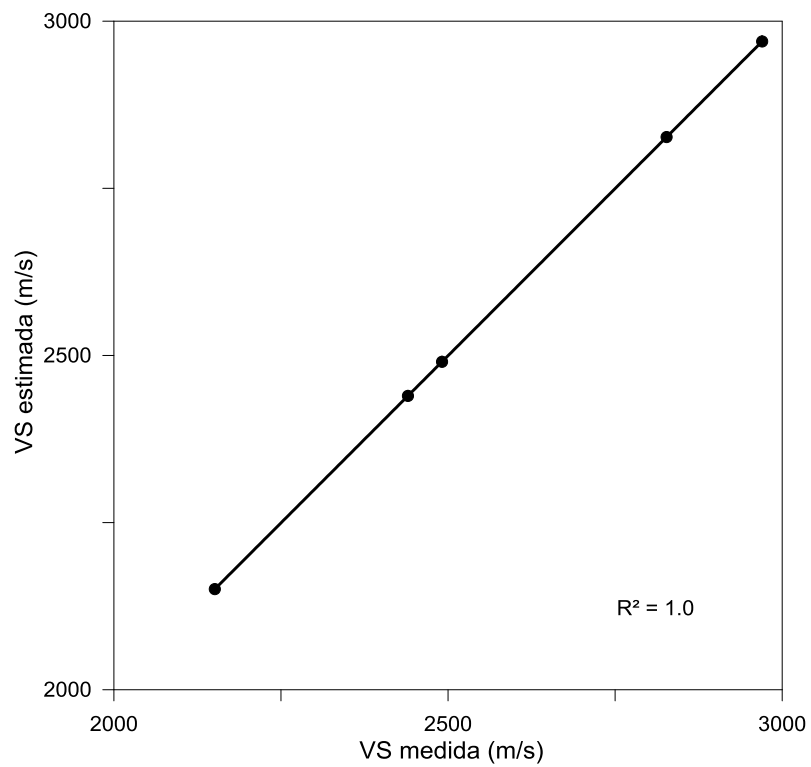


Figura 45: Relação entre a VS estimada em função da macro e microporosidade e a VS medida para as amostras da Bacia Sergipe-Alagoas.

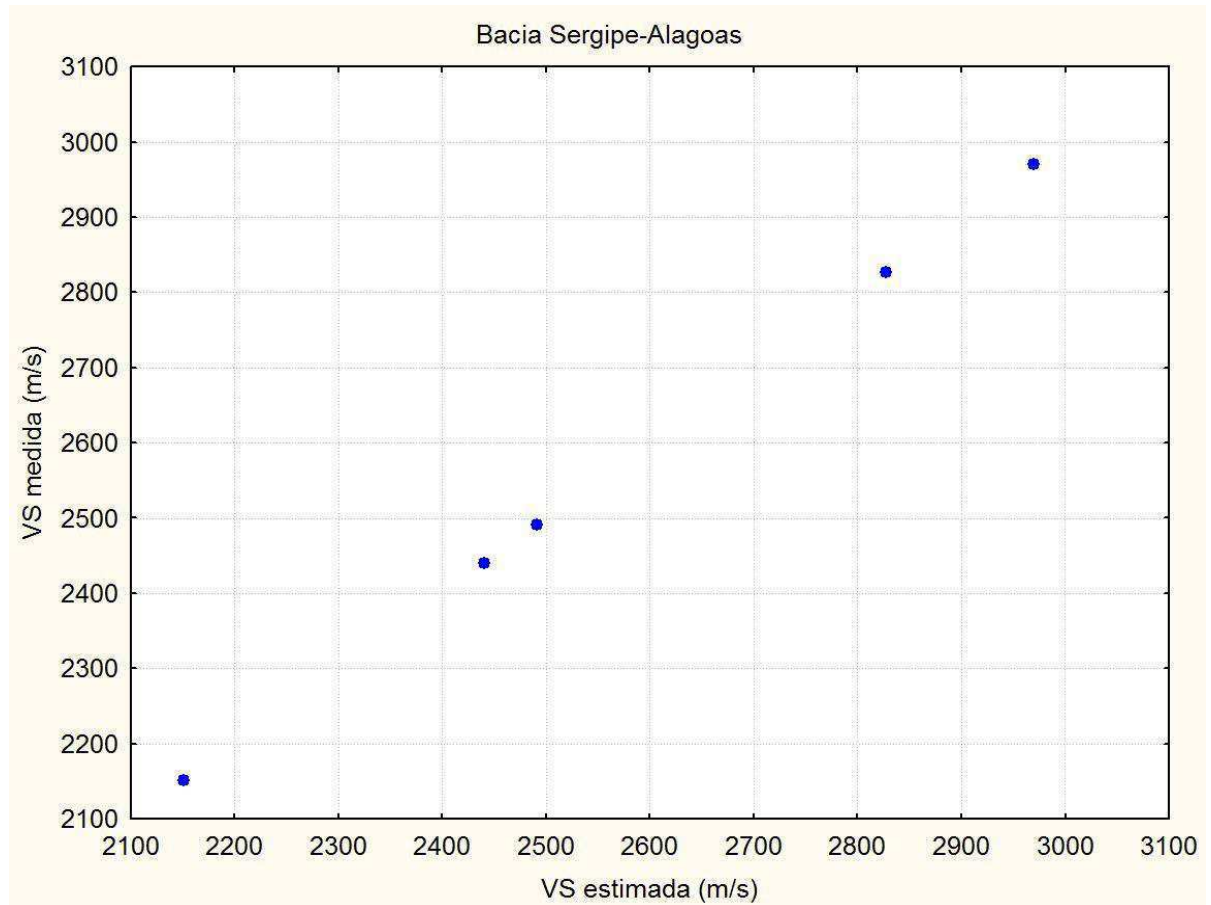


Figura 46: Relação entre a VS medida das amostras da Bacia Sergipe-Alagoas e a VS estimada em função da macroporosidade, microporosidade e o índice de qualidade de contatos entre grãos.

Para as amostras da Bacia Potiguar também se estimou a velocidade de onda S sob 40 MPa de pressão confinante, considerando VS apenas como uma função da macroporosidade (Figura 47), em função das macro e micro porosidades (Figura 48) e, finalmente, utilizando as Equações 29 e 30, que consideram a influência conjunta dos dois tipos de porosidade e o índice de qualidade dos contatos de grãos (Figura 49).

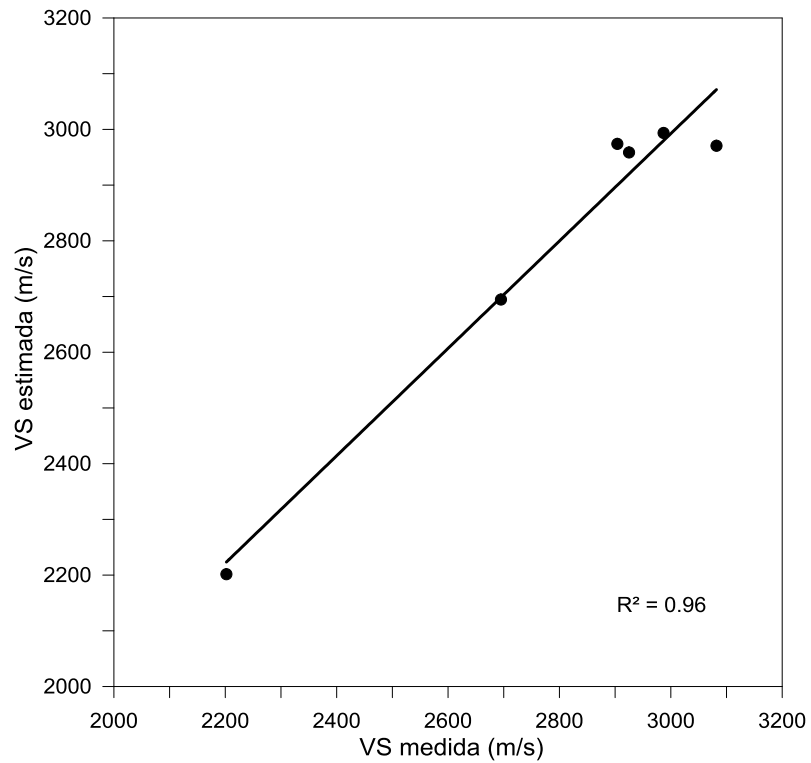


Figura 47: Relação entre VS estimada em função apenas da macroporosidade e da VS medida para as amostras da Bacia Potiguar.

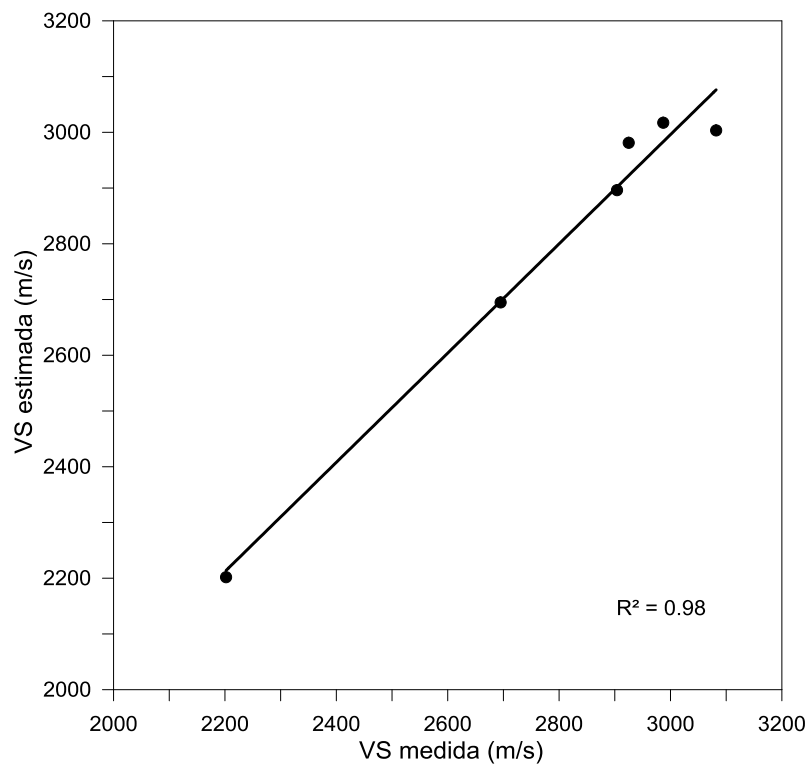


Figura 48: Relação entre VS estimada em função das macro e micro porosidades e da VS medida para as amostras da Bacia Potiguar.

