

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

**DIAGÊNESE E QUALIDADE DE RESERVATÓRIO DOS ARENITOS E
CONGLOMERADOS CRETÁDICOS DO CAMPO DE FAZENDA CEDRO NORTE,
BACIA DO ESPÍRITO SANTO, BRASIL**

MATIAS MARTINI

ORIENTADOR – Prof. Dr. Luiz Fernando De Ros

Porto Alegre – 2014

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

**DIAGÊNESE E QUALIDADE DE RESERVATÓRIO DOS ARENITOS E
CONGLOMERADOS CRETÁCIOS DO CAMPO DE FAZENDA CEDRO NORTE,
BACIA DO ESPÍRITO SANTO, BRASIL**

MATIAS MARTINI

ORIENTADOR – Prof. Dr. Luiz Fernando De Ros

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Geraldo N. C. Sgarbi (UFMG/IG)

Profa. Dra. Karin Goldberg (UFRGS/IG)

Dra. Sylvia M. C. Anjos (PETROBRAS/E&P-EXP)

Dissertação de Mestrado
apresentada como requisito parcial
para a obtenção do Título de
Mestre em Ciências.

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

Reitor: Carlos Alexandre Netto

Vice-Reitor: Rui Vicente Oppermann

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Diretor: André Sampaio Mexias

Vice-Diretor: Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Martini, Matias

Diagênese e Qualidade de Reservatório dos Arenitos e Conglomerados Cretácicos do Campo de Fazenda Cedro Norte, Bacia do Espírito Santo, Brasil / Matias Martini. -- 2014.

60 f.

Orientador: Luiz Fernando De Ros.

Dissertação (Mestrado) -- Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, BR-RS, 2014.

1. Bacia do Espírito Santo. 2. Cretáceo. 3. Arenitos. 4. Diagênese. 5. Reservatórios. I. De Ros, Luiz Fernando, orient. II. Título.

Universidade Federal do Rio Grande do Sul - Campus do Vale Av. Bento Gonçalves, 9500 - Porto Alegre - RS - Brasil

CEP: 91501-970 / Caixa Postal: 15001.

Fone: +55 51 3308-6329 Fax: +55 51 3308-6337

E-mail: bibgeo@ufrgs.br

AGRADECIMENTOS

Agradeço, em primeiro lugar, aos meus pais, Romeu e Renata, por toda dedicação e paciência.

Ao meu irmão Amós, pela ajuda e compreensão.

Aos colegas da Petrobras, em especial à Vânia Campinho, por todo o aprendizado e apoio incomensurável neste curto período de convivência.

Aos amigos de curso, Isa, Gustavo, Lanys e Marquitto, pelos anos de muita reclamação e pessimismo. :P

And last, but not least, ao De Ros, por ser mais que um mero orientador e ter me apresentado à área mais interessante da Geologia: a Petrologia Sedimentar.

RESUMO

A Bacia do Espírito Santo, uma das bacias mais prolíficas do Brasil, está localizada na margem sudeste do país. Importantes acumulações de hidrocarbonetos são encontradas tanto na porção *offshore*, nos arenitos turbidíticos da Formação Urucutuca, como também na porção *onshore*, nos arenitos fluviais e estuarinos do Membro Mucuri da Formação Mariricu. Os arenitos Mucuri correspondem às fácies marginais dos recém-descobertos e imensos reservatórios carbonáticos lacustres do "pré-sal".

A identificação e compreensão dos controles deposicionais e diagenéticos sobre a qualidade e heterogeneidade de tais reservatórios contribui para a redução dos riscos de exploração e para a otimização na recuperação de petróleo dos campos petrolíferos produtores. O estudo dos arenitos do Mucuri possibilita angariar informações sobre as condições ambientais prevalecentes ao longo das margens dos lagos onde formaram-se os reservatórios do "pré-sal", cuja gênese e evolução são ainda pouco compreendidas.

Os reservatórios Mucuri são caracterizados por intensa cimentação eodiagenética e substituição de grãos por esmectita e K-feldspato, resultado da interação entre salmouras alcalinas e uma mineralogia detrítica fortemente imatura. Com o soterramento progressivo, ocorreu a precipitação de dolomita, quartzo e pirita, e a ilitização das esmectitas. Em contraste, o influxo de água meteórica nos reservatórios do Urucutuca ocasionou intensa e heterogênea dissolução de grãos (principalmente de plagioclásio) e autigênese de caulinita, seguida por quartzo, dolomita/anquerita e albita.

As alterações diagenéticas foram fortemente controladas pelas texturas deposicionais, mineralogia detrítica, composição química das águas intersticiais, taxas de fluxo de fluidos e pela história térmica e de soterramento. Os principais processos responsáveis pela modificação da porosidade foram a compactação mecânica, a dissolução de grãos e a cimentação eodiagenética por argilominerais (caulinita e/ou esmectita) e carbonatos (principalmente dolomita/anquerita). A dissolução de grãos instáveis e a precipitação do material dissolvido em poros adjacentes resultou em sistemas porosos complexos e heterogêneos.

ABSTRACT

The Espírito Santo Basin, one of the most prolific basins of Brazil, is located in Brazil southeastern margin. Important hydrocarbon accumulations are found both in the offshore portion, in the turbiditic sandstones of the Urucutuca Formation, and in the onshore portion, in fluvial and estuarine sandstones of the Mucuri Member of Mariricu Formation. The Mucuri sandstones correspond to the marginal facies of the huge, newly discovered "pre-salt" lacustrine carbonate reservoirs.

The identification and understanding of the depositional and diagenetic controls on the quality and heterogeneity of these reservoirs contributes to reduce the exploration risks and to optimize oil recovery from producing oilfields. The specific study of the Mucuri sandstones enables to gather information on the prevailing environmental conditions along the margins of the lakes where were formed the "pre-salt" reservoirs, which genesis and evolution is still poorly understood.

The Mucuri reservoirs are characterized by intense eodiagenetic replacement and cementation by smectite and K-feldspar, as result to the interaction between alkaline brines and the strongly immature detrital mineralogy. With progressive burial, occurred the precipitation of dolomite, quartz and pyrite, and smectite illitization. Conversely, an influx of meteoric water in the Urucutuca reservoirs resulted in intense and heterogeneous dissolution of grains (mostly plagioclase) and authigenesis of kaolinite, followed by quartz, dolomite/ankerite and albite.

The diagenetic alterations were strongly controlled by the depositional textures, detrital mineralogy, pore waters chemistry, fluid flow rates and thermal-burial history. The main processes responsible for porosity modification were the mechanical compaction, grain dissolution and eodiagenetic cementation by clay-minerals (kaolinite or smectite) and carbonates (mainly dolomite/ankerite). The dissolution of unstable grains and the precipitation of the dissolved materials in adjacent pores resulted in complex and heterogeneous pore systems.

SUMÁRIO

RESUMO	5
ABSTRACT	6
SUMÁRIO.....	7
SOBRE A ESTRUTURA DESTA DISSERTAÇÃO.....	8
1. OBJETIVOS	9
2. CONTEXTO GEOLÓGICO	9
3. ESTADO DA ARTE.....	11
3.1 Diagênese - definição e estágios	11
3.2 Controles sobre a diagênese siliciclástica	11
3.3 Controles deposicionais e diagenéticos sobre a qualidade de reservatórios	14
4. METODOLOGIA	16
5. SÍNTESE DOS RESULTADOS E INTERPRETAÇÕES	17
6. BIBLIOGRAFIA.....	19
7. ARTIGO.....	23
8. ANEXOS	58

SOBRE A ESTRUTURA DESTA DISSERTAÇÃO

Esta dissertação de mestrado está estruturada em torno do artigo: *Diagenesis and reservoir quality of Cretaceous sandstones and conglomerates of the Fazenda Cedro Norte Field, Espírito Santo Basin, eastern Brazil*, submetido para publicação no periódico *Sedimentary Geology*. Conseqüentemente, sua organização compreende as seguintes partes principais:

a) Introdução sobre o tema e descrição do objeto da pesquisa de mestrado, onde estão sumarizados os objetivos e a filosofia de pesquisa desenvolvidos, o estado da arte sobre o tema de pesquisa, e os principais resultados e interpretações do estudo.

b) Artigo: *Diagenesis and reservoir quality of Cretaceous sandstones and conglomerates of the Fazenda Cedro Norte Field, Espírito Santo Basin, eastern Brazil*, submetido para publicação no periódico internacional *Sedimentary Geology*, escrito pelo autor durante o desenvolvimento de seu Mestrado.

c) Anexos, compreendendo: tabela de resultados de petrografia quantitativa, e descrições petrográficas individuais das amostras analisadas, com respectiva documentação fotomicrográfica.

1. OBJETIVOS

Os principais objetivos deste estudo foram:

- 1) Verificar a existência de diferenças texturais e/ou composicionais, em escala de lâmina delgada, entre os reservatórios do Membro Mucuri da Formação Mariricu e da Formação Urucutuca no Campo de Fazenda Cedro Norte, Bacia do Espírito Santo;
- 2) Discutir os controles sobre a distribuição espacial e temporal das principais alterações diagenéticas;
- 3) Discutir os principais controles deposicionais e diagenéticos sobre a qualidade dos reservatórios.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO

A Bacia do Espírito Santo, localizada na margem sudeste brasileira, tem uma área prospectável de cerca de 25.000 km². Os limites da bacia são definidos a leste pelo Complexo Vulcânico de Abrolhos, a oeste pelo embasamento cristalino pré-cambriano, ao norte pelo *Paleocanyon* de Mucuri e, ao sul, pelo Alto de Vitória.

A origem da Bacia do Espírito Santo está relacionada ao rompimento do supercontinente Gondwana e à abertura do Oceano Atlântico Sul. O preenchimento sedimentar da bacia pode ser dividido em cinco megassequências deposicionais: rifte continental (Neocomiano - Aptiano Inferior), evaporítica transicional (Aptiano Médio - Albiano Inferior), marinho raso (Albiano Inferior - Albiano Médio), marinho transgressivo (Albiano Superior - Terciário Inferior) e marinho regressivo (Terciário Inferior - Recente).

O embasamento pré-cambriano da bacia é composto por migmatitos, granulitos, gnaisses granatíferos e granitóides do Cráton São Francisco (França *et al.*, 2007). O registro sedimentar mais antigo é representado pela Formação Cricaré, principal unidade geradora da bacia (Carvalho *et al.*, 1989; Estrella *et al.*, 1984).

A Formação Cricaré foi recoberta pela Formação Mariricu (Aptiano), que é dividida em dois membros: o Membro Mucuri, que compreende principalmente conglomerados e arenitos fluviais e arenitos estuarinos-lacustres que estão intercalados com pelitos, calcários e anidritas, representando curtos períodos de transgressão marinha. O Membro Itaúnas é representado por anidritas e carbonatos,

a oeste, e por halita, em águas mais profundas (Lima & Aurich, 1992). Esta unidade foi depositada como resultado da transgressão marinha sob condições de circulação restrita e condições climáticas áridas (Biassusi *et al.*, 1990; França *et al.*, 2007) .

Com a abertura do Oceano Atlântico Sul, arenitos e conglomerados da Formação São Mateus e carbonatos da Formação Regência, que compõem o Grupo Nova Barra, foram depositados durante o Albiano-Cenomaniano em condições marinhas rasas.

Durante o Cretáceo Superior e o Terciário Inferior, a subsidência térmica e flexural crustal provocou um generalizado basculamento da bacia para leste, favorecendo condições marinhas profundas, e causando o afogamento e a erosão dos carbonatos, evaporitos e arenitos por sistemas turbidíticos.

A deposição dos turbiditos da Formação Urucutuca, na parte atualmente *onshore* da bacia, ocorreu no interior de canyons submarinos escavados na plataforma. O preenchimento dos canyons ocorreu na forma de complexos de canais turbidíticos assimétricos e diques marginais. Os sedimentos de preenchimento de canais consistem principalmente a conglomerados e arenitos maciços, enquanto os depósitos de diques assimétricos são representados por lutitos bioturbados e arenitos finamente laminados (Bruhn, 1993). A leste, grandes lobos turbidíticos canalizados foram depositados junto a margas e lutitos. Tais depósitos têm granulometria mais fina e são geralmente menos espessos e lateralmente mais extensos do que os arenitos de preenchimento de canal, na parte *onshore*. Os Paleocanyons de Regência e Cedro foram os principais sítios para a deposição dos turbiditos proximais grosseiros e, potencialmente, também caminhos para o fornecimento dos sedimentos para os sistemas turbidíticos na parte *offshore* da bacia (Biassusi *et al.*, 1990, Del Rey & Zembruscki, 1991).

A deposição dos sedimentos turbidíticos ocorreu durante episódios de queda relativa do nível do mar durante as condições predominantemente transgressivas (Bruhn, 1993), ou estão mais comumente relacionados a episódios tectônicos desconectados das variações do nível do mar, como na Bacia de Campos, situada ao sul da Bacia do Espírito Santo (Fetter *et al.*, 2009). Os depósitos turbidíticos foram recobertos por leques deltáicos progracionais da Formação Rio Doce e carbonatos plataformais da Formação Caravelas, sob condições marinhas rasas regressivas. Importante magmatismo vulcânico intraplaca, formado por intrusões e lavas submarinas, é representado pela Formação Abrolhos (Cordani & Blazekovic, 1970).

3. ESTADO DA ARTE

3.1 Diagênese - definição e estágios

Segundo Worden & Burley (2003), a diagênese é definida por um amplo conjunto de processos físicos, químicos e biológicos pós-deposicionais, através dos quais os sedimentos, em interação com a água intersticial, sofrem reações geoquímicas e texturais buscando o equilíbrio com o ambiente.

Os estágios diagenéticos identificados neste estudo são baseados na classificação *sensu* Choquette & Pray (1970), sendo eles: eodiagênese, ocorrendo relativamente logo após a deposição e sob influência das condições superficiais, e mesodiagênese, desenvolvido durante o soterramento, ou seja, sob efetivo isolamento da circulação de fluidos superficiais e sob temperaturas e pressões crescentes.

3.2 Controles sobre a diagênese siliciclástica

A diagênese de rochas siliciclásticas é controlada por um amplo conjunto de parâmetros inter-relacionados, sendo os principais: as texturas e estruturas deposicionais, a composição mineralógica e dos fluidos intersticiais, a história de soterramento, a presença de matéria orgânica, e as taxas de fluxo de fluidos (De Ros, 1996; Worden & Burley, 2003).

Características deposicionais (composição detrítica, geometria, granulometria, interconectividade dos corpos) têm forte influência sobre o padrão de circulação e as taxas de fluxo dos fluidos intersticiais e, conseqüentemente, na distribuição das alterações diagenéticas. Arenitos com melhor seleção e menor conteúdo de lama possuem uma melhor circulação de fluidos, permitindo maior intensidade de cimentação e dissolução de grãos e cimento. Entretanto, em arenitos com maior conteúdo de argila, o fluxo de fluidos é restrito, restringindo a intensidade das alterações diagenéticas (Aktas & Cocker, 1994).

Os tipos, padrões e distribuição das alterações diagenéticas são fortemente influenciadas pela composição dos grãos (Surdam *et al.*, 1989; Dutton, 1993; De Ros, 1996), bem como pela composição dos fluidos intersticiais e dos constituintes eodiagenéticos (De Ros, 1996; Morad, 1998).

Como exemplo deste controle, a evolução diagenética dos arenitos da Bacia de Green River é fortemente influenciada pela sua composição detrítica (Dutton, 1993). Ao norte do Arco Moxa, nessa bacia, a abundância de fragmentos de rochas dúcteis e de feldspatos resultou, respectivamente, em maior intensidade de compactação, de dissolução de feldspatos e precipitação de calcita nos arenitos. Nos arenitos ocorrentes ao sul do Arco Moxa, a composição detrítica, mais rica em grãos de quartzo, foi responsável por um menor grau de compactação mecânica. Entretanto, como estes foram submetidos a maiores temperaturas do que aqueles situados ao norte, sofreram maior dissolução por pressão e estilolitização, processos responsáveis pela geração de sílica presente na sua importante cimentação mesodiagenética por quartzo.

De Ros (1996) destaca a importância que a composição detrítica, dos constituintes eodiagenéticos e dos fluidos presentes nos poros tem sobre os padrões da evolução diagenética de arenitos de vinte unidades clásticas com idades, ambientes deposicionais, paleoclima, história de soterramento e mineralogia detrítica distintas. Adicionalmente, verifica o controle exercido pelas condições paleoclimáticas, e da influência de grãos detríticos lábeis sobre a composição de fases eodiagenéticas, tendo estas um importante papel na mesodiagênese.

Argilominerais diagenéticos formam-se diretamente em espaço poroso, a partir da alteração direta de grãos detríticos, e também da transformação de argilominerais precursores detríticos ou autigênicos. Sua formação e ocorrência tem forte influência da composição dos fluidos. Durante a eodiagênese, os fluidos são caracteristicamente meteórico, para as caulinitas, ou alcalino e salino para as esmectitas, havendo ainda influência da distribuição de substratos detríticos adequados à alteração para esses argilominerais e da taxa de fluxo de fluidos (Ketzer *et al.*, 2003; McKinley *et al.*, 2003; Worden & Morad, 2003). Com o soterramento crescente, os argilominerais eodiagenéticos tornam-se instáveis frente a novas condições físico-químicas, sendo substituídos e/ou recobertos por fases mineralógicas mais estáveis, como por exemplo na substituição de esmectitas por illitas (McKinley *et al.*, 2003; Worden & Morad, 2003).