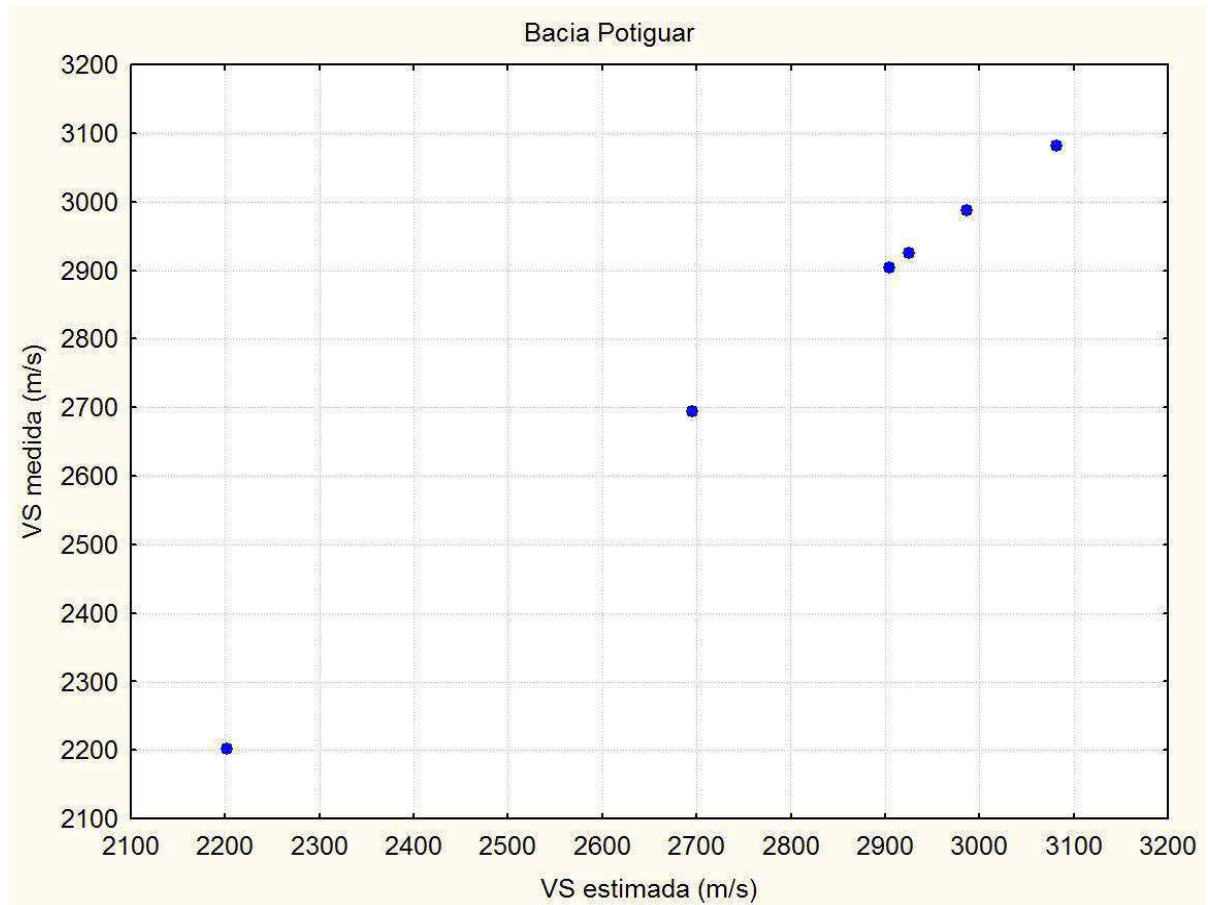


Figura 49: Relação entre a VS medida das amostras da Bacia Potiguar e a VS estimada em função da macroporosidade, microporosidade e o índice de qualidade de contatos entre grãos.

Como observado para o caso de VP, houve uma redução significativa do coeficiente de determinação para a estimativa de VS, enquanto foi considerada a influência da microporosidade e do índice de qualidade de contatos de grãos. As equações 19 a 30 têm duas variáveis de determinação relativamente fácil (velocidades elásticas e macroporosidade) e duas outras de difícil determinação (microporosidade e índice de qualidade de contatos de grãos). Estas equações permitem, para dados sísmicos ou de registro de poços, a adoção de um algoritmo de inversão para estimar a microporosidade e o índice de qualidade dos contatos de grãos.

Um modelo empírico/constitutivo, calibrado para as rochas carbonáticas do pré-sal, é proposto a fim de permitir que a inversão conjunta de dados sísmicos e de poços seja capaz de mapear, com elevada precisão, a distribuição espacial da porosidade nesses reservatórios.

As Figuras 50 a 52 apresentam os perfis de um poço do pré-sal, o qual denominaremos de poço A, e as curvas estimadas do índice de qualidade intergrãos (IQCG) para as ondas P e S

geradas a partir dos modelos preditivos definidos para as Bacias do Araripe, Sergipe-Alagoas e Potiguar, respectivamente.

Para o caso do intervalo carbonático (5050m a 5800m) do poço analisado, o modelo definido para os carbonatos da Bacia Sergipe-Alagoas pareceu ser o mais indicado, pois as curvas dos índices de qualidade de contato de grãos estimados tanto para VP quanto para VS coincidiram em quase cem por cento, além de apresentar uma maior correspondência com as variações das velocidades elásticas.

O modelo preditivo da Bacia do Araripe não se adaptou bem ao caso do trecho analisado da região do pré-sal, uma vez que as curvas dos índices de qualidade de contato de grãos estimados tanto para VP quanto para VS apresentaram uma má correspondência.

O modelo preditivo da Bacia Potiguar adaptou-se melhor ao caso do pré-sal do que o modelo da Bacia do Araripe, já que apresentou uma maior coincidência entre as curvas dos índices de qualidade de contato de grãos estimados tanto para VP quanto para VS. No entanto, os valores de IQCG não apresentaram correspondência com a variação dos valores das velocidades elásticas nem com os valores de macro e micro porosidades.

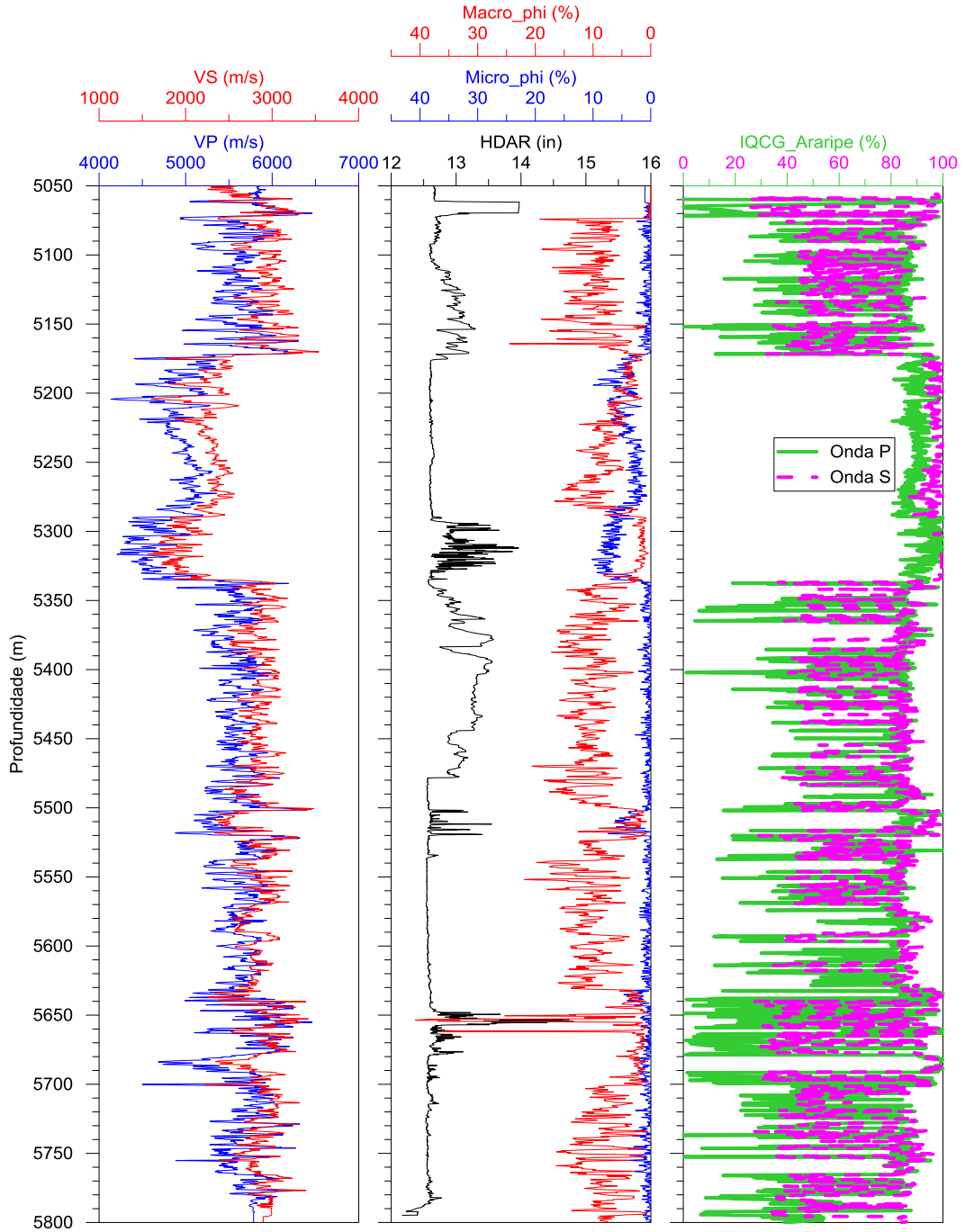


Figura 50: Perfis do poço A com as curvas do índice de qualidade de contato intergrãos (IQCG) para ondas P e S geradas a partir do modelo definido para a Bacia do Araripe.

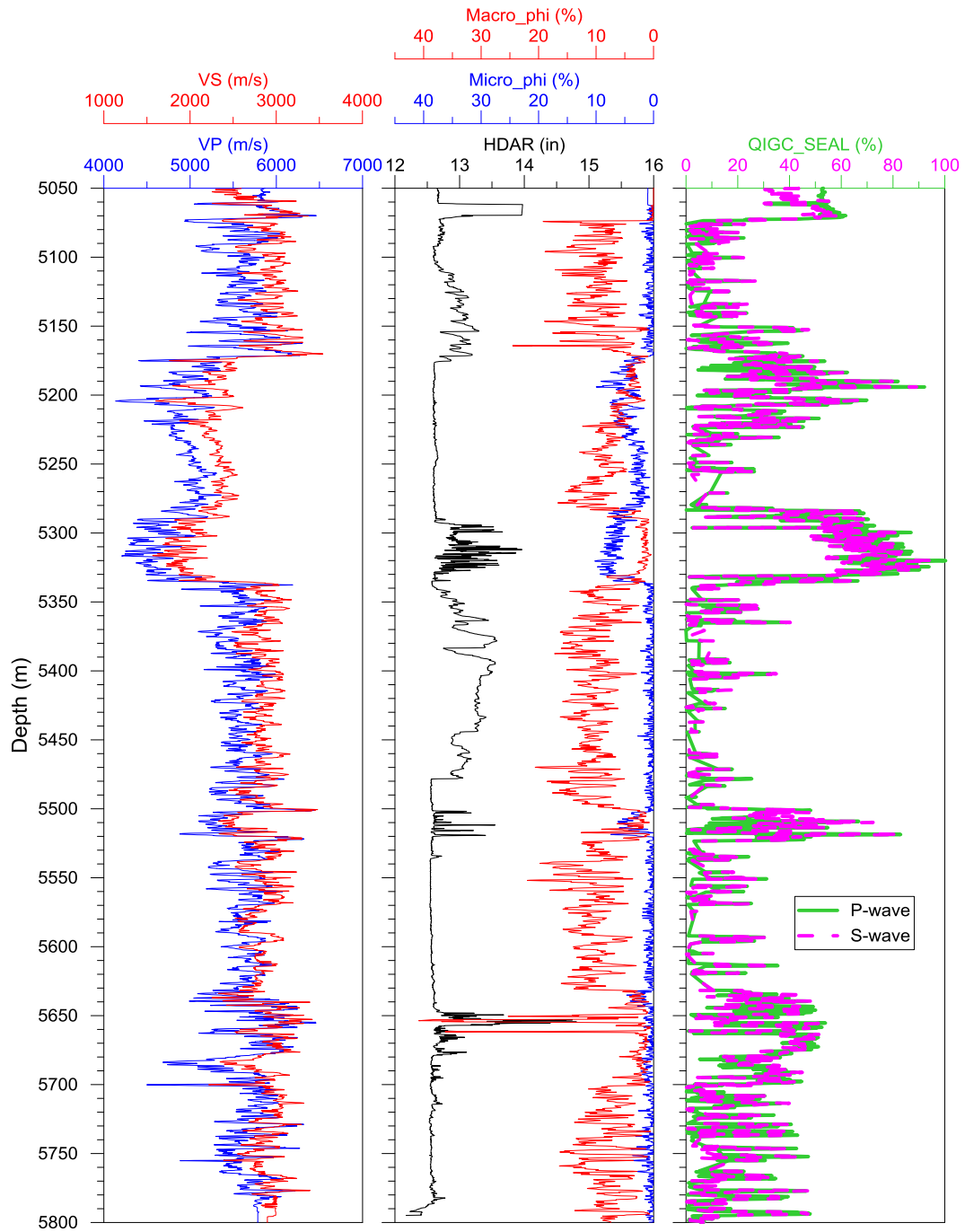


Figura 51: Perfis do poço A com as curvas do índice de qualidade de contato intergrãos (IQCG) para ondas P e S geradas a partir do modelo definido para a Bacia Sergipe-Alagoas.

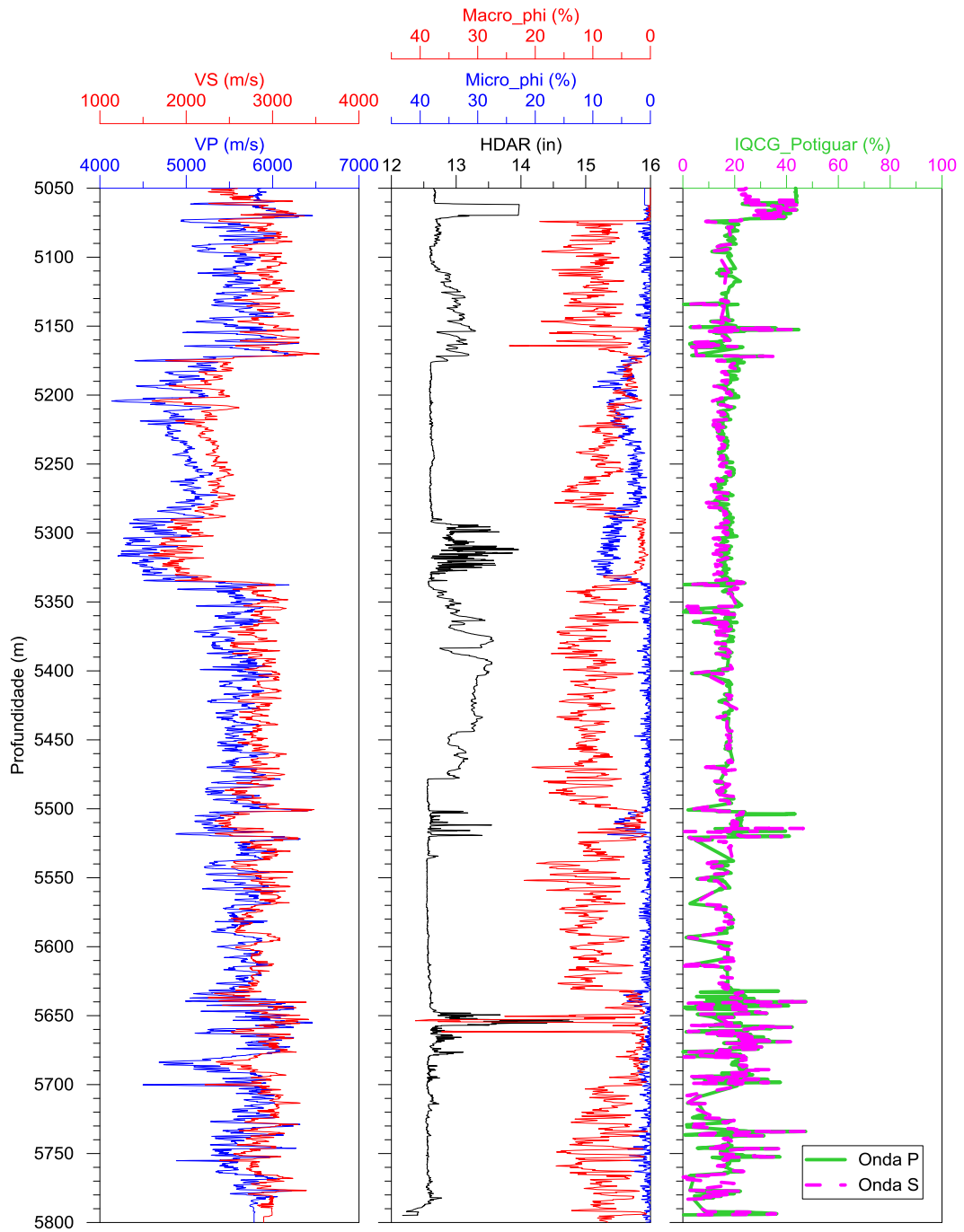


Figura 52: Perfis do poço A com as curvas do índice de qualidade de contato intergrãos (IQCG) para ondas P e S geradas a partir do modelo definido para a Bacia Potiguar.

Na Figura 51 se observa que os índices de qualidade de contatos intergrãos para VP e para VS coincidem quase perfeitamente. O índice de qualidade varia de 0% a 100%. No entanto, foi observado que valores negativos ocorrem quando há presença de porosidade vugular, pois o modelo, baseado em análises microtomográficas, não capta a influência desse tipo de porosidade. Tal porosidade vugular foi detectada na descrição do perfil composto do referido poço.

Na Figura 51 se observa que os valores de IQCG são altos sempre que a microporosidade é maior do que a macroporosidade, sendo acompanhados por baixos valores das velocidades elásticas. Uma exceção ocorre no trecho em torno de 5650 m de profundidade, onde há ocorrência de folhelhos (5640 a 5700 m).

Nota-se que, para o modelo definido com as amostras da Bacia Sergipe-Alagoas, o efeito da microporosidade sobre as velocidades elásticas é maior do que os efeitos da macroporosidade e do IQCG para velocidades abaixo do *breakpoint*. Para velocidades acima do *breakpoint* as velocidades são mais sensíveis sucessivamente à macroporosidade, à microporosidade e ao IQCG.

5. CONCLUSÕES

Neste trabalho foi proposto um novo método para analisar o efeito integrado da qualidade de contatos entre grãos e o tamanho dos poros na dispersão observada na relação entre as velocidades elásticas e a porosidade de carbonatos. Os resultados obtidos para a quantificação do tamanho de poros, da qualidade de contatos entre grãos minerais, e o efeito integrado dessas variáveis, foram apresentados para cada uma das dezenove amostras de rochas carbonáticas provenientes de diferentes Bacias do nordeste brasileiro (Araripe, Sergipe-Alagoas e Potiguar).

A análise da qualidade dos contatos intergrãos, como proposto aqui, foi baseada na redução do volume de contatos com o aumento da suavização no modelo digital 3D, gerado a partir de imagens processadas de microtomografia de raios X.