A ocorrência de caulinita eodiagenética em arenitos turbidíticos do Cretáceo Superior na Bacia do Espírito Santo foi atribuída à percolação por água meteórica devido à queda relativa do nível do mar (Mansurbeg *et al.*, 2012). Nota-se que sua distribuição é fortemente influenciada pela existência de substratos detríticos adequados (p. ex: grãos de feldspatos e micas), bem como da distribuição da

permeabilidade. Arenitos com maior permeabilidade original tiveram maiores taxas de fluxo por água meteórica, acarretando em maior dissolução e caulinição de grãos se comparadas a amostras de granulometria mais fina, excetuando-se aquelas ricas em micas, intensamente caulinizadas.

Conforme Morad *et al.* (2012), o tempo ao qual o sedimento é exposto a determinadas condições geoquímicas (i.e., tempo de residência), tem forte controle sobre os processos e produtos diagenéticos gerados. Comumente, durante longos períodos de exposição subaérea, especialmente em climas úmidos e com ativa circulação de água meteórica, a caulinição e dissolução de grãos e cimentos marinhos são típicas alterações diagenéticas. Já em depósitos plataformais, onde taxas de sedimentação baixas promovem longos períodos de residência na interface água-sedimento e logo abaixo do leito marinho, as alterações diagenéticas são mediadas por troca de massa por difusão entre a água marinha e os sedimentos. McKay *et al.* (1995) detalham o controle exercido pela composição química dos fluidos intersticiais durante a eodiagênese.

As alterações mesodiagenéticas são fortemente influenciadas pela distribuição das alterações eodiagenéticas, bem como pela temperatura, pressão e composição dos fluidos intersticiais (Morad, 2000).

O padrão de distribuição e a evolução geoquímica de cimentos carbonáticos eodiagenéticos (como calcita, dolomita, siderita e anquerita) são fortemente influenciadas pelo ambiente deposicional, pelas texturas e composição detrítica, e pela presença de matéria orgânica (Morad, 1998). Já em condições mesodiagenéticas, a temperatura, a pressão, o tempo de residência, o padrão e as taxas de fluxo dos fluidos, bem como a distribuição dos cimentos eodiagenéticos, são os principais fatores controladores. A fonte dos íons necessários para sua precipitação pode ser gerada internamente, através da dissolução de bioclastos carbonáticos, grãos de plagioclásio cálcico e material vulcanoclástico, ou externamente, por interação com rochas carbonáticas, evaporíticas e lutitos associados (Morad, 1998).

Recentemente, diversos autores (Ketzer *et al.*, 2002; Ketzer *et al.*, 2003; Al-Ramadan *et al.*, 2005; El-Ghali *et al.*, 2006; Mansurbeg *et al.*, 2006) demonstram que a distribuição das alterações diagenéticas (em particular, as eodiagenéticas, relacionadas com o ambiente deposicional) podem ser previstas sob a ótica da estratigrafia de sequências, visto que diversos parâmetros, como composição

detrítica e dos fluidos, e taxa de sedimentação, estão diretamente relacionados com mudanças relativas no nível do mar.

Ketzer *et al.* (2002) demonstram que a abundância de bioclastos carbonáticos e as baixas taxas de sedimentação controlaram a cimentação eodiagenética por calcita e dolomita nos depósitos de *lags* transgressivos, nas superfícies de parassequências do Trato de Sistema Transgressivo e do Trato de Sistema de Mar Alto (TSMA), bem como ao longo de superfícies transgressivas no topo dos vales incisos. De maneira similar, arenitos bioclásticos do TSMA influenciados por ondas são tipicamente cimentados por calcita precoce. Por outro lado, em depósitos fluvio-deltáicos do TSMA e fluviais do Trato de Sistema de Mar Baixo, com baixo teor de bioclastos carbonáticos, a cimentação expressiva ocorre apenas sob condições mesodiagenéticas.

3.3 Controles deposicionais e diagenéticos sobre a qualidade de reservatórios

A previsão e a compreensão da distribuição da porosidade e permeabilidade em reservatórios clásticos, resultado da interação entre parâmetros deposicionais e diagenéticos, é de suma importância para os programas de exploração e exploração de hidrocarbonetos. Diversos trabalhos (ex. Beard & Weyl, 1973; Bjørlykke *et al.*, 1992; Bloch, 1994, Bloch & McGowen, 1995; Ehrenberg, 1989; Ehrenberg, 1990; Mansurbeg *et al.*, 2008; Dutton & Loucks, 2010; Morad *et al.*, 2010, Morad *et al.* 2012; De Ros & Scherer, 2012) discutem os controles exercidos que por fatores deposicionais e/ou diagenéticos sobre a qualidade de reservatórios.

Parâmetros deposicionais, como a composição dos grãos, seleção, arredondamento e tamanho de grãos, são importantes fatores controladores da porosidade original bem como na sua evolução frente a alterações diagenéticas.

O tamanho dos grãos e a seleção definem os valores de porosidade inicial (Beard & Weyl, 1973). Diferentes ambientes de sedimentação geram fácies deposicionais específicas, com parâmetros texturais e composicionais distintos, diretamente relacionáveis com a qualidade de reservatórios. Tal relação é mais facilmente observável em reservatórios rasos, pouco alterados pela diagênese, apesar de que parte dos reservatórios profundos, com moderado a alto grau de alterações diagenéticas, apresentam relação entre sua qualidade de reservatório final e sua porosidade deposicional (Bloch, 1994).

A estabilidade mecânica e química dos arenitos é fortemente controlada pela composição dos grãos (Bloch, 1994; De Ros, 1996). Grãos mecanicamente mais rígidos, como grãos de quartzo, têm maior capacidade de resistir à compactação e preservar o espaço poroso, enquanto arenitos com maior abundância de grãos dúcteis, como fragmentos de rochas metamórficas, são mais susceptíveis a compactação e perda da porosidade (Bloch, 1994; Dutton & Loucks, 2010). Outrossim, arenitos composicionalmente imaturos (i.e., ricos em feldspatos, fragmentos vulcânicos e intraclastos lamosos), mais susceptíveis à alteração e geração de subprodutos como argilominerais, apresentam limitada capacidade de preservação da porosidade deposicional (De Ros, 1996).

Além de misturar sedimentos finos e grossos, reduzindo a seleção e, portanto, a porosidade deposicional, a bioturbação aumenta a alcalinidade e favorece a precipitação de calcita (Berner, 1980) ou dolomita (Hendry *et al.*, 2000), reduzindo a porosidade e permeabilidade dos arenitos (Al-Ramadan *et al.*, 2005).

Ehrenberg (1990) discute a relação entre a compactação e a cimentação em arenitos da Formação Garn, Noruega. A falta de correlação entre os valores da porosidade com parâmetros texturais (seleção e tamanho de grãos) e composicionais (existência de feldspatos e/ou micas) indicam que a perda da porosidade é controlada principalmente por processos diagenéticos. O principal processo redutor da porosidade daqueles arenitos foi a compactação. Entretanto, a compactação aparenta ter maior efetividade em profundidades inferiores a 2.000m, enquanto, para maiores profundidades, a cimentação por quartzo foi o principal agente redutor da porosidade.

A cimentação parcial eo- ou mesodiagenética, sob determinadas condições de volumes, tipos, padrão de distribuição e hábitos - como, por exemplo, de microquartzo (Aase *et al.*, 1996; French *et al.*, 2012), dolomita (Souza *et al.*, 1995), siderita (Dutton *et al.*, 1996), esmectita (Harrison, 1989) ou clorita (Ehrenberg, 1993) - pode prevenir e/ou reduzir a perda da porosidade por compactação e/ou cimentação por fases diagenéticas posteriores. Obviamente, a cimentação pervasiva é altamente prejudicial à qualidade dos reservatórios. Morad (1998) ressalta que intervalos intensamente cimentados por carbonatos atuam como barreiras à circulação de fluidos, incrementando ainda mais a heterogeneidade dos reservatórios.

A temperatura tem efeito direto sobre a taxa de precipitação de minerais e a estabilidade dos constituintes detríticos e diagenéticos (Wilson, 1994), como para o

quartzo (Worden & Morad, 2000) e os carbonatos (Morad *et al.*, 1998). Wilson (1994) discute a importância de parâmetros como pressão, tempo e stress tectônico na evolução da porosidade e permeabilidade de reservatórios.

Morad *et al.* (2010, 2012) defendem que as alterações eodiagenéticas podem ter sua distribuição espacial e temporal previstas dentro do contexto da estratigrafia de sequências e que, por conseguinte, a qualidade e heterogeneidade de diversos reservatórios também o podem ser.

A qualidade de reservatórios é o resultado da soma de diversos fatores e não de um único parâmetro, conforme exemplificado em estudo de Mansurbeg *et al.* (2008). Estudando uma sucessão de arenitos de águas profundas do Paleoceno da Bacia Faroës-Shetland, na plataforma continental britânica, os autores concluíram que a qualidade dos reservatórios é controlada por quatro fatores principais: textura deposicional (i.e., faciológico), composição detrítica, percolação de água meteórica e temperatura. A evolução da porosidade foi controlada por várias alterações diagenéticas, de maneira variável, desde a cimentação por carbonatos, argilominerais e quartzo, bem como pela compactação mecânica e química. A geração de porosidade tem forte influência deposicional, neste caso, a distribuição dos grãos de feldspatos que foram dissolvidos em variados graus de intensidade criando poros intragranulares com diferentes graus de conectividade. Apesar disso, a porosidade intergranular e intragranular diminuem sistematicamente com o aumento de profundidade.

4. METODOLOGIA

A metodologia utilizada neste trabalho compreendeu:

- 1) Compilação de dados pertinentes à Bacia do Espírito Santo, especialmente aos depósitos do Cretáceo;
- 2) Pesquisa acerca das inter-relações entre parâmetros texturais, composição primária, processos e produtos diagenéticos, e seus impactos sobre a qualidade de reservatórios siliciclásticos;
- 3) Descrição petrográfica de setenta e sete lâminas delgadas, com o uso de microscópio de luz polarizada. As principais texturas e estruturas deposicionais, tipos e modificações dos constituintes detríticos, e os hábitos,

teores, localização, distribuição e relações paragenéticas dos constituintes diagenéticos, além dos tipos de poros, foram discriminados e quantificados. A contagem modal foi feita através da contagem de 300 pontos por lâmina, segundo transversas perpendiculares à laminação ou à orientação preferencial dos grãos, evitando-se a contagem múltipla do mesmo grão. A diferenciação entre os cimentos carbonáticos foi feita através do tingimento com solução de alizarina e ferrocianeto de potássio (Tucker, 1988).

- 4) Processamento estatístico e gráfico dos resultados a fim de verificar a existência de diferenças texturais e/ou composicionais entre o Membro Mucuri da Formação Mariricu e a Formação Urucutuca no Campo de Fazenda Cedro Norte, bem como seus impactos sobre a porosidade nos depósitos estudados.
- 5) Confecção de artigo e dissertação.

5. SÍNTESE DOS RESULTADOS E INTERPRETAÇÕES

O estudo dos reservatórios siliciclásticos do Cretáceo da Fazenda Cedro Norte, Bacia do Espírito Santo, leste do Brasil, revelou que:

- 1) Os reservatórios são predominantemente arenitos, raramente conglomerados, majoritariamente mal selecionados, com tamanho modal de areia média e grossa, composicionalmente classificados como arcósios, ricos em grãos de feldspatos e fragmentos de rochas plutônicas.
- 2) A qualidade dos reservatórios foi fortemente influenciada pelas alterações diagenéticas que foram, por sua vez, controladas pela textura deposicional, mineralogia detrítica, composição, taxas e padrão de circulação de fluidos, e pela história térmica e de soterramento.
- 3) Os processos e produtos diagenéticos do Membro Mucuri da Formação Mariricu são resultado da interação entre salmouras alcalinas derivadas do sistema lacustre adjacente com a composição detrítica imatura e instável, rica em minerais pesados, micas e feldspatos. Tal combinação resultou em uma intensa cimentação e/ou substituição por esmectita e K-feldspato em condições eodiagenéticas. Sob condições mesodiagenéticas, ou seja, sob efetivo isolamento das condições superficiais e crescentes temperaturas e

pressões, ocorreu a precipitação de dolomita e quartzo e a ilitização das esmectitas, bem como limitada compactação química.

- 4) Os reservatórios turbidíticos da Formação Urucutuca, por sua vez, foram submetidos à intensa dissolução e caulinição eodiagenética, decorrente do influxo de água meteórica e fortemente controlada pela composição detrítica rica em grãos de feldspatos e micas. As alterações mesodiagenéticas foram limitadas, representadas basicamente pela precipitação de pirita, dolomita/anquerita e quartzo.
- 5) Apesar de restrita, a compactação foi o principal processo na redução da porosidade original dos reservatórios analisados, salvo em algumas amostras onde a cimentação carbonática foi pervasiva.
- 6) A porosidade é predominantemente intragranular secundária, oriunda da dissolução de grãos, embora a porosidade intergranular primária seja também importante. Muitas amostras dos reservatórios Urucutuca apresentam importante microporosidade contida nas caulinitas, o que também ocorre em menor grau nos reservatórios Mucuri, nos agregados de esmectita/illita;
- 7) A heterogênea distribuição espacial e temporal da dissolução, cimentação e compactação desenvolveu sistemas porosos complexos em ambos reservatórios na sucessão analisada;
- 8) A caracterização petrográfica revelou a inexistência de diferenças diagnósticas quanto à textura deposicional à composição primária entre os reservatórios Mucuri e Urucutuca. Entretanto, foram encontradas visíveis diferenças na composição, teor e hábito dos argilominerais diagenéticos, com presença de caulinita no Urucutuca, e de esmectita e illita/esmectita no Mucuri.

6. BIBLIOGRAFIA

- Aase, N.E., Bjørkum, P.A. & Nadeau, P.H. 1996. The effect of grain-coating microquartz on preservation of reservoir porosity. *AAPG Bulletin*, 80: 1654–1673.
- Aktas, G. & Cocker, J.D. 1994. Diagenetic and depositional controls on reservoir quality in Khuff and Unayzah Sandstones, Hawtah Trend, Central Saudi Arabia. *GEO'94 Conference Abstracts of the Middle East Petroleum Geosciences*, 44-52.
- Al-Ramadan, K., Morad, S., Proust, J.N. & Al-Aasm, I.S. 2005. Distribution of diagenetic alterations in siliciclastic shoreface deposits within a sequence stratigraphic framework: evidence from the Upper Jurassic, Boulonnais, NW France. *Journal of Sedimentary Research*, 75(5): 943-959.
- Beard, D.C. & Weyl, P.K. 1973. Influence of texture on porosity and permeability of unconsolidated sand. *AAPG Bulletin*, 57: 349-369.
- Berner, R.A. 1980. *Early diagenesis—A theoretical approach*. New Jersey, Princeton University Press, 241p.
- Biassussi, A.S., Maciel, A.A. & Carvalho, R.S. 1990. Bacia do Espírito Santo: o "Estado da Arte da Exploração". *Boletim de Geociências da Petrobras*, 4(1): 13-19.
- Bjørlykke, K., Nedkvitne, T., Ramm, M. & Saigal, G.C. 1992. Diagenetic processes in the Brent Group (Middle Jurassic) reservoirs of the North Sea: an overview. In: Morton, A.C., Haszeldine, R.S., Giles, M.R. & Brown, S. (Eds.). *Geology of the Brent Group*, Special Publication of the Geological Society of London, 61: 263–287.
- Bloch, S. 1994. Effect of detrital mineral composition on reservoir quality. In: Wilson, M. D. (Ed.). *Reservoir quality assessment and prediction in clastic rocks*. SEPM Short Course, 30: 61–182.
- Bloch, S. & MCGOWEN, J.H. 1994. Influence of depositional environment on reservoir quality prediction. In: Wilson, M. D. (Ed.). *Reservoir quality assessment and prediction in clastic rocks*. SEPM Short Course, 30: 41–57.
- Bruhn, C.H.L. 1993. *High-resolution stratigraphy, reservoir geometry, and facies characterization of Cretaceous and Tertiary turbidites from Brazilian passive margin basins*. Tese de doutorado, MacMaster University, Hamilton, Canada.
- Carvalho, R.S.; Biassusi, A.S. & Maciel, A.A. 1989. Bacia do Espírito Santo: o "estado da arte" da exploração. In: *Seminário de Interpretação Exploratória*, 1, Rio de Janeiro. Resumos Expandidos... Rio de Janeiro: Petrobras, 127-134.
- Choquette, P.W. & Pray, L.C. 1970. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *AAPG Bulletin*, 54: 207–250.
- Cordani, U.G. & Blazekovic, A. 1970. Idades radiométricas das rochas vulcânicas dos Abrolhos. ANAIS XXIV CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Porto Alegre, RS, p. 365-270.
- De Ros, L.F. 1996. *Compositional controls on sandstone diagenesis*. 292 p. Tese de doutorado, Institute of Earth Sciences, Mineralogy-Petrology, Uppsala University, Uppsala, Sweden.
- De Ros, L.F. & Scherer, C.M.S. 2012. Stratigraphic controls on the distribution of diagenetic processes, quality and heterogeneity of fluvial-aeolian reservoirs from the Recôncavo Basin, Brazil. In: Morad, S., Ketzer, J. M. & De Ros, L.F. (Eds.).

Linking Diagenesis to Sequence Stratigraphy. IAS Special Publication, 45: 105-132.

- Del Rey, A.C. & Zembruski, S.G. 1991. Estudo Hidrogeotérmico das Bacias do Espírito Santo e Mucuri. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 5(1/4): 25-38.
- Dutton, S.P. 1993. Influence of provenance and burial history on diagenesis of Upper Cretaceous Frontier Formation sandstones, Green River Basin, Wyoming. *Journal of Sedimentary Petrology*, 63(4): 665–677.
- Dutton, S.P., Hamlin, H.S., Folk, R. L. & Clift, S.J. 1996. Early siderite cementation as a control on reservoir quality in submarine fan sandstones, Sonora Canyon Gas Play, Val Verde Basin, Texas. *In*: Crossey, L.J., Loucks, R. & Totten, M.W. (Eds.). *Siliciclastic diagenesis and fluid flow-concepts and applications*. SEPM Special Publication, 55: 115–127.
- Dutton, S.P. & Loucks, R.G. 2010. Diagenetic controls on evolution of porosity and permeability in lower Tertiary Wilcox sandstones from shallow to ultradeep (200–6700 m) burial, Gulf of Mexico Basin, U.S.A. *Marine and Petroleum Geology*, 27(1): 69–81.
- Ehrenberg, S.N. 1989. Assessing the relative importance of compaction processes and cementation to reduction of porosity in sandstones: discussion; Compaction and porosity evolution of Pliocene sandstones, Ventura Basin, California: discussion. *AAPG Bulletin*, 73: 1274-1276.
- Ehrenberg, S.N. 1990. Relationship between diagenesis and reservoir quality in sandstones of the Garn Formation, Haltenbanken, mid-Norwegian continental shelf. *AAPG Bulletin*, 74: 1538–1558.
- Ehrenberg, S.N. 1993. Preservation of anomalously high porosity in deeply buried sandstones by grain-coating chlorite: examples from the Norwegian continental shelf. *AAPG Bulletin*, 77: 1260-1286.
- El-Ghali, M.A.K., Mansurbeg, H., Morad, S., Al-Aasm, I. & Ajdanlisky, G. 2006. Distribution of diagenetic alterations in fluvial and paralic deposits within sequence stratigraphic framework: Evidence from the Petrohan terrigenous group and the Svidol Formation, Lower Triassic, NW Bulgaria. *Sedimentary Geology*, 190: 299–321.
- Estrella, G., Mello, M.R., Gaglianone, P.C., Azevedo, R.L.M., Tsubone, K., Rossetti, E., Concha, J. & Brüning, I.M.R.A. 1984. The Espírito Santo Basin (Brazil) Source Rock Characterization and Petroleum Habitat. *In*: Desmaison, G. & Murriss, R.J. (Eds.). *Petroleum Geochemistry and Basin Evaluation*. AAPG Memoir, 51: 253-271.
- Fetter, M., De Ros, L.F. & Bruhn, C.H.L. 2009. Petrographic and seismic evidence for the depositional setting of giant turbidite reservoirs and the paleogeographic evolution of Campos Basin, offshore Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, 26: 824–853.
- França, R.L., Del Rey, A.C., Tagliari, C.V., Brandão, J.R. & Fontanelli, P.R. 2007. Bacia do Espírito Santo. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15(2): 501-509.
- French, M.W., Worden, R.H., Mariani, E., Larese, R.E., Mueller, R.R. & Kliewer, C.E. 2012. Microcrystalline quartz generation and the preservation of porosity in sandstones: evidence from the Upper Cretaceous of the SubHercynian Basin, Germany. *Journal of Sedimentary Research*, 82: 422-423.

- Harrison, W.J. 1989. Modeling fluid/rock interactions in sedimentary basins. *In*: Cross, T.A. (Ed.). *Quantitative dynamic stratigraphy*. Prentice Hall, 195-231.
- Hendry, J.P., Wilkinson, M., Fallick, A.E. & Trewin, N.H. 2000. Disseminated 'jigsaw piece' dolomite in Upper Jurassic shelf sandstones, central North Sea: An example of cement growth during bioturbation?. *Sedimentology*, 47: 631–644.
- Ketzer, J.M., Morad, S. & Amorosi, A. 2003. Predictive diagenetic clay-mineral distribution in siliciclastic rocks within a sequence stratigraphic framework. *In*: Worden, R.H & Morad, S. (Eds.). *Clay Mineral Cements in Sandstones*. IAS Special Publication, 34: 42-59.
- Ketzer, J.M., Morad, S., Evans, R. & Al-Aasm, I. 2002. Distribution of diagenetic alterations in fluvial, deltaic and shallow marine sandstones within a sequence stratigraphic framework: evidence from the Mullaghmore Formation (Carboniferous), NW Ireland. *Journal of Sedimentary Research*, 72: 760–774.
- Lima, V.Q. & Aurich, N. 1992. Cação Field – Brazil, Espírito Santo Basin, South-eastern Brazil. *In*: Foster, N.H. & Beaumont, E.A. (Eds.). *Stratigraphic traps III*. AAPG Treatise of petroleum geology, Atlas of oil and gas fields, 301-312.
- Mansurbeg, H., De Ros, L.F., Morad, S., Ketzer, J.M., El-Ghali, M.A.K.; Caja, M.A. & Othman, R. 2012. Meteoric-water diagenesis in Late Cretaceous canyon-fill turbidite reservoirs from the Espirito Santo Basin, eastern Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, 37: 7-26.
- Mansurbeg, H., El-Ghali, M.A.K., Morad, S. & Plink-Bjorklund, P. 2006. The impact of meteoric water on the diagenetic alterations in deep-water, marine siliciclastic turbidites. *Journal of Geochemical Exploration*, 89: 254–258.
- Mansurbeg, H., Morad, S., Salem, A., Marfil, R., El-Ghali, M.A.K., Knystuen, J.P., Caja, M.A., Amorosi, A., Garcia, D. & La Iglesia, A. 2008. Diagenesis and reservoir quality evolution of Paleocene deep-water, marine sandstones, the Shetland-Faroes Basin, British continental shelf. *Marine and Petroleum Geology*, 25: 514–543.
- Mckay, J.L., Longstaffe, F.J. & Plint, A.G. 1995. Early diagenesis and its relationship to depositional environment and relative sea-level fluctuations (Upper Cretaceous Marshybank Formation, Alberta and British Columbia). *Sedimentology*, 42: 161- 190.
- Mckinley, J.M., Worden, R. & Ruffell, A.H. 2003. Smectite in sandstones: A review of the controls on occurrence and behavior during diagenesis. *In*: Worden, R.H & Morad, S. (Eds.). *Clay Mineral Cements in Sandstones*. IAS Special Publication, 34: 109–128.
- Morad, S. 1998. Carbonate cementation in sandstones: distribution patterns and geochemical evolution, *In*: Morad, S. (Ed.). *Carbonate cementation in sandstones*. IAS Special Publication, 26: 1-26.
- Morad, S., Al-Ramadan, K., Ketzer, J.M. & De Ros, L.F. 2010. The impact of diagenesis on the heterogeneity of sandstone reservoirs: A review of the role of depositional facies and sequence stratigraphy. *AAPG Bulletin*, 94: 1267–1309.
- Morad, S., De Ros, L.F., Nysten, J.P. & Bergan, M. 1998. Carbonate diagenesis and porosity evolution in sheet flood sandstones: evidence from the Lunde Members (Triassic) in the Snorre oilfield, Norwegian North Sea. *In*: Morad, S. (Ed.). *Carbonate cementation in sandstones*. IAS Special Publication, 26: 53–85.

- Morad, S., Ketzer, J.M. & De Ros, L.F. 2000. Spatial and temporal distribution of diagenetic alterations in siliciclastic rocks: implications for mass transfer in sedimentary basins. *Sedimentology*, 47: 95–120.
- Morad, S., Ketzer, J.M. & De Ros, L.F. 2012. Linking diagenesis to sequence stratigraphy: an integrated tool for understanding and predicting reservoir quality distribution. *In: Morad, S., Ketzer, J. M. & De Ros, L.F. (Eds.). Linking Diagenesis to Sequence Stratigraphy*. IAS Special Publication, 45: 1-36.
- Souza, R.S., De Ros, L.F. & Morad, S. 1995. Dolomite diagenesis and porosity preservation in lithic reservoirs; Carmopolis Member, Sergipe-Alagoas Basin, northeastern Brazil. *AAPG Bulletin*, 79: 725-748.
- Surdam, R.C., Dunn, T.L., Heasler, H.P. & Macgowan, D.B. 1989. Porosity evolution in sandstone/shale systems. *In: Hutcheon, I.E. (Ed.). Short Course on Burial Diagenesis*. Mineralogical Association of Canada, Montreal, 61–133.
- Tucker, M. 1988. *Techniques in Sedimentology*. Oxford, Blackwell Science, 394p.
- Wilson, M.D. 1994. Non-compositional controls on diagenetic processes. *In: Wilson, M. D. (Ed.). Reservoir quality assessment and prediction in clastic rocks*. SEPM Short Course, 30: 161–182.
- Worden, R.H. & Burley, S.D. 2003. Sandstone diagenesis: the evolution of sand to stone. *In: Burley, S.D. & Worden, R.H. (Eds.). Sandstone Diagenesis: Recent and Ancient*. IAS Reprint Series, 4: 3–44.
- Worden, R.H. & Morad, S. 2000. Quartz cementation in oil field sandstones: A review of the key controversies. *In: Worden, R.H. & Morad, S. (Eds.). Quartz cementation in sandstones*. IAS Special Publication, 29: 1–20.
- Worden, R.H. & Morad, S. 2003. Clay minerals in sandstones: controls on formation, distribution and evolution. *In: Worden, R.H & Morad, S. (Eds.). Clay Mineral Cements in Sandstones*. IAS Special Publication, 34: 1–41.

7. ARTIGO

Artigo: Diagenesis and reservoir quality of Cretaceous sandstones and conglomerates of the Fazenda Cedro Norte Field, Espírito Santo Basin, eastern Brazil, submetido para publicação no periódico *Sedimentary Geology*.

SEDGEO4834 - Notice of manuscript number

31 março 2014 07:57

De: Sedimentary Geology <sedgeo-eo@elsevier.com>

Para: matiasmartini@gmail.com

Dear Mr. Martini,

Your submission entitled "Diagenesis and reservoir quality of Cretaceous sandstones and conglomerates of the Fazenda Cedro Norte Field, Espírito Santo Basin, eastern Brazil" has been assigned the following manuscript number: SEDGEO4834.

Your paper will be considered as belonging to the category Research Paper. Please contact us if this is not correct.

You will be able to check on the progress of your paper by logging on <http://ees.elsevier.com/sedgeo/> as Author.

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,

Sedimentary Geology

Diagenesis and reservoir quality of Cretaceous sandstones and conglomerates of the Fazenda Cedro Norte Field, Espírito Santo Basin, eastern Brazil

Matias Martini¹ and Luiz Fernando De Ros²

¹ Petrobras, Av. República do Chile, 330; Rio de Janeiro, RJ, Brazil;

² Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves, 9500; Porto Alegre, RS, Brazil;

¹ corresponding author; matiasmartini@gmail.com

ABSTRACT

The Espírito Santo Basin, one of the most prolific basins of Brazil, is located in Brazil southeastern margin. Important hydrocarbon accumulations are found both in the offshore portion, in the turbiditic sandstones of the Urucutuca Formation, and in the onshore portion, in fluvial and estuarine sandstones of the Mucuri Member of Mariricu Formation. The Mucuri sandstones correspond to the marginal facies of the huge, newly discovered "pre-salt" lacustrine carbonate reservoirs.

The identification and understanding of the depositional and diagenetic controls on the quality and heterogeneity of these reservoirs contributes to reduce the exploration risks and to optimize oil recovery from producing oilfields. The specific study of the Mucuri sandstones enables to gather information on the prevailing environmental conditions along the margins of the lakes where were formed the "pre-salt" reservoirs, which genesis and evolution is still poorly understood.

The Mucuri reservoirs are characterized by intense eodiagenetic replacement and cementation by smectite and K-feldspar, as result to the interaction between alkaline brines and the strongly immature detrital mineralogy. With progressive burial, occurred the precipitation of dolomite, quartz and pyrite, and smectite illitization. Conversely, an influx of meteoric water in the Urucutuca reservoirs resulted in intense and heterogeneous dissolution of grains (mostly plagioclase) and authigenesis of kaolinite, followed by quartz, dolomite/ankerite and albite.

The diagenetic alterations were strongly controlled by the depositional textures, detrital mineralogy, pore waters chemistry, fluid flow rates and thermal-burial history. The main processes responsible for porosity modification were the mechanical compaction, grain dissolution and eodiagenetic cementation by clay-minerals (kaolinite or smectite) and carbonates (mainly dolomite/ankerite). The dissolution of unstable grains and the precipitation of the dissolved materials in adjacent pores resulted in complex and heterogeneous pore systems.

Keywords: reservoir quality, Cretaceous, Espírito Santo Basin, sandstone diagenesis.

INTRODUCTION

The Espírito Santo Basin, one of the most prolific basins of Brazil, is located in the southeastern margin of the country (Fig. 1). The main oil reservoirs in the offshore portion of the basin are the Upper Cretaceous and Lower Tertiary turbiditic sandstones of the Urucutuca Formation. Lower Cretaceous fluvial-estuarine sandstones and conglomerates of the Mucuri Member from the Mariricu Formation (Carvalho et al., 1989; Biassusi et al., 1990; França et al., 2007) are the main onshore reservoirs. The Mucuri sandstones correspond to the marginal facies of the huge carbonate lacustrine “pre-salt” reservoirs recently discovered in the offshore areas of the Espírito Santo, Campos and Santos Basins (Carminatti et al, 2009).

The elucidation of the distribution of diagenetic alterations and their impact on quality and heterogeneity of reservoirs is a powerful tool for decreasing the risks and increasing the efficiency of hydrocarbon exploration and production (Stonecipher and May, 1990; Bloch, 1994; Bloch and Helmold, 1995; Morad et al., 2000; Ketzer et al, 2003; Morad et al., 2010). Marine and continental units commonly display quite diverse diagenetic evolution, as result of differences in detrital mineralogy, pore water chemistry and flow patterns (Morad et al., 2000, 2010). For these reason, a carefull study was undertaken in order to determine the main controls on diagenetic processes and on the reservoir quality of the turbiditic Urucutuca and the fluvial-estuarine Mucuri reservoirs of the Fazenda Cedro Norte oilfield. Additionally, the study of the early diagenetic processes affecting the onshore Mucuri Member may

supply information on the environmental conditions prevailing along the margins of the poorly understood “pre-salt” offshore reservoirs.

This paper aims to: (1) delineate the main primary textural and mineralogical differences between the Mucuri and Urucutuca reservoirs in the Fazenda Cedro Norte oilfield; (2) to discuss and explain the origin, distribution and timing of their diagenetic alterations, and; (3) determine the processes and products that are responsible for the creation, destruction and redistribution of porosity in the reservoirs.

GEOLOGICAL SETTING

The Espírito Santo Basin, a southeastern Brazil margin basin, has a prospectable area of about 25,000 km² (Fig. 1). The limits of the basin are defined to the east by the Abrolhos Volcanic Complex, to the west by the Precambrian crystalline basement, to the north by the Mucuri Paleocanyon and to the south by the Vitória High.

The origin of Espírito Santo Basin is related to the Gondwana supercontinent breakup and the opening of South Atlantic Ocean. The basin sedimentary infill can be separated into five depositional mega-sequences: continental rift (early Neocomian to early Aptian), transitional evaporitic (middle Aptian to early Albian), shallow marine (early-middle Albian), marine transgressive (late Albian to early Tertiary) and marine regressive (early Tertiary to Recent).

The basin basement is composed of Precambrian migmatites, granulites, garnet-rich gneisses and granitoids of the São Francisco Craton (França et al., 2007). The oldest sedimentary record is represented by the Neocomian continental rift-phase Cricaré Formation (Fig. 2), which contains the main source rocks of the basin (Carvalho et al., 1989; Estrella et al., 1984).

The Cricaré Formation was covered by the Aptian Mariricu Formation, which is divided into two members. The Mucuri Member, which comprises fluvial-lacustrine-estuarine conglomerates and sandstones that are interbedded with mudrocks, limestones and anhydrites, which represent short transgressive periods. The Itaúnas Member is represented by anhydrite and carbonates to the west, and by halite, in deep water offshore areas in the east (Lima and Aurich, 1992). This unit was

deposited as the result of marine transgression under restricted circulation and arid climatic conditions (Biassusi et al., 1990; França et al., 2007).

With the opening of the South Atlantic Ocean during the Albian-Cenomanian, the Barra Nova Group, comprising siliciclastic sandstones and conglomerates of the São Mateus Formation and carbonate grainstones and rudstones of the Regência Formation, was deposited under shallow marine conditions. The Barra Nova Group thickens eastward to more than 1200 m.

During Late Cretaceous/Lower Tertiary, thermal subsidence and crustal flexure caused a generalized eastward tilting of the basin, which favored deep marine conditions, causing the drowning of the shallow carbonate ramp, and the deposition of deep marine mudrocks and turbidite sandstones. In the currently onshore portion of the basin, the deposition of turbidites of the Urucutuca Formation occurred in deeply incised submarine canyons. The canyon-fill turbidites were deposited as channel-levee complexes. The channel-fill sediments consist mostly of massive conglomerates and sandstones, while the asymmetrical levee deposits consist of bioturbated mudstones and thinly-bedded, laminated sandstones (Bruhn, 1993). To the east, in the offshore region, large channeled turbidite lobes were deposited in lows interbedded with marls and mudrocks. The offshore sandstones are finer-grained, generally thinner and laterally more extensive than the onshore, canyon-fill, turbidite sandstones. Two paleocanyons, namely the Regência Canyon and the Fazenda Cedro Canyon, were the main sites for the deposition of the coarse, proximal turbidites, and potentially also pathways for the sediment supply to the turbiditic systems in the offshore part of the basin (Biassusi et al., 1990; Del Rey and Zemruscki, 1991).