Com o objetivo de investigar o efeito da porosidade e da qualidade dos contatos de grãos nas velocidades elásticas, obtiveram-se funções de regressão multivariada, correlacionando as velocidades elásticas com o tamanho de poros e o índice de qualidade dos contatos de grãos. Estas expressões permitiram a estimativa da VP e da VS com a maior precisão possível, pois o coeficiente de dispersão foi $R^2 = 1$.

Através do estudo deste efeito integrado e de posse de dados de um poço do pré-sal brasileiro, um modelo empírico/constitutivo calibrado para as rochas carbonáticas da Bacia Sergipe-Alagoas foi aplicado a fim de estimar um perfil do índice de qualidade de contatos entre grãos e avaliar a sua influência, juntamente com a macro e a micro porosidades, sobre as velocidades elásticas registradas naquele poço.

Observou-se que o efeito da microporosidade sobre as velocidades elásticas é maior do que os efeitos da macroporosidade e do IQCG para velocidades abaixo do *breakpoint*. Para velocidades acima do *breakpoint* as velocidades são mais sensíveis sucessivamente à macroporosidade, à microporosidade e ao IQCG.

Uma metodologia similar precisa ser aplicada diretamente às rochas que ocorrem na região do pré-sal brasileiro, analisando os espaços porosos por imageamento de raio X de alta resolução e estabelecendo modelos de calibração com as velocidades elásticas apresentadas por aquelas rochas. Tal metodologia pode ser, então, considerada como uma sugestão para trabalhos futuros.

A inversão conjunta de dados sísmicos e de perfis de poços resultará em uma melhor estimativa da distribuição da porosidade dos reservatórios carbonáticos do pré-sal quando se considera tais modelos.

6- REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AAPG. Datapages, Inc Search and Discovery, 2016. Disponível em: <http://www.searchanddiscovery.com/documents/2009/80061santin/images/fig02.htm>. Acesso em 16 mar. 2017.
- AHMED, T. & MEEHAN, D. N. (2012). *Advanced Reservoir Management and Engineering*. 2ª ed. Waltham: Gulf Professional Publishing.
- AL-HOMADHI, E. S.; HAMATA, G.M. (2001). Determination of Petrophysical and Mechanical Property Interrelationships for Simulated Sandstone Rocks. 6th Nordic Symposium on Petrophysics. Trondheim, Norway.
- ALMEIDA, L. R. B. *Análise Petrofísica e Petrográfica de Padrões Internacionais de Arenitos e Carbonatos. Relatório de Qualificação ao Mestrado em Exploração Petrolífera e Mineral*. Universidade Federal de Campina Grande. 2017.
- ALMEIDA, L. R. B.; SOARES, J. A.; TABOSA, L. D. G. *Propriedades Petrofísicas de Padrões Internacionais de Rochas Sedimentares*. VII Simpósio Brasileiro de Geofísica (Ouro Preto). Sociedade Brasileira de Geofísica, 2016.
- AL RATROUT, A.A.; KALAM, M.Z.; GOMES, J.S; JOUINI, M.S. *Narrowing the Loop for Microporosity Quantification in Carbonate Reservoirs*. Paper SPE 166055, 2013.
- ANDRÄ, H.; COMBARET, N.; DVORKIN, J.; GLATT, E.; HAN, J.; KABEL, M.; KEEHM, Y.; KRZIKALLA, F.; LEE, M.; MADONNA, C.; MARSH, M.; MUKERJI, T.; SAENGER, E.; SAIN, R.; SAXENA, N.; RICKER, S.; WIEGMANN, A.; ZHAN, X. *Digital rock physics benchmarks - part I: Imaging and segmentation*. *Computers & Geosciences*, 50, pp. 25 – 32, 2013a.
- ANDRÄ, H.; COMBARET, N.; DVORKIN, J.; GLATT, E.; HAN, J.; KABEL, M.; KEEHM, Y.; KRZIKALLA, F.; LEE, M.; MADONNA, C.; MARSH, M.; MUKERJI, T.; SAENGER, E.; SAIN, R.; SAXENA, N.; RICKER, S.; WIEGMANN, A.; ZHAN, X. *Digital rock physics benchmarks - part II: Computing effective properties*. *Computers & Geosciences*, 50, pp. 33 – 43, 2013b.
- ANOVITZ L. M.; COLE D. R. *Characterization and Analysis of Porosity and Pore Structures*. *Rev Mineral Geochem* 80:61–164. 2015.
- ARARIPE, P. T.; FEIJÓ, F. J. *Bacia Potiguar*. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 8, p. 127-141, 1994 a.
- ASQUITH, G. B.; GIBSON, C. R. *Basic Well Log Analysis for Geologists*. American Association of Petroleum Geologists, 1982. 216 p.
- ASSINE, M. L. *Análise estratigráfica da Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil*. *Revista Brasileira de Geociências*, 22 (3): 289-300, setembro de 1992.

AVIZO FIRE. 3D Analysis Software for Materials Science. Disponível em: <https://www.fei.com/software/avizo-3d-for-materials-science/>. Acesso em 13 mar. 2017.

BAECHLE, G.T.; COLPAERT, A.; EBERLI, G.P.; WEGER, R.J. Modeling Velocity in Carbonates Using a Dual Porosity DEM Model. SEG San Antonio Annual Meeting, 2007.

BAECHLE, G.T.; WEGER, R.; EBERLI, P.; MASSAFERRO, J-L. The Role of Macroporosity and Microporosity in Constraining Uncertainties and in Relating Velocity to Permeability in Carbonate Rocks. SEG International Exposition and 74th Annual Meeting, 2004.

BARRILHAS, J. L. M. Estudo do Processo de Drenagem Gravitacional de Óleo com Injeção Contínua de Vapor em Poços Horizontais. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação em Engenharia Química. Universidade Federal do Rio Grande do Norte. 2005.

BOLT, B. A. Inside the Earth: Evidence from Earthquakers. San Francisco: Freeman, pp. 191, 1982.

BRAUN, K. S.; ALEXANDRINO, C. H. Caracterização Litográfica de Reservatório, Vera Cruz – BA. VII Simpósio Brasileiro de Geofísica (Ouro Preto). Sociedade Brasileira de Geofísica, 2016.

BRIONES, V.; CARRASQUILLA, A. Estimativa de Parâmetros do Perfil NMR em Reservatórios Carbonáticos da Bacia de Campos Utilizando Perfis Geofísicos de Poço e Técnicas de Inteligência Artificial. V Simpósio Brasileiro de Geofísica (Salvador). Sociedade Brasileira de Geofísica, 2012.

BUST, V.K.; OLETU, J.U.; WORTHINGTON, P.F. 2009. The Challenges for Carbonate Petrophysics in Petroleum Resource Estimation. International Petroleum Technology Conference. Doha, Qatar. 14p. IPTC 13772.

CARVALHO, P. B. Caracterização Petrofísica do Campo de Namorado a partir de Perfis de Poço. Trabalho de Conclusão de Curso de Graduação em Geofísica. Universidade Federal Fluminense, 2014.

CATTO, B. Laminitos microbiais no membro Crato (neoptiano), Bacia do Araripe, nordeste do Brasil. Dissertação de mestrado. Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista, Campus de Rio Claro, 2015.

DANTAS, A. P. T.; VIDAL, A. D.; SOARES, J. A.; MEDEIROS, L. C.; Petrofísica Computacional Aplicada a Análise da Tortuosidade de Rochas Carbonáticas. VII Simpósio Brasileiro de Geofísica (Ouro Preto). Sociedade Brasileira de Geofísica, 2016.

DOMINGUES, D. L. P. Caracterização Geológica e Geomecânica de Travertinos. Dissertação de Mestrado, Departamento de Engenharia Civil, PUCRio, Rio de Janeiro. 2011.

DVORKIN, J.; DERZHI, N.; FANG, Q.; NUR, A.; NUR, B.; GRADER, A.; BALDWIN, C.; TONO, H.; DIAZ, E. From micro to reservoir scale: Permeability from digital experiments. The Leading Edge, Society of Petroleum Geophysicists. Tulsa, EUA, pp. 1446-1453, 2009.

FONSECA, J.; O'SULLIVAN, C. & COOP, M. R. Quantitative Description of Grain Contacts in a Locked Sand. *Advances in Computed Tomography for Geomaterials: GeoX*. p. 17-25, 2010.

FREEDMAN, R.; HEATON, N. Fluid Characterization Using Nuclear Magnetic Resonance Logging. *Petrophysics*, v. 45, n. 3, p. 241-250, 2004.

FREIRE, L. A. Análise de Sensibilidade da Permeabilidade e Imcompressibilidade de Rochas Carbonáticas do Nordeste Brasileiro com o Aumento da Pressão Confinante. Trabalho de Conclusão de Curso de Graduação em Engenharia de Minas. Universidade Federal de Campina Grande. 2014.

GASPARI, P. M. S. Estimativa de propriedades petrofísicas através de reconstrução 3D do meio poroso a partir de análise de imagens. Dissertação apresentada à Faculdade de Engenharia Mecânica da Universidade Estadual de Campinas, SP, 1999.

HIBBLER, R. C. Resistência dos Materiais. Tradução Marques. 7. Edição. São Paulo: Pearson Prentice Hall, pp. 637, 2010.

KEAREY, P.; BROOKS, M.; HILL, I. An Introduction to Geophysical Exploration. 3. Edição. BlackWell Science. pp. 94. 2002.

KEAREY, P.; BROOKS, M.; HILL, I. Geofísica de Exploração. Tradução Maria. São Paulo: Oficina de Textos, pp. 438, 2009.

KNACKSTEDT, M. A.; LATHAM, S.; MADADI, M.; SHEPPARD, A.; VARSLOT, T.; ARNS, C. Digital rock physics: 3D imaging of core material and correlations to acoustic and flow properties. *The Leading Edge*, Society of Petroleum Geophysicists. Tulsa, EUA, pp. 28-33, 2009.

KUMAR, M.; HAN, D.H. (2005). Pore Shape Effect on Elastic Properties of Carbonate Rocks. 75th Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstracts, 1477-1481.

LEHMANN, B. Seismic Traveltime Tomography for Engineering and Exploration Applications. EAGE Publications. The Netherlands, 2007.

LUCIA, F. J. Petrophysical Parameters Estimated from Visual Description of Carbonate Rocks: A Field Classification of Carbonate Pore Space: *Journal of Petroleum Technology*, March, v. 35, p. 626-637, 1983.

MACHADO, A. C. Estudo de Acidificação em Rochas Carbonáticas utilizando Microtomografia por Transmissão De Raios X. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Rio de Janeiro. 2016.

MACHADO, A.C. Estudo de Parâmetros microestruturais de rochas-reservatório para diferentes resoluções utilizando microtomografia computadorizada 3D. Dissertação (Mestre em Engenharia Nuclear), COPPE, Universidade Federal do Rio de Janeiro. 2012.

MADADI, M.; SAADATFAR, M. A Finite-Element Study of the Influence of Grain Contacts on the Elastic Properties of Unconsolidated Sandstones. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, vol 93, p. 226-233, 2017.

MAHMOUD, M.; GHORAB, M.; SHAZLY, T.; SHIBL, A.; ABUHAGAZA, A. A. Reservoir Characterization Utilizing the Well Logging Analysis of Abu Madi Formation, Nile Delta, Egypt. *Egyptian Journal of Petroleum*. 2016. p. 649 - 659.

MAVKO, G.; MUKERJI, T.; DVORKIN, J. *The Rock Physics Handbook*. Cambridge University Press. UK, 2003.

MEDEIROS, L.C.; SOARES, J.A. *Petrofísica Computacional Aplicada*. Prêmio PETROBRAS de Tecnologia - 6ª edição, 2013.

MEES, F.; SWENNEN, R.; VAN GEET, M. & JACOBS, P. Applications of X-ray computed tomography in the geosciences, in: *Applications of X-ray Computed Tomography in the Geosciences*, Published by The Geological Society. London, 2003.

MELANI, L. H. *Caracterização Petrofísica de Reservatório Carbonático*. Dissertação (Mestrado em Ciências e Engenharia de Petróleo). Universidade Estadual de Campinas. 2015.

MIRANDA, J.M.; LUIS, J. F.; COSTA, P.T.; SANTOS, F. M. *Fundamentos de Geofísica – Capítulo 2*, São Paulo, 2012. Disponível em: http://www.iag.usp.br/~marcelo/agg232info/Apostilas%20do%20monitor/Fund_Geofisica4.pdf. Acesso em: 10 março de 2017.

MORAES, N. A. L.; SOARES, J. A. *Análise de Estabilidade Mecânica de Poços - Foco em Rochas Carbonáticas*. 13º Congresso Ibero-americano de Engenharia Mecânica, Lisboa, Portugal. 2017.

MURPHY III, W.F.; WINKLER, K.W.; KLEINBERG, R.L. Acoustic Relaxation in Sedimentary Rocks: Dependence on Grain Contacts and Fluid Saturation. *Geophysics*, Vol. 51, Nº 3. March 1986.

NASCIMENTO, J. B. S. *Investigação dos Tipos de Porosidade em Rochas Carbonáticas por Microtomografia de Raios X*. Trabalho de Conclusão de Curso. Universidade Federal de Campina Grande, 2015.

PORTO, A. L. *Estimação de Propriedades Petrofísicas de Rochas Sedimentares a partir de Imagens Microtomográficas de Raios-X*. Tese de Doutorado. Programa de Pós-Graduação em Processos. Universidade Federal de Campina Grande. 2015.

PURIFICAÇÃO, C. A. C. *Caracterização Petrofísica do Campo Petrolífero de Namorado com Ênfase na Modelagem da Permeabilidade a partir de Perfis Geofísicos de Poço*. Trabalho de Conclusão de Curso de Graduação em Geociências. Universidade Federal da Bahia. 2015.

RIBEIRO, J. J. K.; DORNELAS, V. F.; SILVA, C. A. M. *Delimitação das Fácies-Reservatórios Utilizando Curvas de Perfilagem Geofísica de Poços no Campo de Namorado na Bacia de*

Campos-RJ. VII Simpósio Brasileiro de Geofísica (Ouro Preto). Sociedade Brasileira de Geofísica, 2016.

ROCHA, L., AZEVEDO, C. Projetos de Poços de Petróleo: Geopressões e Assentamento de Colunas de Revestimentos. Rio de Janeiro: Interciências: Petrobras. 2007.

ROQUE, L. A. O. L.; MISSAGIA, R.M. (2012). Análise do efeito da geometria dos poros nas propriedades físicas da rocha. *Vértices, Campos dos Goytacazes/ RJ*, v.14, n. 2, p. 71-92.

ROSA, A. J.; CARVALHO, R. S.; XAVIER, J.A.D. Engenharia de Reservatórios de Petróleo. Rio de Janeiro: Interciência, 2006.

SCHALLER, H. Revisão estratégica da bacia de Sergipe/Alagoas. *Boletim Técnico da Petrobrás*. Rio de Janeiro, v. 12, n. 1, p. 21-86, 1969.

SCHOLLE, P.A; ULMER-SCHOLLE, D.S. A color Guide to the Petrography of Carbonates Rocks: Grains, Textures, Porosity, Diagenesis. Tulsa: AAPG Memoir 77, 2003.

SENA, M. R. S. Análise da Composição Mineral de Rochas Carbonáticas por Microtomografia de Raios X. Dissertação (Mestrado em Exploração Petrolífera e Mineral). Universidade Federal de Campina Grande. 2017.

SHAFIEE, M.E; KANTZAS, A. (2008). Rock Properties and Pore Classes Based on Core Analysis in Carbonate Reservoir by Using CT Scanning. Canadian Society of Petroleum Geologists, Canadá.

SHERIFF, R. E. Encyclopedic Dictionary of Exploration Geophysics. Society of Exploration Geophysicists. Tulsa, EUA, 1991.

SILVA, G. A. F. Correlações Dinâmico-Estáticas De Resistência De Arenitos Do Reservatório De Chicontepec-México. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil). Universidade Federal do Rio de Janeiro. 2013.

SILVA, M. D.; SOARES, J. A. Caracterização de Poros de Rochas Carbonáticas. Trabalho de Conclusão de Curso de Graduação em Engenharia de Petróleo. Universidade Federal de Campina Grande. 2017.

SOARES, J.A.; COSTA, W.R.P; COURA, R.L.C.; VIDAL, A.D. Efeito dos Contatos de Grãos sobre as Velocidades Elásticas de Tufas Calcárias. VI Simpósio Brasileiro de Geofísica (Porto Alegre). Sociedade Brasileira de Geofísica, 2014.

SOARES, J. A.; COURA, R. L. C. Effect of grain contact and pore size on elastic velocities of carbonate rocks. 15th International Congress of the Brazilian Geophysical Society, 2017.

SOARES, J. A. Propriedades Físicas das Rochas. *Boletim SBGF*. Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geofísica, n.1, 2011.

SOARES, J. A. Um Estudo da Estabilidade Mecânica de Poços a partir de Perfis Geofísicos em Formações Pouco Consolidadas. Dissertação (Mestrado em Geofísica). Universidade Federal do Pará. 1992.

SUGUIO, K. *Geologia Sedimentar*. Edgard Blucher LTDA, São Paulo, 2003.

TIAB, D. & DONALDSON, E. C. *Petrophysics: Theory and Practice of Measuring Reservoir Rock and Fluid Transport Properties*. Elsevier. Oxford, UK, 2004.

TIMUR, A. “Open hole well loggin”, SPE, Beijing, China, 1982.

TUCKER, M. E. *Sedimentary Petrology: An Introduction to the origin of sedimentary rocks*. Blackwell Publishing. pp. 202. 2004.

VERNIK, L.; NUR, A. *Petrophysical Classification of Siliciclastics for Lithology and Porosity Prediction from Seismic Velocities*. In: *Seismic and Acoustic Velocities in Reservoir Rocks*. Society of Exploration Geophysicists. 2000.

VIDAL, A. D. *Quantificação da Macro e Micro Porosidade e sua Conectividade em Rochas Carbonáticas por Microtomografia de Raios X*. Trabalho de Conclusão de curso de Graduação em Engenharia de Petróleo. Universidade Federal de Campina Grande. 2015.

WEGER, R.F.; BAECHLE, G.T.; MASAFERRO, J.L.; EBERLI, G.P. *Effects of Porestructure on Sonic Velocity in Carbonates*. SEG International Exposition and 74th Annual Meeting, 2004.

WYLLIE, M. R. J.; Gregory, A. R. e Gardner, L. W. *Elastic Wave Velocities in Heterogeneous and Porous Media*, Geophysics. 1956. p. 41–70.

ANEXO A**MODELOS 3D DE CONTATOS DE GRÃOS**

As Figuras abaixo apresentam os modelos 3D com níveis crescentes de suavização gerados para diversas amostras.

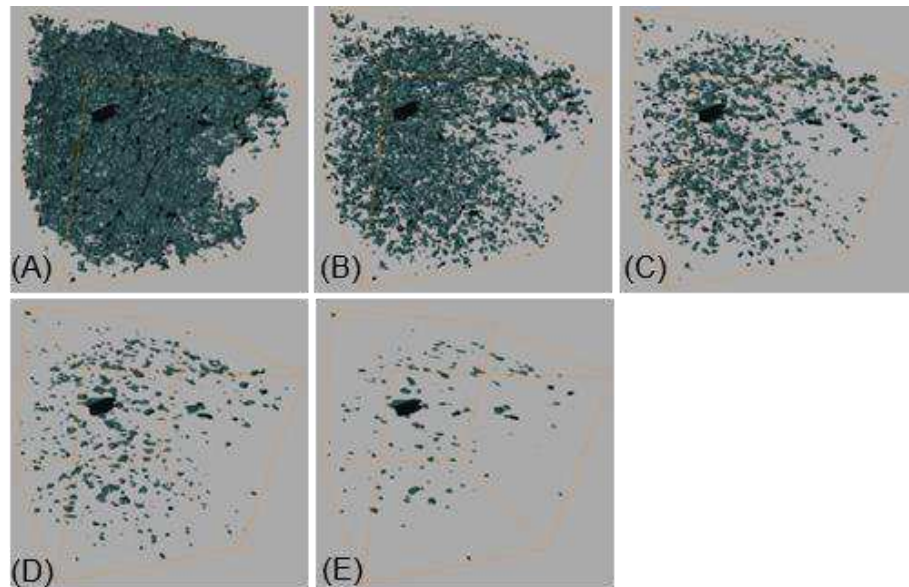


Figura A1.1 - Modelos 3D de contatos de grãos para a amostra PT 45_4 com níveis de suavização variando de 1 a 5 de (A) para (E).

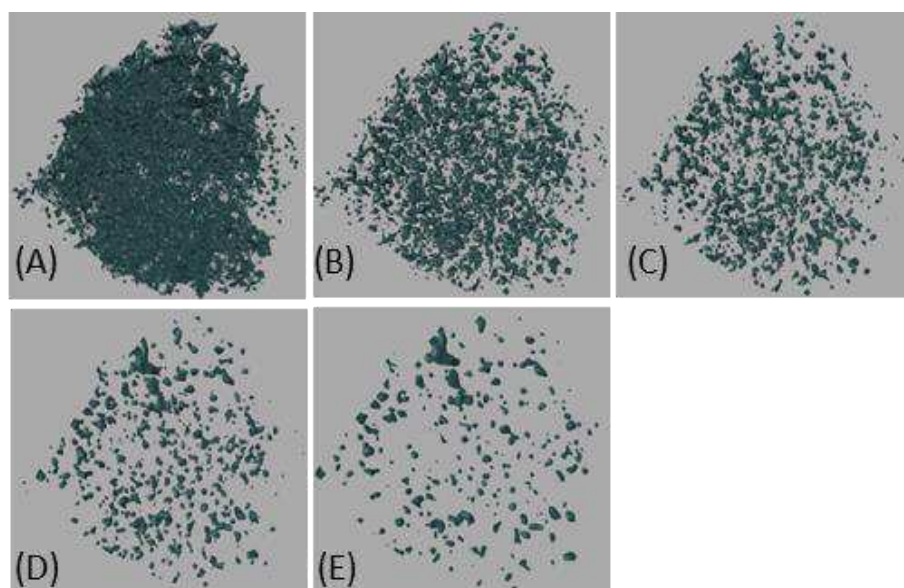


Figura A1.2 - Modelos 3D de contatos de grãos para a amostra PT 49_2E com níveis de suavização variando de 1 a 5 de (A) para (E).

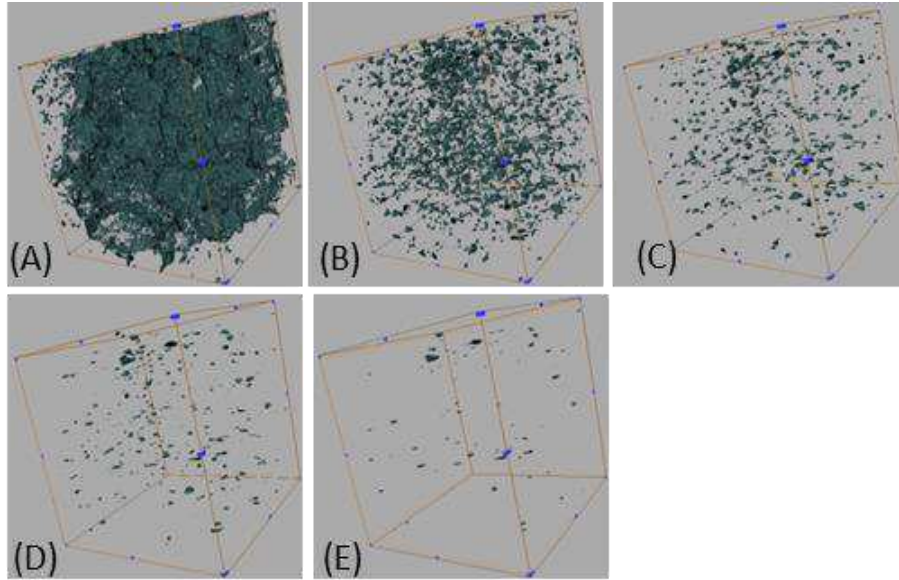


Figura A1.3 - Modelos 3D de contatos de grãos para a amostra PT 09_3(10m) com níveis de suavização variando de 1 a 5 de (A) para (E).

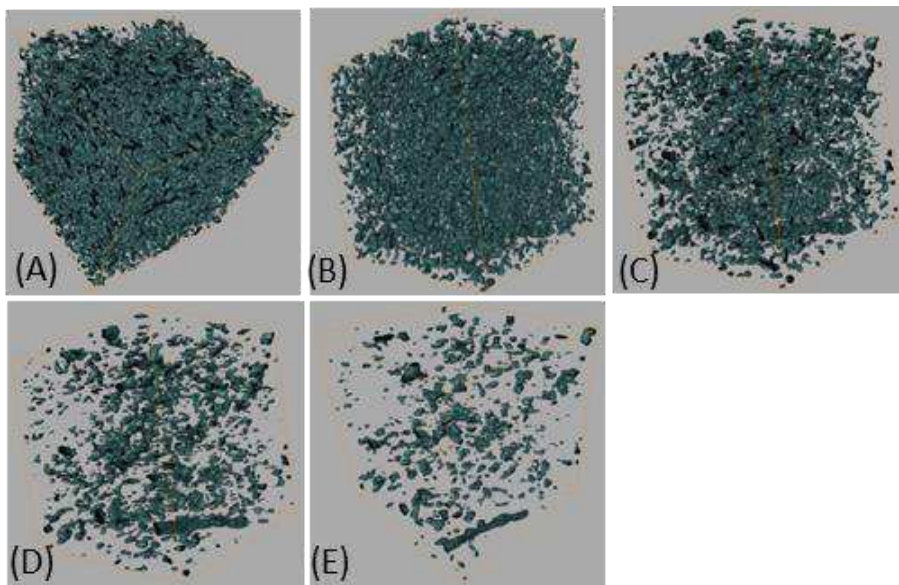


Figura A1.4 - Modelos 3D de contatos de grãos para a amostra PT 11_H1 com níveis de suavização variando de 1 a 5 de (A) para (E).

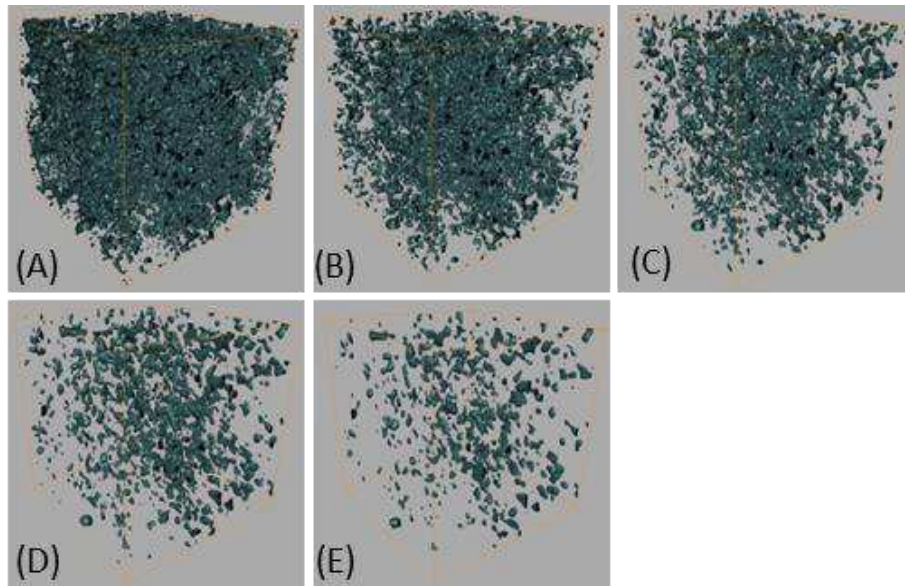


Figura A1.5 - Modelos 3D de contatos de grãos para a amostra PT 09_1(12m) com níveis de suavização variando de 1 a 5 de (A) para (E).

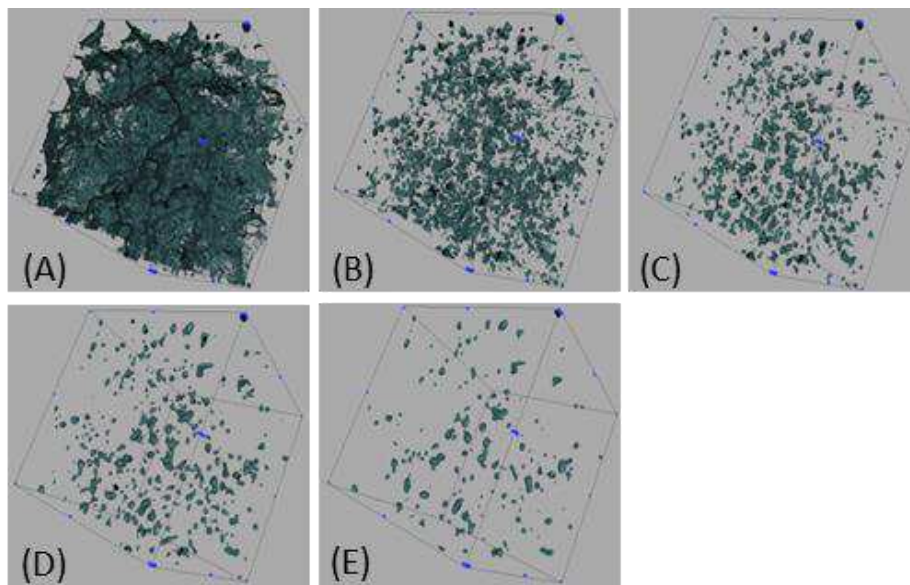


Figura A1.6 - Modelos 3D de contatos de grãos para a amostra PT 09_1(6m) com níveis de suavização variando de 1 a 5 de (A) para (E).

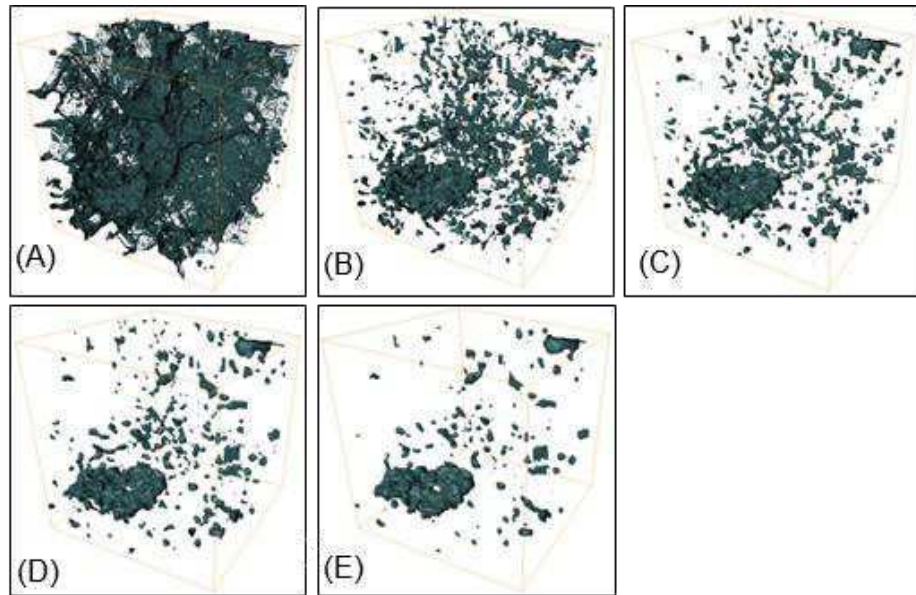


Figura A1.7 - Modelos 3D de contatos de grãos para a amostra 9F_H4 com níveis de suavização variando de 1 a 5 de (A) para (E).

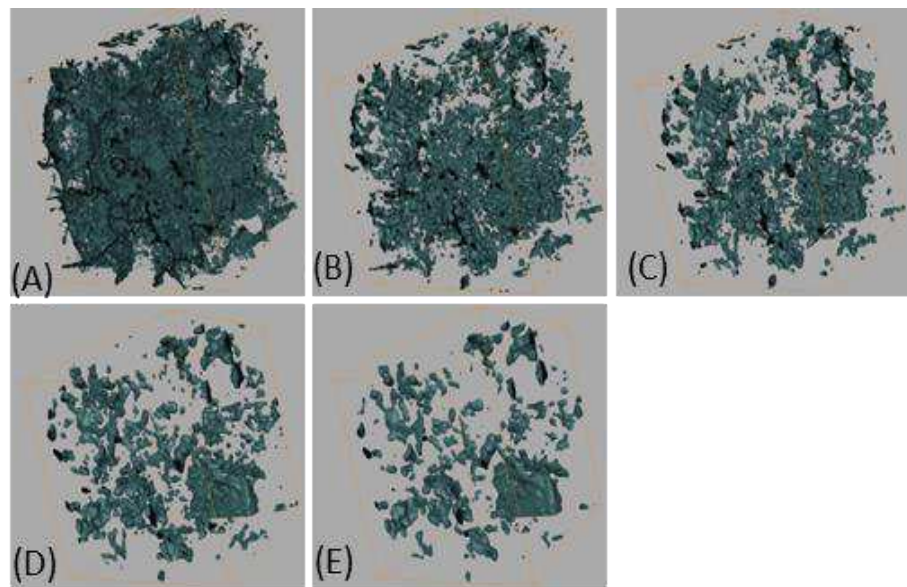


Figura A1.8 - Modelos 3D de contatos de grãos para a amostra AR_OBL_V3 com níveis de suavização variando de 1 a 5 de (A) para (E).

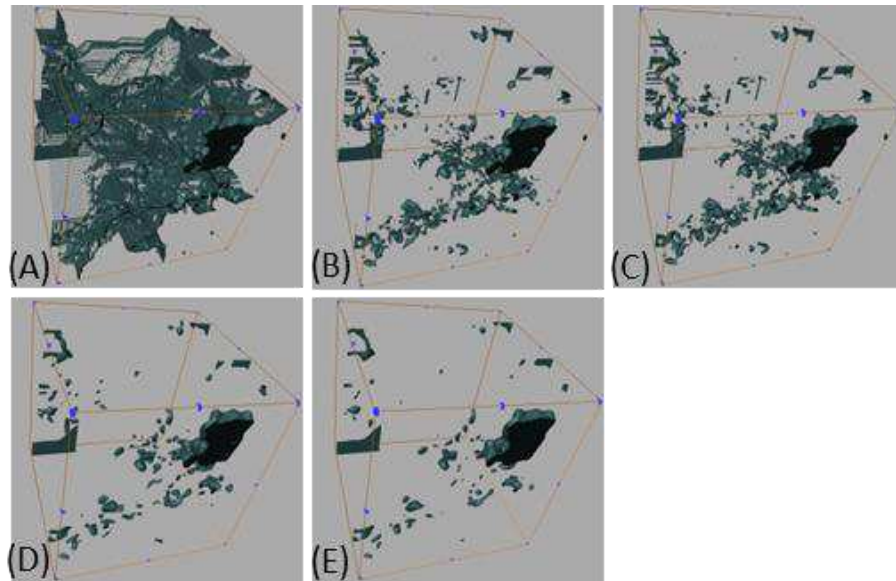


Figura A1.9 - Modelos 3D de contatos de grãos para a amostra HPC_H1 com níveis de suavização variando de 1 a 5 de (A) para (E).

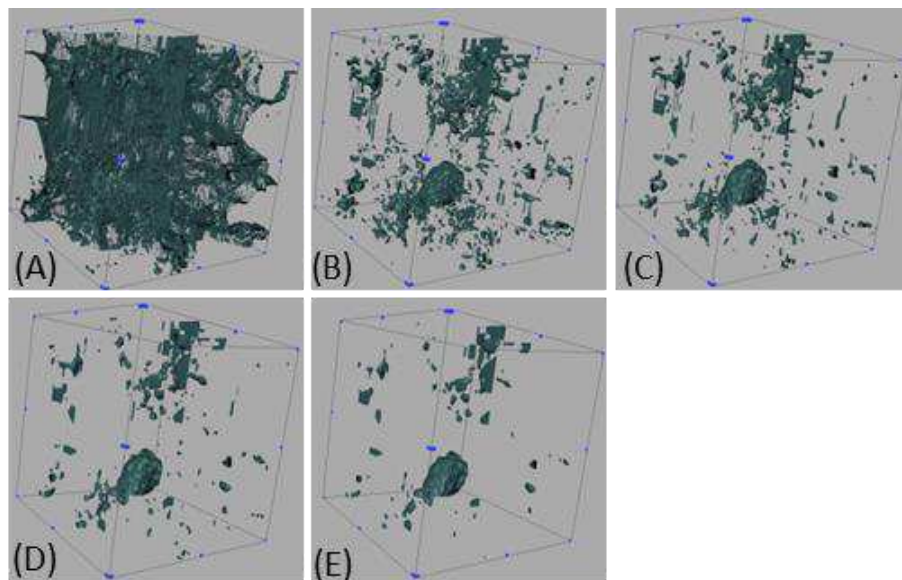


Figura A1.10 - Modelos 3D de contatos de grãos para a amostra ROSARIO_H com níveis de suavização variando de 1 a 5 de (A) para (E).

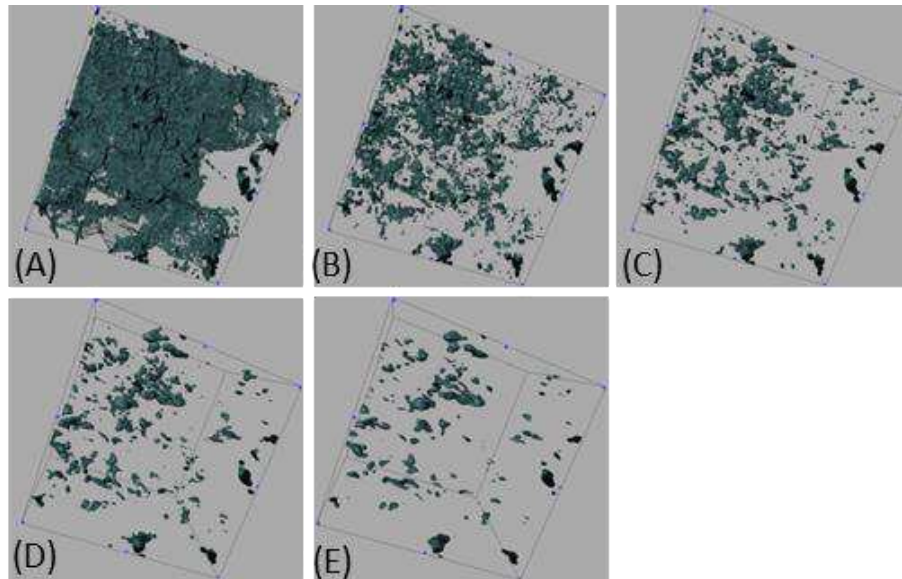


Figura A1.11 - Modelos 3D de contatos de grãos para a amostra AR_OBL_H1 com níveis de suavização variando de 1 a 5 de (A) para (E).

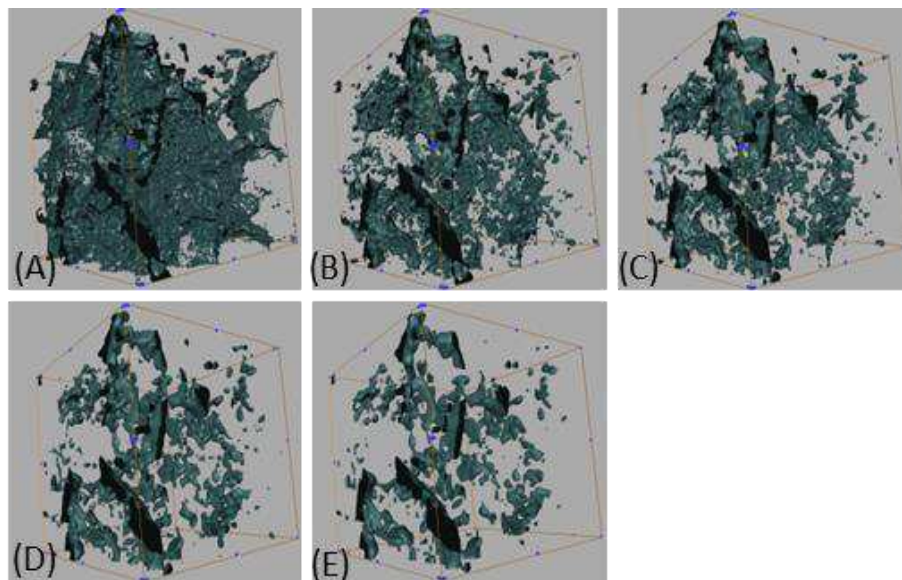


Figura A1.12 - Modelos 3D de contatos de grãos para a amostra LAJ_SOL_V com níveis de suavização variando de 1 a 5 de (A) para (E).

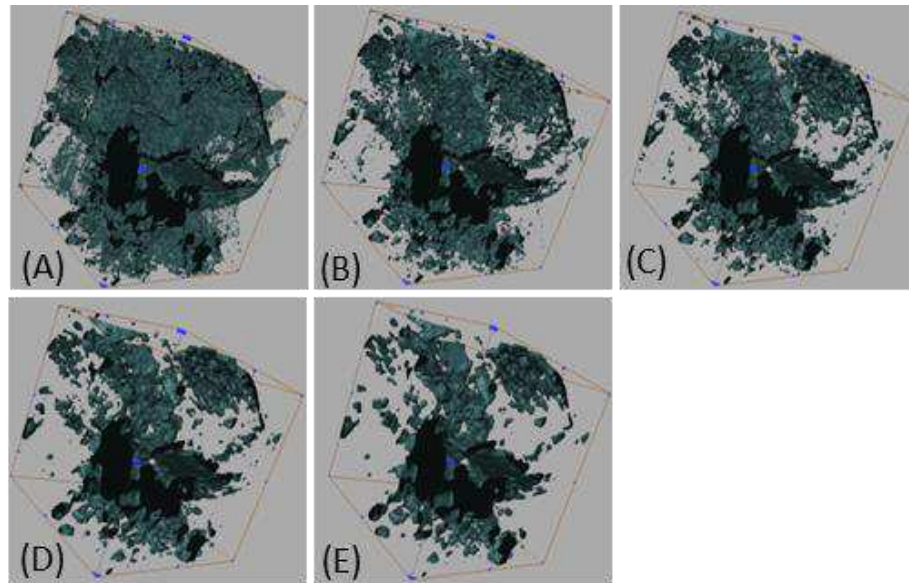


Figura A1.13 - Modelos 3D de contatos de grãos para a amostra PC3A_1 com níveis de suavização variando de 1 a 5 de (A) para (E).

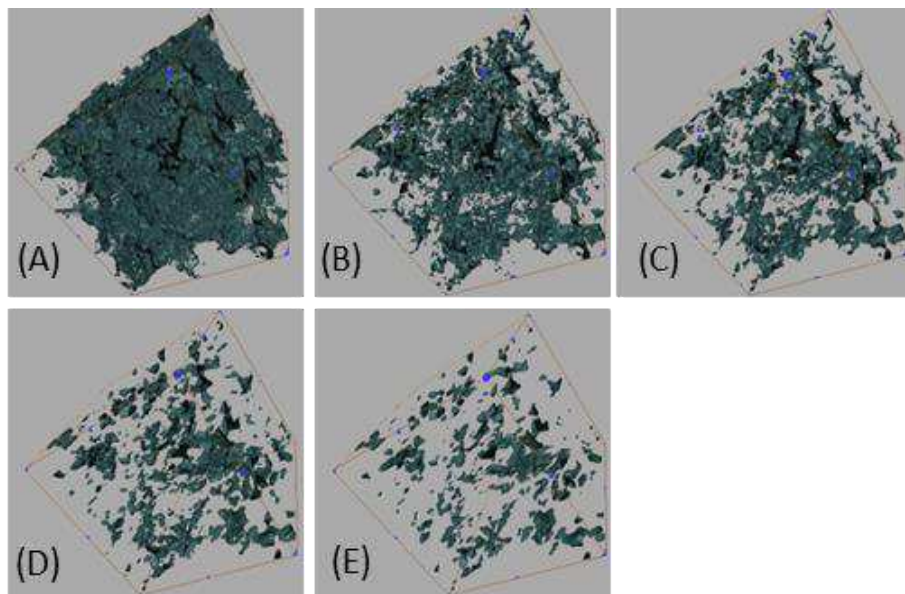


Figura A1.14 - Modelos 3D de contatos de grãos para a amostra PC3C_23_V com níveis de suavização variando de 1 a 5 de (A) para (E).

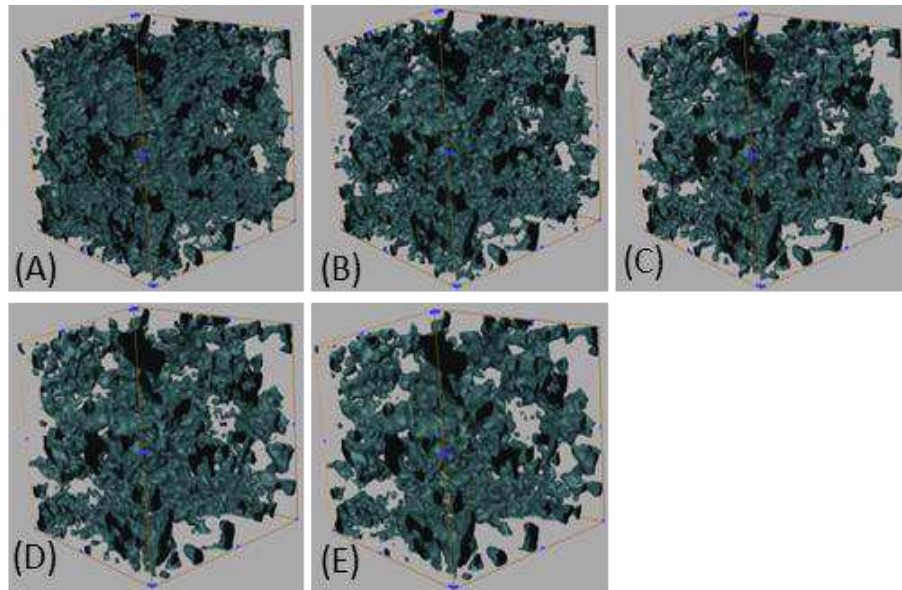


Figura A1.15 - Modelos 3D de contatos de grãos para a amostra NAS_1 com níveis de suavização variando de 1 a 5 de (A) para (E).

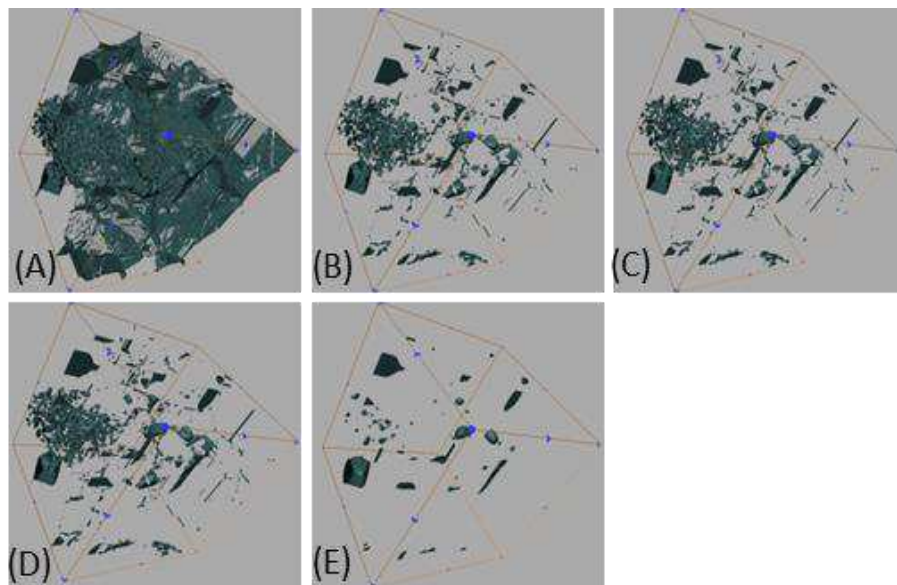


Figura A1.16 - Modelos 3D de contatos de grãos para a amostra PC1A_1 com níveis de suavização variando de 1 a 5 de (A) para (E).

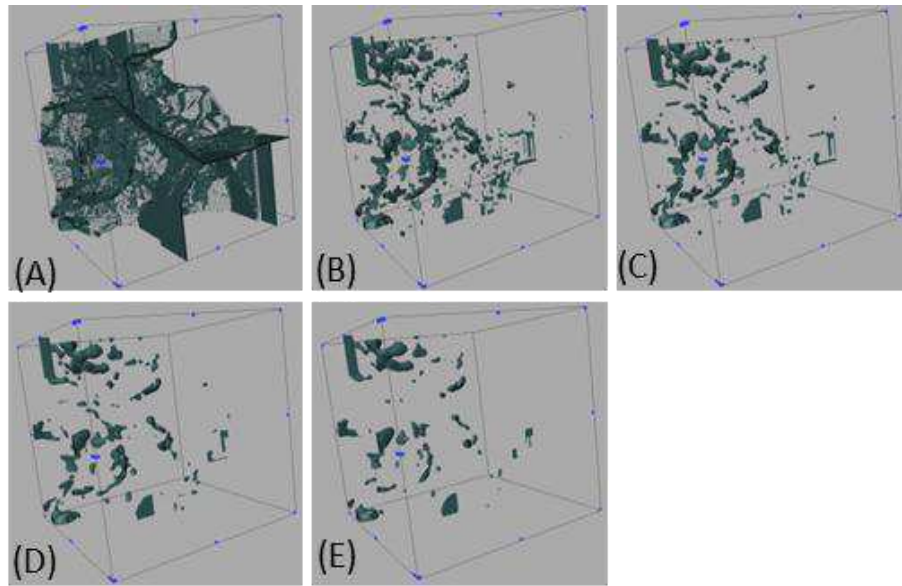


Figura A1.17 - Modelos 3D de contatos de grãos para a amostra PC2J_2B com níveis de suavização variando de 1 a 5 de (A) para (E).