The deposition of the turbiditic Urucutuca sediments occurred during periods of relative sea-level falls that punctuated the overall transgressive conditions on the shelf (Bruhn, 1993), or were related to tectonic episodes disconnected from sea level variations, as in the Campos Basin, to the south (Fetter et al., 2009). The turbidite deposits were covered by progradational fan deltas and shelf carbonates of the Tertiary Rio Doce and Caravelas Formations, respectively, which were deposited under shallower, regressive marine conditions. Upper-Cretaceous to Early Eocene large intrusions and submarine lavas were emplaced by the intraplate volcanic magmatism of the Abrolhos Formation (Cordani and Blazekovic, 1970).

SAMPLES AND METHODS

In this study, 77 resin-impregnated thin sections were examined using a standard petrographic microscope. Detailed petrographic examination was performed, including modal composition obtained by counting 300 points in each thin section, description of detrital textures and composition, habits, location and paragenetic relationships of diagenetic minerals, and pore types. The petrographic analysis was performed using the Gazzi-Dickinson quantification method (Zuffa, 1985). Carbonate minerals were stained for identification with an acid solution of alizarin red and potassium ferrocyanide (Dickson, 1966).

The diagenetic stages identified in this study are (cf. Schmidt and Macdonald, 1979, after Choquette and Pray, 1970): eodiagenesis, occurring relatively soon after deposition and under influence of the surface conditions; and mesodiagenesis, developed during effective burial (i.e., effectively isolated from the circulation of surface fluids).

RESULTS

Mucuri Member, Mariricu Formation

Texture, detrital composition and provenance

The sandstones are conglomeratic to generally medium-grained (Fig. 3A and 3B), mostly poorly sorted. Conglomerates are rare. The grains are angular to subangular.

Detrital quartz grains (15-29 vol%, av. 21%) are mainly monocrystalline plutonic and, less commonly, polycrystalline metamorphic. Detrital feldspars (7-16 vol%; av. 10%) are dominantly microcline, with subordinated plagioclase (twinned or untwinned), orthoclase and perthite. The rock fragments (1-28 vol%, av. 14%) are almost exclusively of plutonic, granitic-gneissic types. Micas (0-26 vol%, av. 10%) are dominated by biotite (Fig. 3B) over muscovite. The heavy mineral suite includes garnets, tourmaline and zircon. Other minor detrital grains are soil and mud intraclasts and coal fragments.

The sandstones and conglomerates are classified as arkoses (*sensu* Folk, 1968) with an average essential composition of $Q_{44}F_{56}L_0$ (Fig. 5A). Original composition was modified by dissolution and replacement of feldspars and plutonic rock fragments mainly by smectite and dolomite, resulting in a present more quartzose composition (Fig. 5B). The original quartz-feldspathic, lithic-poor detrital composition indicates a provenance from continental blocks of uplifted basement (*sensu* Dickinson, 1985; Fig. 5C).

Diagenetic constituents

Smectite and mixed-layers illite-smectite (I/S) (0-30 vol%, av. 21%) are the main diagenetic constituents. They occur in a variety of habits and textures, including coatings, simple rims (Fig. 3C), double rims, complex rims-coatings aggregates (Fig. 3D), and microcrystalline to fibrous crystals. Smectite covers grain surfaces, replaces grains of mica, feldspars, heavy minerals and plutonic rock fragments. Double rims cover both sides of coatings detached from grain surfaces due to contraction. Complex rims-coatings aggregates are the result of alternated dissolution of unstable feldspar and heavy mineral grains and precipitation of smectite. Microcrystalline to fibrous smectite and I/S aggregates (Fig. 3E) occur as pore-filling, pore-lining and as grain-replacive aggregates. During burial, illite-smectite partly replaced and covered smectite, as honeycombed aggregates with hair-like projections. Smectite is replaced by, and thus predates carbonate cements (Fig. 3F).

Kaolinite (0-6 vol%, av 2%) occurs as booklets replacing grains of feldspars, micas, plutonic rock fragments and pseudomatrix, and, as lamellar crystals, expanding and replacing mica grains, mostly muscovite.

Dolomite and ferroan dolomite (0-25 vol%, av. 4%) occur mainly as rhombohedral crystals (≈ 50 -350 μm) within inter- and intragranular pores, replacing feldspar and mica grains, and expanding biotite. Dolomite covers, and thus postdates diagenetic quartz and K-feldspar (Fig. 4A). Dolomite crystals commonly display evidence of partial dissolution along cleavages. In some samples, Fe-dolomite displays zonation, defined by a decrease of Fe content toward the margins. Saddle dolomite occurs in some samples, with distinctive wavy extinction pattern (Fig. 4B), curved and stepped faces.

Feldspars (0-7 vol%, av. 2%) occur as diagenetic K-feldspar or albite. **Diagenetic K-feldspar** (0 – 5 vol%, av. 2%) occurs as epitaxial euhedral

overgrowths (Fig. 4A and 4C) and healing fractures in microcline and orthoclase grains. **Albite** (0-1 vol%, av. <1%) occurs as microcrystalline to prismatic crystals replacing detrital plagioclase along twinning, cleavage or micro-fracture planes (i.e. albitization).

Pyrite (0-3 vol%, av. 1%; Fig. 4D) forms coarse, blocky crystals, small, discrete, euhedral crystals, or microcrystalline and framboidal aggregates replacing detrital grains, mainly micas. Pyrite usually replaces grains of micas and feldspars, mud intraclasts and pseudomatrix, and fills intergranular pores.

Quartz (0-3 vol%, av. 1%) occurs mostly as syntaxial overgrowths around monocrystalline quartz grains and, less commonly, as prismatic outgrowths. Authigenic quartz also heals fractured quartz grains. Overgrowths engulf, and thus postdate kaolinite. The overgrowths are generally distinguished from the host quartz grains by lines of fluid inclusions.

Authigenic titanium minerals (0-2 vol%, av. 1%; Fig. 4D) are scarce, occurring as discrete or aggregated, coarse-crystalline to cryptocrystalline, commonly microcrystalline TiO₂ crystals that fill intergranular pores, replace micas and heavy mineral grains.

Calcite (0-1 vol%, av. <1%) occurs as coarse-crystalline crystals that replace plagioclase grains and fill grain fractures. **Apatite** appears as acicular crystals, associated to the grain-replacive smectite. **Pseudomatrix** occurs as the result of the deformation of ductile mud intraclasts among rigid grains.

Compaction and porosity

The action of mechanical compaction on the Mucuri sandstones and conglomerates is indicated by the deformation of ductile grains (e.g. micas and mud intraclasts), and by the fracturing of quartz and feldspar grains. Chemical compaction, evidenced by the occurrence of long, concave-convex and sutured intergranular contacts, is normally limited, being more intense in the mica-rich fine grained sandstones.

The pore types in Mucuri sandstones and conglomerates (0-11 vol%, av. 5%) include intergranular, intragranular, moldic, grain fracture and rock fracture. Intergranular porosity is mainly primary, reduced by cementation and compaction, although dissolution of dolomite and K-feldspar cement occurred locally. Partial to complete dissolution of feldspars (preferentially of plagioclase), plutonic rock

fragments and heavy minerals resulted in the formation of secondary intragranular and moldic pores. Grain fractures and rock fractures are locally important. Fractured quartz and feldspars grains are usually healed extensively by quartz and feldspar cement, respectively. Rock-fracture pores may have been, in some samples, generated during thin sections preparation.

Urucutuca Formation

Texture, detrital composition and provenance

The rocks of the Urucutuca Formation sampled in the studied cores correspond mainly to fine- to very coarse (Fig. 6A and 6B), generally coarse-grained, poorly-sorted sandstones. Mudrocks and conglomerates are rare. The grains are sub-angular to sub-rounded. The rocks are all arkoses (*sensu* Folk, 1968) with an average essential composition of $Q_{40}F_{60}L_0$ (Fig. 8A).

Detrital quartz grains are mainly monocrystalline plutonic (3-36 vol%, av. 19%) and, less commonly, polycrystalline metamorphic (0-5 vol%; av. 1%). Among feldspars, microcline (1-16 vol%, av. 8%) and plagioclase (0-10 vol%, av. 2%) predominate over orthoclase and perthite. The plagioclase grains are either untwinned or display the typical polysynthetic twinning. The rock fragments are mainly granitic-gneissic plutonic (0-51 vol%, av. 17%) and, very rarely, metamorphic (serpentinite and phyllite). Micas are dominated by biotite (0-34 vol%, av. 6%) over muscovite (av. <1%). Heavy minerals grains include apatite, garnet, epidote, monazite, zircon, rutile and tourmaline. Carbonaceous fragments are locally abundant (up to 29%, Fig. 6B). Mud, soil and carbonate intraclasts, bioclasts of planktonic foraminifera and glauconite peloids occur in trace amounts.

Dissolution and replacement of feldspars mainly by kaolinite and carbonates resulted in a present composition more quartzose than the original (Fig. 8B). The original essential composition corresponds to a provenance from uplifted basement blocks (*sensu* Dickinson, 1985; Fig. 8C).

Diagenetic constituents

Dolomite, ferroan dolomite and ankerite (0-43 vol%, av. 11%) occur mainly as fine (<50 μm) to coarse (50-750 μm) rhombohedral crystals that fill partly to

completely the intergranular pores, replace marginally quartz (Fig. 6C), feldspars and plutonic rock fragments, and preferentially replace and expand micas grains along cleavages. In some samples, dolomite is partially replaced by calcite. Dolomite crystals commonly display evidence of partial dissolution. Fe-dolomite/ankerite displays, in some samples, zonation with either an increase or a decrease of Fe content toward the margins of the crystals (Fig. 6D). Small (< 0,2mm), unusual spheroidal Fe-free dolomite (Fig. 6E) occurs as intergranular cement and replacing mica grains. Dolomite covers and/or replaces, thus postdating diagenetic quartz, K-feldspar and kaolinite.

Kaolinite (1-18 vol%, av.8%) occurs as intergranular pore-filling and as grain-replacive booklets and vermicular aggregates. Intergranular neoformed kaolinite occurs as loose, microporous aggregates, while kaolinite that replaces feldspars occurs as tightly packed aggregates. Muscovite kaolinization is extensive, commonly showing pseudomorphic replacement by lamellar crystals, and expansion to typical fan-like shapes (Fig. 6F). Kaolinite that replaced mud intraclasts and pseudomatrix derived from their compaction show smaller crystal size than intergranular or feldspar-replacive kaolinite. Kaolinite is engulfed by, and thus predates, calcite, dolomite, and quartz cements (Fig. 7A).

Calcite (0-32 vol%, av. 2%) shows poikilotopic (Fig. 7B), or fine to coarse mosaic habit, filling intergranular and intragranular pores, expanding micas along cleavages, and replacing quartz and feldspar grains marginally and along fractures. Pore-filling calcite covers, engulfs and replaces, and thus post-dates, quartz and feldspar overgrowths, microcrystalline and framboidal pyrite, clay-minerals (Fig. 7B) and dolomite rhombs. Calcite is dominantly Fe-free, but slightly ferroan calcite is also present, as poikilotopic cement.

Authigenic K-feldspar (0-3 vol%, av. 1%) occurs as euhedral, epitaxial overgrowths and healing fractures in detrital feldspars. Microcrystalline to prismatic **albite** (0-12 vol%, av.3%) crystals replace detrital feldspars (i.e., albitization) along twinning, cleavage or micro-fracture planes, in some samples promoting pervasive to complete replacement (Fig. 7C). **Quartz** (0-3 vol%, av.1%; Fig. 7D) occurs as syntaxial overgrowths around quartz grains, healing fractures in quartz grains and, less commonly, as prismatic outgrowths. Overgrowths usually engulf, and thus postdate, kaolinite, but are covered and replaced by, thus predating the calcite cement. The overgrowths are generally distinguished from the detrital quartz grain by lines of fluid inclusions.

Pyrite is widespread, although scarce, occurring as microcrystalline euhedral crystals, and framboidal aggregates that replace grains of micas, feldspars, mud intraclasts and derived pseudomatrix, and fill intergranular pores, or as coarse, blocky crystals that fill intergranular pores and extensively replace non-selectively the framework grains. Authigenic **titanium minerals** are conspicuous, although scarce, occurring as discrete prismatic TiO₂ crystals, and as crypto- to microcrystalline aggregates that fill intergranular pores, replace micas and heavy mineral grains and, in some samples, are engulfed by, thus pre-dating quartz overgrowths. Microcrystalline **siderite** replaces biotite along cleavages, fills adjacent pores, and is engulfed by calcite. **Pseudomatrix** was locally generated by the mechanical compaction of mud intraclasts.

Compaction and porosity

Compaction in the Urucutuca samples is mainly mechanical, as evidenced by fracturing of rigid grains, bending of mica grains, general increase of grain packing and formation of pseudomatrix by deformation of mud intraclasts. Chemical compaction through intergranular pressure dissolution is limited, as indicated by prevalent tangential and long intergranular contacts, being more intense in the finer-grained sandstones richer in mica grains.

Pore types (0-27 vol%, av. 12%) include intergranular, intragranular, moldic, grain fracture and rock fracture. Secondary intragranular porosity is the most abundant type, originated by partial dissolution of unstable framework grains (mainly plagioclase, heavy minerals and plutonic rock fragments. Complete dissolution of grains resulted in moldic pores. As in the Mucuri sandstones, most fractured quartz and feldspar grains are healed by authigenic quartz and feldspar, respectively, although locally grain fracture pores are preserved. Intracrystalline pores occurs within partially dissolved spheroidal dolomite crystals. Intergranular and intragranular dolomite crystals display restricted dissolution along cleavages. Microcrystalline porosity occurs within kaolinite aggregates.

DISCUSSION

Major differences in detrital textures and composition

The analyzed Urucutuca and Mucuri samples are all classified as arkoses, with similar proportions of detrital quartz, feldspars, micas and plutonic rock fragments. Texturally, Urucutuca samples are generally coarse-grained, whereas the Mucuri sandstones are mostly medium-grained, similar poor sorting. The subordinate occurrence of planktonic foraminifer bioclasts, carbonate intraclasts and glauconitic peloids in the Urucutuca sandstones is in agreement to their deposition under marine conditions. Coal fragments are more abundant in the Urucutuca than in the Mucuri sandstones, reflecting probably wetter climatic conditions during Neocretaceous and Paleogene than during the Aptian (Bruhn, 1993).

Differential diagenetic patterns

There are substantial differences in the patterns of diagenetic alterations affecting the analyzed Mucuri and Urucutuca sandstones and conglomerates. The main differences refer to the early authigenesis of smectite in the Mucuri samples, while the Urucutuca sandstones display extensive dissolution and kaolinization of the framework grains and dolomite neof ormation.

Main diagenetic alterations of the Mucuri Member, Mariricu Formation

Because of the limited maximum burial depth (interpreted at around 2200m), mesodiagenetic processes and products are limited in the Mucuri reservoirs, being evidenced mostly by limited chemical compaction, precipitation of saddle dolomite, illite, quartz and pyrite, and illitization of smectite.

Smectite and Illite/Smectite: Smectite and illite-smectite (originally smectite) are the main diagenetic products in the Mucuri sandstones. The engulfment by very early K-feldspar overgrowths and poikilotopic calcite, indicate that smectite formation occurred at surface or very shallow burial. Significant authigenesis of smectite in sandstones is commonly related either to the alteration of volcanoclastic materials (Surdam and Boles, 1979; Hawlander, 1990; Tang et al., 1994; De Ros, 1997; McKinley et al., 2003) or to eodiagenesis under semi-arid to arid climatic conditions, with limited removal of K^+ , Mg^+ , Na^+ and Ca^+ ions (Walker, 1976; Kessler II, 1978; Winspear and Pye, 1995; Ketzer et al., 2003; McKinley et al., 2003; Worden and Morad, 2003; Morad et al., 2010). The interaction of alkaline brines derived from the adjacent lacustrine system with the immature detrital mineralogy (abundant

feldspars, micas and heavy minerals) of is the most probable cause for the observed smectite formation in the Mucuri sediments. During progressive burial and temperature increase, eodiagenetic smectites were partially transformed and covered by mixed-layers illite-smectite.

Dolomite and ferroan dolomite: The origin of dolomite in the the Mucuri is probably related to burial diagenesis, as evidenced by: (1) precipitation on sandstones with low intergranular volume values and small pores; (2) restricted or absence of expansion of micas and; (3) wavy extinction pattern, with curved and stepped faces, corresponding to the “saddle” (“baroque”) dolomite type. Saddle dolomite is characteristically formed under moderate to high temperatures (60-160°C (Radke and Mathis, 1980; Lee and Friedman, 1987; Spötl et al., 1993; Spötl and Pitman, 1998).

K-Feldspar: The continuity of K-feldspar overgrowths along intergranular contacts and their engulfment by pre-compactional calcite and dolomite cements suggest a very early precipitation, as it is reported in several basins (Morad, 1989; Milliken, 1989; Warnock and van de Kamp, 1999; Baron et al., 2008). Such near-surface K-feldspar precipitation was probably the result, as for the smectite, by the percolation of alkaline fluids derived from the adjacent lacustrine system.

Pyrite: The early framboidal or microcrystalline pyrite aggregates are interpreted as the result to bacterial sulfate reduction (Berner, 1984; Coleman et al., 1993). In contrast, the coarse, replacive, late pyrite was related to fluids charged in H₂S derived from thermal sulfate reduction (Orr, 1974; Machel, 1987).

Quartz: The precipitation of quartz occurred in two stages in the studied Mucuri sandstones: one during the eodiagenetic phase, engulfed by pre-compactional carbonate cements, and another phase related to burial diagenesis (mesodiagenesis), responsible for thicker overgrowths than the eodiagenetic phase. As for other cases of mesodiagenetic quartz cementation (Morad et al., 2000; Worden and Morad, 2000; Milliken, 2005), the possible sources of Si include the dissolution and replacement of feldspar and other grains, the pressure dissolution of quartz grains, and the transformation of smectite to illite with progressive burial.

Main diagenetic alterations of the Urucutuca Formation

The Urucutuca sandstones and conglomerates are characterized by intensive eogenetic dissolution and kaolinization of unstable silicate grains and dolomite

formation, with localized authigenesis of calcite and, although widespread, volumetrically limited quartz and albite neof ormation.

Kaolinite and grain dissolution: Kaolinite authigenesis occurred in the Urucutuca Formation before significant compaction, as indicated by the expanded texture of kaolinized micas (Ketzer et al., 2003; Worden and Morad, 2003; morad et al., 2010). Therefore, the booklets and vermicular aggregates of kaolinite that replaced detrital grains and were engulfed and replaced by pre-compactional calcite and dolomite are also interpreted to have formed at shallow depths and probably soon after deposition.

Marine pore waters could not promote the observed eodiagenetic authigenesis of kaolinite and the associated dissolution of micas and feldspars. These processes require percolation of acidic and/or dilute meteoric waters (Bjørlykke, 1989; Stewart et al. 1994; Morad et al., 2000; Ketzer et al., 2003). Circulation of meteoric water through the turbiditic sandstones and conglomerates of the Urucutuca Formation probably occurred through: (1) fault systems along canyon margins or, (2) basal/lateral contact with Early Cretaceous alluvial sandstones exposed onshore, or cut by major, basin-margin faults (Bruhn and Walker, 1997; Mansurbeg et al., 2012).

The distribution of grain dissolution and kaolinite authigenesis along the succession shows direct correlation to the amount of unstable detrital grains, mainly of feldspars, micas, plutonic rock fragments and heavy minerals. Also, the coarser sandstones, with original permeability values larger than the finer sandstones, have experienced a more intense degree of grain dissolution and kaolinization related to the enhanced flow of meteoric water. Dissolution of grains in finer mica-rich sandstones is restricted, although abundant kaolinite precipitation occurs due to replacement of micas.

Dolomite, ferroan dolomite and ankerite: Dolomite-ankerite occurs, at least, as two distinct generations, one shallow (eodiagenetic) phase (D1) and a second, related to burial (mesodiagenetic) conditions (D2).

D1 occurs as fine to coarse rhombohedral crystals with variable Fe content, or as Fe-poor spheroids. Several lines attest to an early timing of precipitation, including: (1) large volume of intergranular cement, even considering some replacement of framework grains; (2) loose grain packing; (3) expansion of micas; (4) engulfment by eodiagenetic calcite; and (5) the spheroidal shape. Spheroidal dolomites occur as discrete, intergranular crystals or as nuclei of rhombohedral dolomite, and have been described elsewhere as being crystallographically

disordered, as result of formation under the influence of bacterial activity (Gunatilaka, 1991; Spötl and Wright, 1992; McBride and Honda, 1994; Warren, 2000; McKenzie and Vasconcelos, 2009).

Locally, mesodiagenetic D2 occurs as crystals with curved faces and wavy extinction (saddle dolomite), which is normally interpreted as formed under relatively high temperatures ($> 60^{\circ}\text{C}$), during burial (Radke and Mathis, 1980; Spötl et al., 1993; Spötl and Pitman, 1998).

Calcite: The precipitation of the calcite in the studied Urucutuca sandstones is interpreted as probably occurred very early and close to surface, based on the: loose grain packing of pervasively-cemented sandstones, and on the expansion of micas by calcite precipitation along cleavages.

Grain fracturing: The fracturing of quartz and feldspar grains observed in the Urucutuca reservoirs is interpreted as having occurred before significant lithification by compaction and/or cementation (Bernabé and Brace, 1992; Chuhan et al., 2002; Makowitz et al., 2006; 2010), probably as the result to syn-depositional faulting or halokinesis. This is indicated by the irregular crushing of grains, and by the cementation of the fragments by pre-compactional, eodiagenetic calcite, or quartz ingrowths.

Quartz: The ions needed for the early authigenesis of quartz were probably supplied by the dissolution of feldspars and plutonic rock fragments by meteoric waters, while the precipitation of mesodiagenetic quartz was probably supplied by clay minerals transformations and silt dissolution in the associated mudrocks.

Albite: Albitization of detrital feldspars in sandstones is commonly interpreted to occur under relatively deep burial and high temperatures ($75\text{-}100^{\circ}\text{C}$; Boles, 1982; Saigal et al., 1988; Morad et al., 1990), although albitization of detrital K-feldspars and calcian plagioclases is also described in eodiagenetic conditions (Chowdhury and Noble, 1993) and thermodynamic calculations (Ben Baccar et al., 1993) indicate that albite formation is also possible under shallow depth and relatively lower temperatures. Due to lack of clear paragenetic relationships between framework grains and cements, assessing the timing of albite formation is complicated in the Urucutuca samples. However, owing to the relatively shallow burial history, limited compaction and lack of increase of albite content with depth, the timing of the albite formation in the analysed rocks may have started still during eodiagenesis.

Pyrite: Microcrystalline to framboidal pyrite aggregates are probably the product of reaction between H_2S produced by the bacterial reduction of sulfate

supplied from sea water (Berner, 1984; Coleman et al., 1993), and the iron contained in biotite, heavy minerals and mud intraclasts. Conversely, the coarse and corrosive pyrite crystals that replace all the constituents are the probable product of late thermal sulfate reduction (Orr, 1974; Machel, 1987).

Summary model of the diagenetic evolution

The Mucuri and Urucutuca reservoirs show distinctive diagenetic patterns, as result to variations of the depositional setting, pore water chemistry, detrital mineralogy, fluid flow rates, burial and thermal history. Their comparative, overall paragenetic sequence was based on textural relationships among primary and diagenetic constituents and with the porosity. (Fig. 10)

The Mucuri sandstones (present burial depth of about 2,2 km, geothermal gradient close to 30⁰C/km) have undergone early (eodiagenetic) alterations due to interaction of alkaline brines derived from the adjacent saline lacustrine system with their unstable detrital mineralogy. The main eodiagenetic products were smectite and K-feldspar, while during mesodiagenesis, quartz overgrowths, smectite illitization, illite, pyrite and dolomite authigenesis was observed.

The warm, humid climatic conditions prevailing during early Tertiary times, combined with major relative sea-level falls, most likely facilitated the circulation of meteoric waters into the turbiditic Urucutuca sandstones, resulting in dissolution and kaolinization of grains. Shallow burial conditions led to precipitation of calcite, dolomite, albite and quartz.

Implications on reservoir quality and heterogeneity

The distribution of porosity in the Cretaceous reservoirs of Fazenda Cedro Norte is very heterogeneous (0 – 27 %vol.) and is characterized by a complex intercalation of non-porous zones due to compaction and/or to cementation, and porous zones, which contain variable amounts of intergranular, intragranular and moldic macropores (Fig. 9A and B), as well as microporosity in kaolinite (Fig. 9C) and smectite/illite aggregates.

The Urucutuca medium- to very-coarse-grained sandstones show better reservoir quality, due to preservation of intergranular porosity, than the finer mica-rich sandstones, which were more unstable mechanically and chemically. Also, the

coarser-grained sandstones, preferable sites to meteoric percolation, display overall higher, although variable, degree of grain dissolution, than the finer-grained samples, although for the considerable microporous kaolinite that have been precipitated in intergranular and intragranular pores. The kaolinization of micas, which were expanded into adjacent pore spaces, further deteriorated sandstones porosity. The dissolution of framework grains and precipitation of kaolinite created a new complex, heterogeneous pore system. The characteristic, loose attachment of kaolinite aggregates can cause migration of loose platelets and block the pore throats (Almon, 1978). Therefore, precise spatial modeling of kaolinite distribution in the reservoirs should be performed.

Extensive carbonate cementation on the coarser-grained samples rich in quartz-feldspar results in looser grain packing and higher intergranular volume than the more compacted, finer, micaceous sandstones, although their intergranular porosity was also severely destroyed. Completely cemented layers can act as potential barriers to fluid flow and impact oil recovery, although the lateral continuity of such horizons must be mapped. Dolomite is the most important carbonate cement in the succession. Limited intracrystalline dolomite dissolution (Fig. 9E) had limited impact on porosity creation. Calcite is also found as occasional cement, but shows no dissolution features.

The Mucuri reservoirs display variable volumes and distribution patterns of impact of the main diagenetic products on reservoir quality modification. Reservoirs with limited cementation by thin coatings and rims of smectite and I/S, combined with preservation of the primary intergranular porosity by limited compaction and carbonate and quartz cementation, and with creation of secondary porosity by grain dissolution, display the best quality. Conversely, the occurrence of thicker and/or more volumetrically developed smectites and I/S was far more damaging to the destruction of porosity (and permeability). The large volumes of microporosity contained in smectite, I/S and illite aggregates cause high, irreducible water saturations and these clays can considerably reduce sandstone permeability and increase pore tortuosity (Almon, 1978).

The plot of cement versus intergranular volume percentage (Fig. 11) indicates that compaction was more important than cementation in porosity reduction in most of the analyzed samples. However, carbonate cementation was a more intensive porosity reduction process in some samples.

CONCLUSIONS

The study of the Cretaceous siliciclastic reservoirs of the Fazenda Cedro Norte, Espírito Santo Basin, eastern Brazil has revealed that:

- I. Reservoir quality is highly controlled by the diagenetic alterations, which are, in turn, strongly mediated by primary (depositional) texture, detrital mineralogy, pore water chemistry, fluid flow rates and burial thermal history.
- II. The turbiditic Urucutuca reservoirs have been subjected to pervasive eodiagenetic dissolution and kaolinization of silicate grains due to percolation by meteoric waters.
- III. The early diagenesis of the fluvial and estuarine sandstones and conglomerates of the Mucuri Member of Mariricu Formation took place by reaction of alkaline brines derived from the adjacent saline lacustrine system with their unstable detrital composition, rich in heavy minerals, micas and feldspars, resulting in authigenesis of smectite and K-feldspar.
- IV. Mesodiagenetic alterations are mild in the succession and are represented by minor chemical compaction and limited authigenesis of dolomite, quartz, illite and pyrite.
- V. Although limited, compaction was far more important in porosity reduction than cementation, with the exception to the samples where pervasively carbonate precipitation almost completely destroyed the primary intergranular porosity.
- VI. Porosity is mostly secondary from grain dissolution, although primary intergranular porosity is also important. Abundant microporosity is contained in the kaolinite and smectite/illite aggregates. The heterogeneous spatial and temporal distribution of dissolution, cementation and compaction developed a very complex pore system.
- VII. Depositional (primary) textures and detrital mineralogy show no diagnostic variations between formations and cannot be used, therefore, as a tool for the differentiation between the Mucuri and Urucutuca reservoirs of Fazenda Cedro Norte Field.

ACKNOWLEDGEMENTS

The authors thank PETROBRAS, in special Vânia S. Campinho, for access to samples, data, resources, and for the license to publish this work.

REFERENCES

- Almon, W.R., Davies, D.K., 1978. Clay technology and well stimulation. *Transactions of the Gulf Coast Association of Geological Societies* 28, 1–6.
- Baron, M., Parnell, J., Mark, D., Carr, A., Przyjalowski, M., Feely, M., 2008. Evolution of hydrocarbon migration style in a fractured reservoir deduced from fluid inclusion data, Clair Field, west of Shetland, UK. *Marine and Petroleum Geology* 25, 153-172.
- Ben Baccar, M., Fritz, B., Madé, B., 1993. Diagenetic albitization of K-feldspar and plagioclase in sandstone reservoirs: thermodynamic and kinetic modelling. *Journal of Sedimentary Petrology* 63(6), 1100-1109.
- Bernabé, Y., Brace, W.F., 1992. The effect of cement on the strength of granular rocks. *Geophysical Research Letters* 19, 1511-1514.
- Berner, R. A., 1984. Sedimentary pyrite formation: an update. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 48, 605-615.
- Biassusi, A.S., Maciel, A.A., Carvalho, R.S., 1990. Bacia do Espírito Santo: o "Estado da Arte da Exploração". *Boletim de Geociências da Petrobras*, 4(1): 13-19.
- Bjørlykke, K., Ramm, M., Saigal, G.C., 1989. Sandstone diagenesis and porosity modification during basins evolution. *Geologische Rundschau* 78, 243-268.
- Bloch, S., 1994. Effect of detrital mineral composition on reservoir quality. In: Wilson, M.D. (Ed.), *Reservoir quality assessment and prediction in clastic rocks: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Short Course* 30, 161–182.
- Bloch, S., Helmond, K. P., 1995. Approaches to predicting reservoir quality in sandstones: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 79, 97–115.
- Boles, J.R., 1982. Active albitization of plagioclase, Gulf Coast Tertiary. *American Journal of Science* 282, 165-180
- Bruhn, C.H.L., 1993. High-resolution stratigraphy, reservoir geometry, and facies characterization of Cretaceous and Tertiary turbidites from Brazilian passive margin basins. PhD thesis, MacMaster University, Canada.
- Bruhn, C.H.L., Walker, R.G., 1997. Internal architecture and sedimentary evolution of coarse-grained, turbidite channel-levee complexes, Early Eocene Regencia Canyon, Espírito Santo Basin, Brazil. *Sedimentology* 44, 17-46.
- Carminatti, M., Dias, J. L. & Wolff, B. 2009. From turbidites to carbonates: breaking paradigms in deep waters. *Offshore Technology Conference*, Houston, TX, 4–7 May 2009, OTC 20124.

- Carvalho, R.S., Biassusi, A.S., Maciel, A.A., 1989. Bacia do Espírito Santo: o "estado da arte" da exploração. In: Seminário de Interpretação Exploratória, 1, Rio de Janeiro. Resumos Expandidos. Rio de Janeiro: Petrobras, 127-134.
- Choquette, P.W., Pray, L.C., 1970. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 54, 207–250.
- Chowdhury, A.H., Noble, J.P.A., 1993. Feldspar albitization and feldspar cementation in the Albert Formation reservoir sandstones, New Brunswick, Canada. *Marine and Petroleum Geology* 10, 394-402.
- Chuhan, F.A., Kjeldstad, A., Bjørlykke, K., Høeg, K., 2002. Porosity loss in sand by grain crushing - experimental evidence and relevance to reservoir quality. *Marine and Petroleum Geology* 19, 39-53.
- Coleman, M.L., Hedrick, D.B., Lovely, D.R., White, D.C., Pye, K., 1993. Reduction of Fe(III) in sediments by sulphate-reducing bacteria. *Nature* 361, 436-438.
- Cordani, U.G., Blazekovic, A., 1970. Idades radiométricas das rochas vulcânicas dos Abrolhos. In: Anais do XXIV Congresso Brasileiro Geologia 1, Porto Alegre, BR, 265-270.
- Cosmo, C.A., Palhares Jr., A., Rangel, H.D., Wolff, B., Figueiredo, A.M.F., 1991. Lagoa Parada Field, Brazil; Espírito Santo Basin, southeastern Brazil. In: Foster, N.H., Beaumont, E.A. (Eds.), *Stratigraphic Traps, II: AAPG Treatise of Petroleum Geology, Atlas of Oil and Gas Fields*. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, OK, pp. 349-360.
- De Ros, L.F., Morad, S., Al-Aasm, I.S., 1997. Diagenesis of siliciclastic and volcanoclastic sediments in the Cretaceous and Miocene sequences of NW African margin (DSDP Leg 47A, Site 397). *Sedimentary Geology* 112, 137-156.
- Del Rey, A.C., Zembruski, S.G., 1991. Estudo hidrogeotérmico das Bacias do Espírito Santo e Mucuri. *Boletim de Geociências da Petrobras* 5, 25-38.
- Dickinson, W.R., 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In: Zuffa, G. G. (Ed.), *Provenance of Arenites: NATO-Advanced Study Institute Series C 148*. D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, Netherlands, pp. 333–361.
- Dickson, J.A.D., 1966. Carbonate identification and genesis as revealed by staining. *Journal of Sedimentary Petrology* 36, 491-505.
- Ehrenberg, S.N., 1989. Assessing the relative importance of compaction processes and cementation to reduction of porosity in sandstones: discussion; compaction and porosity evolution of Pliocene sandstones, Ventura Basin, California: discussion. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 73(10), 1274-1276.
- Estrella, G., Mello, M.R., Gaglianone, P.C., Azevedo, R.L.M., Tsubone, K., Rossetti, E., Concha, J., Brüning, I.M.R.A., 1984. The Espírito Santo Basin, Brazil: source rock characterization and petroleum habitat. In: Demaison, G., and Murriss, R.J., eds., *Petroleum Geochemistry and Basin Evaluation*. American Association of Petroleum Geologists Memoir 35: Tulsa, OK, p. 253-271.
- Fetter, M., De Ros, L.F., Bruhn, C.H.L., 2009. Petrographic and seismic evidence for the depositional setting of giant turbidite reservoirs and the paleogeographic evolution of Campos Basin, offshore Brazil. *Marine and Petroleum Geology* 26, 824–853.

- França, R.L., Del Rey, A.C., Tagliari, C.V., Brandão, J.R., Fontanelli, P.R., 2007. Bacia do Espírito Santo. *Boletim de Geociências da Petrobras* 15(2), 501-509.
- Folk, R.L., 1968. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill's Pub., Austin, Texas, 107 pp.
- Gunatilaka, A., 1991. Dolomite formation in coastal Al-Khiran, Kuwait Arabian Gulf — a re-examination of the sabkha model. *Sedimentary Geology* 72(1-2), 35-53.
- Hawladar, H.M., 1990. Diagenesis and reservoir potential of volcanogenic sandstones - Cretaceous of the Surat Basin, Australia. *Sedimentary Geology* 66, 181-195.
- Houseknecht, D.W., 1987. Assessing the relative importance of compaction processes and cementation to reduction of porosity in sandstones. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 71 (6), 633-642.
- Ketzer, J.M., Morad, S., Amorosi, A., 2003. Predictive diagenetic clay-mineral distribution in siliciclastic rocks within a sequence stratigraphic framework. In: Worden, R.H., Morad, S. (Eds.), *Clay Mineral Cements in Sandstones*. International Association of Sedimentologists Special Publication 34. Blackwell Science, Oxford, pp. 42-59.
- Kessler II, L. G., 1978. Diagenetic sequence in ancient sandstones deposited under desert climatic conditions. *Journal of Geological Society* 135, 41-49.
- Lee, Y.I., Friedman, G., 1987. Deep-burial dolomitization in the Ordovician Ellenburger Group carbonates, west Texas and southeastern New Mexico. *Journal of Sedimentary Petrology* 57, 544-557.
- Lima, V.Q., Aurich, N., 1992. Caçõ Field – Brazil, Espírito Santo Basin, South-eastern Brazil. In: Foster, N.H. & Beaumont, E.A. (Eds.). *Stratigraphic traps III*. American Association of Petroleum Geologists Treatise of petroleum geology, Atlas of oil and gas fields, pp. 301-312.
- Machel, H.G., 1987. Some aspects of diagenetic sulphate-hydrocarbon redox reactions. In: Marshall, J.D. (Ed.), *Diagenesis of Sedimentary Sequences*: Geological Society (London) Special Publication 36. Blackwell Scientific, Oxford, UK, pp. 15-28.
- Makowitz, A., Lander, R.H., Milliken, K.L., 2006. Diagenetic modeling to assess the relative timing of quartz cementation and brittle grain processes during compaction. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 90(6), 873–885.
- Makowitz, A., Lander, R.H., Milliken, K.L., 2010. Chemical diagenetic constraints on the timing of cataclasis in deformed sandstone along the Pine Mountain overthrust, eastern Kentucky. *Journal of Structural Geology* 32, 1923-1932.
- Mansurbeg, H., De Ros, L.F., Morad, S., Ketzer, J.M., El-Ghali, M.A.K., Caja, M.A., Othman, R., 2012. Meteoric-water diagenesis in late Cretaceous canyon-fill turbidite reservoirs from the Espírito Santo Basin, eastern Brazil. *Marine and Petroleum Geology* 37, 7-26.
- McBride, E.F., 1989. Quartz cementation in sandstones – a review. *Earth-science Reviews* 26, 69 – 112.
- McBride, E.F., Honda, H., 1994. Carbonate Cements in Shallowly Buried Pleistocene and Holocene Sandstone and Limestone, South Texas Gulf Coast. *Gulf Coast Association Of Geological Societies Translations* 44, 467-476.

- McKenzie, J.A., Vasconcelos, C., 2009. Dolomite Mountains and the origin of the dolomite rock of which they mainly consist: historical developments and new perspectives. *Sedimentology* 56, 205–219.
- McKinley, J.M., Worden, R., Ruffell, A.H., 2003. Smectite in sandstones: a review of the controls on occurrence and behaviour during diagenesis. In: Worden, R.H., Morad, S. (Eds.), *Clay Mineral Cements in Sandstones*. International Association of Sedimentologist Special Publication 34. Blackwell Scientific Publications, Blackwell Science, Oxford, pp. 109-128.
- Mello, M.R., Hessel, M.H.R., Mohriak, W.U., Frota, E.S.T., Koutsoukos, E.A. M., 1996. Início da influência marinha no ambiente deposicional das bacias do sul-sudeste brasileiro no Eocretáceo, e suas implicações exploratórias. Petrobras/Cenpes Internal Report, Rio de Janeiro, RJ, 54 pp.
- Milliken, K.L., 1989. Petrography and composition of authigenic feldspars, Oligocene Frio Formation, South Texas. *Journal of Sedimentary Petrology* 59, 361-374.
- Milliken, K.L., 2005. Late Diagenesis and Mass Transfer in Sandstone-Shale Sequences. In: Mackenzie, F.T. (Ed.), *Sediments, Diagenesis, and Sedimentary Rocks*. Elsevier, Oxford, UK, pp. 159-190.
- Morad, S., Marfil, R., La Pena, J.A., 1989. Diagenetic K- feldspar pseudomorphs in the Triassic Buntsandstein sandstones of the Iberian Range, Spain. *Sedimentology* 36, 635-650.
- Morad, S., Bergan, M., Knarud, R., Nystuen, J. P., 1990. Albitization of detrital plagioclase in Triassic reservoir sandstones from Snorre Field, Norwegian North Sea. *Journal of Sedimentary Petrology* 60(3), 411-425.
- Morad, S., Ketzer, J.M., De Ros, L.F., 2000. Spatial and temporal distribution of diagenetic alterations in siliciclastic rocks; implications for mass transfer in sedimentary basins. *Sedimentology* 47, 95-120.
- Morad, S., Al-Ramadan, K., Ketzer, J.M., De Ros, L.F., 2010. The impact of diagenesis on the heterogeneity of sandstone reservoirs: A review of the role of depositional facies and sequence stratigraphy. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 94, 1267–1309.
- Orr, W. L., 1974. Changes in sulfur content and isotopic ratios of sulfur during petroleum maturation - study of Big Horn Basin Paleozoic oils. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 58, 2295-2318.
- Radke, B.M., Mathis, R.L., 1980. On the formation and occurrence of saddle dolomite. *Journal of Sedimentary Petrology* 50(4), 1149-1168.
- Ryu, I.-C., Niem, A.R., 1999. Sandstone diagenesis, reservoir potential, and sequence stratigraphy of the Eocene Tye Basin, Oregon. *Journal of Sedimentary Research* 69, 384-393.
- Saigal, G.C., Morad, S., Bjørlykke, K., Egeberg, P.K., Aagaard, P., 1988. Diagenetic albitization of detrital K-feldspars in Jurassic, Lower Cretaceous, and Tertiary clastic reservoirs from offshore Norway, I. Textures and origin. *Journal of Sedimentary Petrology* 58, 1003-1013.
- Schmidt, V. & Macdonald, D.A., 1979, The role of secondary porosity in the course of sandstone diagenesis. In: *Aspects of Diagenesis* (Eds P.A. Scholle & P.R. Schluger). Soc. Econ. Paleont. Miner. Spec. Publ. 29, Tulsa, OK, , 175–207.

- Silva, C.M.A., Anjos, S.M.C., 1996. Diagênese dos arenitos do Membro Mucuri, Cretáceo Inferior das Bacias do Espírito Santo e de Mucuri. *Boletim de Geociências da Petrobras* 10, 61-80.
- Sommer, F., 1978. Diagenesis of Jurassic sandstones in the Viking Graben, Sandstone diagenesis. *Journal of the Geological Society of London*, 135, 63-67.
- Spötl, C., Matter, A., Brévar, O., 1993. Diagenesis and pore water evolution in the Keuper Reservoir, Paris Basin (France). *Journal of Sedimentary Petrology* 63, 909-928.
- Spötl, C., Wright, V.P., 1992. Groundwater dolocretes from the Upper Triassic of the Paris Basin, France: a case study of an arid, continental diagenetic facies. *Sedimentology* 39, 1119-1136.
- Spötl, C., Pitman, J.K., 1998. Saddle (baroque) dolomite in carbonates and sandstones: a reappraisal of a burial-diagenetic concept. In: Morad, S. (Ed.), *Carbonate Cementation in Sandstones*. International Association of Sedimentologists Special Publication 26. Blackwell Scientific Publications, Oxford, UK, pp. 437-460.
- Stewart, R.N.T., Fallick, A.E., Haszeldine, R.S., 1994. Kaolinite growth during pore-water mixing: isotopic data from Palaeocene sands, North Sea, UK. *Clay Minerals* 29(4), 627-636.
- Stonecipher, S.A., May, J.A., 1990. Facies controls on early diagenesis: Wilcox Group, Texas Gulf Coast. In: Meshri, I. D., Ortoleva, P. J. (Eds.), *Prediction of reservoir quality through chemical modeling*. American Association of Petroleum Geologists Memoir 49, pp. 25-44.
- Surdam, R.C., Boles, J.R., 1979. Diagenesis of volcanic sandstones. In Scholle, P. A., Schluger, P. R. (Eds.), *Aspects of Diagenesis*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, Tulsa, OK, pp. 227-242.
- Tang, Z., Parnell, J., Ruffell, A.H., 1994. Deposition and diagenesis of the lacustrine-fluvial Cangfanguo Group (uppermost Permian to Lower Triassic), southern Junggar Basin, NW China: a contribution from sequence stratigraphy. *Journal of Paleolimnology* 11, 67-90.
- Walker, T.R., 1976. Diagenetic origin of continental red beds. In: Falke, H. (Ed.), *The Continental Permian in Central, West, and South Europe*. D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, Netherlands, pp. 240-282.
- Warnock, A.C., van de Kamp, P.C., 1999. Hump-shaped ^{40}Ar - ^{39}Ar age spectra in K-feldspar and evidence for Cretaceous authigenesis in the Fountain Formation near Eldorado Springs, Colorado. *Earth and Planetary Science Letters*, 174, 99-111.
- Warren, J., 2000. Dolomite: occurrence, evolution and economically important Associations. *Earth-Science Reviews* 52, 1-81.
- Winspear, N.R., Pye, K., 1995. The origin and significance of boxwork clay coatings on dune sand grains from the Nebraska Sand Hills, USA. *Sedimentary Geology* 94, 245-254.
- Wilkinson, M., Haszeldine, R.S., Fallick, A. E., 2006. Jurassic and Cretaceous clays of the northern and central North Sea hydrocarbon reservoirs reviewed. *Clay Minerals*, 41, 151-186.

- Worden, R.H., Morad, S., 2000. Quartz cementation in oil field sandstones: a review of the key controversies. In: Worden, R. H., Morad, S. (Eds.), International Association of Sedimentologists Special Publication, 29. Blackwell Science, London, UK, pp. 1–20.
- Worden, R.H., Morad, S., 2003. Clay minerals in sandstones: controls on formation, distribution and evolution. In: Worden, R.H., Morad, S. (Eds.), Clay Mineral Cements in Sandstones. International Association of Sedimentologist Special Publication 34. Blackwell Science, Oxford, UK, pp. 1–41.

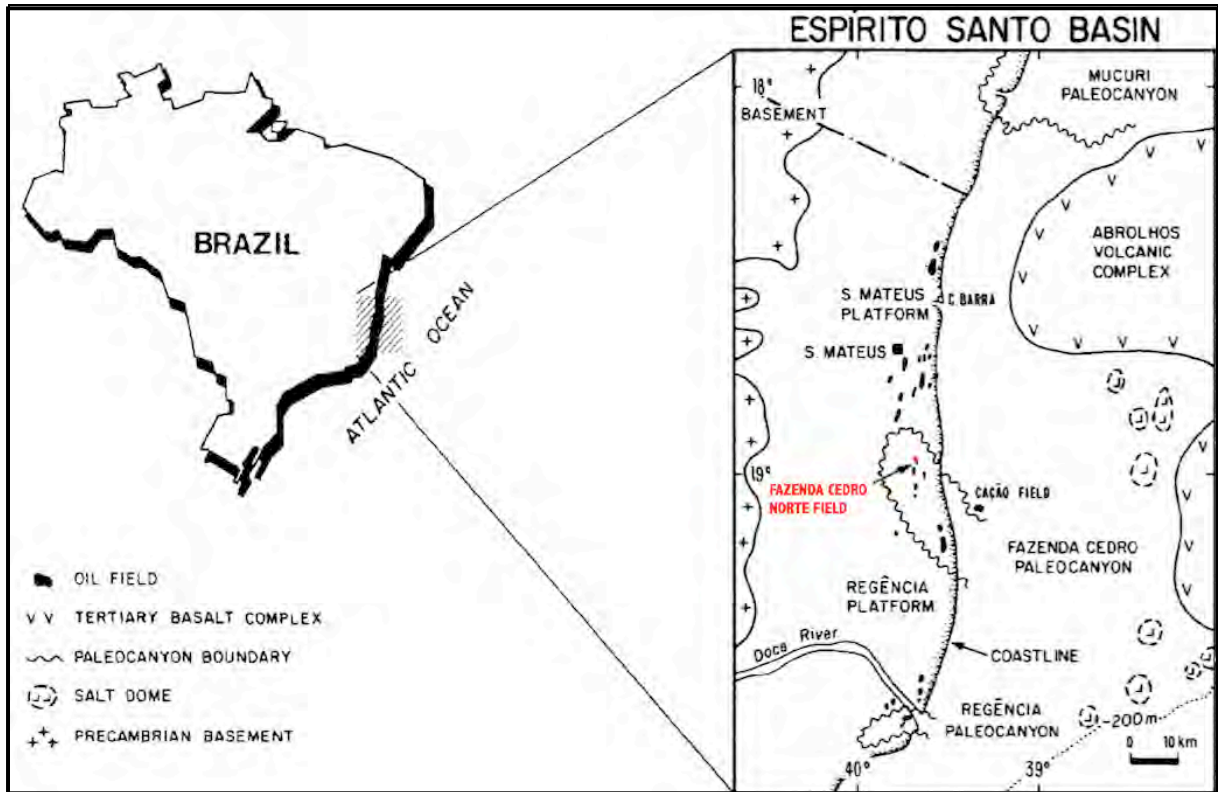


Figure 1. Simplified map of the Espírito Santo Basin, situated in the Brazilian eastern coast, showing the location of Fazenda Cedro Norte Field (modified after Cosmo *et al.*, 1991).

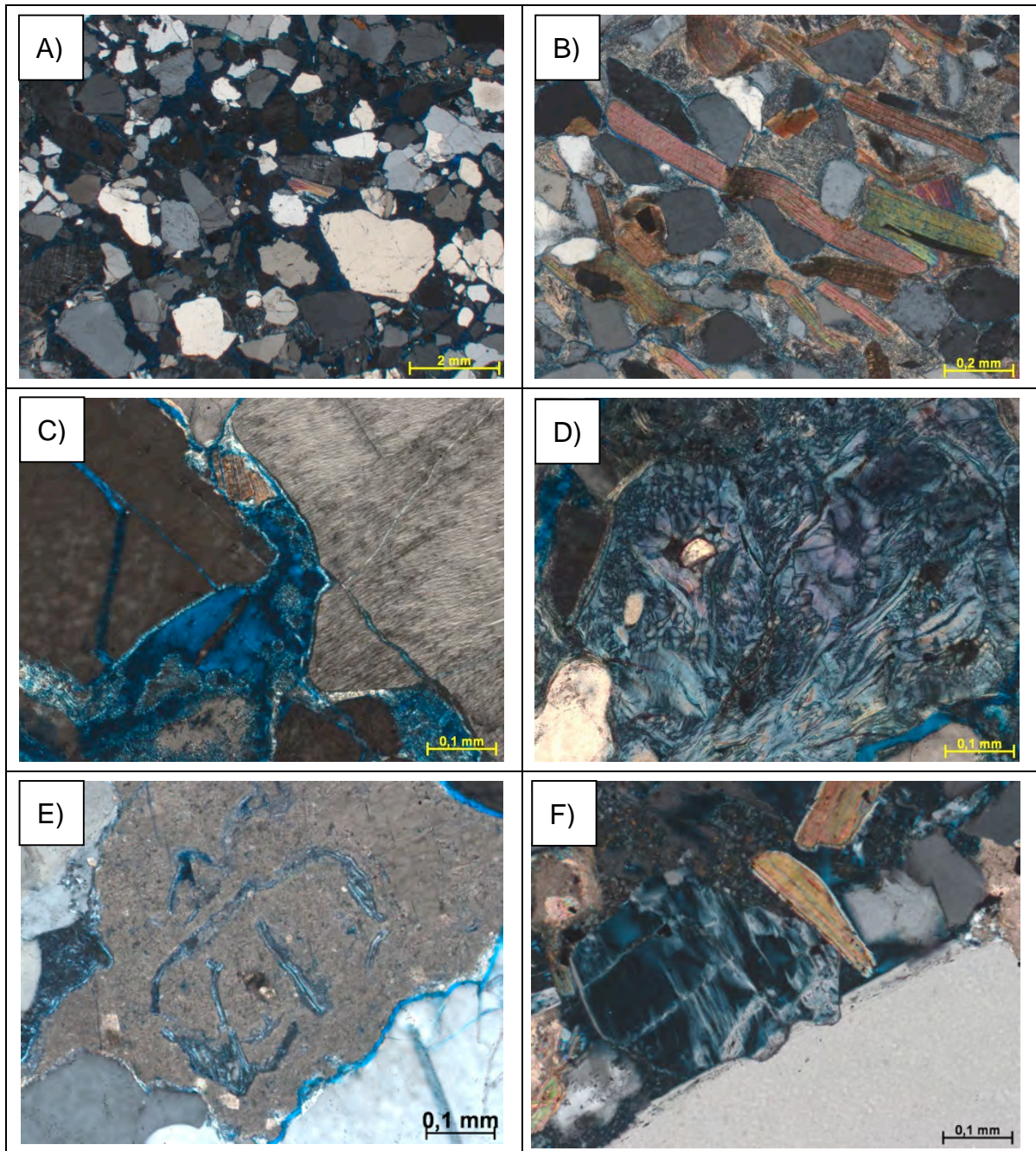


Figure 3. Optical photomicrographs of **Mucuri** samples, all with crossed polarized light (XPL). **A)** Conglomeratic sandstone with angular quartz and feldspar grains. **B)** Micaceous, medium-grained sandstone. **C)** Thin pore-lining smectite rims. **D)** Complex replacement of heavy mineral grains by smectite. **E)** Coarsely-crystalline dolomite engulfing and replacing a grain previously replaced partially and coated by smectite. **F)** Discontinuous quartz overgrowths developed after compaction and feldspar dissolution.

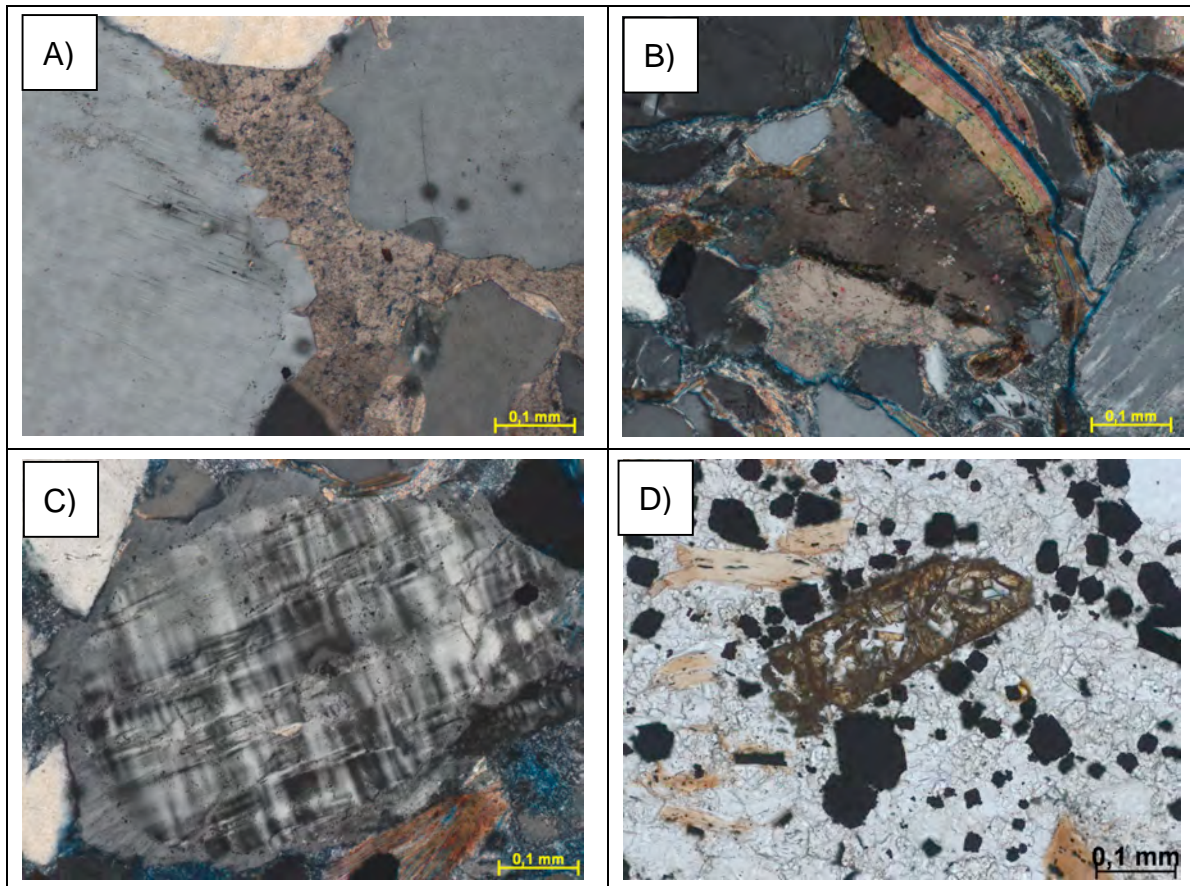


Figure 4. Optical photomicrographs of **Mucuri** samples. **A)** K-feldspar overgrowths covered by dolomite cement. Crossed polarized light (XPL). **B)** Saddle dolomite crystals with curved faces and wavy extinction (XPL). **C)** K-feldspar overgrowths surrounding a microcline grain (XPL). **D)** Titanium minerals replacing heavy mineral grain (at the center), and dispersed microcrystalline pyrite. Plane polarized light (PPL).

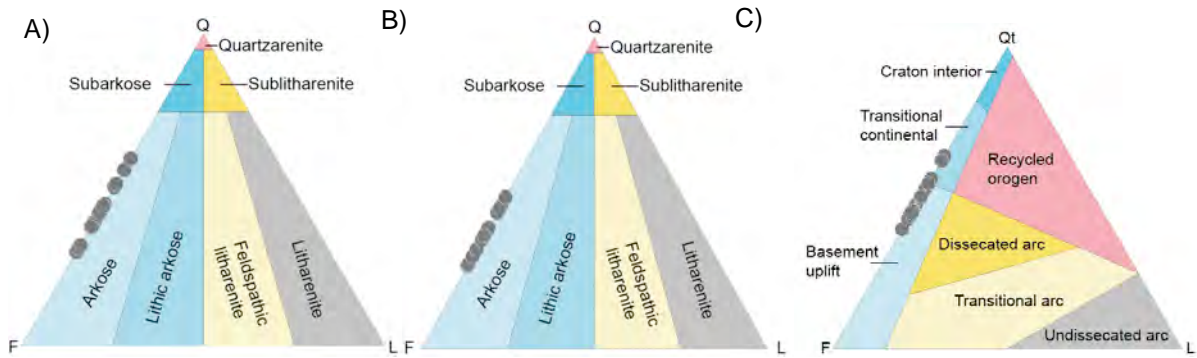


Figure 5. **A)** Present and **B)** original essential primary composition of the Mucuri samples plotted on Folk (1968) diagram. **C)** Original essential primary composition of the Mucuri samples plotted on Dickinson (1985) provenance diagram.

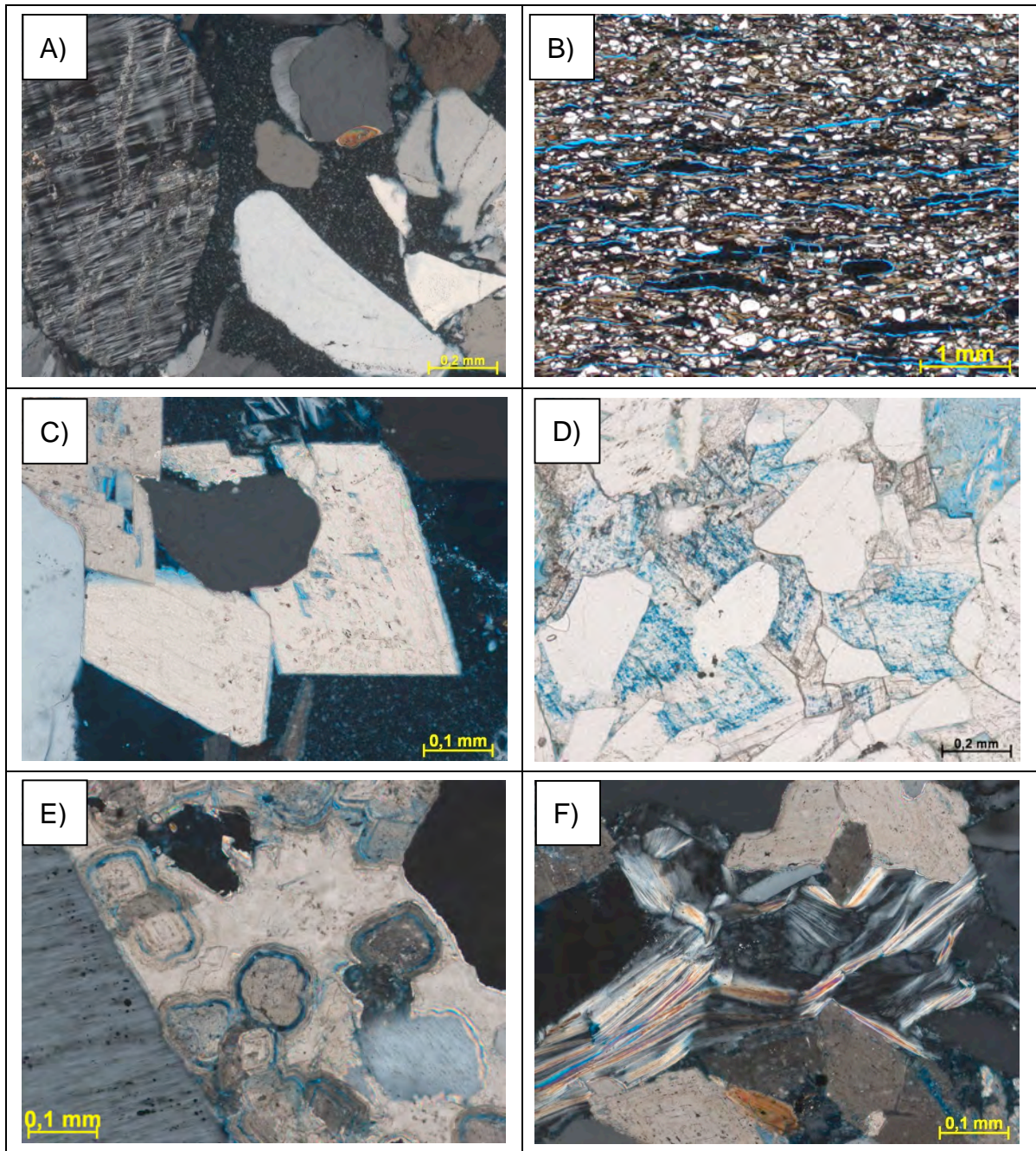


Figure 6. Optical photomicrographs of the **Urucutuca** samples. **A)** Coarse sandstone with grains of microcline, quartz and plutonic rock fragments extensively cemented by microcrystalline kaolinite. Crossed polarized light (XPL). **B)** Fine-grained sandstone rich in micas and carbonaceous fragments. Plane polarized light (PPL). **C)** Slightly dissolved dolomite crystals replacing quartz grain and kaolinite cement (XPL). **D)** Abundant, coarsely-crystalline dolomite cement with Fe zonation (shown by blue staining) (PPL). **E)** Small spheroidal dolomite crystals engulfed by coarsely-crystalline cement (XPL). **F)** Lamellar kaolinite replacing and expanding muscovite along cleavages (XPL).

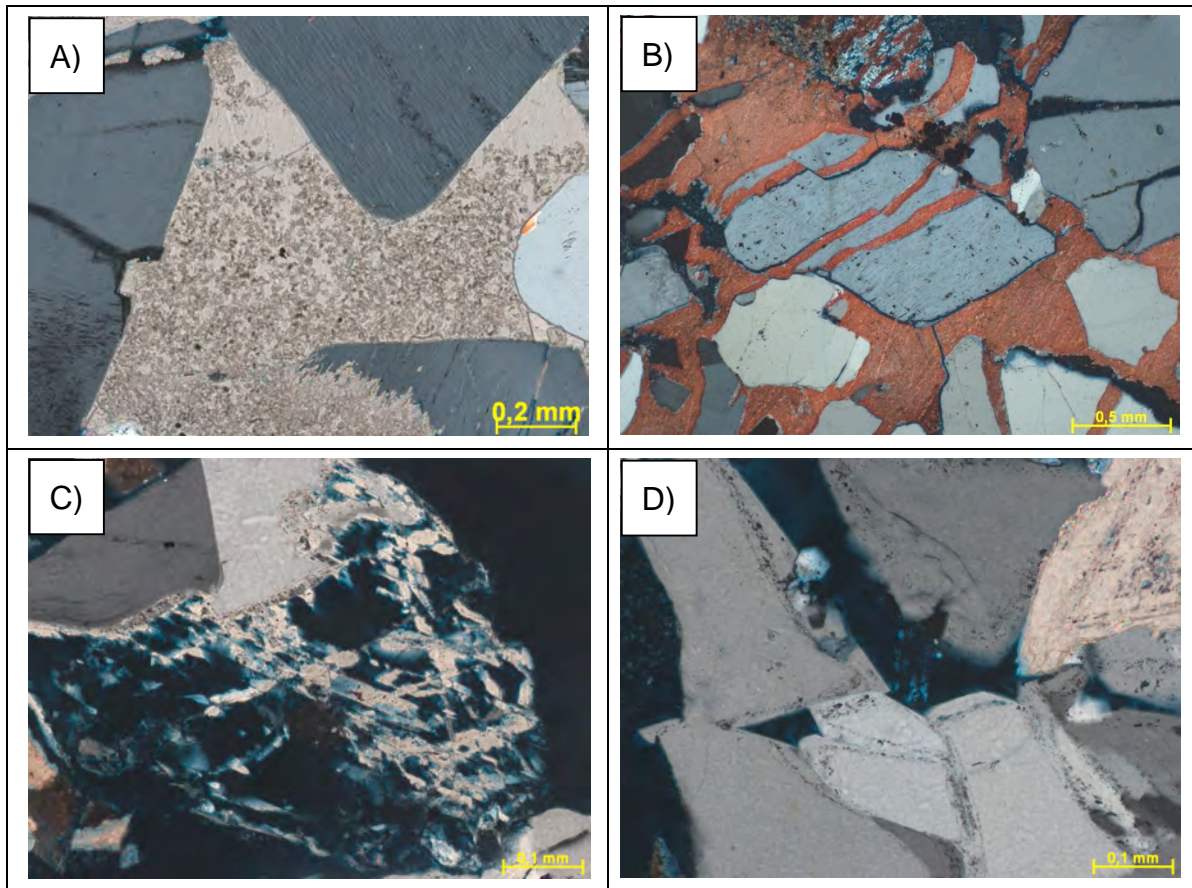


Figure 7. Optical photomicrographs of the **Urucutuca** samples. **A)** Poikilotopic calcite engulfing and replacing intergranular and intragranular kaolinite booklets. Crossed polarized light (XPL). **B)** Poikilotopic calcite (stained red) filling intergranular and fracture pores (XPL). **C)** Dissolved and albitized plagioclase crystal in plutonic rock fragment (XPL). **D)** Authigenic quartz as overgrowths on detrital quartz grains and as ingrowths along fractures (XPL).

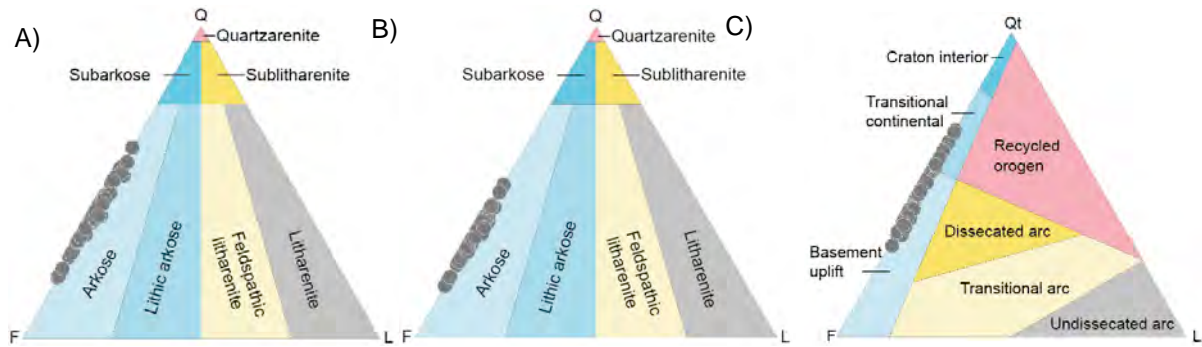


Figure 8. A) Present and **B)** original essential primary composition of the Urucutuca samples plotted on Folk (1968) diagram. **C)** Original essential primary composition of the Urucutuca samples plotted on Dickinson (1985) provenance diagram.

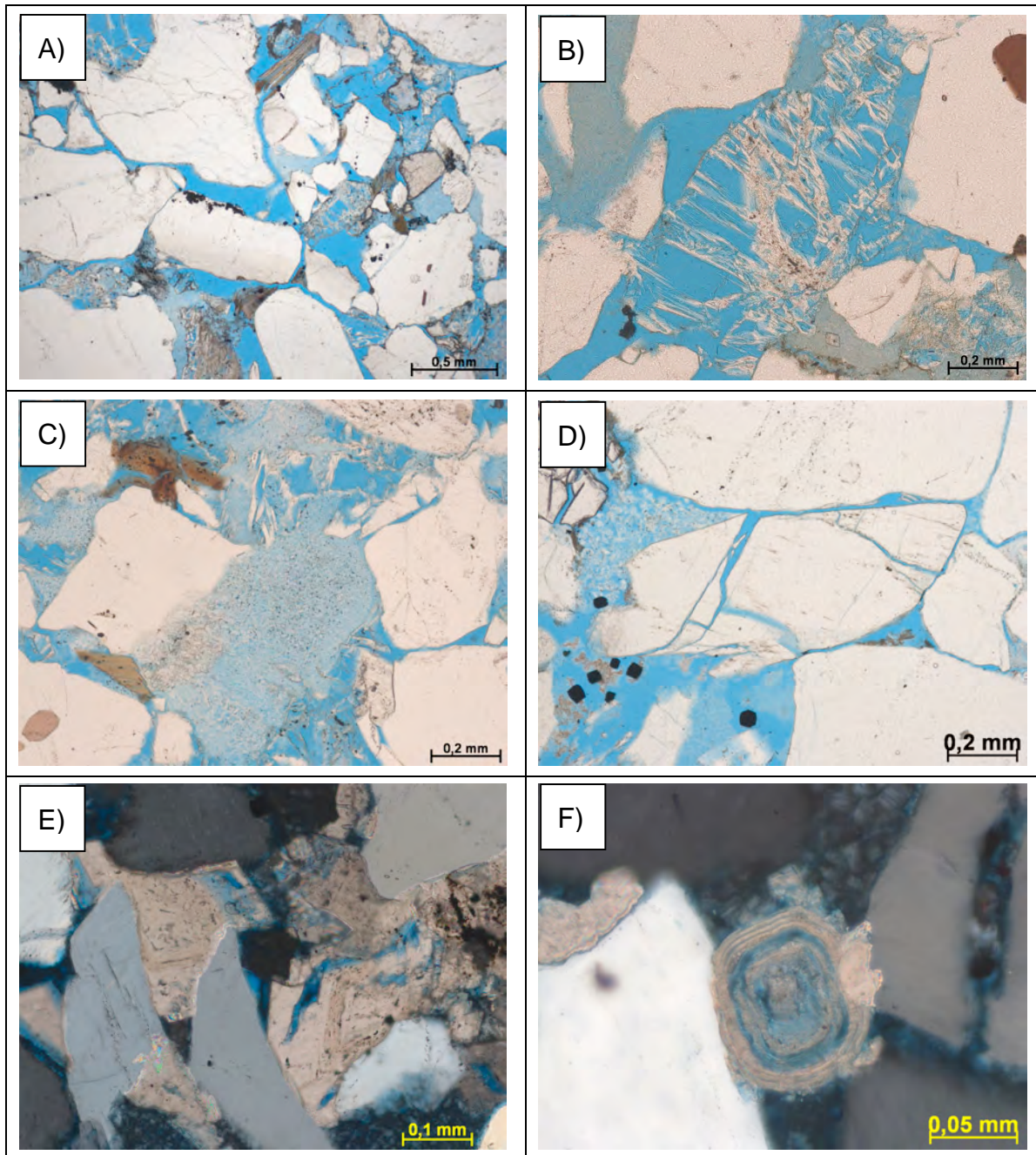


Figure 9. Optical photomicrographs of the main porosity types of the analyzed Urucutuca thin sections. **A)** Intergranular and intragranular porosity. Plane polarized light (PPL). **B)** Secondary intragranular pores in dissolved feldspar grain (PPL). **C)** Microporosity within kaolinite aggregates (PPL). **D)** Grain-fracture porosity (PPL). **E)** Intracrystalline pores formed by dissolution of intergranular dolomite crystals. Crossed polarized light (XPL). **F)** Intracrystalline pore in dolomite spheroid (XPL).

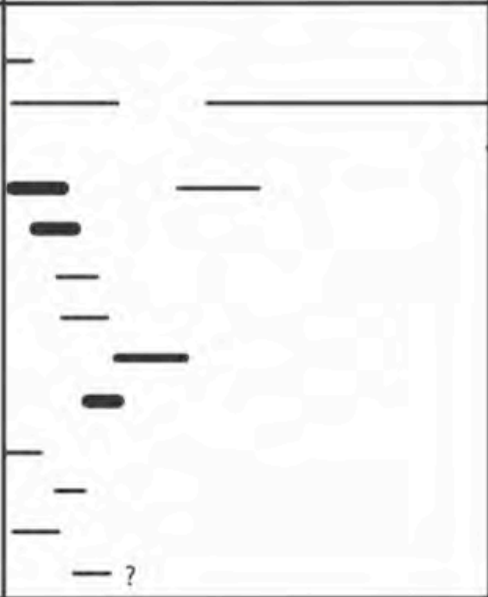
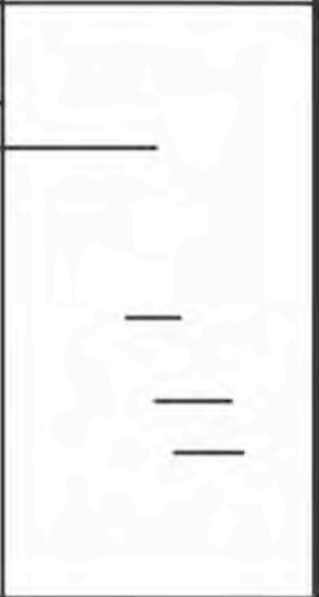
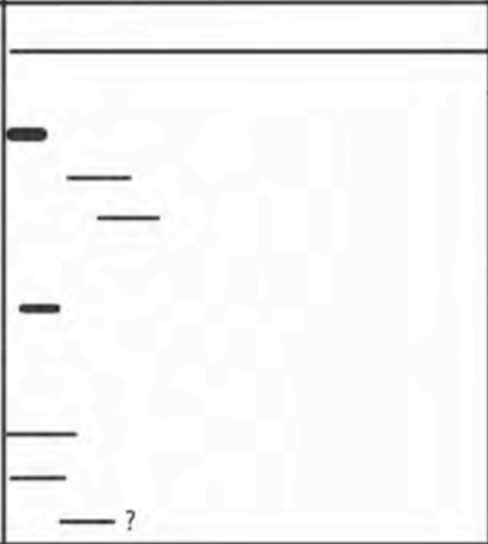

Diagenetic products and processes	Eodiagenesis	Mesodiagenesis
Urucutuca Formation Grain fracturing Mechanical compaction Chemical compaction Dissolution Kaolinite K-feldspar Quartz Calcite Dolomite/Ankerite Pyrite Siderite TiO ₂ Albite		
Mucuri Member, Mariricu Formation Mechanical compaction Chemical compaction Smectite Dissolution Kaolinite Dolomite/Ankerite K-feldspar Smectite Illitization and Illite Quartz Pyrite TiO ₂ Albite		

Figure 10. Simplified paragenetic sequence of the main diagenetic products and processes recognized in the studied Mucuri and Urucutuca reservoirs.

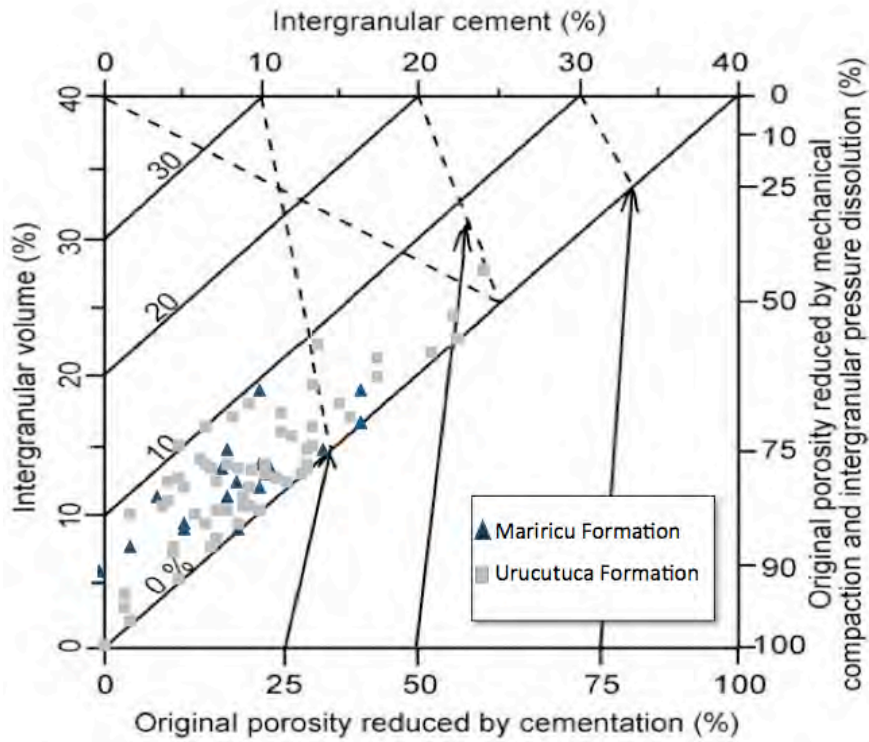


Figure 11. Plot of intergranular cement volume versus total intergranular volume (Houseknecht, 1987, modified by Ehrenberg, 1993) of the studied reservoirs reveals that the intergranular porosity has been reduced more by compaction than by cementation.

8. ANEXOS

CD-ROM contendo:

- **Tabela de resultados da petrografia quantitativa**
- **Descrições petrográficas individuais com respectiva documentação fotomicrográfica**

ANEXO I	
Título da Dissertação/Tese:	
“DIAGÊNESE E QUALIDADE DE RESERVATÓRIO DOS ARENITOS E CONGLOMERADOS CRETÁDICOS DO CAMPO DE FAZENDA CEDRO NORTE, BACIA DO ESPÍRITO SANTO, BRASIL”	
Área de Concentração: Estratigrafia	
Autor: MATIAS MARTINI	
Orientador: Prof. Dr. Luiz Fernando De Ros	
Examinador: Prof. Dr. Geraldo Norberto Chaves Sgarbi	
Data: 27/05/2014	
Conceito: A	
PARECER:	
Forma:	
p.13, pr.2 – É citado Morad 2000, porém no texto esta não ocorre e sim Morad et al. 2000 (p.22);	
p. 13, última linha: sequência não perdeu o acento!	
p. 14, pr. 2- deltaicos perdeu o acento...	
p. 14, pr. 2- Block & McGowen, 1995. Não existe nas r.b.,e sim Block S. 1994 e Block & McGowen 1994, p.19;	
p. 16, ainda sequência sem acento, pr. 2;	
p. 18. Grafia de ilita, ora com l l, ora com dois ls. (linha l e final do pr. 2), e última linha da pg.	
p. 19. Biassusi, r.bibl. 6, contrapondo-se a Biassusi, p. 19, idem p. 10 3ª. Linha, p. 10 final do 3º. Par.	
Conteúdo:	
Congratulações ao autor e orientador, por esse brilhante texto focando a Bacia do Espírito Santo. Tomo a liberdade de dar algumas sugestões (para o texto em português), sabendo contudo que a Dissertação pode estar realmente no seu limite último de finalização, ou se ainda caberia algumas inclusões, o que iria valorizar sobremaneira o texto.	
1. Creio que faltou imagens de MEV, as quais por sua natureza quase tridimensionais iria caracterizar melhor a substituição dos feldspato, com crescimento de albita.	
2. Nessa linha, aspectos de Ab engolfando Ab, morfologia de clorita lamelar, albitização de feldspato, além de análises por EDS nos plagioclásios principalmente.	
3. Plotar dados de feldspatos albitizados versus profundidade em metros para mostrar a relação entre a albitização com a prof. de soterramento (pressão litostática).	
4. Poderia ser feito uma análise mais aprofundada dos grãos detríticos, usando o diagrama de Folk (68), que seria muito esclarecedor sob os aspectos de área fonte etc.	
5. As fotomicrografias estão excelentes.	
6. O artigo, muito bom, certamente será publicado e não cabe fazer comentários, uma vez que o mesmo já passou, ou está em processo de análises pelos revisores da revista.	

ANEXO I

Título da Dissertação/Tese:

"DIAGÊNESE E QUALIDADE DE RESERVATÓRIO DOS ARENITOS E CONGLOMERADOS CRETÁICOS DO CAMPO DE FAZENDA CEDRO NORTE, BACIA DO ESPÍRITO SANTO, BRASIL."

Área de Concentração: ESTRATIGRAFIA

Autor: **MATIAS MARTINI**

Orientador: Prof. Dr. Luiz Fernando de Ros

Examinador: **Profa. Dra. Karin Goldberg**

Data: 20/5/14

Conceito: A

PARECER:

Parecer em anexo.

Karin Goldberg

Parecer sobre Dissertação de Mestrado

A Dissertação de Mestrado do aluno Matias Martini, intitulada "Diagênese e qualidade de reservatório dos arenitos e conglomerados cretácicos do Campo de Fazenda Cedro Norte, Bacia do Espírito Santo, Brasil" teve como objetivo verificar as diferenças entre os reservatórios do Membro Mucuri e da Formação Urucutuca no campo estudado, discutindo os controles sobre a qualidade de reservatório dos mesmos.

O trabalho apresentado foi muito bem escrito e organizado, com poucos erros de digitação ou linguístico, ou falta de referências bibliográficas. O aluno apresentou claramente os objetivos propostos e aplicou a metodologia apropriada ao estudo, cumprindo plenamente os objetivos a que se propôs. A revisão teórica acerca dos controles sobre a diagênese clástica e qualidade de reservatório foi aceitável, apesar de bastante sucinta. Teria sido interessante incluir no estado da arte uma discussão sobre diagênese e qualidade de reservatórios em depósitos fluviais e turbidíticos.

Algumas observações referentes ao artigo submetido:

- 1) Na fig. 2, a seção apresentado representa um corte E-W?
- 2) Das 77 lâminas estudadas, quantas eram do Membro Mucuri e quantas eram da Formação Urucutuca?
- 3) Diversas vezes no texto eram citadas figuras fora de ordem; por exemplo, fig. 5 citada antes da fig. 4, fig. 8 antes da fig. 9, e fig. 10 antes da fig. 9. A numeração das figuras deve seguir a ordem de aparecimento no texto.
- 4) No item "Compaction and porosity" de ambas as unidades estudadas (Mucuri e Urucutuca) não há fotomicrografias da porosidade. Fotomicrografias da porosidade (apenas da Fm. Urucutuca) aparecem posteriormente, no item "Implications on reservoir quality and heterogeneity". Por que não há fotomicrografias da porosidade do Mb. Mucuri? E por que não colocar as fotomicrografias da porosidade de cada unidade junto com a descrição das mesmas?
- 5) No texto não há citação das figuras 9D e 9F.
- 6) Nas conclusões do artigo, no item I consta que a qualidade de reservatórios é altamente controlada pelas alterações diagenéticas, que por sua vez são mediadas pela textura deposicional, mineralogia detrítica, química das águas intersticiais, taxas de fluxo de fluidos e história de soterramento. Seria importante salientar que a diagênese das duas unidades estudadas (Mucuri e Urucutuca) são decorrentes também do ambiente deposicional e do clima.
- 7) O item VII das conclusões afirma que as texturas deposicionais e mineralogia detrítica não podem ser usadas para diferenciar os reservatórios das duas unidades estudadas no Campo de Fazenda Cedro Norte. Entretanto, devido às substanciais diferenças nos processos e produtos diagenéticos entre estas unidades, fica claro que a diagênese pode servir de ferramenta de distinção entre estes dois reservatórios.

De qualquer forma, o trabalho apresentado é excelente. Parabênizo o aluno e seu orientador!

Frank Gobelus 20/5/14

ANEXO I	
Título da Dissertação/Tese:	
"DIAGÊNESE E QUALIDADE DE RESERVATÓRIO DOS ARENITOS E CONGLOMERADOS CRETÁCIOS DO CAMPO DE FAZENDA CEDRO NORTE, BACIA DO ESPÍRITO SANTO, BRASIL"	
Área de Concentração: Estratigrafia	
Autor: MATIAS MARTINI	
Orientador: Prof. Dr. Luiz Fernando De Ros	
Examinador: Prof. Dr. Geraldo Norberto Chaves Sgarbi	
Data: 27/05/2014	
Conceito: De 1 a 10, daria o conceito de 8,5.	
PARECER:	
Forma:	
p.13, pr.2 – É citado Morad 2000, porém no texto esta não ocorre e sim Morad et al. 2000 (p.22);	
p. 13, última linha: sequência não perdeu o acento!	
p. 14, pr. 2- deltaicos perdeu o acento...	
p. 14, pr. 2- Block & McGowen, 1995. Não existe nas r.b., e sim Block S. 1994 e Block & McGowen 1994, p.19;	
p. 16, ainda sequência sem acento, pr. 2;	
p. 18. Grafia de ilita, ora com 1 l, ora com dois ls. (linha 1 e final do pr. 2), e última linha da pg.	
p. 19. Biassussi, r.bibl. 6, contrapondo-se a Biassusi, p. 19, idem p. 10 3ª. Linha, p. 10 final do 3º. Par.	
Conteúdo:	
Congratulações ao autor e orientador, por esse brilhante texto focando a Bacia do Espírito Santo. Tomo a liberdade de dar algumas sugestões (para o texto em português), sabendo contudo que a Dissertação pode estar realmente no seu limite último de finalização, ou se ainda caberia algumas inclusões, o que iria valorizar sobremaneira o texto.	
1. Creio que faltou imagens de MEV, as quais por sua natureza quase tridimensionais iria caracterizar melhor a substituição dos feldspato, com crescimento de albita.	
2. Nessa linha, aspectos de Ab engolfando Ab, morfologia de clorita lamelar, albitização de feldspato, além de análises por EDS nos plagioclásios principalmente.	
3. Plotar dados de feldspatos albitizados versus profundidade em metros para mostrar a relação entre a albitização com a prof. de soterramento (pressão litostática).	
4. Poderia ser feito uma análise mais aprofundada dos grãos detríticos, usando o diagrama de Folk (68), que seria muito esclarecedor sob os aspectos de área fonte etc.	

5. As fotomicrografias estão excelentes.

6. O artigo, muito bom, certamente será publicado e não cabe fazer comentários, uma vez que o mesmo já passou, ou está em processo de análises pelos revisores da revista.

Assinatura:

Data: 27/05/2014

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno: