

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**



**CONTROLES DEPOSICIONAIS SOBRE A COMPOSIÇÃO PRIMÁRIA,
PADRÕES DIAGENÉTICOS E POROSIDADE DOS DEPÓSITOS MISTOS
SILICICLÁSTICOS-CARBONÁTICOS DOS CAMPOS DE FAZENDA SANTA
LUZIA E FAZENDA SÃO RAFAEL, BACIA DO ESPÍRITO SANTO.**

MATIAS MARTINI

ORIENTADOR

Prof. Dr. Luiz Fernando De Ros

COMISSÃO EXAMINADORA

Prof. Dra. Karin Goldberg

Prof. Dr. Norberto Dani

COMISSÃO DOS PROJETOS TEMÁTICOS

Prof. Dra. Andrea Ritter Jelinek

Prof. Dr. Rualdo Menegat

Prof. Dr. Marcus V. D. Remus

Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia apresentado na forma de monografia, junto à disciplina Projeto Temático em Geologia III, como requisito parcial para obtenção do grau de Geólogo.

Porto Alegre, dezembro/2010.

Martini, Matias

Controles deposicionais sobre a composição primária, padrões diagenéticos e porosidade dos depósitos mistos siliciclásticos-carbonáticos dos campos de Fazenda Santa Luzia e Fazenda São Rafael, Bacia do Espírito Santo / Matias Martini. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2010.

[97 f.] il.

Trabalho de Conclusão do Curso (Graduação). - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Curso de Geologia. Porto Alegre, RS - BR, 2010.

Orientação: Prof. Dr. Luiz Fernando De Ros

1. Bacia do Espírito Santo. 2. Depósitos mistos siliciclásticos-carbonáticos. 3. Controles deposicionais. 4. DiageneseI. Título.

Catálogo na Publicação
Biblioteca Geociências - UFRGS
Miriam Alves CRB 10/1947

De omnibus dubitandum.

René Descartes

AGRADECIMENTOS

Renata e Romeu Martini (mãe e pai);

Luiz Fernando De Ros (orientador);

CNPq, PETROBRAS e Instituto de Geociências – UFRGS.

RESUMO

A Bacia do Espírito Santo, situada na costa do estado homônimo, margem leste brasileira, contém algumas das mais importantes descobertas recentes de petróleo no país. Os reservatórios dos campos de Fazenda Santa Luzia e Fazenda São Rafael são constituídos por depósitos do Grupo Barra Nova (Albiano), e caracterizados pela intercalação de rochas siliciclásticas, híbridas e carbonáticas. O alvo deste trabalho é definir os controles deposicionais (fácies deposicionais e composição primária) que atuaram sobre evolução dos processos diagenéticos e da porosidade, a fim de melhor compreender os padrões de heterogeneidade existentes nos reservatórios.

As rochas analisadas compreendem rochas carbonáticas, arenitos siliciclásticos e arenitos híbridos complexamente intercalados. As fácies siliciclásticas de granulometria grossa correspondem a arenitos e conglomerados feldspáticos, comumente porosos, devido à preservação parcial da porosidade intergranular primária e à geração de porosidade por dissolução de feldspatos e cimentos carbonáticos. Os arenitos finos são extremamente ricos em biotita, e fortemente compactados. As rochas carbonáticas, constituídas principalmente por oncolitos, bioclastos e intraclastos, tiveram sua porosidade primária foi extensamente obliterada devido à compactação e cimentação carbonática. As fácies híbridas, caracterizadas pela mistura desses constituintes intrabaciais e extrabaciais, mostram intensidade de compactação e cimentação variáveis, relacionada à quantidade de grãos carbonáticos. Arenitos com maiores teores de grãos carbonáticos sofreram maior redução da porosidade primária por compactação química via dissolução por pressão desses grãos, e conseqüentemente, maior suprimento interno de carbonato para cimentação. O reconhecimento dos principais controles deposicionais atuantes sobre a porosidade dos campos de Fazenda Santa Luzia e Fazenda São Rafael deverá contribuir para a compreensão da natureza e dos padrões de heterogeneidade desses complexos reservatórios, passo essencial para a construção de modelos geologicamente coerentes que permitam ampliar a recuperação de hidrocarbonetos.

Palavras-chaves: Bacia do Espírito Santo, depósitos mistos siliciclásticos-carbonáticos, controles deposicionais, diagênese.

ABSTRACT

The Espírito Santo Basin, located along the Brazilian eastern margin, contains some of the most important recent petroleum discoveries in the country. The reservoirs of the Fazenda Santa Luzia and Fazenda São Rafael oilfields are constituted by deposits of the Barra Nova Group (Albian), and characterized by the intercalation of siliciclastic, hybrid and carbonate rocks. The goal of this study is to define the depositional controls (depositional facies and primary composition) that influenced the evolution of diagenetic processes and porosity, aiming at understanding the heterogeneity patterns occurring in these reservoirs. The analyzed rocks correspond to complexly intercalated siliciclastic sandstones, carbonate rocks and hybrid arenites. The coarse-grained siliciclastic facies correspond to feldspathic sandstones and conglomerates that are commonly porous, owing to the partial preservation of intergranular primary porosity, and to porosity generation through feldspar grains and carbonate cements dissolution. Fine-grained sandstones are extremely rich in biotite, and strongly compacted. Carbonate rocks, made mainly by oncolites, bioclasts and intraclasts, had their primary porosity extensively obliterated due to compaction and carbonate cementation. Hybrid facies, characterized by a mixture of these intrabasinal and extrabasinal constituents, show variable compaction and cementation intensity, related to the amount of carbonate grains. Hybrid arenites with larger amounts of carbonate grains suffered larger reduction of primary porosity through the pressure dissolution of these grains, and thus larger internal carbonate supply for cementation. The definition of the major depositional controls influencing the porosity of the Fazenda Santa Luzia e Fazenda São Rafael fields will contribute to the understanding of the nature and patterns of heterogeneity of these complex reservoirs, essential step for the construction of geologically coherent models, which allow to enhance the recovery of hydrocarbons.

Keywords: Espírito Santo Basin; mixed siliclastic-carbonate deposits; depositional controls; diagenesis.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Mapa de localização geográfica da Bacia do Espírito Santo.....	16
Figura 2: Seção geológica strike simplificada da Bacia do Espírito Santo.....	19
Figura 3: Carta estratigráfica da Bacia do Espírito Santo, em destaque ao Grupo Barra Nova.....	19
Figura 4: Fotografias das fácies siliciclásticas.....	41
Figura 5: Fotografias das fácies siliciclásticas.....	42
Figura 6: Fotografias das fácies híbridas.....	44
Figura 7: Fotografias das fácies carbonáticas.....	45
Figura 8: Diagrama composicional de Folk para os arenitos siliciclásticos.....	47
Figura 9: Composição essencial dos arenitos siliciclásticos plotada no diagrama de Dickinson.....	49
Figura 10: Fotomicrografias dos arenitos siliciclásticos.....	50
Figura 11: Fotomicrografias dos arenitos siliciclásticos.....	51
Figura 12: Fotomicrografias dos principais processos diagenéticos dos arenitos siliciclásticos.....	54
Figura 13: Fotomicrografias dos principais processos diagenéticos dos arenitos siliciclásticos.....	56
Figura 14: Fotomicrografias dos tipos de poros dos arenitos siliciclásticos.....	58
Figura 15: Diagrama composicional de Folk para os arenitos híbridos.....	60
Figura 16: Composição essencial dos arenitos plotada no diagrama de Dickinson..	61
Figura 17: Fotomicrografias dos arenitos híbridos.....	62
Figura 18: Fotomicrografias dos principais processos diagenéticos dos arenitos híbridos	65
Figura 19: Fotomicrografias dos tipos de poros dos arenitos híbridos.....	67
Figura 20: Fotomicrografias das rochas carbonáticas.....	69
Figura 21: Fotomicrografias das rochas carbonáticas.....	70
Figura 22: Fotomicrografias dos principais processos diagenéticos das rochas carbonáticas.....	73
Figura 23: Fotomicrografias dos tipos de poros das rochas carbonáticas.....	74
Figura 24: Modelo paragenético para os arenitos siliciclásticos.....	81
Figura 25: Modelo paragenético para os arenitos híbridos.....	83
Figura 26: Modelo paragenético para as rochas carbonáticas.....	84
Figura 27: Diagrama QFI.....	86
Figura 28: Diagrama Q+FMI.....	87

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Termos comuns usados para os principais processos diagenéticos.....	25
--	----

LISTA DO APÊNDICE

CD-ROM com tabelas dos constituintes primários, diagenéticos e tipos de poros das lâminas quantificadas.....	96
--	----

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	
RESUMO	I
ABSTRACT	II
LISTA DE FIGURAS	III
LISTA DE TABELAS	IV
LISTA DO APÊNDICE	V
SUMÁRIO	VI
1. INTRODUÇÃO	11
2. OBJETIVOS	13
3. ÁREA DE ESTUDO	15
3.1 Localização da Área.....	15
3.2 Caracterização do Problema.....	18
3.3 Histórico Exploratório da Bacia.....	20
4. REVISÃO CONCEITUAL	22
4.1 Conceitos Fundamentais sobre diagênese.....	22
5. ESTADO DA ARTE	25
5.1 Deposição de areias híbridas carbonáticas.....	25
5.2 Re-deposição mista.....	27
5.3 Diagênese de arenitos híbridos carbonáticos.....	28
6. METODOLOGIA	35
6.1 Levantamento Bibliográfico.....	35
6.2 Descrição de Testemunhos.....	35
6.3 Petrografia Quantitativa.....	36
6.4 Definição de Petrofácies de Reservatório.....	37
6.5 Integração dos Dados.....	37
7. RESULTADOS	38
7.1 Fácies deposicionais.....	38
7.1.1 Fácies Siliciclásticas.....	38
7.1.2 Fácies Híbridas.....	43
7.1.3 Fácies Carbonáticas.....	45
7.2 Petrologia dos Arenitos Siliciclásticos.....	46
7.2.1 Estruturas, Textura e Composição Primária.....	46
7.2.2 Diagênese.....	52
7.2.3 Porosidade e Compactação.....	57
7.3 Petrologia dos Arenitos Híbridos.....	59
7.3.1 Textura e Composição Primária.....	59
7.3.2 Diagênese.....	63
7.3.3 Porosidade e compactação.....	66

7.4 Petrologia das Rochas Carbonáticas.....	68
7.4.1 Textura e Composição Primária.....	68
7.4.2 Diagênese.....	71
7.4.3 Porosidade e Compactação.....	74
7.5 Pétrófácies de Reservatório.....	75
7.5.1 Petrofácies Siliciclásticas.....	75
7.5.2 Petrofácies Híbridas.....	76
7.5.3 Petrofácies Carbonáticas.....	77
8. DISCUSSÃO.....	79
8.1 Modelos Paragenéticos.....	79
8.1.1 Arenitos Siliciclásticos.....	79
8.1.2 Arenitos Híbridos.....	81
8.1.3 Rochas Carbonáticas.....	83
8.2 Áreas fonte, deposição, padrões diagenéticos e impacto sobre a qualidade dos reservatórios.....	84
9. CONCLUSÕES.....	89
10. REFERÊNCIAS.....	92
11. LISTA DO APÊNDICE.....	96

1. INTRODUÇÃO

A combinação entre a complexa intercalação vertical e lateral de depósitos clásticos e carbonáticos do Grupo Barra Nova (Albiano) e os falhamentos confere grande complexidade geométrica e extrema heterogeneidade aos reservatórios do Campo de Fazenda Santa Luzia e Fazenda São Rafael, Bacia do Espírito Santo.

Como consequência da combinação de heterogeneidades deposicionais, estruturais e diagenéticas, a distribuição dos fluidos e das pressões mostra-se complexa e errática, com elevada compartimentalização, grande número de zonas de produção com correlação duvidosa entre os poços, acelerada depleção, baixos fatores de recuperação primários e respostas limitadas aos programas de recuperação secundária por injeção de água.

Um projeto envolvendo cooperação entre o Instituto de Geociências da UFRGS e a Unidade do Espírito Santo da Petrobras está sendo realizado visando à ampliação do conhecimento sobre tais complexos reservatórios através de um

estudo integrado estratigráfico-sedimentológico-estrutural-petroológico. O objetivo deste projeto é o de fornecer bases para um modelo geológico realista dos campos que incorpore o conhecimento da disposição e continuidade estratigráfica dos corpos, bem como da distribuição da porosidade e de seus controles deposicionais e diagenéticos, e de suas barreiras de permeabilidade no espaço e no tempo. O objetivo final é o de dar suporte para procedimentos visando a otimização da recuperação primária e secundária de hidrocarbonetos desses campos.

2. OBJETIVOS

O alvo deste trabalho é o de identificar os controles exercidos pela composição e textura primárias sobre os processos e produtos diagenéticos, tipos e volumes de poros ocorrentes nos depósitos do Campos de Fazenda Santa Luzia e Fazenda São Rafael, como parte do Projeto: “Caracterização e Modelagem Estratigráfica-Petrológica Integrada dos Sistemas Mistos Siliciclásticos-Carbonáticos dos Campos de Fazenda Santa Luzia e Fazenda São Rafael, Bacia do Espírito Santo”. Este Projeto tem como objetivo a caracterização sedimentológica, estratigráfica e petrológica integrada dos sistemas mistos siliciclásticos-carbonáticos dos campos estudados. O objetivo específico do presente estudo é definir os controles deposicionais atuantes sobre a distribuição dos processos diagenéticos controladores da porosidade e permeabilidade dos reservatórios, bem como nas barreiras de fluxo de fluídos, contribuindo assim para a compreensão da evolução dos depósitos e para o desenvolvimento de modelos geologicamente consistentes dos reservatórios.

Com isso, pretende-se contribuir para a otimização do desenvolvimento dos campos em produção.

3. ÁREA DE ESTUDO

3.1 Localização da Área

A Bacia do Espírito Santo, situada na costa do estado homônimo, margem leste brasileira, entre os paralelos 18°20' e 21° S, é delimitada geologicamente pelo Alto de Vitória ao sul, o "Paleocanyon" de Mucuri ao norte, o embasamento cristalino a oeste e, aproximadamente, pela transição para crosta oceânica a leste. Ao norte, o limite com a Bacia de Mucuri é apenas geográfico, e corresponde ao prolongamento da divisa entre os estados do Espírito Santo e Bahia (Fig. 1). Possui uma extensão areal prospectável de aproximadamente 25000 km², sendo 3220 km² na faixa emersa.

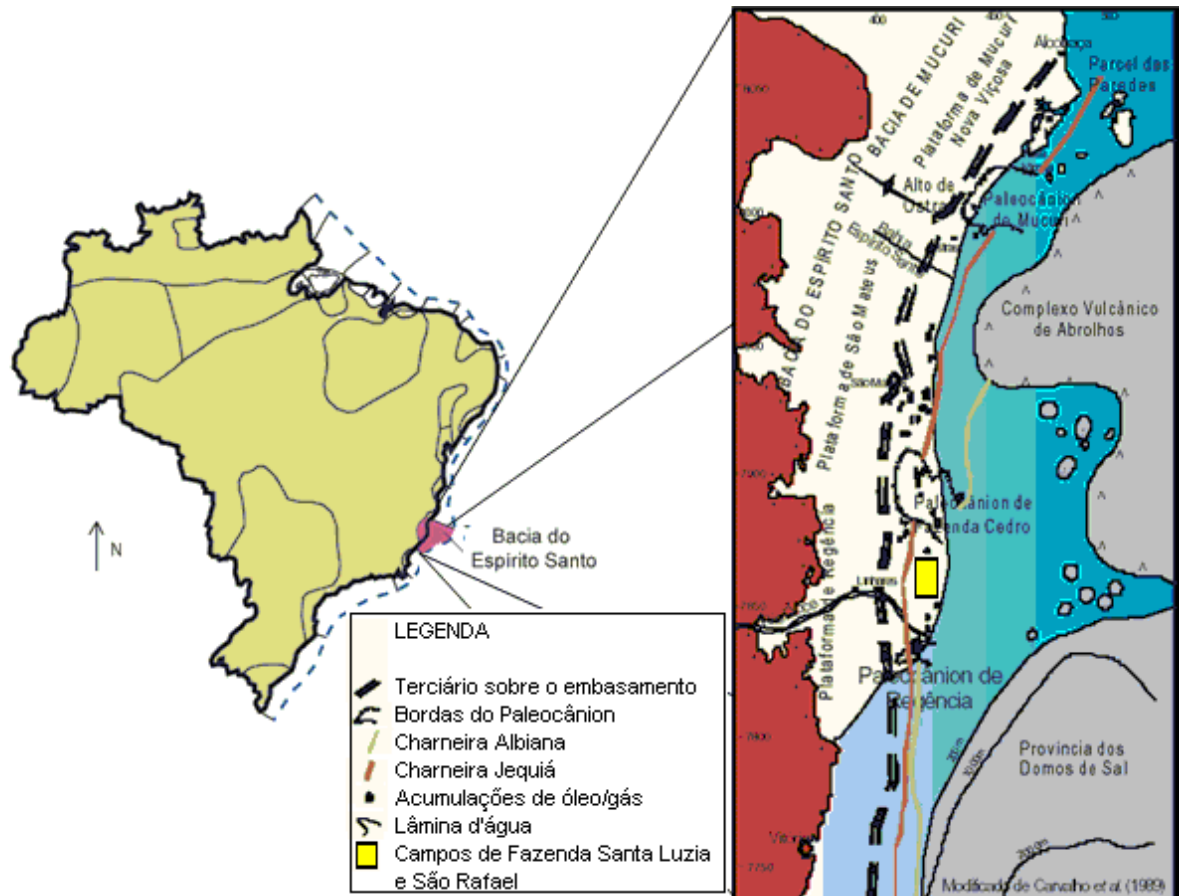


Figura 1: Mapa de localização geográfica da área de estudo e principais elementos geológicos da Bacia do Espírito Santo (Fonte: Modificado de Carvalho *et al.*, 1989).

A Bacia teve a sua origem no Cretáceo Inferior, ao final do Neocomiano, como provável produto do soerguimento local do manto, que propiciou a formação de um longo e estreito rifte responsável pela separação do Supercontinente Gondwana.

A porção terrestre está subdividida em quatro regiões morfoestruturais, disposta na seguinte ordem, de norte para sul: Plataforma de São Mateus, paleocanyon de Fazenda Cedro, Plataforma de Regência e paleocanyon de Regência (Fig. 2).

O embasamento Pré-Cambriano, aflorante a oeste da bacia, composto por migmatitos, granulitos e gnaisses, mostra estrutura homoclinal basculada para leste, recoberta por uma cunha sedimentar com espessura superior a 4 km, gradualmente crescente na direção leste.

Folhelhos Neocomianos da fase rifte, depositados em condições de tectônica distensiva, pertencentes à Formação Cricaré, são os principais geradores de hidrocarbonetos da bacia (Estrella, 1984; Carvalho, 1989; Vieira *et al.*, 1994). Nesta fase formou-se o sistema de falhas Cedro-Rio Doce. Os folhelhos foram depositados em ambiente lacustre, com contribuição fluvial e aluvial na borda dos falhamentos. O topo desta megassequência é marcado por uma discordância regional, conhecida como discordância pré-Alagoas.

Sobrepostos à discordância pré-Alagoas ocorrem folhelhos, arenitos e conglomerados Aptianos de sistemas aluviais e fluviais da Formação Mariricu na porção emersa, além de reservatórios carbonáticos estromatolíticos na porção imersa da bacia, ambos cobertos por evaporitos do Membro Itaúnas, que representam uma parada da atividade tectônica, sob clima árido e condições restritas (Estrella, 1984; Carvalho, 1989; Vieira *et al.*, 1994).

A seqüência seguinte, constituída pelo Grupo Barra Nova, de idade albiana-cenomaniana, compreende arenitos fluviais e de *shoreface* da Formação São Mateus, e rochas carbonáticas de plataforma rasa da Formação Regência.

Durante o Cretáceo Superior e Terciário Inferior a bacia sofreu subsidência térmica, gerando um basculamento para leste e escorregamentos ao longo da seção evaporítica, formando falhas lítricas, arqueamentos e domos, que controlaram a deposição de espessa seqüência de folhelhos marinhos e arenitos turbidíticos da Formação Urucutuca. A estruturação observada nesta seção é controlada pelo fluxo de sal, porém com um gradual decréscimo nos falhamentos em direção aos pacotes mais jovens. Nesta seção marinha identifica-se, em escala regional, um episódio predominantemente transgressivo em "onlap" e outro, a partir do Eoceno Médio, regressivo em "offlap" (Carvalho *et al.*, 1989).

Um importante magmatismo básico alcalino ocorreu na porção norte da bacia durante o Terciário Inferior, dando origem à larga plataforma vulcânica da Formação Abrolhos. Datações K-Ar indicaram que tal evento persistiu de 65 até 37 Ma (Cordani e Blazekovic, 1970).

No Terciário Superior, a sedimentação caracterizou-se por seqüências regressivas de plataforma carbonática da Formação Caravelas e por arenitos de leques costeiros da Formação Rio Doce.

A carta estratigráfica da Bacia do Espírito Santo (Fig. 3) sumariza as relações litoestratigráficas e cronoestratigráficas descritas.

A área de estudo deste trabalho compreende os campos de Fazenda Santa Luzia e Fazenda São Rafael da Bacia do Espírito Santo. A seção produtora neste campo é constituída por depósitos mistos siliciclásticos-carbonáticos do Grupo Barra Nova (Albiano), composto pelas formações Regência (carbonáticos) e São Mateus (clásticos). Nestes campos, normalmente os reservatórios são correspondentes aos depósitos siliciclásticos São Mateus, estando os carbonatos fechados.

3.2 Caracterização do Problema

A combinação entre a complexa intercalação vertical e lateral de depósitos clásticos e carbonáticos do Grupo Barra Nova e os falhamentos confere grande complexidade geométrica e extrema heterogeneidade aos reservatórios dos Campos de Fazenda Santa Luzia e Fazenda São Rafael.

Somando-se à complexidade deposicional e estrutural, deve-se ressaltar a diagênese como outro fator gerador das heterogeneidades dos reservatórios. A diagênese foi responsável por intensa modificação e redistribuição da porosidade e permeabilidade. Em consequência da combinação de heterogeneidades deposicionais, estruturais e diagenéticas, a distribuição dos fluidos e das pressões mostra-se complexa e errática, com elevada compartimentalização, grande número de zonas de produção com correlação duvidosa entre os poços, acelerada depleção, baixos fatores de recuperação primários e respostas limitadas aos programas de recuperação secundária por injeção de água.

A eficiência dos estudos geológicos visando a exploração e o aumento da produção de petróleo nos reservatórios é ampliada com o conhecimento da disposição e continuidade estratigráfica dos corpos, bem como da distribuição da porosidade e de seus controles deposicionais e diagenéticos, e de suas barreiras de permeabilidade no espaço e no tempo.

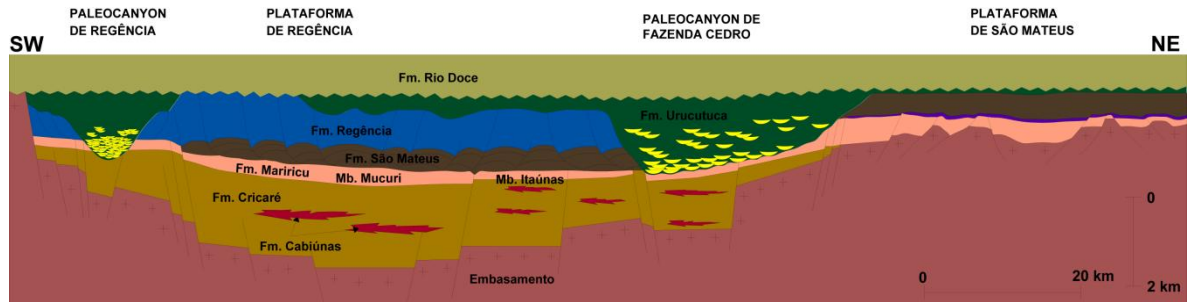


Figura 2: Seção geológica *strike* simplificada da Bacia do Espírito Santo.

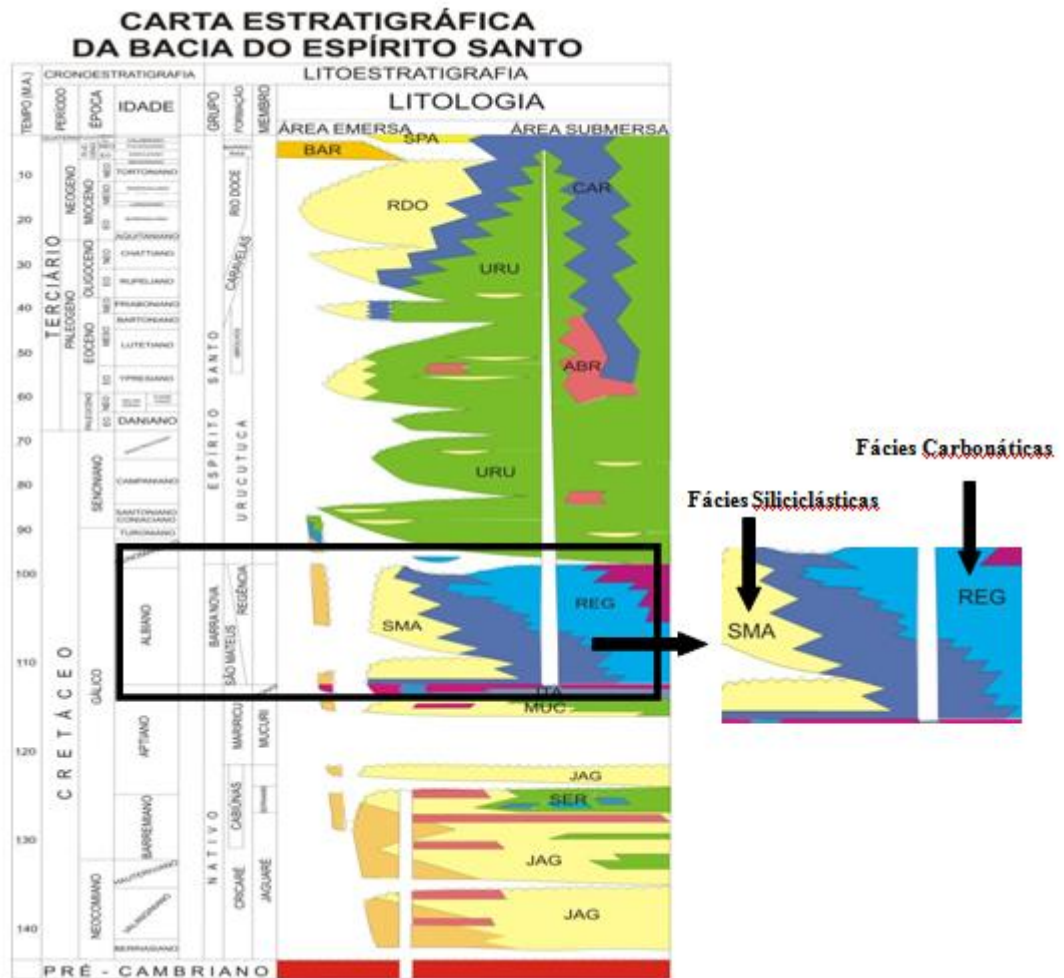


Figura 3: Carta estratigráfica da Bacia do Espírito Santo, resumindo o contexto estratigráfico descrito, em destaque ao Grupo Barra Nova com as Formações São Mateus, caracterizada por depósitos siliciclásticos, e Regência, com depósitos carbonáticos.

3.3 Histórico Exploratório da Bacia

As atividades exploratórias da Bacia do Espírito Santo iniciaram em 1958, com os primeiros levantamentos sísmicos e a perfuração do primeiro poço estratigráfico 2-CB-1-ES no ano de 1959, próximo à cidade de Conceição da Barra.

Em 1960, foi perfurado o primeiro poço na plataforma continental, entretanto a primeira acumulação comercial de hidrocarbonetos foi descoberta em 1969, com o Campo terrestre de São Mateus.

De 1972 a 1979 descobertas do Campo de Fazenda do Cedro, onde as atividades de exploração assumiram um caráter mais intenso, iniciando-se assim também o processo de produção.

Após 1979 foi descoberto o Campo de Lagoa Parda, a partir daí, verificou-se uma notável intensificação no processo de avaliação da bacia, com grande ênfase nas atividades de desenvolvimento (Gomes *et al.*, 1988 e Wolf, 1988).

A recente descoberta do Campo de Golfinho na parte central imersa da bacia amplificou grandemente o interesse na área, com a qual a Bacia do Espírito

Santo passou a possuir um dos maiores potenciais atuais para reservatórios de petróleo no país.

Ao longo de 50 anos de exploração, centenas de poços exploratórios e inúmeras linhas sísmicas 2D e 3D, nas porções terrestre e marinha de água rasa, profundas e ultraprofundas foram realizadas (França *et al.*, 2007).

Atualmente, a produção dos hidrocarbonetos vem aumentando, graças à exploração em águas profundas e aplicação de tecnologias de poços horizontais terrestres, produção de óleo pesado, injeção de vapor, etc.

4. REVISÃO CONCEITUAL

4.1 Conceitos Fundamentais sobre diagênese

A diagênese compreende o amplo espectro de processos físicos, químicos e biológicos pós-deposicionais, nos quais o sedimento em interação com a água intersticial sofre diversas reações físico-químicas, sempre em busca do equilíbrio com o ambiente (Curtis, 1977; *Burley et al.*, 1985). A evolução dos ambientes diagenéticos, função da história de deposição, soterramento e soerguimento da bacia, fica registrada nas rochas sedimentares, e pode ser analisada a partir de estudos petrográficos.

A Tabela 1 sumariza os principais processos diagenéticos, com seus respectivos termos.

Processos	Definição
Compactação	Processos causados por soterramento que geram redução do espaço poroso e do volume total dos sedimentos <u>Mecânica</u> : fraturamento; rearranjo; esmagamento; <u>Química</u> : dissolução por pressão nos contatos intergranulares.
Dissolução	Dissolução de grãos e constituintes diagenéticos, gerando porosidade. <u>Congruente</u> : total; <u>Incongruente</u> : incompleta.
Recristalização	Dissolução seguida de reprecipitação com mudança do tamanho cristalino ou hábito, mantendo a mesma composição mineralógica.
Autigênese Neoformação	Precipitação de novos minerais a partir de uma solução. <u>Cimentação</u> : precipitação de minerais nos poros; <u>Substituição</u> : precipitação de um mineral ocupando o local de outro pré-existente.
Neomorfismo Inversão	Substituição de um mineral pré-existente por uma fase mineralógica de composição química similar.
Desidratação Hidratação	Perda e ganho, respectivamente, de moléculas de água da estrutura cristalina.
Descarboxilação	Liberação de carboxilas (CO), seja na forma de CO ₂ , seja na de ácidos orgânicos, pela matéria orgânica, resultante do aumento da temperatura.
Oxidação	Remoção de elétrons de alguns elementos (ex. Fe, Mn) sob influência da superfície, na presença de O ₂ e ação de bactérias aeróbicas.
Redução	Doação de elétrons para alguns elementos, em ambiente anaeróbico, sob influência da matéria orgânica e de bactérias anaeróbicas.

Tabela 1: Termos comuns usados para os principais processos diagenéticos (modificado de Worden, *et al.* 2003).

A diagênese pode ser separada em três estágios distintos: eodiagênese, mesodiagênese e telodiagênese definidos por Choquette & Pray (1970) e posteriormente adaptados por Schmidt & McDonald (1979).

Eodiagênese: inclui todos os processos que ocorrem na superfície ou próxima desta, onde a geoquímica das águas intersticiais é controlada principalmente pelo ambiente deposicional. As rochas sedimentares podem permanecer no domínio da eodiagênese por períodos de tempo variáveis.

Mesodiagênese: ocorre durante o soterramento, após o efetivo isolamento da superfície, e inclui todos os processos que seguem a eodiagênese até os estágios iniciais do metamorfismo de baixo grau (Choquette & Pray, 1970). Morad *et al.* (2000) redefinem a mesodiagênese em termos de profundidade de soterramento e temperatura, que correspondem a ≥ 2 km e $\geq 70^{\circ}\text{C}$, respectivamente, coincidindo com o início dos processos de compactação química, transformação intensa de argilominerais, cimentação por quartzo e alteração térmica da matéria orgânica. Os fatores principais que influenciam as mudanças mesodiagenéticas dos arenitos incluem sua história de soterramento e térmica, a mineralogia detrítica, a fábrica primária, a quantidade de perda e ganho de material para as litologias vizinhas, como lutitos, rochas carbonáticas e evaporíticas, a geoquímica das águas intersticiais e a presença de hidrocarbonetos (Worden & Morad, 2003). A mesodiagênese pode evoluir para o metamorfismo (através de uma faixa de gradação - anquimetamorfismo) por soterramento crescente, ou para a telodiagênese, por soerguimento.

Telodiagênese: ocorre pela reexposição às condições superficiais de rochas que já estiveram efetivamente soterradas envolvendo basicamente influência de águas meteóricas. Esta reexposição pode ser promovida pelo soerguimento e erosão de parte da seção, gerando discordâncias, ou por infiltração profunda de águas superficiais através de falhas e fraturas.

5. ESTADO DA ARTE

5.1 Deposição de areias híbridas carbonáticas

Arenitos híbridos (*sensu* Zuffa, 1980) carbonáticos são constituídos por misturas de grãos siliciclásticos, erodidos de variadas rochas-fonte extrabaciais, com bioclastos e outras partículas aloquímicas carbonáticas, geradas nos ambientes deposicionais.

Sedimentos híbridos carbonáticos normalmente são depositados em: (i) ambientes de plataforma de baixas latitudes, por exemplo, por mistura pontual por tempestades ou geração *in situ* de aloquímicos (e.g. fauna carbonática em ambientes siliciclásticos); (ii) em latitudes altas e médias onde a sedimentação siliciclástica predomina em relação à carbonática, ou, (iii) ao longo do contato entre fácies carbonáticas e siliciclásticas, pela mistura episódica de areias siliciclásticas e carbonáticas (Mount, 1984).

Outra classe de arenitos ricos em grãos carbonáticos envolve os formados por fragmentos extrabaciais de calcários e dolomitos (calclititos *sensu* Folk, 1968). Estas rochas ocorrem mais comumente em ambientes orogênicos, e a sobrevivência dos fragmentos de rochas carbonáticas depende de rápida erosão, transporte e soterramento (Ingersoll *et al.*, 1987; Spadafora *et al.*, 1998).

A deposição da maior parte das areias híbridas carbonáticas está relacionada, direta ou indiretamente, a plataformas carbonáticas ou ocorrem em regiões próximas a estas. Os ambientes deposicionais de areias híbridas carbonáticas compreende: lagunas em ambientes costeiros com ação de marés (e.g. Hudson e Andrews, 1987); antepraia (e.g. Al-Ramadan *et al.*, 2005; Díaz-Molina, M., *et al.*, 2007); plataforma marinha rasa (e.g. Molenaar *et al.*, 1988; Molenaar, 1990; Searl, 1994; Spadafora *et al.*, 1998; Lubeseder *et al.*, 2009); rampas carbonáticas (e.g. Tedesco *et al.*, 2001; Spalletti *et al.*, 2001; Thrana e Talbot, 2006); turbiditos (e.g. Gandolfi *et al.*, 1983; Cavazza, W. e Gandolfi, G., 1991; Critelli e Le Pera, 1994; Carvalho *et al.*, 1995); ambiente eólico de formação de dunas costeiras (e.g. Tedesco *et al.*, 2001); planícies de inundação relacionadas a sistemas fluviais (e.g. Weidlich, 2006).

Sistemas deposicionais híbridos exibem padrões complexos de sedimentação dependentes de vários controles, incluindo mudanças eustáticas no nível do mar, proximidade de áreas-fonte de sedimentos siliciclásticos, movimentos tectônicos verticais (na plataforma e na área-fonte de sedimentos siliciclásticos) e o perfil batimétrico da plataforma (Dolan, 1989).

Em rampas carbonáticas, quedas moderadas no nível do mar podem expor somente a parte superior da rampa, resultando em deposição de sedimentos mistos siliciclásticos-carbonáticos na parte inferior (Dolan, 1989). As mudanças de alta frequência no nível do mar resultam na influência mútua dinâmica, entre o suprimento de sedimentos terrígenos e as taxas de produção carbonática (Thrana e Talbot, 2006).

Ao longo de margens ativas, o soerguimento e a subsidência das áreas-fonte de sedimentos atuam como um dos principais controles na deposição de ciclos siliciclásticos/carbonáticos. Dois dos mais importantes efeitos tectônicos são: (i) soerguimento de áreas-fonte siliciclásticas, resultando no aumento da erosão e invasão das áreas de produção de sedimentos carbonáticos pelos sedimentos

siliciclásticos; (ii) exposição ou imersão de áreas de geração de sedimentos carbonáticos devido à movimentação tectônica vertical (Dolan, 1989).

Mount (1984) identificou quatro situações geradoras de sedimentos mistos siliciclásticos–carbonáticos em ambientes de plataforma rasa: 1) mistura pontual, onde tempestades esporádicas e outros eventos periódicos transferem sedimentos de um ambiente deposicional a outro; 2) mistura de fácies, onde os sedimentos são misturados ao longo da faixa de transição entre fácies contrastantes; 3) mistura *in situ*, na qual a fração carbonática corresponde a assembléias mortas de organismos autóctones ou parautóctones acumulados sobre- ou no substrato siliciclástico; 4) mistura de áreas-fonte, formadas devido ao soerguimento e erosão de áreas de deposição carbonáticas.

Thrana e Talbot (2006) identificaram três ciclos de alta frequência em rampas carbonáticas com declive suave delimitando um sistema de leques aluviais: ciclos predominantemente siliciclásticos nas partes proximais da rampa, ciclos mistos carbonáticos-siliciclásticos nas partes intermediárias das rampas e ciclos predominantemente carbonáticos nas partes mais distais das rampas.

5.2 Re-deposição mista

Checconi *et al.* (2010) reinterpretaram o processo deposicional de rodolitos do Mioceno Médio nos depósitos hemipelágicos de Vitulano (Itália, Apeninos) como produto de correntes de contorno gerados por tempestades, e não de fluxos de gravidade (como interpretado por Carannante e Vigorito, 2001). Evidências como variações morfológicas, composição das algas e do sedimento preenchendo as escavações, e icnocenoses associadas sugerem um crescimento contínuo dos rodolitos. Fluxos gravitacionais de massa são descartados, pois um soterramento rápido impediria um crescimento ininterrupto dos rodolitos, como é sugerido no estudo. A composição do sedimento que preenche as escavações nos rodolitos sugere uma mudança gradual na profundidade da lâmina da água, e a presença de material proveniente de rampa rasa na parte mais interna dos rodolitos em toda a seção permite excluir a teoria de afundamento *in situ*.

Ardèvol *et al.* (2000) discutiram o controle exercido por períodos de *thrusting* sobre depósitos de preenchimento de canyons no Cretáceo Superior do Sul dos Pirineus. A evolução estratigráfica pode ser prevista numa escala de seqüências

deposicionais, onde durante fases de soerguimento (períodos de queda relativa do nível do mar) a exposição de parte da rampa fornecia sedimento para espessos depósitos turbidíticos, e durante o nível de mar baixo depósitos deltaicos em cunha progradantes eram gerados. Enquanto que em períodos de relativa estabilidade tectônica, no trato de nível de mar alto, depósitos mistos carbonáticos/siliclásticos eram formados na rampa e gradavam para calcários margosos caóticos de talude.

Caja *et al.* (2010) estudaram os arenitos turbidíticos do Grupo Hecho do Eoceno da Bacia Foreland de Aínsa-Jaca, Pireneus, gerados pela interação entre soerguimento tectônico, pulsos orogênicos de empurrão e desenvolvimento carbonático de rampa. O preenchimento da bacia teve início com a deposição de arenitos quartzosos provenientes da erosão de granitos paleozóicos, seguido pela erosão de rochas graníticas e metamórficas soergidas mais antigas que aumentaram o conteúdo de feldspatos. Em períodos de intenso soerguimento tectônico e propagação do cinturão dobrado de empurrão, a erosão de sedimentos carbonáticos (Cretáceo e Paleoceno) forneceu sedimento extrabaciais, enquanto que os sedimentos intrabaciais (Eoceno Médio e Inferior) foram providos por fábricas carbonáticas de foraminíferos e moluscos.

5.3 Diagênese de arenitos híbridos carbonáticos

Os processos diagenéticos atuantes em arenitos híbridos carbonáticos são fortemente influenciados pelos tipos e distribuição das partículas aloquímicas e por sua interação com os fluidos superficiais marinhos ou meteóricos. Calcita, aragonita, dolomita ou siderita eodiagenéticas derivadas destes fluidos e/ou da dissolução dos aloquímicos são precipitados preferencialmente sobre estes, podendo constituir concreções ou níveis cimentados extensos. A evolução diagenética dos arenitos híbridos carbonáticos, está fortemente ligada à variação na composição primária, particularmente a proporção e tipo de grãos não-carbonáticos extrabaciais, grãos carbonáticos extrabaciais e grãos carbonáticos intrabaciais (Mansurberg *et al.*, 2009). Arenitos híbridos com grande proporção de aloquímicos carbonáticos costumam apresentar diversos processos característicos da eodiagênese de sedimentos carbonáticos (Longman, 1980). A dissolução dos aloquímicos ocorre tipicamente por reação com fluidos meteóricos, ou pela compactação química via

dissolução por pressão, o que comumente promove intensa cimentação por calcita, dolomita ou anquerita durante o soterramento.

Hudson e Andrews (1987) discutiram o impacto do soterramento raso em arenitos híbridos carbonáticos depositados em ambiente estuarino. O Grupo Bathonian Great Estuarine do Jurássico da Escócia é formado por arenitos, folhelhos sílticos e principalmente calcários bioclásticos, depositados em lagunas salobras de micro-marés em clima periodicamente quente. As rochas mostram, em geral, falta de eo-diagênese intensa ou mesodiagênese. As mudanças eodiagenéticas podem ser ligadas diretamente ao ambiente deposicional. Estas são importantes apenas nas margens das lagunas, onde se deu o florescimento de cianobactérias. Dolomita formou-se em resposta a evaporação das águas de baixa salinidade das lagunas. Durante soterramento a poucas centenas de metros e após o início da compactação deu-se a cimentação por calcita ferrosa. Esta cimentação mostrou caráter pervasivo nos calcários e formou extensos níveis de concreções nos arenitos. Grãos de quartzo e feldspato foram corroídos nas margens dos lagos pelos fluidos que precipitaram calcita. Conchas aragoníticas de moluscos foram substituídas por calcita nas rochas permeáveis, porém nos folhelhos aparecem sem alteração.

James (1989) avaliou a influência de rochas carbonáticas interestratificadas com arenitos nos tipos e abundância dos cimentos precipitados nos arenitos, e como a porosidade dos arenitos é influenciada pela compactação e cimentação em ambientes mistos siliciclásticos-carbonáticos. A distribuição dos cimentos foi fortemente influenciada pela localização. Os cimentos carbonáticos são encontrados perto dos contatos entre arenitos e rochas carbonáticas, enquanto o quartzo é o principal cimento na parte central dos arenitos. A porosidade média da parte central das camadas de arenitos possui valores até duas vezes maiores do que as partes inferiores e superiores, que estão em contato com camadas carbonáticas.

Molenaar *et al.* (1990) demonstraram que apesar de cimentação carbonática ser o processo mais importante na redução da porosidade de muitos arenitos híbridos, esta pode também contribuir para a preservação da porosidade. Nos arenitos Roda (Paleogeno dos Pirineus, Espanha), franjas de calcita estabilizaram a fábrica e preveniram a redução de porosidade primária por compactação mecânica. Onde este cimento não aparece, a compactação mecânica reduziu severamente a porosidade primária durante o soterramento.

Searl (1994) discute a destruição diagenética de porosidade em arenitos híbridos do Jurássico da Escócia depositados em ambiente marinho raso, constatando que a perda massiva da porosidade e permeabilidade durante o soterramento foi devida a sua composição rica em carbonatos e argilas. A alta porcentagem de grãos dúcteis resulta na redução de porosidade primária por compactação (cf. Nagtegaal, 1978) e carbonato dissolvido em horizontes ricos em grãos dúcteis que sofrem dissolução por pressão é rapidamente re-precipitado em horizontes adjacentes mais porosos (Molenaar, 1988).

Estudando arenitos híbridos e litarenitos sinorogênicos do Mioceno, Norte dos Apeninos, Itália, Spadafora *et al.* (1998) demonstraram que a combinação entre cimentação, compactação química e mecânica resultou na quase total destruição da porosidade, sendo os grãos carbonáticos (bioclastos e fragmentos extrabaciais de rochas carbonáticas) ao mesmo tempo fonte importante para cimentação por calcita, e os principais sítios de nucleação para precipitação de cimentos carbonáticos.

A cimentação diferencial dos arenitos híbridos carbonáticos pode ser explicada por variações na distribuição dos grãos carbonáticos relacionadas a mudanças na fonte de aloquímicos ou litoclastos carbonáticos, distribuição de tamanho dos grãos devido à hidrodinâmica de transporte dos bioclastos, e variações nas taxas de sedimentação (Molenaar, 1988, Fontana *et al.*, 1989), mas também por variações nas condições eodiagenéticas e na história de soterramento. Cavazza e Gandolfi (1992) mostraram que arenitos turbidíticos híbridos siliciclásticos-carbonáticos do Mioceno, N dos Apeninos, Itália depositados em seções equivalentes em tempo dentro da mesma bacia mostram diagênese significativamente diferente como consequência das condições de soterramento, sem necessariamente implicar em variações de proveniência.

Carvalho *et al.* (1995) identificaram os padrões de cimentação carbonática e fácies diagenéticas de reservatórios turbidíticos cretácicos na Bacia de Campos, margem leste brasileira. A distribuição de porosidade e permeabilidade nos arenitos Namorado (Albiano-Cenomaniano) e Carapebus (Turoniano-Santoniano) é controlada pela cimentação carbonática que ocorreu a rasas profundidades abaixo do fundo marinho, e por compactação e silicificação de intraclastos lamosos. A cimentação carbonática segue dois padrões: (1) nos arenitos do Albiano: concreções de cimento marinho microcristalino associado à pirita (redução de sulfato) e de calcita ferrosa (fermentação) formaram-se em níveis ricos em bioclastos e outros

aloquímicos retrabalhados da plataforma rasa; (2) nos arenitos do Cretáceo Superior deu-se a precipitação de calcita e dolomita (redução de sulfato e fermentação) ao longo dos contatos com os folhelhos intercalados. As fontes para os cimentos carbonáticos incluem a água do mar, dissolução de bioclastos, alteração bacteriana de matéria orgânica e as rochas carbonáticas do Albiano.

Ali (1995) estudou a estratigrafia dos cimentos carbonáticos numa seqüência mista carbonato-clástica do Mioceno offshore de Sabah, Malásia. Esta seqüência consiste de arenitos ricos em bioclastos, interpretada como depósitos de bancos de areia progradantes gerados por tempestades. A seqüência passou por nove estágios de cimentação que obstruíram completamente a porosidade. Cada estágio representa uma textura distinta dos cimentos. A evolução diagenética começou com calcita marinha sindeposicional não ferrosa, seguida por dolomita precoce derivada de metanogênese, calcita com hábito prismático, calcita ferrosa de hábito blocoso preenchendo veios, dolomita associada a argilominerais, dolomita ferrosa e anquerita e calcita tardia rica em Fe. A seqüência carbonato-clástica é composta de uma mistura de grãos siliciclásticos, bioclastos e matriz composta de argilominerais. Dentro dos intervalos ricos em bioclastos e altamente bioturbados, calcita aparece preenchendo fraturas em concreções brechadas e buracos gerados por escavação. Cristais de dolomita ocorrem como um cimento fábrica-seletivo ou substituindo argilominerais.

Tedesco *et al.* (2001), trabalhando com depósitos eólicos Jurássicos (eolianitos) híbridos carbonáticos do Mississippi, demonstraram que exposição sub-aérea anterior ao soterramento pode ajudar a preservar a porosidade. Arenitos cimentados precocemente na zona vadosa possuem maior porcentual de porosidade primária preservada em relação aos arenitos soterrados rapidamente e cimentados na zona freática meteórica. Se cimento suficiente for precipitado na zona vadosa, este pode prevenir significativamente compactação química e mecânica durante o soterramento.

Al-Ramadan *et al.* (2005) demonstraram, com base no estudo de arenitos de antepaia do Jurássico da França, que o padrão da distribuição e os hábitos dos cimentos podem estar ligados ao arcabouço estratigráfico de seqüências. O cimento de calcita dos arenitos de tratos de sistema transgressivo e das partes inferiores dos arenitos pertencentes ao trato de mar alto possui hábito microcristalino e ocorre com distribuição contínua dentro das camadas ou como concreções ao longo destes

níveis. Nos arenitos do trato de sistemas de regressão forçada e de nível baixo o cimento é poiquilotópico e ocorre principalmente como concreções.

Mansurberg *et al.* (2009) demonstraram que em arenitos híbridos turbidíticos do Grupo Hecho (Eoceno), depositados em bacias de antepaís da Espanha, a evolução diagenética está fortemente ligada à variação da composição detrítica, particularmente a proporção e tipos de grãos não carbonáticos de origem extrabacial, carbonáticos extrabaciais e carbonáticos intrabaciais. Arenitos ricos em grãos carbonáticos intra- e extrabaciais são extensivamente cimentados por carbonatos (calcita, dolomita – anquerita e quantidades traço de siderita) e exibem dissolução por pressão nos grãos carbonáticos. A compactação teve impacto muito maior que cimentação na destruição da porosidade, e foi anterior à cimentação carbonática. Arenitos enriquecidos em grãos dúcteis metamórficos de baixo grau (grãos extrabaciais não carbonáticos) foram sujeitos a perda de porosidade devida à intensa compactação mecânica, enquanto que arenitos profundamente soterrados, enriquecidos em quartzo e feldspatos, exibem dissolução por pressão dos grãos de quartzo e cimentação por quantidades subordinadas de calcita.

Os arenitos turbidíticos bioclásticos do Membro Scapa (Cretáceo Inferior, Bacia do Mar do Norte), estudados por Hendry *et al.* (1996) foram extensamente cimentados por calcita espática com baixos conteúdos de Mg, inicialmente como franjas e subsequentemente como concreções. Cinco estágios petrograficamente distintos formam uma seqüência paragenética consistente. Calcita eodiagenética dos estágios um a três cercam grãos de quartzo e feldspato, enquanto que as calcitas de origem mesodiagenética, correspondentes aos estágios 4 e 5, pós-datam a precipitação de microquartzo precoce e crescimentos de feldspato potássico, pirita mesodiagenética, anquerita e caulinita e a dissolução incipiente de feldspatos alcalinos e plagioclásio. Calcita aparece cimentando continuamente camadas ou como nódulos, preenchendo fraturas e como cimentos em formas de franjas e crescimentos sintaxiais nos arenitos porosos. Cimentos de quartzo formaram-se a partir de opala-CT e pela dissolução de espículas de esponjas. Pirita eodiagenética aparece como frambóides, esparsamente disseminados nas areias porosas e cimentadas por calcita, principalmente dentro das câmaras de microfósseis e de fragmentos vasculares de plantas. Pirita mesodiagenética, anquerita, caulinita, ilita, calcita adicional e quartzo formaram-se durante o soterramento profundo do Membro Scapa. As conchas aragoníticas foram pervasivamente dissolvidas nos arenitos. Em

contraste, os bioclastos compostos por calcita, como os fragmentos de algas vermelhas, braquiópodes, equinodermos, briozoários e crustáceos encontram-se bem preservados tanto nos arenitos porosos quanto nos cimentados por calcita.

A Formação Doig, Triássico Médio, oeste do Canadá, estudada por Harris e Bustin (2000) é formada por arenitos e coquinas de bivalves, depositadas como parte de um ambiente de antepraia regressivo. Os constituintes diagenéticos em ordem decrescente de abundância são calcita, quartzo, apatita, dolomita, anidrita e pirita. A porosidade é essencialmente intergranular secundária, intragranular ou móldica com quantidades variadas de porosidade primária intergranular e de fraturas. Na eodiagênese ocorreu cimentação por calcita e formação de concreções, compactação mecânica e fraturamento, e dissolução dos bioclastos formando porosidade móldica e intragranular. Na diagênese tardia ainda ocorre alguma compactação e a formação de quartzo autigênico, dissolução de quartzo e substituição por carbonatos, precipitação de calcita ferrosa espática preenchendo a porosidade, precipitação de anidrita e dolomita, e finalmente a carga dos reservatórios com hidrocarbonetos. A distribuição da calcita precoce, que teve como fonte o material bioclástico, foi um fator crítico na preservação da porosidade primária dos efeitos destrutivos irreversíveis da compactação e para a formação de fraturas. A dissolução desta calcita e do quartzo detrítico, formando porosidade intergranular secundária é responsável por muito da formação da porosidade efetiva nos arenitos da Formação Doig. O aumento da dissolução devido ao fraturamento é um fator crítico na formação de porosidade secundária e aumento de permeabilidade, tanto nos arenitos quanto nas coquinas.

Os principais processos diagenéticos que afetaram os arenitos turbidíticos do Grupo Hecho, Eoceno, Espanha, segundo Fontana *et al.* 1989, foram a cimentação por calcita e substituição da fábrica siliciclástica. Processos adicionais incluem a silicificação dos grãos carbonáticos, substituição por dolomita, crescimentos de feldspatos e albitização. Calcita sem ferro é o mineral autigênico mais comum, ocorrendo como cimento preenchendo poros e substituindo grãos. A compactação teve seu efeito diminuído devido à cimentação por calcita ferrosa, como é sugerido pela limitada dissolução por pressão nos contatos grão-grão. Quartzo autigênico ocorre como cristais de tamanhos variados e substitui quase que exclusivamente grãos carbonáticos intrabaciais (bioclastos, e em menores quantidades, intraclastos e pelóides). Crescimentos de feldspato em plagioclásios

detríticos, albitização de feldspato potássico assim como substituição por dolomita e calcita ferrosa, são processos subordinados, que não afetam a fábrica dos arenitos.

6. METODOLOGIA

A metodologia empregada no desenvolvimento deste estudo compreendeu cinco etapas:

6.1 Levantamento Bibliográfico

Compilação de dados, relatórios e publicações pertinentes à Bacia do Espírito Santo, especialmente ao Grupo Barra Nova. Assim como, literatura referente a controles deposicionais sobre a composição primária, padrões diagenéticos e porosidade em seqüências mistas ou híbridas de situação similar.

6.2 Descrição de Testemunhos

Os testemunhos de cinco poços (FSL-A, FSL-B, FSL-C, FSL-D e FAJ-E) foram descritos na escala 1:50 quanto aos aspectos de litologia, estruturas, cor,

geometria, espessura, granulometria, arredondamento, seleção, composição dos grãos siliciclásticos e carbonáticos, bioturbação, processos diagenéticos e outras características sedimentares secundárias no Laboratório de Sedimentologia e Estratigrafia da Unidade Operacional do Espírito Santo da Petrobras (UO-ES), localizado na cidade de São Mateus, pela equipe do projeto “Caracterização e Modelagem Estratigráfica-Petrológica Integrada dos Sistemas Mistos Siliciclásticos-Carbonáticos dos Campos de Fazenda Santa Luzia e Fazenda São Rafael, Bacia do Espírito Santo”.

A descrição dos cinco testemunhos possibilitou o reconhecimento de 15 fácies, cujas texturas e estruturas primárias e secundárias indicam distintos processos sedimentares. Os códigos utilizados para nomenclatura foram baseados em Miall (1996). As interpretações genéticas são baseadas em trabalhos de Miall (1996), Lowe (1982) e Mutti (1992).

6.3 Petrografia Quantitativa

A quantificação de 210 lâminas petrográficas foi executada no Laboratório de Petrologia Sedimentar do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, com uso de microscópios de luz polarizada e do software Petroledge© (De Ros *et al.*, 2007). Foram sistematicamente caracterizadas as texturas, constituintes primários, e os hábitos, teores, localização, distribuição e relações paragenéticas dos constituintes diagenéticos, além dos tipos de poros.

A contagem modal foi realizada segundo transversas perpendiculares à laminação ou orientação dos grãos, com uso de um dispositivo (*charriot*) capaz de movimentar as lâminas segundo intervalos regulares. A dimensão dos intervalos é proporcional à textura (tamanho de grão) da amostra para evitar que dois ou mais pontos caiam sobre o mesmo grão.

As lâminas delgadas foram impregnadas com resina *epoxy* azul para a melhor visualização dos constituintes diagenéticos e dos poros, e os cimentos carbonáticos foram identificados através de tingimento com solução de alizarina e ferrocianeto de potássio (Tucker, 1988).

6.4 Definição de Petrofácies de Reservatório

A análise das amostras permitiu a individualização de 12 petrofácies de reservatório. Essas petrofácies são definidas por amostras com distintos aspectos genéticos e de qualidade de reservatório (De Ros e Goldberg, 2007). O reconhecimento destas petrofácies baseou-se nas principais características petrográficas de textura e composição primária, composição e distribuição dos constituintes diagenéticos, volume e tipos da macroporosidade, processos e produtos que definem a variação de porosidade.

6.5 Integração dos Dados

Esta etapa consistiu no processamento estatístico e gráfico dos resultados obtidos na petrografia quantitativa. A combinação integrada dos resultados petrográficos com os dados deposicionais existentes permitiu a compreensão dos controles deposicionais de textura e composição primária, sobre a distribuição dos processos e padrões diagenéticos e da porosidade nos depósitos estudados.

7. RESULTADOS

7.1 Fácies deposicionais

Quinze fácies deposicionais foram definidas nos testemunhos dos poços analisados pela equipe do projeto “Caracterização e Modelagem Estratigráfica-Petrológica Integrada dos Sistemas Mistos Siliciclásticos-Carbonáticos dos Campos de Fazenda Santa Luzia e Fazenda São Rafael, Bacia do Espírito Santo”:

7.1.1 Fácies Siliciclásticas

Fácies Gcm: Conglomerados arenosos e arenitos conglomeráticos clasto-suportados, com grânulos e seixos de quartzo e feldspatos subangulosos a angulosos, por vezes com intraclastos argilosos. Maciços ou com laminação incipiente. Base erosiva e por vezes abrupta. (Fig.4A)

Interpretação: Fluxo de detritos pseudoplástico (fluxo turbulento).

Fácies Sh: Arenitos finos a médios, micáceos, mal a bem selecionados. Presença de fragmentos carbonosos, grânulos de quartzo, feldspatos e granadas. Laminação horizontal (plano-paralela) onde a bioturbação não é intensa. Por vezes, observam-se estruturas de carga na base, e gradação para *ripples* de corrente no topo das camadas. (Fig.4B)

Interpretação: Fluxo em leito plano, regime de fluxo superior.

Fácies Sl: Arenitos finos a grossos conglomeráticos, moderadamente à muito mal selecionados, com grânulos e seixos de quartzo e feldspatos angulosos dispersos ou formando *lags*, localmente com níveis de grãos de granadas e outros pesados, ou de intraclastos argilosos. Estratificação cruzada de baixo ângulo, por vezes incipiente. Localmente, observa-se variação da clasticidade (tamanho maior das partículas) em alta frequência (clastos maiores diminuem em direção ao topo), formando níveis distintos de 10 a 20 cm, e bioturbação com grau moderado a intenso. (Fig. 4C)

Interpretação: corrente trativas, preenchimento de depressões suaves ou migração de formas de leito atenuadas (*humpback dunes*), transição do regime de fluxo inferior e superior.

Fácies St: Arenitos finos a médios, moderadamente selecionados, micáceos, com fragmentos carbonosos. Por vezes, ocorrem concentrações de grãos de granadas. Estratificação cruzada tangencial, por vezes incipiente, gradando no topo das camadas para *climbing ripples*. Localmente, observam-se dobras convolutas. (Fig. 4D)

Interpretação: Migração de dunas 3D, regime de fluxo inferior.

Fácies Sr: Arenitos muito finos a finos, com seleção boa à moderada. Laminação cruzada de marcas onduladas (*climbing ripples*), por vezes com ângulo de cavalgamento subcrítico. Comumente as estruturas são destruídas pela bioturbação em grau moderado a intenso.

Interpretação: Migração de marcas onduladas com ângulo de cavalgamento variado. Regime de fluxo inferior. (Fig. 4E)

Fácies Sm: Arenitos muito finos a muito grossos, moderadamente a muito mal selecionados, com fragmentos carbonosos e grânulos e seixos de quartzo subangulosos dispersos e por vezes concentrados na base com contato abrupto formando *lags*. Concentrações de grãos de granadas podendo até formar níveis milimétricos. Maciços, com fluidização, estruturas de carga, dobras convolutas, pseudonódulos e fraturas em algumas porções. O grau da bioturbação varia de moderado a comumente intenso.

Interpretação: Depósitos de fluxos hiperconcentrados, com fluidização ou intensa bioturbação. (Fig. 4F)

Fácies Fm: Siltitos micáceos maciços devido à bioturbação, localmente com laminação horizontal incipiente. Comumente com presença de bioclastos e intensa cimentação. (Fig. 5A)

Interpretação: Assentamento gravitacional de partículas em suspensão.

Fácies Fh: Siltitos micáceos com laminação incipiente ou irregular, e com raros bioclastos, fragmentos carbonosos e nódulos de pirita. Também raramente, observam-se níveis com laminações crenuladas de possível origem microbial, ou intercalações de calcarenitos muito finos peloidais. Laminado, por vezes. Bioturbação ocorre em grau moderado a intenso. Localmente observam-se dobras convolutas, estruturas de carga e falhamentos com *sliken-lines* e *sides*. (Fig. 5B)

Interpretação: Assentamento gravitacional de partículas, por vezes sob influência de correntes fracas.

Fácies P: Pelitos maciços, carbonosos, piritosos. (Fig. 5C)

Interpretação: Assentamento gravitacional de partículas por suspensão.

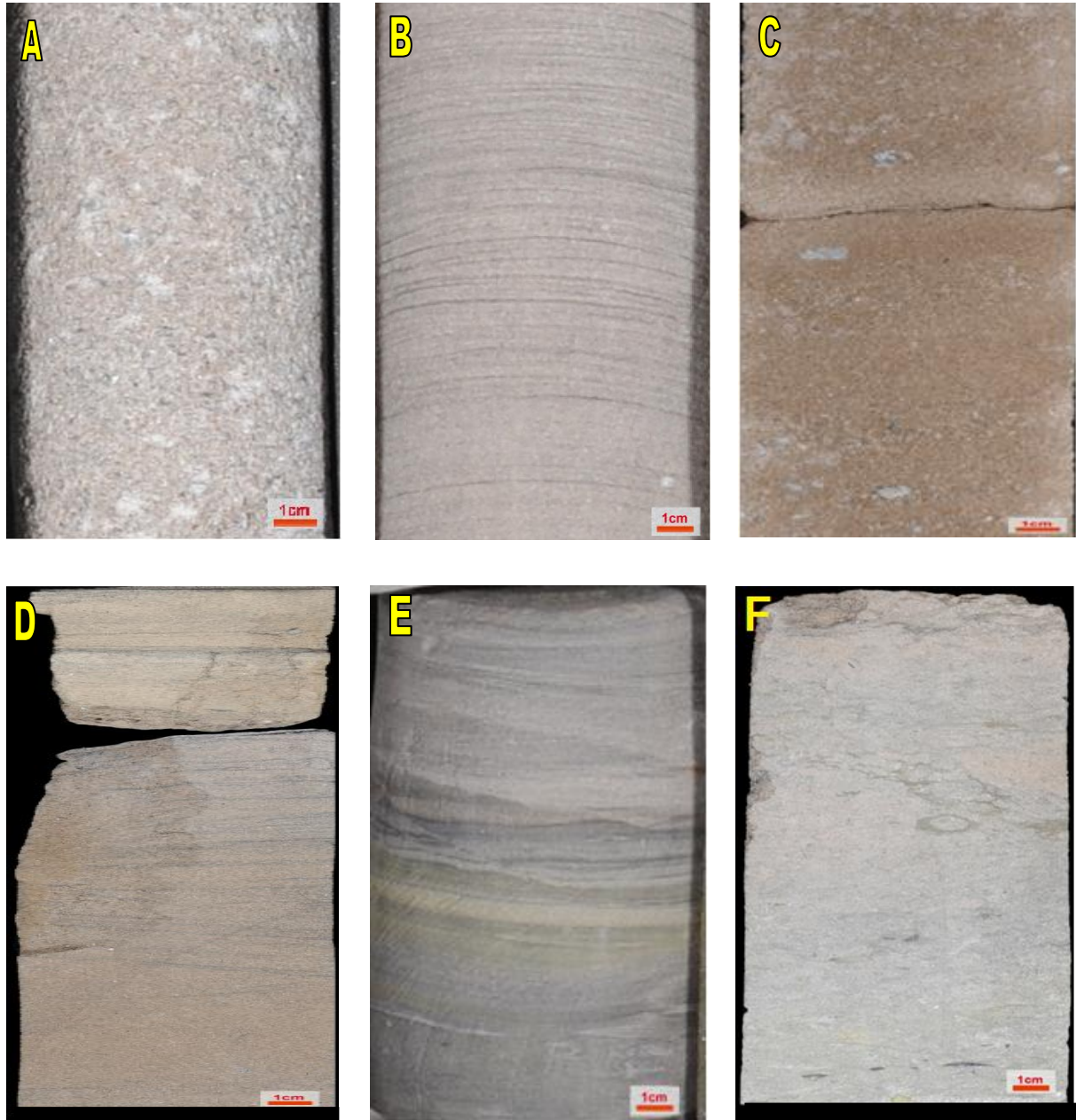


Figura 4: Fácies deposicionais siliciclásticas individualizadas para os poços trabalhados: (A) Fácies Gcm - conglomerado arenoso a arenito conglomerático maciço. (B) Fácies Sh - arenito com laminação horizontal. (C) Fácies Sl - arenito com estratificação de baixo ângulo. (D) Fácies St – arenito com estratificação cruzada tangencial. (E) Fácies Sr - arenito com climbing ripples; (F) Fácies Sm – arenito maciço.

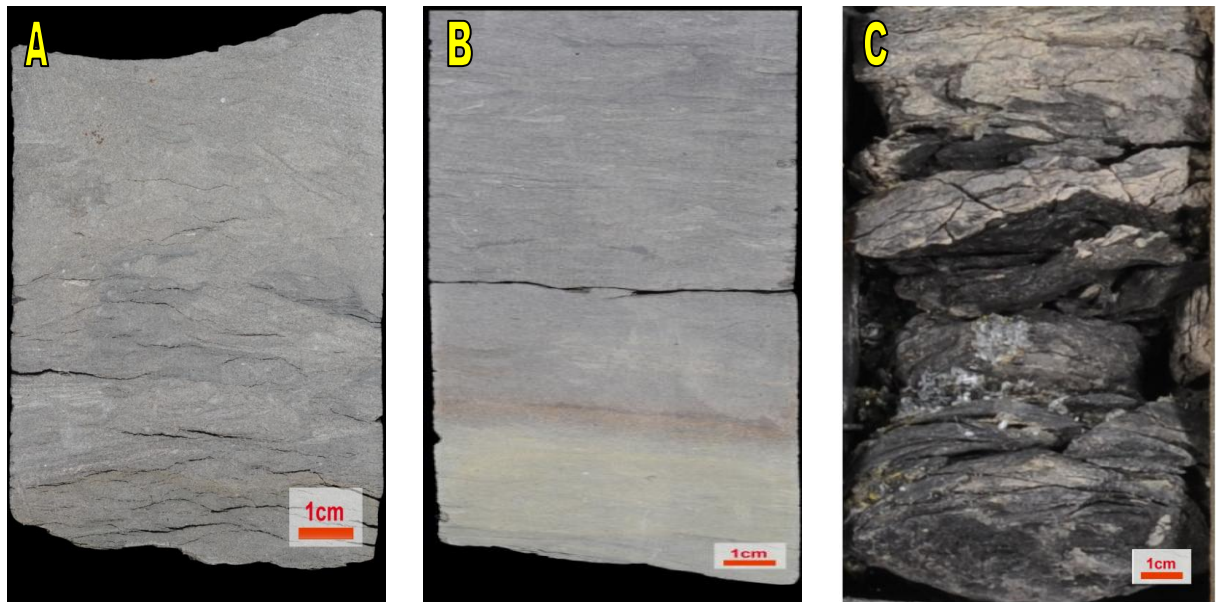


Figura 5: Fácies deposicionais siliciclásticas individualizadas para os poços trabalhados: (A) Fácies Fm – siltito micáceo. (B) Fácies Fh - arenito com laminação horizontal. (C) Fácies P – pelito maciço.

7.1.2 Fácies Híbridas

Fácies GHm: Conglomerados arenosos híbridos, maciços, clasto-suportados, com oncolitos, rodolitos e intraclastos de até 4 cm, pelóides e bioclastos. Apresenta arcabouço de arenito fino híbrido e estilolitos. Com bioturbação e estilolitização moderadas a intensas. (Fig. 6A)

Interpretação: Fluxo de detritos pseudoplástico (fluxo turbulento).

Fácies SHm: Arenitos finos a muito grossos, híbridos, mal selecionados, maciços, com bioturbação moderada à intensa. Ocorrem oncolitos retrabalhados, por vezes com núcleos siliciclásticos. Por vezes micáceos e com ostracodes, bivalvos, grãos angulosos de quartzo, feldspato, fragmentos carbonosos e concentração de granadas. (Fig. 6B)

Interpretação: Depósitos de fluxos hiperconcentrados, com fluidização ou intensa bioturbação.

Fácies SHh: Arenitos muito finos a médios, híbridos, Com laminação plano-paralela. Por vezes bioturbados. (Fig. 6C)

Interpretação: Fluxo em leito plano, regime de fluxo superior.

Fácies FHm: Siltitos híbridos, com bioclastos, fragmentos carbonosos e micas orientadas. Maciços, com bioturbação moderada a intensa. Por vezes se observa fluidização. (Fig. 6D)

Interpretação: Assentamento gravitacional de partículas, por vezes sob influência de correntes fracas.

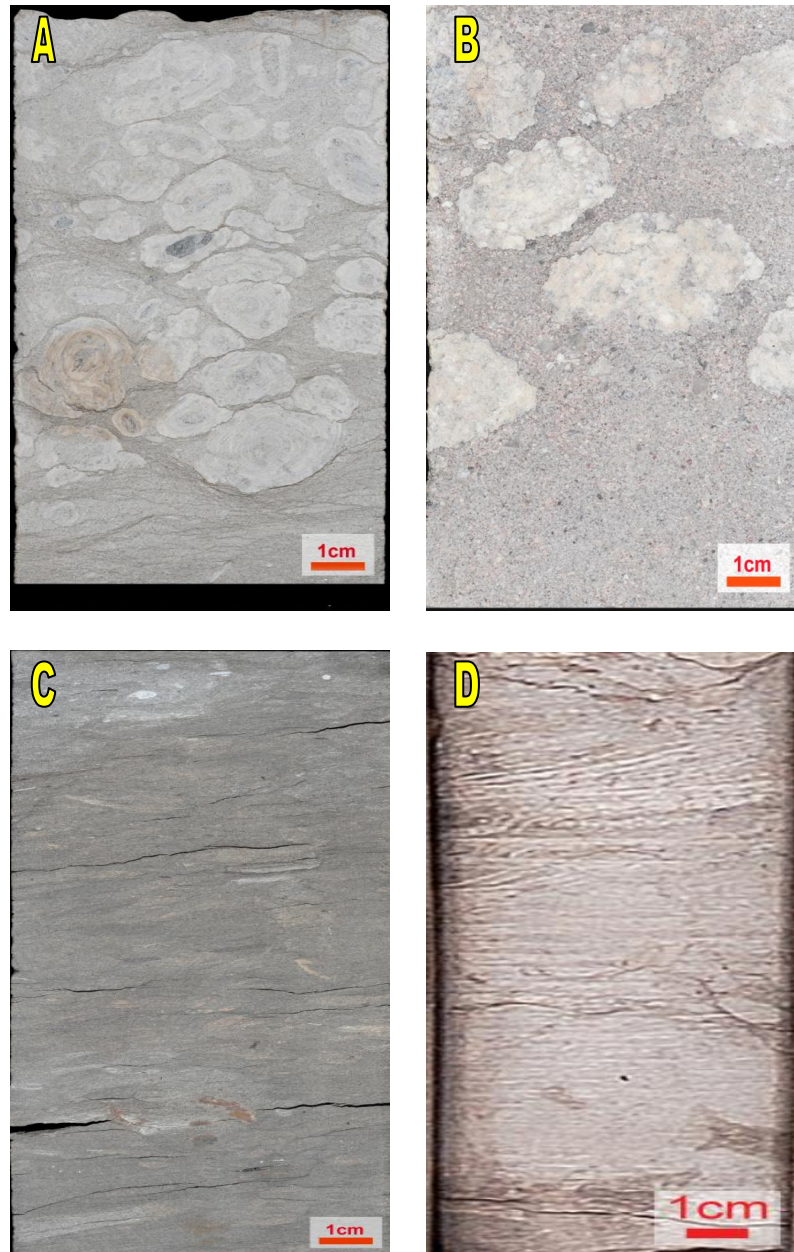


Figura 6: Fácies deposicionais híbridas individualizadas para os poços trabalhados: (A) Fácies GHm - conglomerado arenoso híbrido maciço. (B) Fácies SHm - arenito híbrido maciço. (C) Fácies SHh - arenito híbrido com laminação plano-paralela. (D) Fácies FHm – siltito híbrido maciço.

7.1.3 Fácies Carbonáticas

Fácies Calcir: Calcirruditos com oncolitos e rodolitos de tamanho seixo em matriz bioclástica peloidal, maciço. Por vezes com gradação normal. (Fig. 7A)

Interpretação: Parte de uma corrente de turbidez de alta densidade desacelerante, deposição em massa dos grãos.

Fácies Calcar: Calcarenitos finos a grossos com matriz peloidal, cimentados por calcita. Frequentemente com oncolitos retrabalhados e bioclastos dispersos. Por vezes observam-se faixas de estilolitização e fraturas com lama carbonática, e bioturbação. Maciços e frequentemente bioturbados. (Fig. 7B)

Interpretação: Parte de uma corrente de turbidez de alta densidade desacelerante, deposição em massa dos grãos.

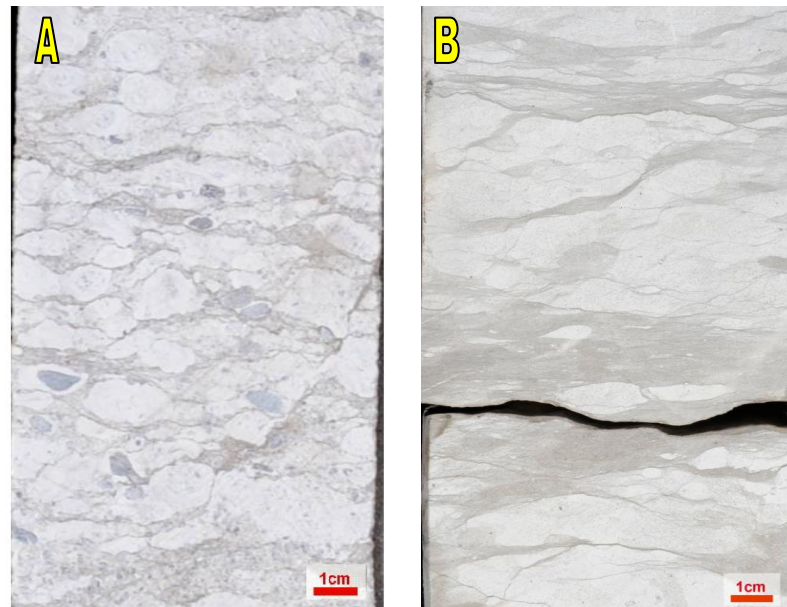


Figura 7: Fácies deposicionais carbonáticas individualizadas para os poços trabalhados: (A) Fácies Calcir – calcirrudito maciço. (B) Fácies Calcar – calcarenito maciço.

7.2 Petrologia dos Arenitos Siliciclásticos

7.2.1 Estruturas, Textura e Composição Primária

Neste estudo foram consideradas siliciclásticas aquelas rochas com menos de 33 % de grãos intrabaciais (*sensu* Zuffa, 1980), o que corresponde a 152 das 210 amostras analisadas. As estruturas deposicionais reconhecidas nas lâminas petrográficas são laminação irregular, laminação paralela e maciça. Os arenitos com estrutura maciça são caracterizados por orientação caótica dos grãos. A laminação paralela é definida por variações composicionais e texturais, mais comumente por concentrações de minerais pesados e micas nas lâminas de textura mais fina. Estes níveis são salientados durante a diagênese, pois há precipitação preferencial de dolomita expandindo e substituindo as biotitas. Estruturas deformacionais como a fluidização e bioturbação correspondem a distribuição heterogênea da porosidade e de constituintes diagenéticos.

A granulometria é bastante heterogênea, variando de areia muito fina a seixo, havendo preponderância de arenitos grossos. O grau de seleção varia de muito mal selecionado à moderadamente selecionado (cf. Compton, R. R., 1982), com predomínio de arenitos mal selecionados. Os grãos são sub-arredondados a angulosos, predominantemente sub-angulosos, e possuem médio grau de esfericidade. O grau de empacotamento varia ao longo da seção levantada, desde empacotamento frouxo, a normal e raramente apertado.

Quanto à sua composição primária essencial, os arenitos siliciclásticos são homogêneos, sendo todos classificados como arcóseos *sensu* Folk (1968), com composição média $Q_{42}F_{57,9}L_{0,1}$ (Fig. 8).

Dentre os grãos de quartzo há predomínio de grãos monocristalinos de origem plutônica (méd. =25,4%; máx. =49,7%), mas também estão presentes grãos policristalinos (méd. =0,4%, máx. =3,3%). Os feldspatos detríticos (méd. =19,2%; máx. =40%) são em grande parte microclínio (méd. =13,6%; máx. =28,7%), mas também é comum a presença de ortoclásio, pertita e plagioclásio.

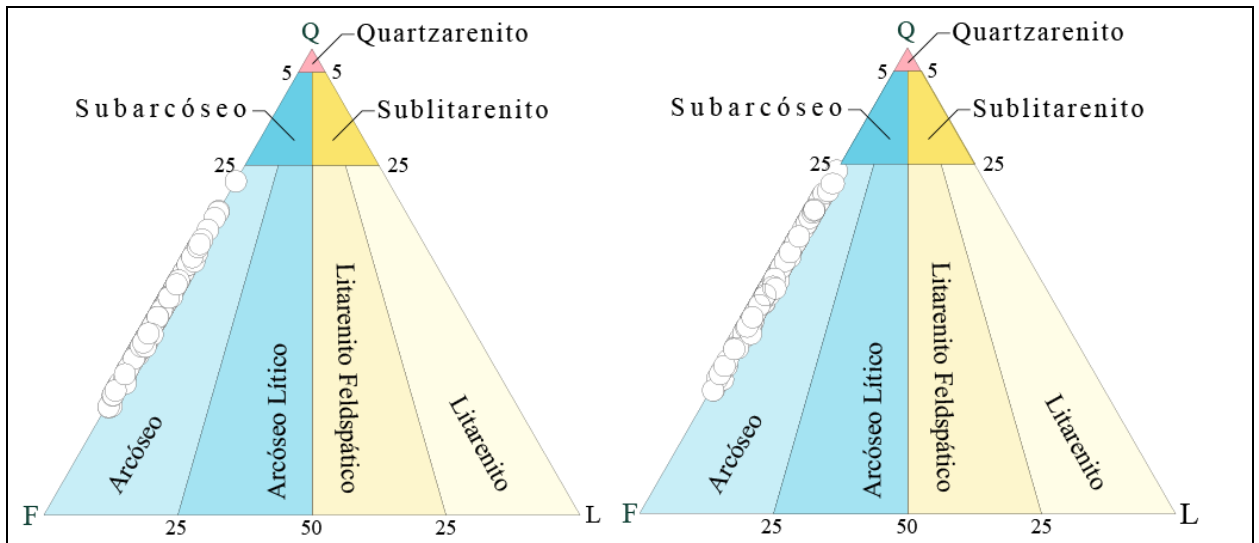


Figura 8: Diagrama composicional de Folk Original (à esquerda) e Folk Atual (à direita) para os 152 arenitos siliciclásticos quantificados.

Os fragmentos líticos são essencialmente de tipos plutônicos granítico-gnáissicos (méd. =7,1%, máx. =39,3%). Fragmentos de serpentinito ocorrem de forma muito subordinada (méd. =0,1%, máx. =0,7%).

Lamelas monocristalinas de micas são comuns, particularmente nos arenitos finos. Há grande predominância de biotita (Fig. 13C; méd. =13%, máx. =55,3%), em relação a muscovita (Fig. 12D; méd. =1,1%, máx. =7,7%). As micas sofreram comumente intensas alterações diagenéticas, tendo sido majoritariamente substituídas e expandidas por calcita, caulinita e dolomita, e por vezes deformadas pela compactação. Micas também ocorrem em fragmentos plutônicos (méd. =0,3%, máx. =1,3%).

Os arenitos apresentam grande variedade e concentração de minerais pesados (méd. =1,8%, máx. =6,7%). Nos arenitos laminados, as maiores concentrações ocorrem nos níveis de granulometria fina, com alta concentração de micas. O mineral pesado mais abundante é a granada (Fig. 11E; méd. =1,4%, máx. =6%), mas ocorrem também turmalina, rutilo, titanita, zircão, monazita e epidoto.

Os grãos intrabaciais não-carbonáticos de maior importância são os intraclastos lamosos (méd. =1,3%, máx. =17,3%), fragmentos carbonosos (Fig. 11F;

méd. =0,6%, máx. =5%), e intraclastos argilosos de solo (Fig. 11A; med.=0,6%, máx. =7,7%).

A maioria dos grãos carbonáticos intrabaciais (aloquímicos) corresponde a oncolitos (méd. =1,1%, máx. 27,7%), alguns deles aglomerados, com núcleos de composição muito variada, incluindo grãos siliciclásticos como quartzo, feldspatos, micas, minerais pesados, fragmentos plutônicos, e bioclastos carbonáticos. Os oncolitos mostram comumente indícios de retrabalhamento, representados pela abrasão dos envelopes nas partes salientes da superfície dos grãos. Também ocorrem pequenas quantidades de oolitos (méd= 0,1%, máx= 2,3%), pelóides (Fig. 11D; méd. =0,1%, máx. =3,3%), intraclastos (méd. =0,1%, máx. =2%) e bioclastos (méd. =0,2%, máx. =5%), particularmente de foraminíferos, equinóides, bivalvos, gastrópodos, algas vermelhas, e cianobactérias.

A composição essencial dos arenitos estudados corresponde à proveniência de blocos do embasamento soerguido e de uma transição incipiente para condições cratônicas *sensu* Dickinson (1985), como indicado pela grande quantidade de feldspatos derivados de terrenos granito-gnáissicos (Fig. 9). Evidência interessante vem da ocorrência de fragmentos de serpentinitos, provenientes de terrenos ultrabásicos que não ocorrem atualmente no embasamento imediatamente adjacente à bacia, provavelmente erodidos após o Albiano. A presença de intraclastos lamosos indica reciclagem de sedimentos finos na própria bacia.

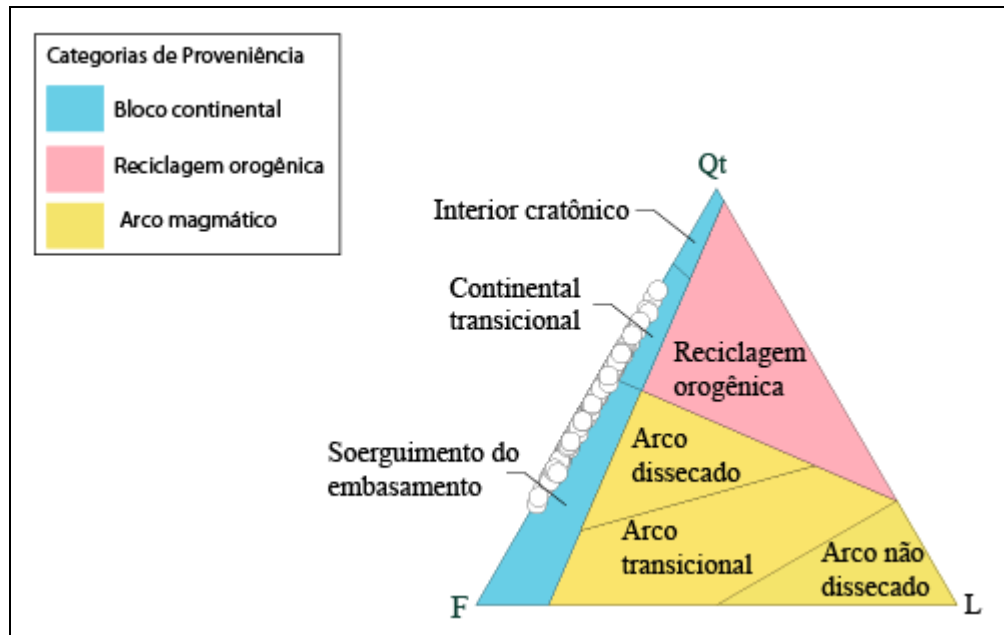


Figura 9: Composição essencial dos arenitos siliciclásticos analisados plotada no diagrama de Dickinson (1985), ilustrado proveniência de blocos do embasamento soerguido e continental transicional.

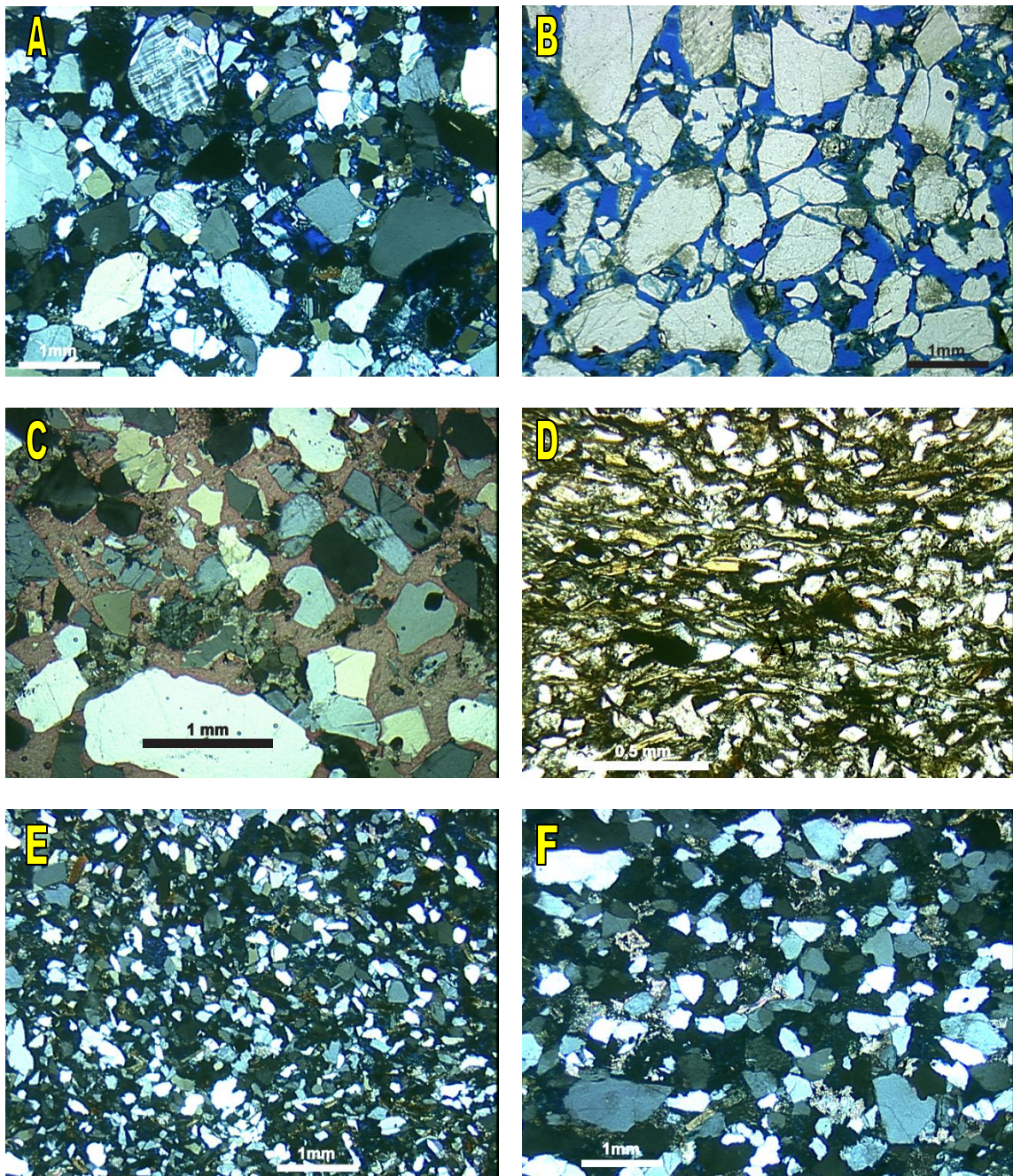


Figura 10: Fotomicrografias das texturas dos arenitos siliciclásticos analisados. A) Arenito muito grosso, feldspático, mal selecionado. Polarizadores cruzados (LP). B) Arenito grosso, com abundante porosidade intergranular primária. Polarizadores descruzados (LN). C) Arenito conglomerático cimentado por calcita poiquilotópica (LP). D) Arenito médio, micáceo (LP). E) Arenito fino a médio (LP). F) Arenito grosso, pouco poroso (LN).

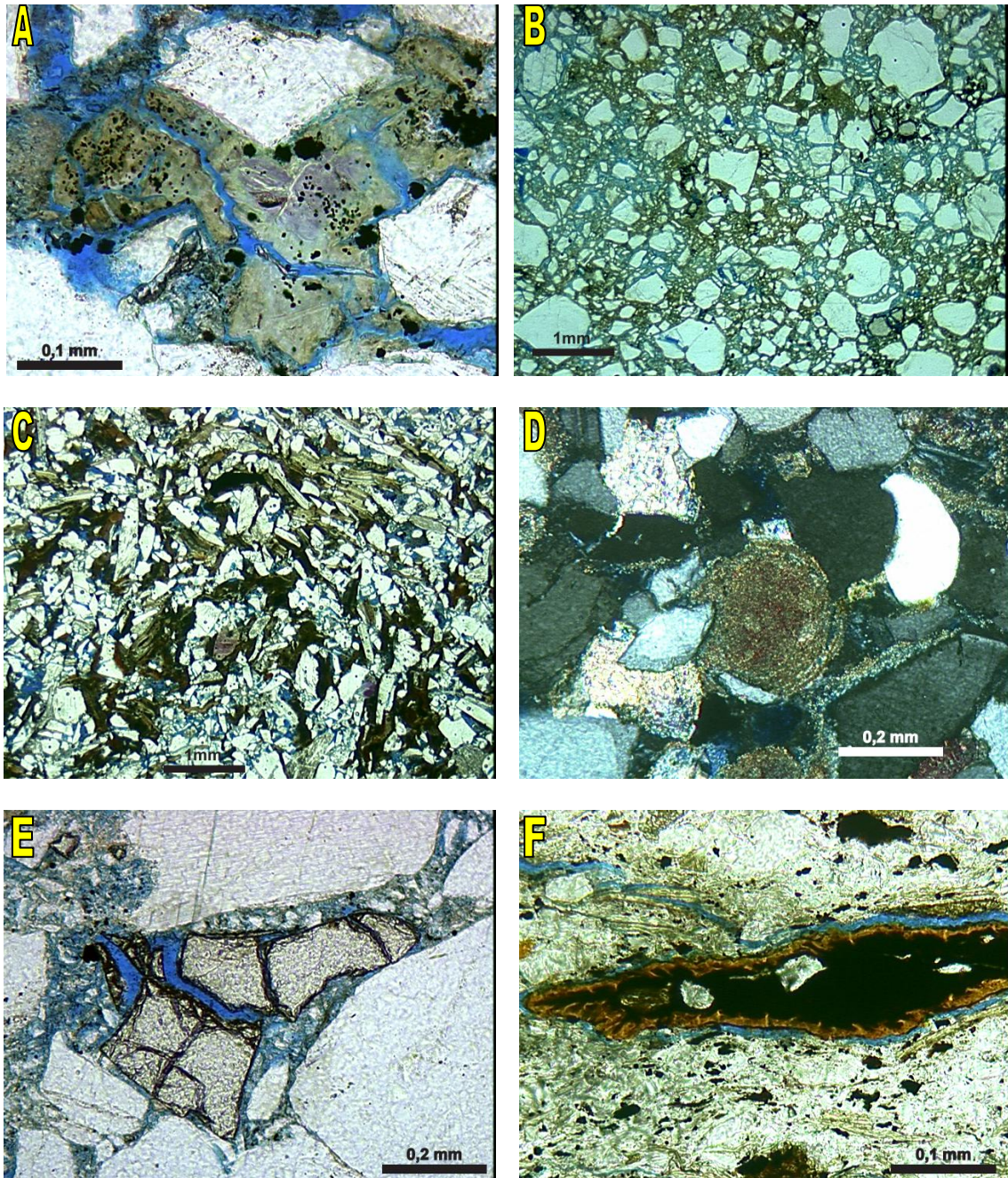


Figura 11: Fotomicrografias dos constituintes primários dos arenitos siliciclásticos analisados. A) Intraclasto argiloso de solo com contração (LN). B) Arenito intensamente cataclasado (LN). C) Arenito micáceo bioturbado (LN). D) Oncolito compactado (LP). E) Grão de granada fraturado (LN), F) Fragmento carbonoso (LN).

7.2.2 Diagênese

Os principais processos diagenéticos observados nos arenitos siliciclásticos foram a compactação, a dissolução e substituição de feldspatos, a precipitação de dolomita, caulinita, calcita, feldspato potássico, pirita e quartzo.

Dolomita

A dolomita é o principal constituinte diagenético, aparecendo principalmente em hábito blocoso (Fig. 12A, 13C; méd. =7%, máx. =30,7%), e em sela (Fig. 12B; méd. =0,2%, máx. =6,3%) representando em média 7% e no máximo 30,7% do volume dos arenitos analisados. Ocorre principalmente preenchendo porosidade intergranular e de fratura em grãos, substituindo grãos de quartzo, feldspatos, minerais pesados, intraclastos lamosos e pseudomatriz derivada, e engolfando e substituindo caulinita. Aparece comumente expandindo micas (Fig. 13C). Na grande maioria das lâminas aparece engolfada pelo cimento de calcita (Fig. 12A). Em algumas lâminas ocorrem dolomitas ferrosas e zonadas, particularmente onde há grande quantidade de biotita.

Caulinita

A caulinita também é um constituinte diagenético muito comum nos arenitos estudados, presente em praticamente em todas as lâminas analisadas, representando em média 6,4% do volume dos arenitos (máx. =23,7%). Agregados de cristais lamelares se desenvolvem especialmente substituindo micas, preferencialmente muscovita, cuja forte expansão é indício de precipitação precoce (Fig. 12D). Agregados com hábito tipo *booklets* (livrinhos) de caulinita substituem feldspatos, intraclastos lamosos e pseudomatriz, e preenchem porosidade intergranular (Fig. 12F) e de fratura em grãos.

Calcita

A calcita representa em média 4,4% do volume nos arenitos siliciclásticos analisados, chegando a compor 52,7%. Aparece como cimento em diferentes hábitos, principalmente macrocristalino (méd. =1,6%, máx. =32,3%), poiquilotópico (Fig. 10C, 12A; méd. =1,2%, máx. =26,7%) e em mosaico (méd. =1,2%, máx.

=39,3%), e de forma mais restrita microcristalino, blocoso, ou ainda como crescimentos syntaxiais em torno de bioclastos de equinóides.

A calcita ocorre preenchendo porosidade intergranular e de fratura em grãos (Fig. 12C, 13A), e substituindo grãos, principalmente de quartzo, feldspatos, fragmentos plutônicos, biotita, granada, intraclastos lamosos e pseudomatriz derivada. Assim como a dolomita, aparece expandindo micas. Substitui constituintes diagenéticos inter- e intragranulares como dolomita e caulinita.

Pirita

A pirita (méd. =3,8%; máx. =26%) ocorre com hábito blocoso (Fig. 13D) e como agregados framboidais substituindo parcialmente grãos detríticos de biotita, minerais pesados, feldspatos, quartzo e intraclastos lamosos, ou macrocristalina, substituindo totalmente constituintes detríticos indiferenciados, constituintes diagenéticos como a caulinita e a pseudomatriz, e preenchendo poros intergranulares.

Feldspato potássico

Crescimentos descontínuos de feldspato potássico são comuns ao redor de grãos de microclínio, pertita e ortoclásio (Fig. 12E, F; méd. =1,1%, máx. =4,3%), ocorrendo comumente com hábito serrilhado. Crescimentos internos ocorrem cicatrizando fraturas nesses grãos (Fig. 13B; méd. =0,2%, máx. =3,0%).

Quartzo

Quartzo diagenético aparece como crescimentos internos cicatrizando fraturas (Fig. 13A; méd. =0,4%, máx. =3,7%), e como crescimentos externos descontínuos ao redor de grãos de quartzo detrítico (méd. =0,1%, máx. =2,3%), sendo muitas vezes coberto e substituído por carbonatos.

Outros Constituintes Diagenéticos

Pseudomatriz lamosa (méd. =0,7%, máx. =11%), originada pelo processo de compactação mecânica de intraclastos lamosos, foi intensamente substituída por caulinita.

Pseudomatriz síltica (Fig. 11B; méd. =0,7%, máx. =18,3%), oriunda da cataclase de grãos ocorre geralmente nos arenitos mais grossos.

Óxidos de titânio microcristalinos (méd. =0,2%; máx. =2,3%) substituem constituintes detríticos como minerais pesados e micas, e localmente constituintes diagenéticos como a caulinita.

Halos de betume polimerizado recobrem grãos de minerais pesados como o zircão e o epidoto (Fig. 13F; méd = 0,2%, máx= 0,7%).

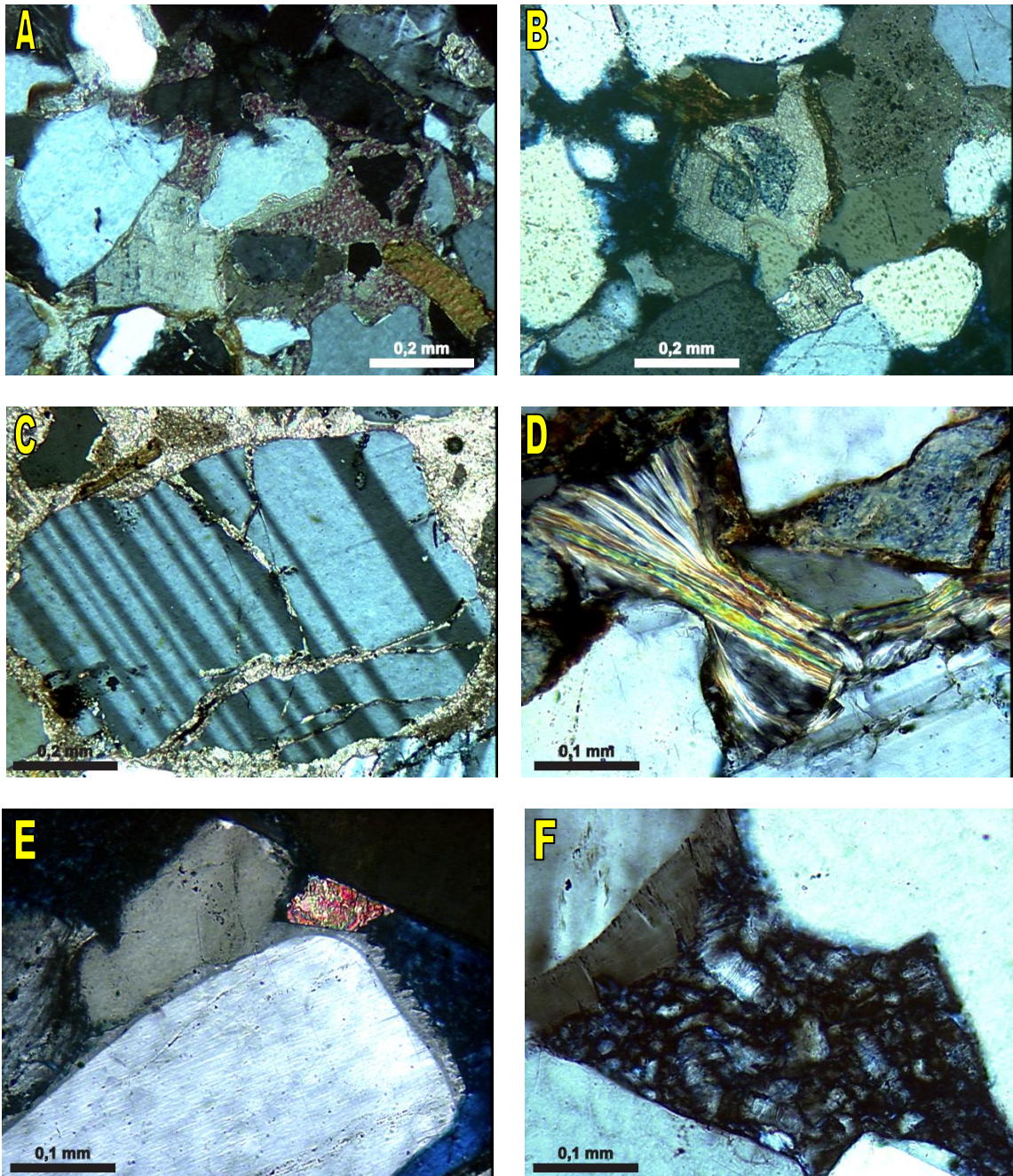


Figura 12: Fotomicrografias dos principais processos diagenéticos dos arenitos siliciclásticos analisados. A) Dolomita intergranular sendo engolfada por calcita (LP). B) Dolomita em sela (LP). C) Calcita preenchendo fraturas em grão de plagioclásio (LP). D) Muscovita sendo substituída e expandida por caulinita (LP). E) Crescimento precoce de feldspato potássico (LP). F) Agregados em livrinho e vermiculares de caulinita preenchendo poro (LP).

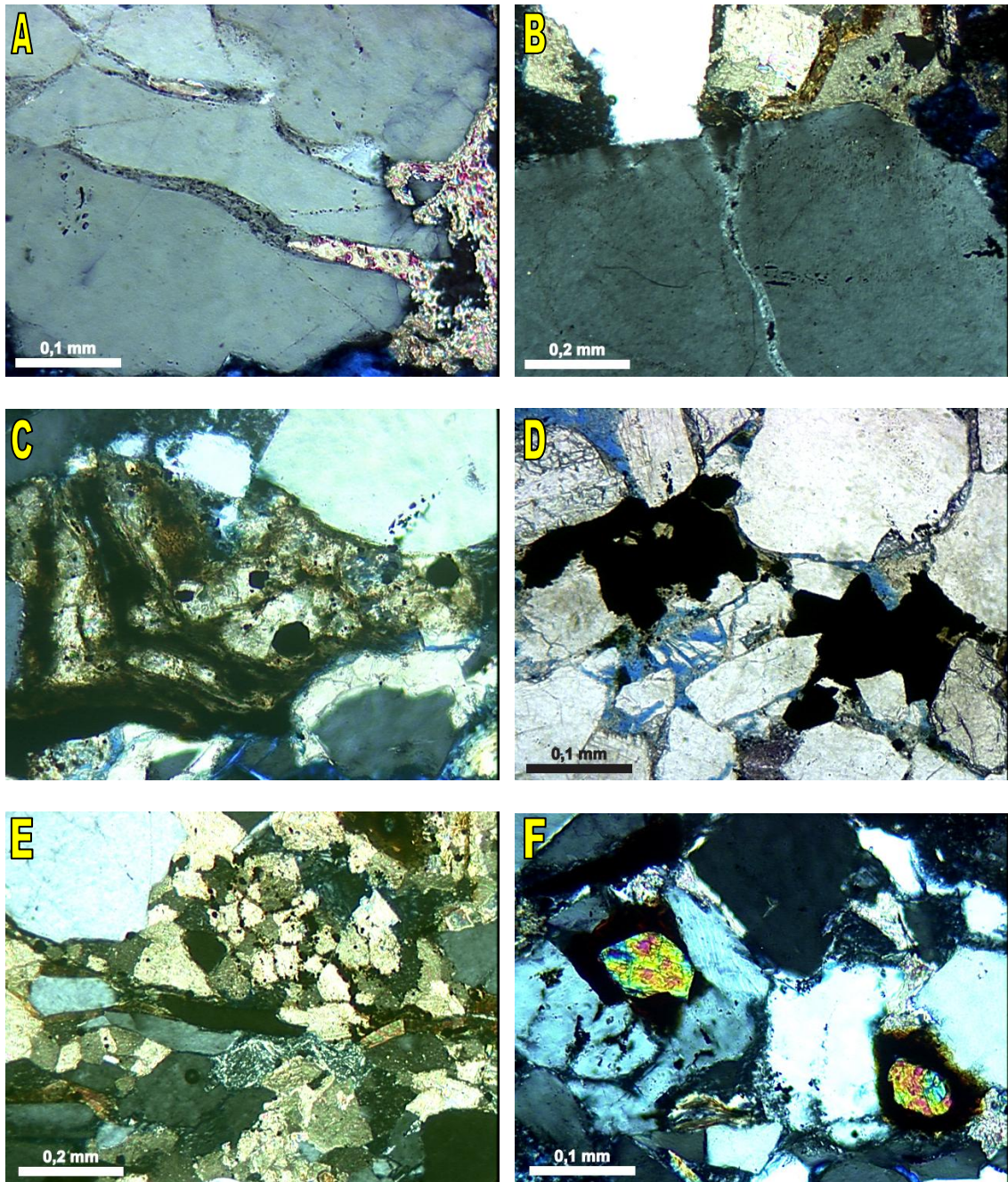


Figura 13: Fotomicrografias dos principais processos diagenéticos dos arenitos siliciclásticos analisados. A) Crescimentos internos de quartzo cicatrizando fraturas em grão, parcialmente preenchidas por calcita (LP). B) Feldspato potássico cicatrizando fratura em grão (LP). C) Lamela de biotita sendo expandida por dolomita e substituída por pirita (LP). D) Pirita blocosa preenchendo poros e substituído grãos (LN). E) Dolomita cimentando arenito (LP). F) Halos de betume polimerizado recobrendo grãos de zircão (LP).

7.2.3 Porosidade e Compactação

A macroporosidade petrográfica dos arenitos siliciclásticos, que correspondem aos principais reservatórios nos campos estudados, representa em média 10% do seu volume total, chegando a 28,3%. Ocorre principalmente como porosidade secundária intragranular (Fig. 14B, C; méd. =5,5%, máx. =15%) gerada por dissolução de grãos siliciclásticos, intergranular primária (Fig. 14A; méd. =3,5%, máx. =16,3%), e de fraturamento (méd. =0,8%, máx. =8%). Aparece também como porosidade intrapartícula, oriunda da dissolução de aloquímicos, móldica (Fig.14E), agigantada, e intracristalina (Fig. 14D, F), resultante da dissolução dos cimentos carbonáticos.

As rochas estudadas foram afetadas por processos de compactação, tanto mecânica quanto química. É comumente observado o fraturamento de grãos de quartzo, feldspatos, fragmentos plutônicos, granada e a deformação de biotita. Algumas lâminas mostram abundante pseudomatriz síltica como produto do intenso fraturamento de grãos por cataclase, resultante de falhamento sob condições de soterramento e litificação incipientes.

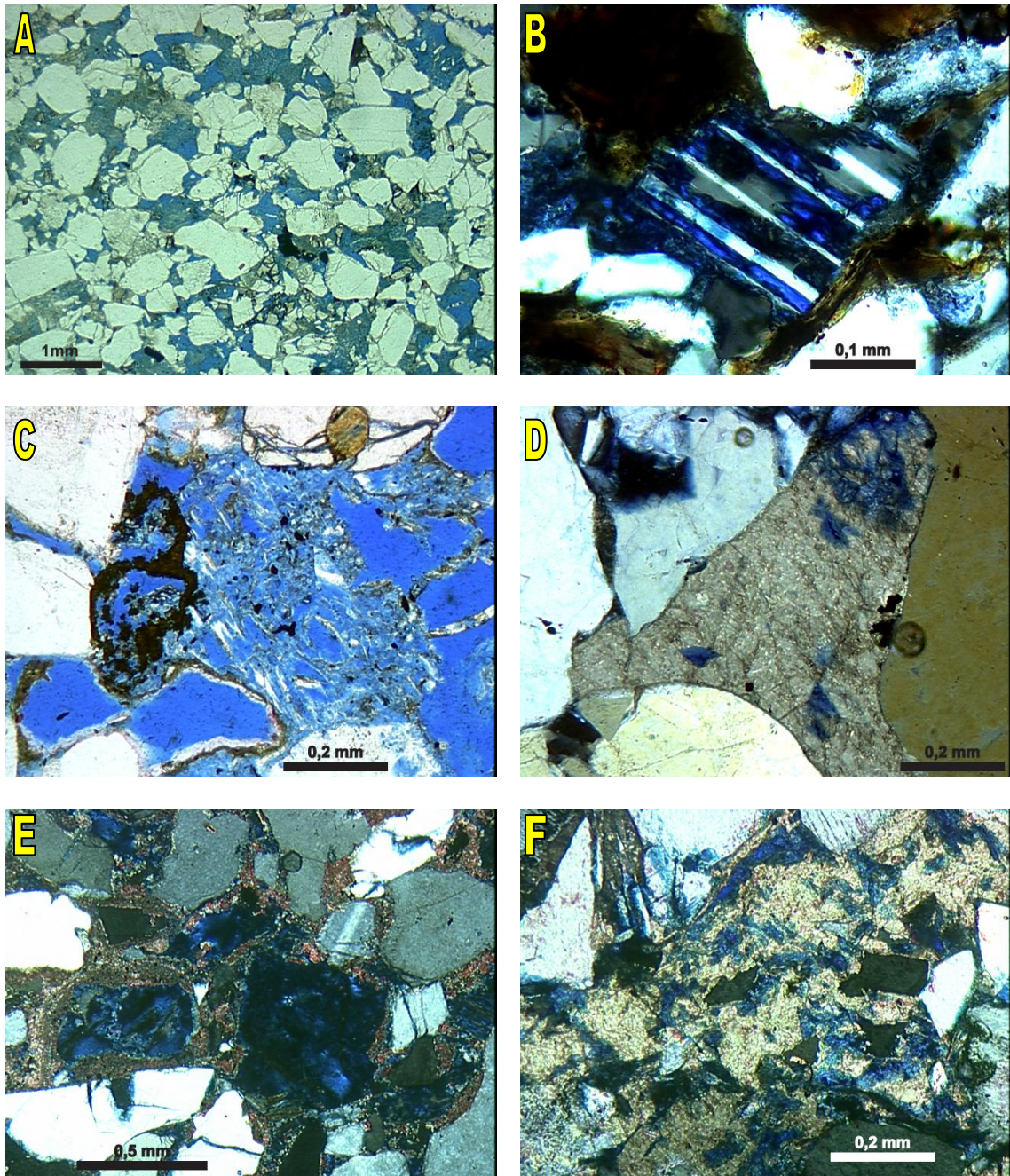


Figura 14: Fotomicrografias dos principais tipos de poros dos arenitos siliciclásticos analisados. A) Poros intergranulares e intragranulares (LN). B) Porosidade intragranular em grão de plagioclásio (LP). C) Poros móldicos e intragranulares (LN). D) Porosidade intracristalina em dolomita preenchendo poro (LP). E) Porosidade móldica (LP). F) Dissolução de cimento de calcita (LP).

7.3 Petrologia dos Arenitos Híbridos

7.3.1 Textura e Composição Primária

Vinte e seis amostras foram classificadas como arenitos híbridos *sensu* Zuffa (1980; i.e., rochas com conteúdo de grãos intrabaciais entre 33 e 66 % do total de grãos). Os arenitos híbridos mostram estrutura deposicional predominantemente maciça, mas algumas amostras exibem laminação plano-paralela marcada por cimentação calcítica seletiva. Algumas amostras mostram fraturas e falhas, localmente preenchidas por calcita blocosa. A fração extrabacial desses arenitos apresenta composição original feldspática (arcóseos *sensu* Folk, 1968) (Fig. 15, 16), equivalente à dos arenitos siliclásticos.

A granulometria dos 26 arenitos híbridos varia de areia muito fina a seixo, havendo preponderância de areia grossa. O grau de seleção varia de bem à mal selecionados (cf. Compton, R.R. 1982), com predomínio de mal selecionados. Os grãos são predominantemente subarredondados e com grau médio de esfericidade. O grau de empacotamento nos arenitos híbridos aumenta proporcionalmente com a proporção de grãos carbonáticos, correspondendo a apertado nos arenitos com maior abundância de aloquímicos, e normal, onde estes aparecem em quantidades menores.

Os principais constituintes primários extrabaciais correspondem a grãos de quartzo monocristalinos de origem plutônica (méd. =13%, máx. =24,7%), feldspatos (méd. =13,8%, máx. =28%) com predomínio de microclínio, e micas (méd. =10,3%, máx. =25%). Os arenitos híbridos, assim como os arenitos puramente siliclásticos, apresentam grande variedade de minerais pesados (méd. =1,5%, máx. =4,3%), sendo a granada o mais abundante (méd. =1,5%, máx. =3,7%).

Os grãos intrabaciais não-carbonáticos de maior importância são os intraclastos lamosos (méd. =0,6%, máx. =7%), fragmentos carbonosos (méd. =0,1%, máx. =0,7%), e intraclastos de solo (méd. =0,1%, máx. =1,3%). Fragmentos líticos são essencialmente plutônicos granito-gnáissicos (méd. =1,5%, máx. =4,3%), sendo que em algumas lâminas foram encontrados fragmentos de serpentinito em quantidades traço.

Os grãos carbonáticos correspondem em sua maioria a oncolitos (méd. =26,1%, máx. =45%), sendo muitos destes aglomerados e comumente apresentando evidências de retrabalhamento indicado pela abrasão dos envelopes nas partes mais salientes da superfície dos grãos (Fig. 17A, B). Também são encontrados oólitos (méd. = 2,7%, máx. = 12%), pelóides (méd. =3,2%, máx. =29,7%), intraclastos (Fig. 17E; méd. =2,3%, máx. =18,7%) e bioclastos. Os bioclastos (méd. =2,6%, máx. =8,7%) correspondem a foraminíferos, bivalvos (Fig. 17D), equinóides (Fig. 17F), algas vermelhas, (comumente como rodolitos) e intraclastos de agregados de cianobactérias.

A composição extrabacial essencial dos arenitos híbridos estudados corresponde à dos arenitos siliciclásticos intercalados, representando proveniência de blocos do embasamento soerguido, e transicional para condições cratônicas (*sensu* Dickinson, 1985), como indicado pela grande quantidade de feldspatos derivados de terrenos granito-gnáissicos.

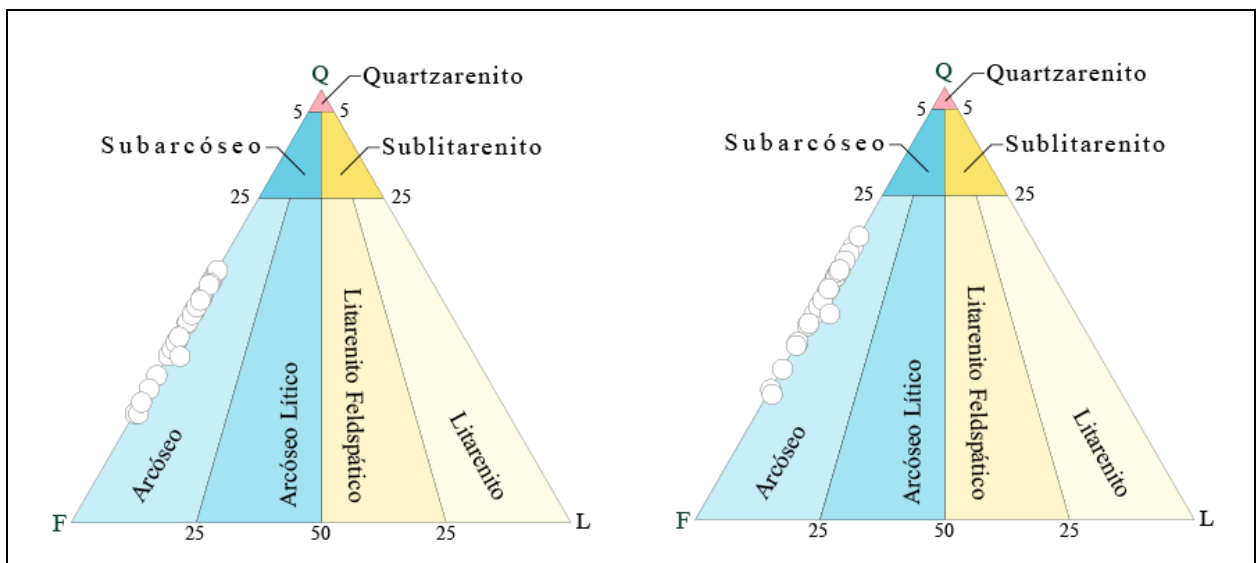


Figura 15: Diagrama composicional de Folk Original (à esquerda) e Folk Atual (à direita) para os 26 arenitos híbridos quantificados.

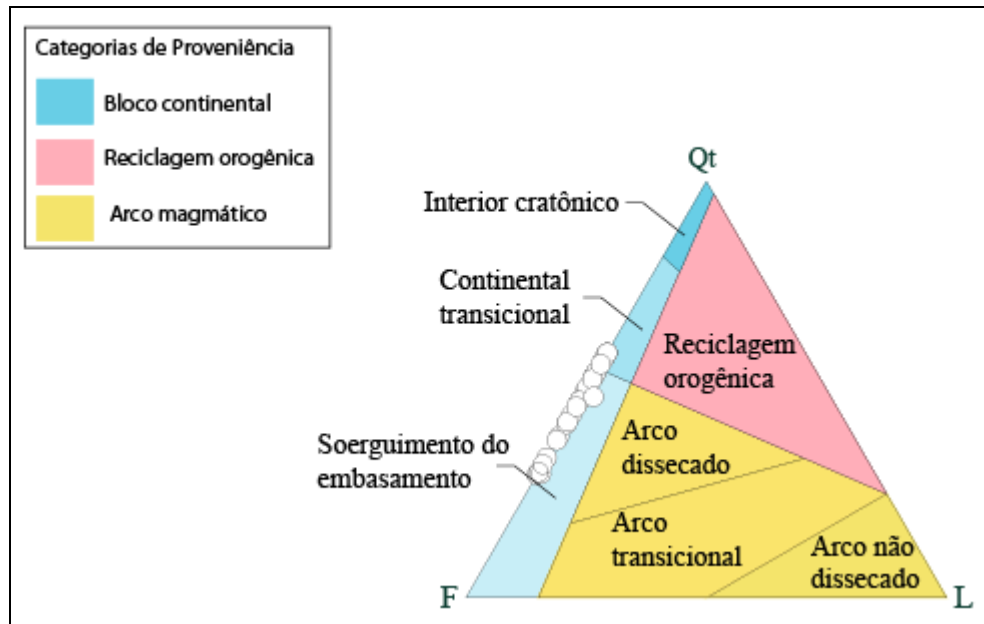


Figura 16: Composição essencial dos arenitos híbridos analisados plotada no diagrama de Dickinson (1985), ilustrado proveniência de blocos do embasamento soerguido e continental transicional.

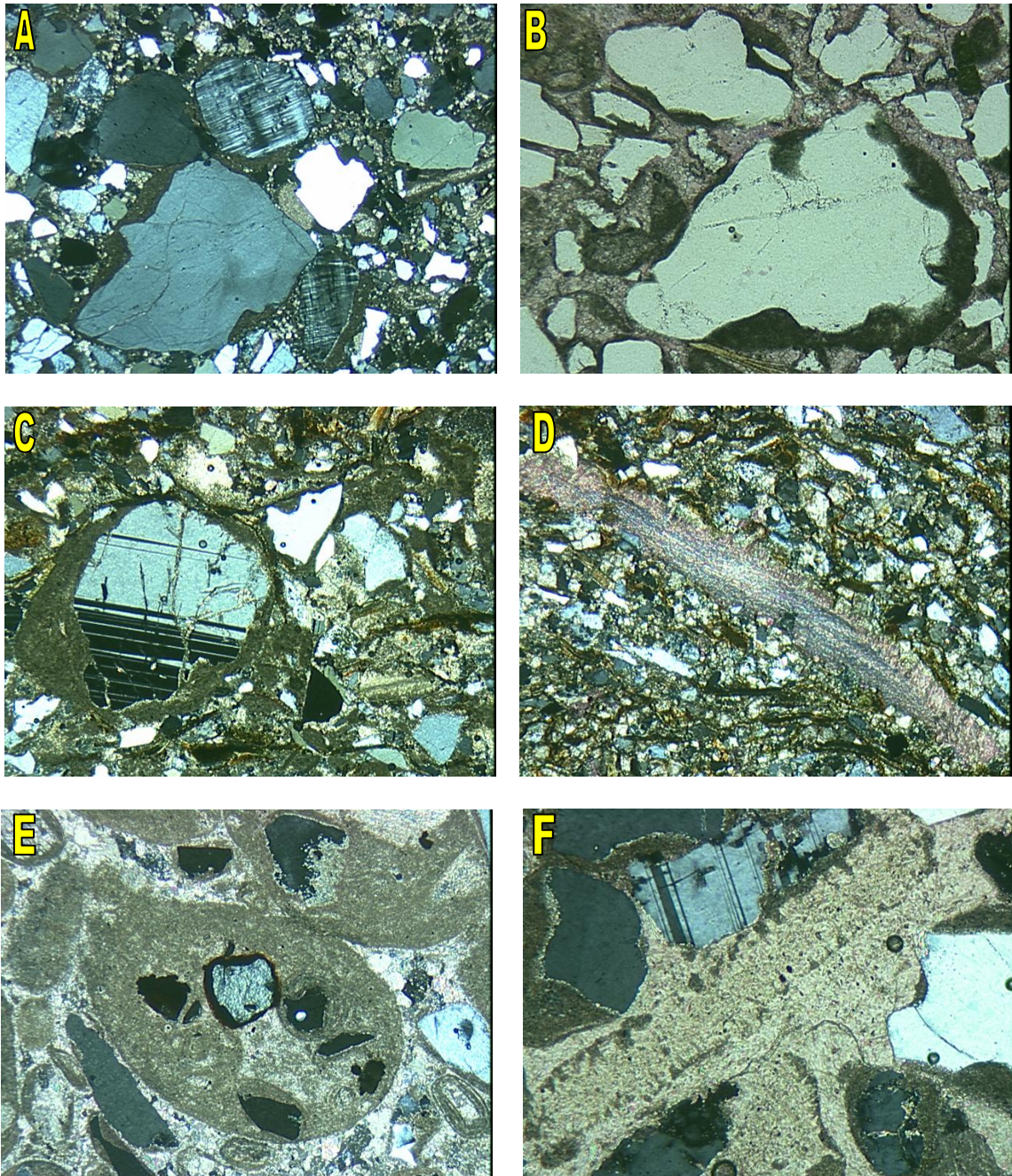


Figura 17: Fotomicrografias dos arenitos híbridos analisados. A) Arenito híbrido conglomerático, muito mal selecionado, com oncolitos retrabalhados (LP). B) Calcita cimentando arenito híbrido com oncolitos retrabalhados (LN). C) Oncolitos com núcleos de grãos de quartzo e feldspatos (LP). D) Bioclasto de bivalve (LP). E) Intraclasto carbonático (LP). F) Crescimento sintaxial sobre bioclasto de equinóide (LP).

7.3.2 Diagênese

Os principais processos diagenéticos observados nos arenitos híbridos estudados são a compactação mecânica e química, a precipitação de calcita, dolomita, caulinita, feldspato potássico, quartzo, pirita e a alteração e dissolução de feldspatos.

Calcita

A calcita é o principal constituinte diagenético (méd. =12,9%, máx. =39,7%), aparecendo principalmente como cimento em mosaico (méd. =7,7%, máx. =39,3%), blocosa (méd. =2,8%, máx. =21,7%), macrocristalina (Fig. 18A; méd. =1,3%, máx. =7,3%) e poiquilotópica (méd. =0,6%, máx. =2,3%), e de forma mais restrita microcristalina, ou ainda como crescimentos sintaxiais em torno de bioclastos de equinóides.

A calcita preenche total ou parcialmente os poros intergranulares e de fratura em grãos, aparece expandindo micas, e também ocorre substituindo total ou parcialmente constituintes detríticos, especialmente grãos de feldspatos, quartzo, granada e grãos carbonáticos (Fig. 18B). A calcita engolfa e substitui constituintes diagenéticos inter- e intragranulares como a dolomita e a caulinita.

Dolomita

A dolomita é o segundo constituinte diagenético mais importante nos arenitos híbridos, (méd. =6%, máx. =42%), ocorrendo com hábito blocoso (Fig. 18A, D; méd. =5,9%, máx. =42%) e em sela (méd. =0,1%, máx. =0,3%). A dolomita ocorre preenchendo poros intergranulares e de fratura em grãos, substituindo grãos detríticos como feldspatos e quartzo, e engolfando e substituindo constituintes diagenéticos, como a caulinita. Assim como a calcita, aparece deslocando e expandindo micas. Na grande maioria das lâminas aparece engolfada pelo cimento de calcita, porém em algumas lâminas a relação se mostra contrária, com a dolomita substituindo a calcita. Em algumas lâminas ocorrem dolomitas ferrosas e zonadas.

Caulinita

Assim como nos arenitos puramente siliciclásticos, a caulinita é um constituinte diagenético muito comum, presente em praticamente todas as lâminas

de arenitos híbridos (méd. =3,3%, máx. =13,3%). Aparece como agregados tipo livrinhos preenchendo porosidade intergranular (Fig. 18C) e fraturas, substituindo grãos de feldspatos, e grãos siliciclásticos ocorrentes como núcleos de oóides. Freqüentemente é engolfada e substituída pelo cimento carbonático, tanto de calcita quanto de dolomita. Agregados lamelares se desenvolvem expandindo micas, especialmente biotita, cuja forte expansão é indício de precipitação precoce.

Pirita

Pirita (méd. =2,8%, máx. =7,3%) ocorre com hábito microcristalino e framboidal substituindo parcialmente os grãos carbonáticos, principalmente pelóides, bem como grãos de biotita, minerais pesados, feldspatos e quartzo, ou macrocristalino, substituindo totalmente constituintes detríticos indiferenciados

Feldspato potássico

Crescimentos epitaxiais serrilhados de feldspato potássico ocorrem comumente (méd. =0,5%, máx. =2,3%) cobrindo grãos de pertita, ortoclásio, plagioclásio (Fig. 18E) e microclínio. Crescimentos internos ocorrem de forma restrita cicatrizando fraturas nesses grãos.

Outros Constituintes Diagenéticos

Quartzo diagenético (méd. =0,1%, máx. =0,3%) aparece como crescimentos descontínuos ao redor de grãos de quartzo detrítico, comumente com feições de dissolução associadas a abundantes inclusões fluidas (Fig. 18F), muitas vezes cobertos e substituídos por carbonatos.

Pseudomatriz síltica (méd. =0,3%, máx. =8,3%), oriunda da cataclase de grãos, ocorre geralmente nos arenitos mais grossos

Pseudomatriz lamosa (méd. =0,2%, máx. =0,7%), originada pelo processo de compactação mecânica de intraclastos lamosos, foi intensamente substituída por caulinita.

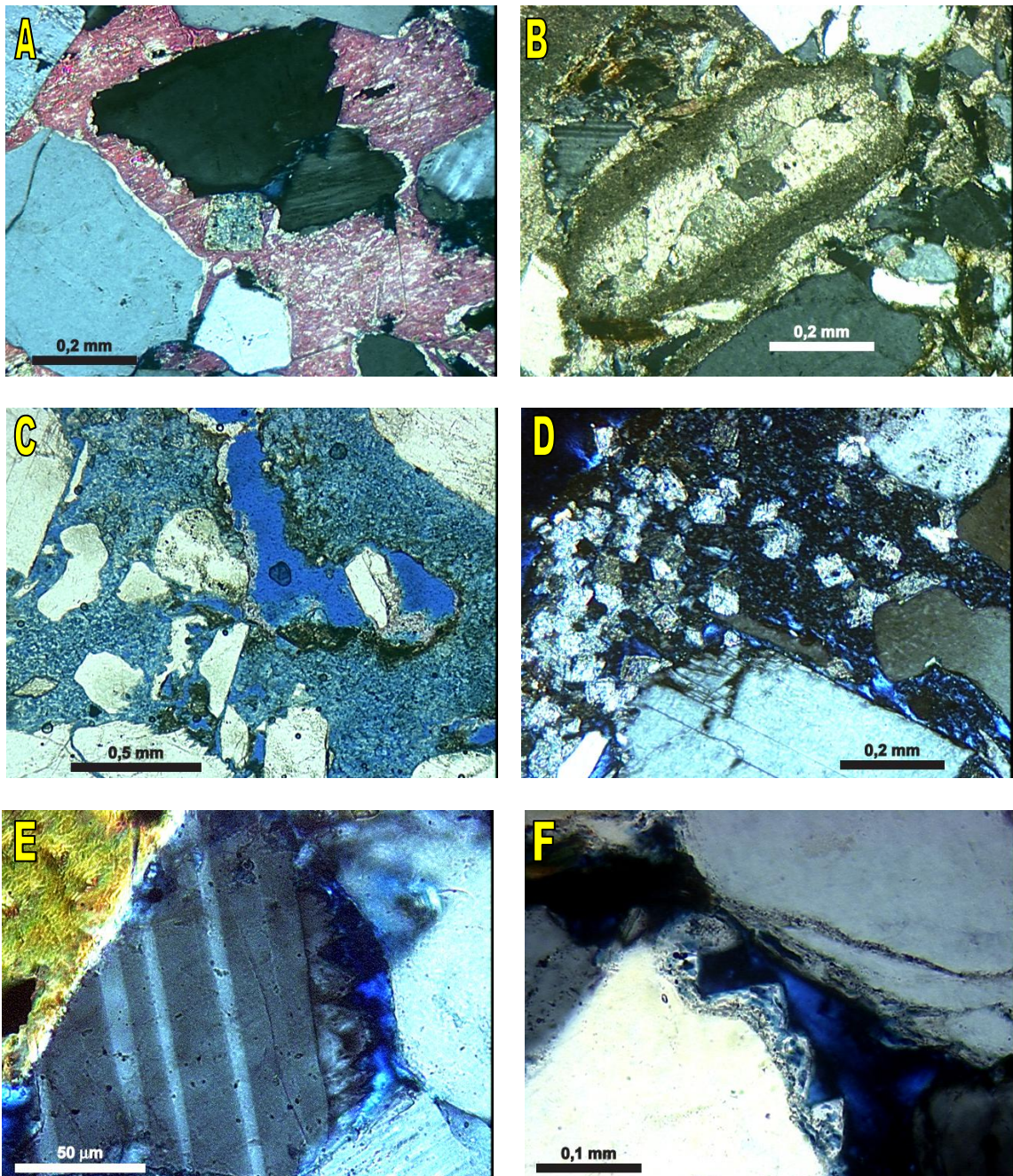


Figura 18: Fotomicrografias dos principais processos diagenéticos dos arenitos híbridos analisados. A) Calcita poiquilotópica preenchendo poros, substituindo grãos e engolfando dolomita (LP). B) Calcita mosaico grosso substituindo oncolito (LP). C) Caulinita substituindo grãos indiferenciados e preenchendo poros intergranulares. Poros móldicos. (LN). D) Dolomita blocosa substituindo caulinita intragranular e intragranular (LP). E) Crescimento de feldspato potássico sobre plagioclásio (LP). F) Crescimentos de quartzo parcialmente dissolvidos, com abundantes inclusões fluidas, recobrando grão de quartzo (LP).

7.3.3 Porosidade e compactação

A macroporosidade petrográfica representa em média 5,9% do volume total dos arenitos híbridos, chegando a 15,3%. Os tipos de porosidade predominante correspondem a porosidade intrapartícula (Fig. 19A, E; méd. =2,3%, máx. =9%), derivada da dissolução de grãos carbonáticos, intragranular (Fig. 19F; méd. =1,8%, máx. =6,3%), e intergranular (Fig. 19C; méd. =0,8%, máx. =4,7%). Os outros tipos de porosidade correspondem a de fraturamento de grãos (Fig. 19D), intracristalina da dissolução dos cimentos carbonáticos (Fig. 19B), móldica e agigantada. Os grãos siliciclásticos mais comumente dissolvidos são os feldspatos, e os carbonáticos são os oncolitos, onde ocorre dissolução de núcleos de aloquímicos e também de seus envelopes mais externos.

As rochas estudadas foram afetadas por processos de compactação, tanto mecânica quanto química, evidenciada por contatos côncavo-convexos e suturados. Foi observado o fraturamento de grãos de quartzo, feldspato, fragmentos plutônicos e de grãos carbonáticos, e a deformação de biotita e grãos carbonáticos. Onde há abundância em grãos carbonáticos, a presença de contatos suturados desenvolvidos por dissolução por pressão entre grãos carbonáticos, e entre grãos carbonáticos e siliciclásticos, é comum. Nas rochas onde a proporção de grãos carbonáticos é maior, a compactação teve maior impacto na redução da porosidade.

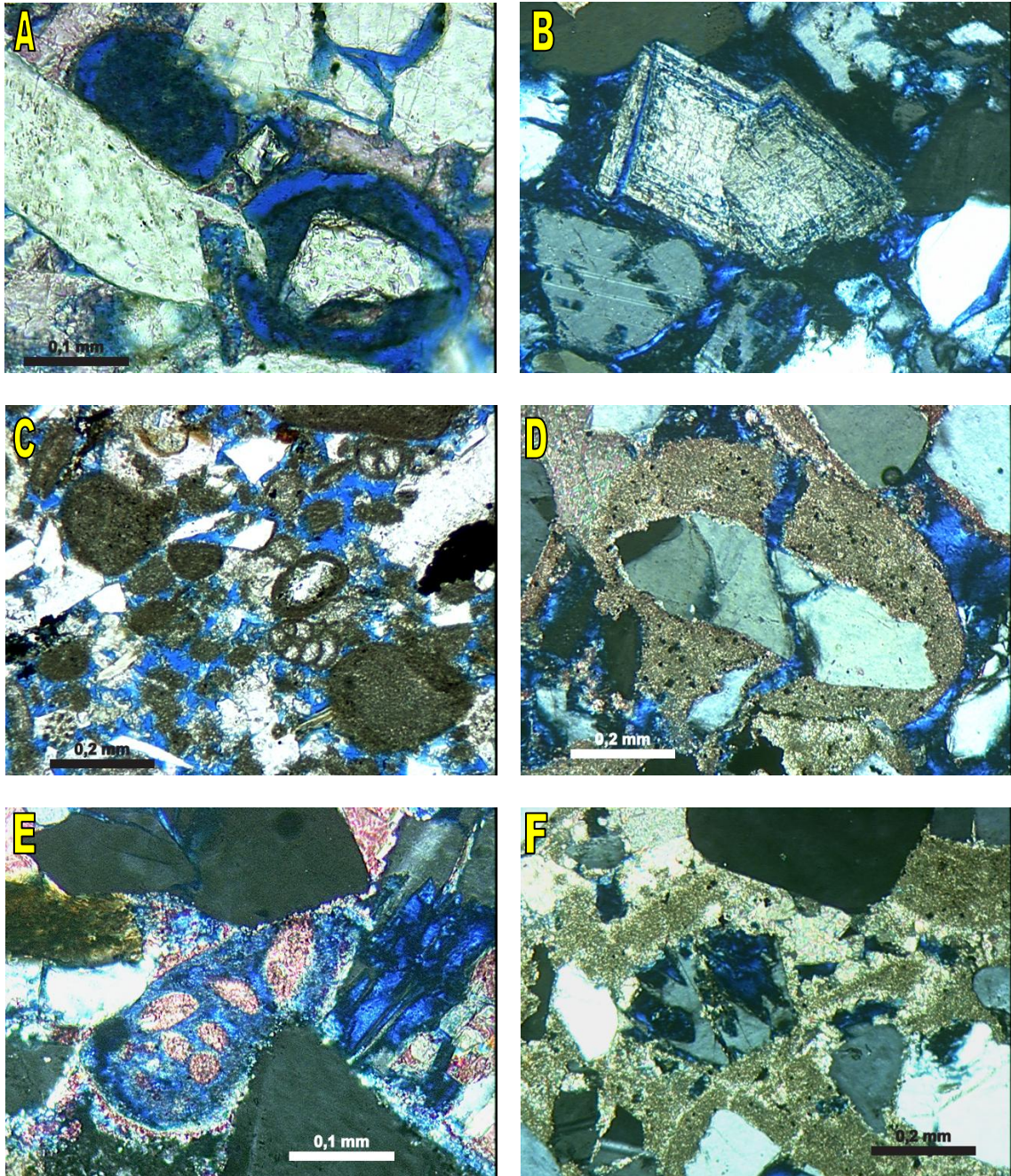


Figura 19: Fotomicrografias dos principais tipos de poros dos arenitos híbridos analisados. A) Dissolução de envelopes de oncolitos (LN). B) Dissolução parcial de dolomita blocosa (LP). C) Poros intergranulares (LN). D) Fraturamento de oncolito com núcleo siliciclástico (LP). E) Dissolução de bioclasto e grão de feldspato (LP). F) Dissolução parcial de cimento de calcita e de grão de feldspato (LP).

7.4 Petrologia das Rochas Carbonáticas

7.4.1 Textura e Composição Primária

Foram consideradas rochas carbonáticas aquelas com 67 % ou mais de aloquímicos em relação total de grãos. As rochas carbonáticas analisadas correspondem a *grainstones* e *rudstones* (*sensu* Embry e Klovan, 1971), caracteristicamente com estrutura maciça, e porosidade primária intensamente obliterada por compactação e cimentação. O tamanho de grão dos constituintes aloquímicos encontrados nas 32 amostras analisadas varia desde silte até seixo, sendo a maioria tamanho areia grossa. A seleção é comumente má, e a fábrica mostra orientação caótica, sustentação pelos grãos e empacotamento normal a apertado.

A maioria dos grãos aloquímicos corresponde a oncolitos (Fig. 20A; méd. =38,9%, máx. =73,3%), alguns deles aglomerados, com núcleos de composição muito variada, incluindo grãos siliciclásticos como quartzo, feldspatos, micas, minerais pesados, fragmentos plutônicos, e intraclastos/bioclastos carbonáticos. Parte dos oncolitos mostra indícios de retrabalhamento, representados pela abrasão dos envelopes as partes salientes da superfície dos grãos (Fig. 20D). Também ocorrem oolitos (Fig. 20B, méd.= 4%, máx. = 50%) pelóides (méd. =13,4%, máx. =73,3%), intraclastos (Fig. 20E; méd. =9,8%, máx. =52,7%) e bioclastos (méd. =4,7%, máx. =11%), particularmente de foraminíferos (Fig. 21B), equinóides,(Fig. 21A), bivalvos, gastrópodos e algas vermelhas (Fig. 21E), estes comumente como rodolitos.

Os principais constituintes primários extrabaciais correspondem a grãos monocristalinos de quartzo de origem plutônica (méd. =4,4%, máx. =12%), feldspatos (méd. =3%, máx. =8,7%) com preponderância de microclínio, e micas (méd. =4,4%, máx. =11,7%). Os minerais pesados (méd. =0,5%, máx. =2,3%) ocorrem principalmente como granada (méd. =0,3%, máx. =1,7%). Em quantidade traços, foram encontrados fragmentos líticos plutônicos granítico-gnáissicos, fragmentos carbonosos, intraclastos lamosos e intraclastos de solo.

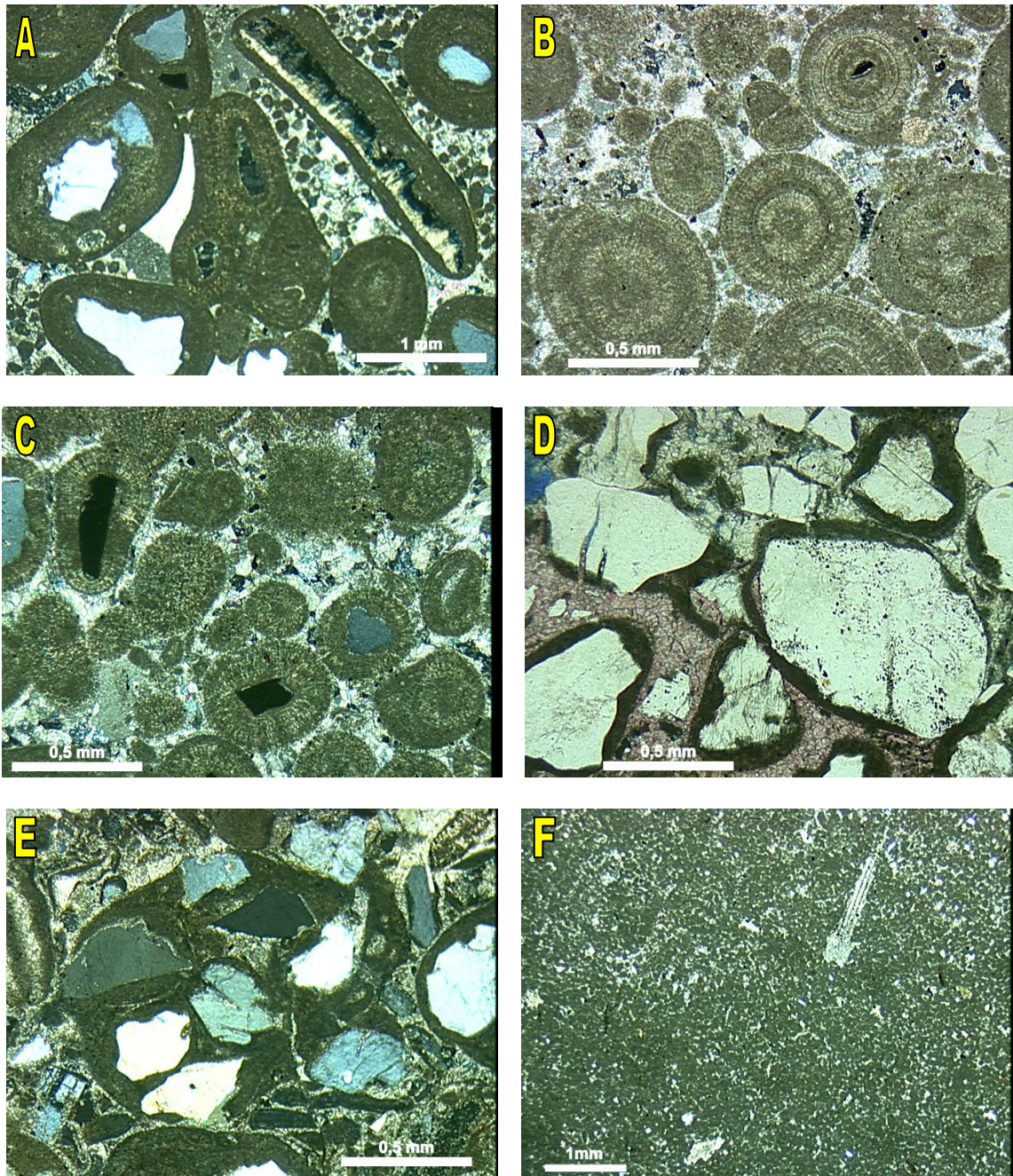


Figura 20: Fotomicrografias da textura e composição primária das rochas carbonáticas analisadas. A) Oolitos com núcleo de grãos siliciclásticos e de bioclasto carbonático parcialmente dissolvido (LP). B) Oolitos com estrutura fibro-radial (LP). C) Oolitos e oncolitos com núcleos de quartzo e granada (LP). D) Oncolitos com feições de retrabalhamento (LN). E) Intraclasto carbonático (LP). F) Grainstone peloidal (LP).

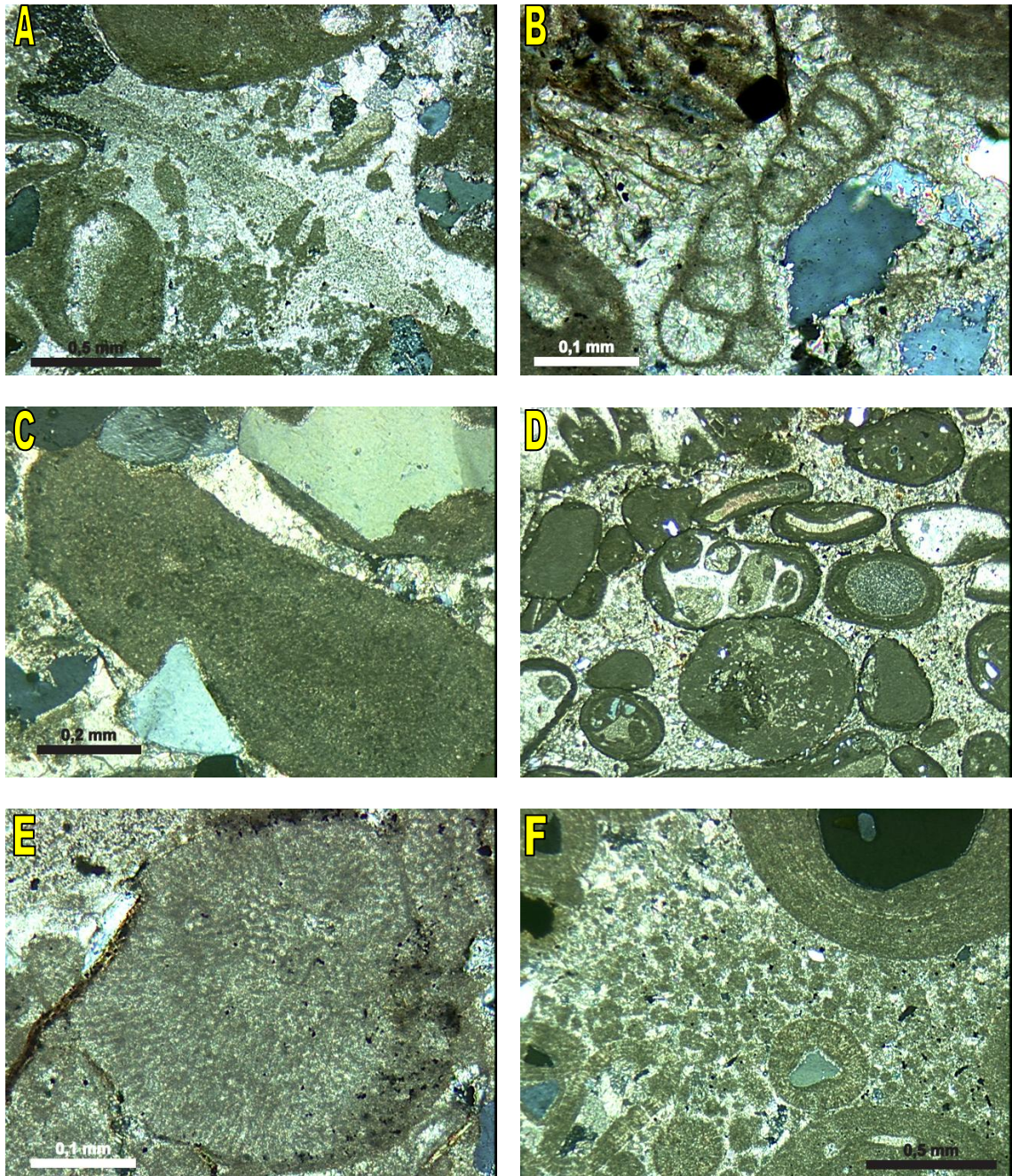


Figura 21: Fotomicrografias da textura e composição primária das rochas carbonáticas analisadas. A) Crescimento sintaxial de calcita sobre bioclasto de equinóide (LP). B) Bioclasto de foraminíferos (LP). C) Dissolução por pressão entre grão carbonático e siliciclástico (LP). D) Oncolitos com núcleos carbonáticos (LP). E) Bioclasto de alga vermelha (LP). F) Grainstone peloidal (LP).

7.4.2 Diagênese

Os principais processos diagenéticos observados nas rochas carbonáticas estudadas são a compactação mecânica e química, a precipitação de calcita, dolomita, pirita e caulinita.

Calcita

O principal cimento corresponde à calcita com hábito principalmente em mosaico fino (Figura 22A, D; méd. =8,1%, máx. =19%) e grosso (Fig. 22E; méd. =5,7%, máx. =13,7%), macrocristalina, e subordinadamente poiquilotópica, como franjas e como crescimentos syntaxiais (Fig. 22C) ao redor de bioclastos de equinóides. No total, o cimento de calcita representa em média 16,3% do volume das rochas carbonáticas, alcançando 32%.

A calcita preenche total ou parcialmente os poros interpartícula e fraturas em grãos, substitui especialmente grãos de feldspatos, quartzo e granada, oncolitos, oolitos, intraclastos e bioclastos. Preenche também poros intrapartícula, principalmente em bioclastos, e engolfa e substitui constituintes diagenéticos inter- e intragranulares como a dolomita e a caulinita.

Dolomita

A dolomita ocorre com hábito blocoso (Fig. 22B; méd. =4,4%, máx. =34,7%), e em mosaico (méd. =0,2%, máx. =3,7%), em uma média de 4,5% do volume total da rocha, alcançando 35%. Aparece principalmente preenchendo poros intergranulares, substituindo caulinita, grãos siliciclásticos e carbonáticos, e sendo substituída por calcita. Assim como a calcita, aparece substituindo e expandindo biotitas. De forma restrita preenche poros vulgares.

Pirita

A pirita (méd. =2,5%, máx. =11,3%) ocorre com hábito microcristalino, blocoso e framboidal, substituindo parcialmente os grãos carbonáticos, principalmente pelóides, bem como oncolitos, intraclastos e bioclastos, assim como grãos de biotita, minerais pesados, feldspatos e quartzo. Também ocorre macrocristalina substituindo totalmente constituintes detríticos indiferenciados.

Caulinita

A caulinita constitui em média 0,6% do volume das rochas carbonáticas analisadas, alcançando até 4%. Aparece como livrinhos substituindo grãos de feldspatos em oncolitos. Freqüentemente é engolfada e substituída pelo cimento carbonático, tanto de calcita quanto de dolomita. Agregados lamelares se desenvolvem substituindo e expandindo micas.

Outros Constituintes Diagenéticos

Crescimentos serrilhados epitaxiais de feldspato potássico são raros (méd. =0,3%, máx. =1,7%), cobrindo grãos de pertita, ortoclásio e preferencialmente microclínio.

Outro processo também importante é a micritização de oncolitos e bioclastos carbonáticos.

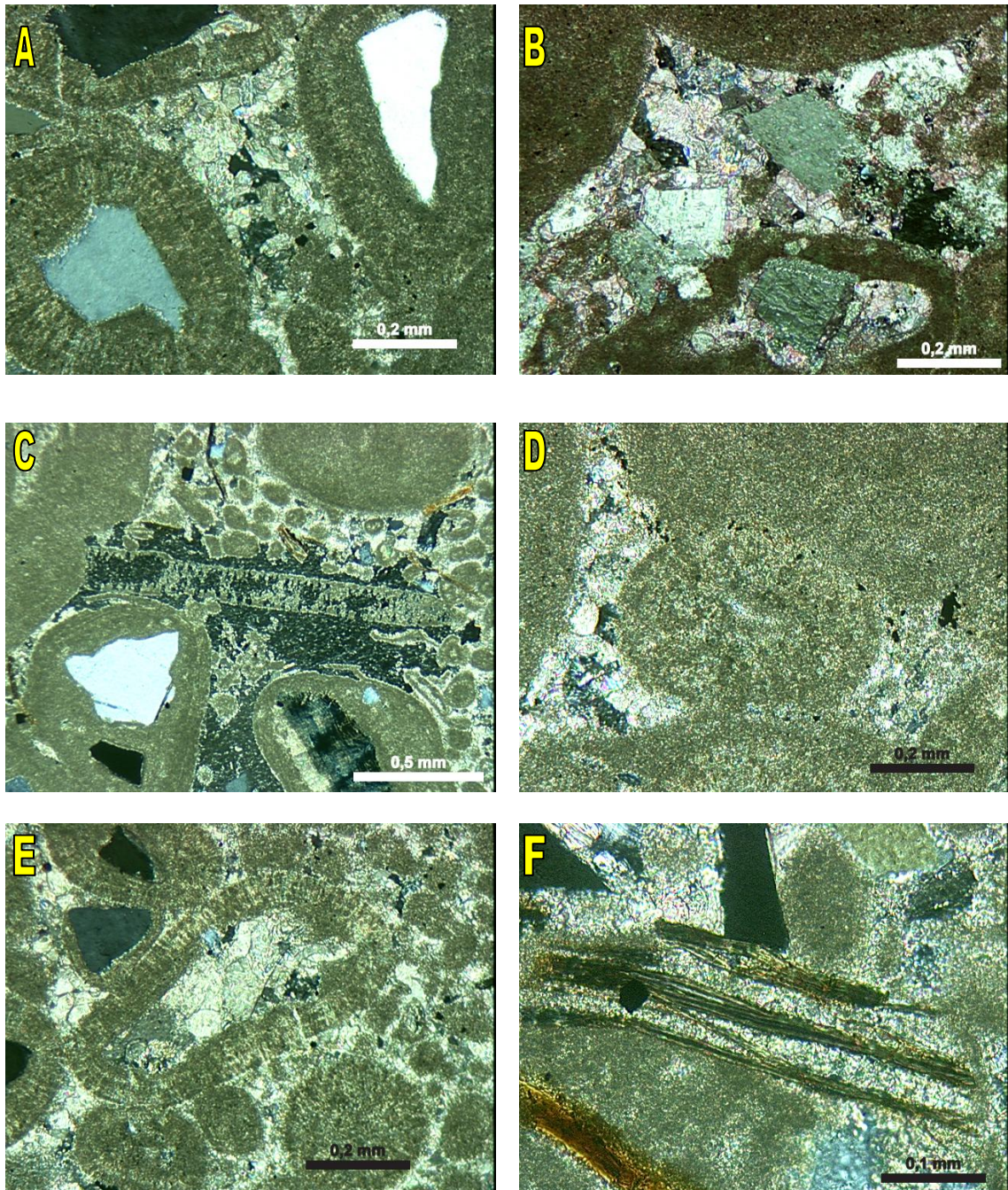


Figura 22: Fotomicrografias dos principais processos diagenéticos das rochas carbonáticas analisadas. A) Calcita em mosaico preenchendo poro interpartícula (LP). B) Dolomita blocosa preenchendo poros e substituindo oncolito (LP). C) Crescimento syntaxial sobre bioclasto de equinóide micritizado (LP). D) Compactação química (LP). E) Calcita em mosaico substituindo núcleo de oolito (LP). F) Calcita expandindo lamela de biotita (LP).

7.4.3 Porosidade e Compactação

As rochas carbonáticas analisadas possuem valores muito baixos de macroporosidade, com média de 2,4%, alcançando 13,3% do volume total. Os principais tipos de poros correspondem a poros intrapartícula (Fig. 23A; méd. =1,1%, máx. =4,7%), derivados da dissolução de grãos carbonáticos, e intracristalinos (Fig. 23B; méd. =0,8%, máx. =7,3%), oriundos da dissolução de cimentos carbonáticos. A porosidade interpartícula primária foi intensamente obliterada pela compactação física e química e pela cimentação carbonática, representando em média 0,2% do volume total da rocha, alcançando 2,3%. Poros dos tipos intragranular, móldico e de fraturamento são pouco significativos.

As rochas estudadas foram muito afetadas por processos de compactação, tanto mecânica (evidenciada por grãos siliciclásticos e aloquímicos fraturados, com fraturas preenchidas por cimento carbonático) quanto química (evidenciada pelos contatos suturados e côncavo-convexos entre os aloquímicos e pelos estilolitos). Nas rochas onde a proporção de grãos carbonáticos é maior, a compactação teve maior impacto na redução da porosidade.

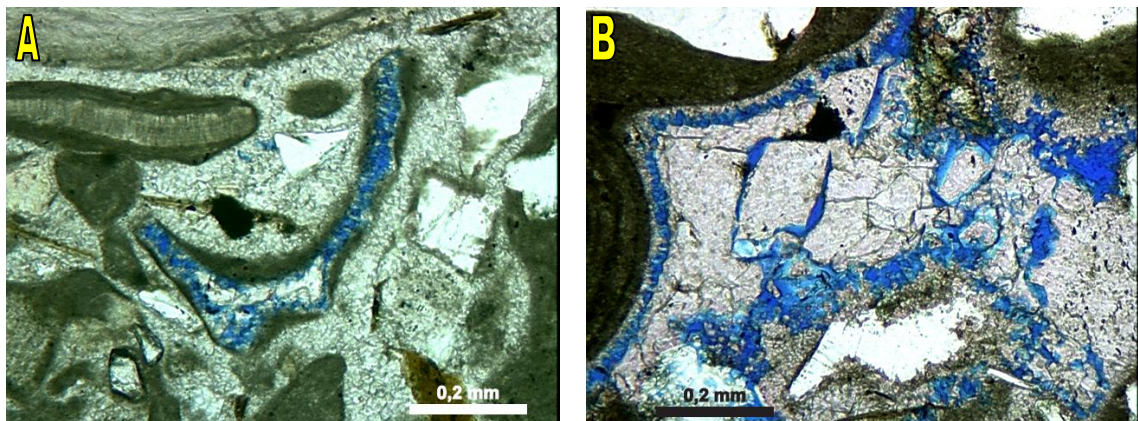


Figura 23: Fotomicrografias dos raros tipos de poros das rochas carbonáticas analisadas. A) Dissolução de bioclasto carbonático (LN), B) Dissolução parcial de cimento de calcita (LN).

7.5 Pétrófácies de Reservatório

Doze petrofácies de reservatório foram definidas com base nos principais aspectos de textura e composição primárias, volume e distribuição dos processos e produtos diagenéticos e tipos de poros, que exercem controle sobre a qualidade dos reservatórios (cf. De Ros e Goldberg, 2007).

7.5.1 Petrofácies Siliciclásticas

Petrofácies SMC

Arenitos muito finos a médios, mal selecionados, geralmente maciços, muitas vezes bioturbados. Micáceos, intensamente compactados e extensamente cimentados por calcita. Possuem porosidade média de 0,7%, e máxima de 3%.

Petrofácies SMD

Arenitos finos a médios, mal selecionados, por vezes laminados. Micáceos, intensamente compactados, apresentando importante geração de porosidade por dissolução de grãos siliciclásticos e do cimento carbonático, e preservação parcial da porosidade intergranular primária. Possuem porosidade média de 6,7%, e máxima de 11,3%.

Petrofácies SP

Arenitos grossos a conglomerados, raramente médios, moderadamente a mal selecionados, maciços, raramente laminados. A porosidade intergranular primária ainda se mostra bastante preservada, e com cimentação (por carbonatos e caulinita) restrita. Possuem porosidade média de 16,1%, e máxima de 28,3%.

Petrofácies SD

Arenitos médios a conglomerados, mal selecionados, maciços. A geração de porosidade por dissolução de grãos siliciclásticos se mostra como principal fator controlador da porosidade, com cimentação (carbonática ou caulínica) restrita. Possuem porosidade média de 14,5%, e máxima de 23,7%.

Petrofácies SC

Arenitos médios a conglomerados, mal selecionados, maciços. A cimentação carbonática preencheu extensivamente os poros intergranulares, tendo na compactação um processo relativamente menos importante na redução da porosidade. Possuem porosidade média de 1,1%, e máxima de 2,7%.

Petrofácies SDC

Arenitos médios a grossos, mal selecionados, maciços. A geração de porosidade por dissolução de grãos siliciclásticos e do cimento se mostra como importante processo controlador da porosidade da rocha, embora parte da porosidade intergranular primária ainda se mostre preservada. A cimentação por calcita e caulinita ocupa acima de 70% da porosidade intergranular. Possuem porosidade média de 9,6%, e máxima de 19,3%.

7.5.2 Petrofácies Híbridas

Petrofácies HMC

Arenitos híbridos muito finos a médios, raramente grossos, mal selecionados. Micáceos, tendo sua porosidade intergranular primária amplamente reduzida pela compactação, e o restante extensamente preenchido por cimento carbonático. Possuem porosidade média de 1%, e máxima de 2%.

Petrofácies HC

Arenitos finos a médios, raramente grossos, mal selecionados, maciços. Extensa cimentação carbonática, intensamente compactados e reduzida preservação da porosidade intergranular primária. Possuem porosidade média de 2,3%, e máxima de 3%.

Petrofácies HD

Arenitos médios a conglomerados, mal selecionados, maciços. Há importante geração de porosidade secundária oriunda da dissolução de grãos siliciclásticos e carbonáticos e do cimento, e preservação parcial da porosidade intergranular primária. Possuem porosidade média de 11,7%, e máxima de 15,3%.

Petrofácies HCD

Arenitos médios a conglomerados, mal selecionados, maciços. Há importante geração de porosidade por dissolução de grãos siliciclásticos e carbonáticos e cimentos, e diferencia-se da petrofácies HD pelo cimento carbonático ocupando, em média, acima de 90% da porosidade intergranular primária. Possuem porosidade média de 8,2%, e máxima de 11,7%.

7.5.3 Petrofácies Carbonáticas

Petrofácies CC

Grainstones e rudstones, mal selecionados, maciços. A cimentação carbonática preenche extensivamente os poros interpartícula, e ainda há intensa compactação. Possuem porosidade média de 0,5%, e máxima de 2%.

Petrofácies CD

Grainstones e rudstones, mal selecionados, maciços. Há importante geração de porosidade oriunda por dissolução de grãos siliciclásticos e carbonáticos e do

cimento carbonático. Sofrem novamente extensa cimentação e intensa compactação. Possuem porosidade média de 7%, e máxima de 13,3%.

8. DISCUSSÃO

8.1 Modelos Paragenéticos

As seqüências paragenéticas apresentadas a seguir para as rochas estudadas foram construídas com base nas relações espaciais entre constituintes primários e processos diagenéticos observados por microscopia ótica.

8.1.1 Arenitos Siliciclásticos

Os primeiros processos diagenéticos importantes a atuarem sobre os arenitos siliciclásticos estudados foram a dissolução de grãos detríticos, como feldspatos e fragmentos plutônicos, a precipitação de caulinita sobre micas, intraclastos lamosos e feldspatos, e o crescimento de feldspato potássico diagenético.

Crescimentos descontínuos de feldspato potássico se desenvolveram quando as rochas estavam pouco compactadas, ocorrendo entre os contatos dos grãos, em pouca profundidade.

A dissolução e de feldspatos e fragmentos plutônicos, e a precipitação contemporânea de caulinita sobre esses, e a textura de expansão de muscovita e biotita produzida pela caulinização indica que estes processos ocorreram a profundidades ainda pequenas.

Dois estágios de precipitação de cimento de dolomita ocorrem; o primeiro, no final da eodiagênese, como grandes cristais blocosos. O caráter zonado, observado em algumas lâminas, reflete uma variação no conteúdo de ferro nos cristais. Um segundo estágio, em ambiente mais profundo, corresponde essencialmente à dolomita em sela e pequenos cristais blocosos. Dolomita ocorre com distribuição muito seletiva em algumas amostras, aparecendo preferencialmente expandindo micas ou substituindo caulinita.

A compactação gerou deformação de grãos dúcteis, particularmente de intraclastos lamosos, dando origem a pseudomatriz. A compactação, por um lado, reduziu a porosidade de forma limitada por rearranjo, por outro, ocasionou o fraturamento de grãos e assim gerou porosidade secundária. Entretanto há expressiva geração de porosidade por fraturamento por cataclase, resultante de falhamento sob condições de soterramento e litificação incipientes.

Crescimentos de quartzo ocorrem principalmente no Campo de Fazenda São Rafael, recobrando grãos e cicatrizando fraturas.

A calcita ocorre também ocorre em dois estágios. Em pouca profundidade ocorre como cristais macrocristalinos e poiquilótópicos, preservando o espaço intergranular primário, e aparece substituindo e engolfando cristais de dolomita. Um segundo estágio, mais profundo, ocorre como cristais em mosaico ou blocoso, em rochas bastante compactadas, e por vezes, preenchendo fratura de grãos e rochas.

Estas grandes variações quanto ao volume de cimentos carbonáticos devem ser função da distância, espessura e processos diagenéticos das rochas carbonáticas e híbridas interestratificadas (cf. James 1989).

A autigênese de pirita framboidal deve estar relacionada à redução bacteriana de sulfato dissolvido na água marinha (Berner, 1984). A redução de sulfato por bactérias gera ácido sulfídrico e CO₂.

A pirita blocosa e corrosiva está mais provavelmente relacionada à H₂S gerado por redução térmica de sulfato pela maturação da matéria orgânica, em áreas mais profundas da bacia. Ocorre substituindo grãos siliciclásticos e preenchendo fraturas.

	Eodiagênese	Mesodiagênese
Fraturamento	—	—
K-Feldspato	—	
Dissolução	—	—
Caulinita	—	
Compactação	—	—
Quartzo	—	—
Dolomita	—	—
Calcita	—	—
Pirita	—	—

Figura 24: Seqüência simplificada dos processos diagenéticos para os arenitos siliciclásticos estudados. A espessura das barras indica a importância relativa dos processos.

8.1.2 Arenitos Híbridos

Os principais processos diagenéticos identificados nos arenitos híbridos analisados são compactação mecânica e química e a precipitação de calcita, dolomita, caulinita, subordinadamente de feldspato potássico e pirita.

Os principais processos diagenéticos a atuarem nestes arenitos envolvem a dissolução de feldspatos, fragmentos plutônicos, micas e grãos carbonáticos, e a precipitação de caulinita substituindo micas e feldspatos e preenchendo poros intergranulares. A textura de expansão de muscovita e biotita produzida pela caulinitização indica que este processo ocorreu a profundidades ainda pequenas.

A pirita framboidal (eodiagenética) é interpretada como de origem marinha, relacionada a redução bacteriana de sulfato dissolvido, enquanto que a blocosa deve estar relacionada a maturação da matéria orgânica.

A compactação causou a deformação de grãos dúcteis, como micas e grãos carbonáticos e também fraturamento de grãos de feldspatos, quartzo e granada, e a dissolução por pressão dos grãos carbonáticos. Quanto maior a quantidade de grãos carbonáticos, maior o efeito na perda de porosidade por compactação mecânica e química. Os arenitos híbridos estudados mostram intensa dissolução por pressão dos grãos carbonáticos em contato com os siliciclásticos. Arenitos híbridos comumente apresentam perda massiva de porosidade e permeabilidade durante o soterramento em função da redução de porosidade primária por compactação (Searl, 1994).

Os cimentos de calcita e dolomita recobrem, engolfam e substituem, e portanto sucedem a caulinita e os crescimentos de quartzo e K-feldspato. O preenchimento de fraturas por calcita e dolomita também sugere um caráter pós-compactacional. As fontes internas para os cimentos carbonáticos nos arenitos híbridos são a dissolução de grãos aloquímicos carbonáticos (Bjørkum e Walderhaug 1989; Spadafora et. al. 1998; Carvalho et. al. 1995; Harris e Bustin 2000) e plagioclásios (c.f. Bjørkum e Walderhaug 1989), e a dissolução por pressão dos grãos carbonáticos em contato com os siliciclásticos. Rochas carbonáticas intercaladas são importantes fontes externas (c.f. Bjørkum e Walderhaug 1989).

Dois estágios de precipitação de cimento de dolomita são distintos. Primeiro ocorrendo no final da eodiagênese, como grandes cristais blocosos. Um segundo estágio corresponde essencialmente à dolomita em sela e cristais blocosos. A dolomita ocorre com distribuição muito seletiva em algumas amostras, aparecendo preferencialmente expandindo micas ou substituindo caulinita (Ali 1995).

	Eodiagênese	Mesodiagênese
K-Feldspato	—	
Dissolução	—	—
Caulinita	—	
Compactação	—————	
Quartzo	—————	
Dolomita	—	—
Calcita	—	—
Pirita	—	—

Figura 25: Seqüência simplificada dos processos diagenéticos para os arenitos híbridos analisados. A espessura das barras indica a importância relativa dos processos.

A compactação teve impacto muito maior do que a cimentação na destruição da porosidade, e foi anterior à cimentação carbonática. Cimentação carbonática precoce normalmente estabiliza a fábrica e ameniza os efeitos de diminuição de porosidade primária por compactação mecânica (e.g., Molenaar, et. al., 1990; Tedesco et. al. 2001; Harris e Bustin 2000; Fontana et. al. 1989). A falta de cimentação precoce nos arenitos híbridos analisados permitiu que compactação mecânica reduzisse substancialmente a porosidade primária nestes arenitos, impactando negativamente sua qualidade como reservatórios.

De maneira geral, a evolução diagenética dos arenitos híbridos analisados está fortemente ligada à proporção e tipo de grãos não-carbonáticos extrabaciais, grãos carbonáticos extrabaciais e grãos carbonáticos intrabaciais. A presença de grãos carbonáticos proporcionou uma maior compactação e maior cimentação por cimento carbonático em relação aos arenitos siliciclásticos.

8.1.3 Rochas Carbonáticas

A seqüência paragenética para as rochas carbonáticas tem como principais processos diagenéticos a compactação física e química, e a precipitação de calcita. A compactação mecânica e química reduziu extremamente a porosidade intergranular primária, e provavelmente serviu como fonte para o cimento de calcita. A calcita obliterou praticamente toda a porosidade interpartícula primária das rochas carbonáticas. A dissolução foi de pouca importância nas rochas carbonáticas, afetando grãos carbonáticos na eodiagênese e cimento na mesodiagênese. A autigênese de pirita framboidal e microcristalina deve estar relacionada a redução de sulfato dissolvido a partir da água do mar (Berner, 1984). A dissolução por pressão de grãos carbonáticos resultou na saturação das águas intersticiais, levando a precipitação de cimento de calcita (Spadafora et. al., 1998). Além disso, a dissolução por pressão via compactação química destas rochas constituiu importantes fontes de carbonato para os arenitos intercalados. Caulinita ocorre de maneira muito restrita, substituindo grãos de feldspatos, micas e núcleos de oncolitos.

	Eodiagênese	Mesodiagênese
Dissolução	—	—
Caulinita	—	
Compactação	—————	
Dolomita	—	—
Calcita	—————	
Pirita	—	—

Figura 26: Seqüência de processos diagenéticos para as rochas carbonáticas. A espessura das barras indica a importância relativa dos processos.

8.2 Áreas fonte, deposição, padrões diagenéticos e impacto sobre a qualidade dos reservatórios

Os arenitos siliciclásticos são imaturos texturalmente e composicionalmente. A composição detrítica original é muito rica em feldspatos, micas e minerais pesados, particularmente granadas. Os grãos são predominantemente sub-angulosos, e a seleção comumente pobre. Tal composição indica transporte curto quanto a distância e/ou tempo, desde blocos soerguidos de um embasamento plutônico metamórfico ou ígneo, bem como condições de intemperismo sob clima seco e/ou relevo acentuado. Isso é corroborado pelo baixo arredondamento dos grãos, que indica muito limitado retrabalhamento de sedimentos de primeiro ciclo, transporte e deposição rápidos.

Nas rochas carbonáticas, a ocorrência de algas vermelhas e de oncolitos sugerem águas rasas e límpidas, com limitada entrada de sedimentos finos em suspensão. Isso está em concordância com a imaturidade dos sedimentos siliciclásticos, que sugere a ausência de sistemas fluviais-deltáicos de maior expressão, mas provavelmente apenas sistemas aluviais curtos e de alto gradiente. A recorrência de bioclastos de algas vermelhas e de equinóides indica condições de salinidade marinha normal, e de oolitos indica deposição original sob condições de alta energia, sob ação de ondas e/ou correntes.

Os mesmos grãos siliciclásticos sub-angulosos aparecem como núcleo de oolitos e oncolitos das rochas carbonáticas e híbridas, indicando a incorporação dos sedimentos siliciclásticos imaturos, introduzidos episodicamente, pela sedimentação carbonática, que deveria corresponder à sedimentação de *background* em parte substancial das áreas de água rasa. A conspícua ocorrência de oncolitos e oolitos com envelopes removidos por abrasão das partes salientes dos grãos, e de intraclastos retrabalhados de sedimentos litificados por cimentação ou por adesão e cobertura por cianobactérias, bem como a falta de estratificações primárias e a transição comumente contínua para depósitos siliciclásticos maciços, através de intervalos híbridos, indicam, entretanto, que os sedimentos carbonáticos foram redepositados por fluxos gravitacionais (alodápicos) em águas mais profundas do que aquelas de sua geração.

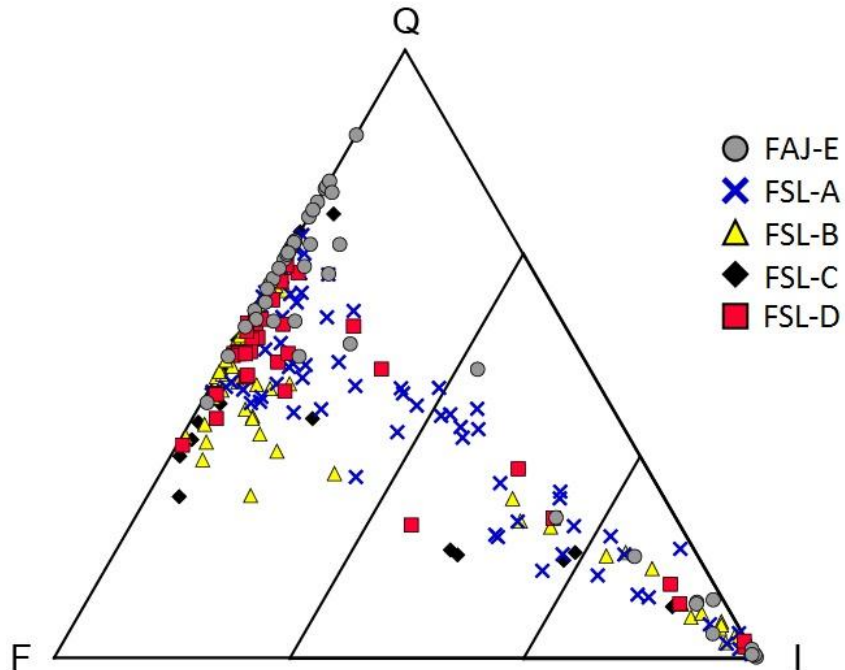


Figura 27: Diagrama QFI para todas as amostras analisadas. Q: Quartzo total, F: Feldspato total, I: Constituintes intrabaciais carbonáticos primários.

O diagrama QFI (Fig. 27) permite visualizar a variação composicional contínua das rochas analisadas, mostrando que todos os poços apresentam rochas puramente siliciclásticas, híbridas e carbonáticas, corroborando para a hipótese de uma sedimentação mista ao longo do tempo, em um mesmo ambiente deposicional, e não em ambientes distintos.

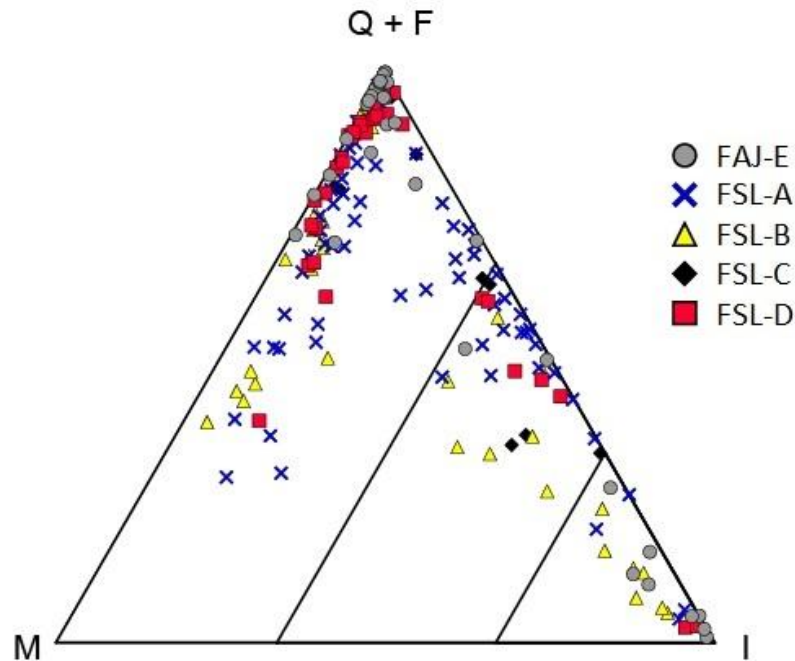


Figura 28: Diagrama Q+FMI. Q+F: Quartzo mais feldspatos total, M: Micas total, I: Constituintes intrabaciais carbonáticos primários.

A mesma variação contínua desde rochas siliciclásticas, passando por híbridas, e até carbonáticas é visível na Figura 28, que também mostra a ocorrência preferencial das micas nas primeiras. Os poços FSL-A e FSL-B apresentam um grupo de amostras que diferenciam-se das demais pelo alto conteúdo de micas, indicando deposição em um ambiente deposicional de menor energia.

A deposição de fácies siliciclásticas finas a médias (Fácies P, Fh e Fm) compostas principalmente por arenitos muito finos e finos, e raramente arenitos médios, são caracterizadas por alto conteúdo micáceo, principal substrato para a precipitação de pirita, caulinita e dolomita, e são, dentro do grupo das rochas siliciclásticas estudadas, as mais afetadas por compactação mecânica e química

Os depósitos siliciclásticos finos, micáceos, correspondem a duas petrofácies: Petrofácies **SMC**, intensa compactação, extensa cimentação (poros. méd.= 0,7%) e Petrofácies **SMD**, importante geração de porosidade por dissolução de grãos e cimento, porosidade intergranular primária parcialmente preservada (poros. méd.= 6,7%)

Fácies mais grossas, exemplificadas principalmente pelas fácies Gcm e SI, caracterizadas por maior percentual de grãos mais competentes, menos suscetíveis a compactação mecânica e química como as micas presentes nas fácies finas, apresentam rochas com menor grau de compactação e maior preservação de porosidade intergranular primária, sendo estas as principais rochas reservatórios dos campos. Esses depósitos correspondem a 4 petrofácies: Petrofácies **SP**, porosidade intergranular primária preservada, cimentação restrita (poros. méd.= 16,1%); Petrofácies **SD**, importante porosidade por dissolução de grãos, porosidade intergranular parcialmente preservada, cimentação carbonática restrita (poros. méd.= 14,5%); Petrofácies **SC**, extensa cimentação carbonática (poros. méd.= 1,1%), e Petrofácies **SDC**: importante dissolução de grãos siliciclásticos e cimento, cimentação extensiva (poros. méd.= 9,6%).

As fácies híbridas apresentam maior grau de compactação do que aquele apresentado pelos arenitos siliciclásticos, devido ao maior teor de grãos carbonáticos. Além disso, o menor percentual de micas resultou em menor precipitação de dolomita, caulinita e pirita. Os depósitos híbridos correspondem a 4 petrofácies: HMC, HC, HD, HCD. Petrofácies **HMC**, micáceos, intensa compactação, extensa cimentação (poros. méd.= 1%); **HC**, extensa cimentação (poros. méd.=2,3%); **HD**, importante geração de porosidade oriunda da dissolução de grãos e cimento, preservação parcial da porosidade intergranular primária (poros. méd.= 11,7%), e **HDC**, porosidade gerada exclusivamente por dissolução de grãos carbonáticos, cimentação total (poros. méd.= 8,2%).

As rochas carbonáticas das fácies Calcir e Carcar foram subdivididas em duas petrofácies, sendo ambas extensamente afetadas por compactação mecânica e química, facilitada pelo alto conteúdo de grãos carbonáticos (mais suscetíveis a compactação do que grãos de quartzo, feldspatos e pesados comumente presentes nas rochas siliciclásticas e, em menores teores, híbridas) e cimentação por cimento carbonático predominantemente calcítico. A Petrofácies **CC**, extensa cimentação (poros. méd.=0,5%) e Petrofácies **CD**, importante geração de porosidade por dissolução de grãos e cimento, extensa cimentação (poros. méd.= 7%).

9. CONCLUSÕES

A sucessão do Grupo Barra Nova que constituem os reservatórios e as rochas associadas nos campos de Fazenda Santa Luzia e Fazenda São Rafael apresentam características deposicionais pouco convencionais, que fortemente afetaram a diagênese, a qualidade e a heterogeneidade dos reservatórios.

As fácies deposicionais são geralmente maciças, raramente laminadas e se apresentam intensamente intercaladas, tanto vertical como horizontalmente. Sendo produto de uma re-deposição de sedimentos siliciclásticos e carbonáticos em águas profundas. Constituídas por nove fácies siliciclásticas, quatro híbridas e duas carbonáticas.

Os arenitos siliciclásticos em sua maioria possuem boa qualidade como reservatórios de hidrocarbonetos, conferida pela preservação de porosidade primária intergranular e geração de porosidade secundária por dissolução de grãos e cimento, e por fraturamento de grãos, quando não cimentados por carbonato. Os arenitos híbridos têm sua qualidade como reservatórios de hidrocarbonetos

diminuída sensivelmente por processos de compactação e cimentação. As rochas carbonáticas, intensamente cimentadas e compactadas, apresentam as menores volumes de porosidade, com geração localizada de porosidade por dissolução de grãos e/ou cimento.

Os diferentes impactos causados pelo volume e distribuição dos constituintes primários e diagenéticos sobre a porosidade são melhor visualizados pela definição de petrofácies de reservatório (cf. De Ros e Goldberg, 2007). Arenitos siliciclásticos e híbridos finos com alto conteúdo de micas sofreram intensa redução da porosidade primária devido à intensa compactação, enquanto que arenitos mais grossos possuem maior preservação de sua porosidade intergranular primária. As rochas carbonáticas sofreram intensa compactação química por dissolução por pressão dos grãos carbonáticos, o que constituiu fonte interna de carbonato para sua cimentação.

Foi observado que quanto maior a quantidade de grãos carbonáticos, maior a perda de porosidade primária através de compactação mecânica. A compactação química por dissolução por pressão dos grãos carbonáticos constituiu uma fonte interna de carbonato para a cimentação

Os depósitos mistos siliciclásticos-carbonáticos do Grupo Barra Nova (Albiano) dos Campos de Fazenda Santa Luzia e Fazenda São Rafael são produto de uma re-deposição em águas profundas. Tal processo gerou três classes de rochas distintas: siliciclásticas, híbridas e carbonáticas.

Os grãos carbonáticos foram gerados e retrabalhados em um ambiente de alta energia, provavelmente marinho raso, enquanto que a imaturidade dos sedimentos siliciclásticos sugerem uma deposição sem retrabalhamento significativo. A extensa intercalação dessas rochas, associadas a presença de intraclastos carbonáticos, grãos siliciclásticos como núcleos de oncolitos e falta de estratificação sugere uma re-deposição em águas profundas, substancial reinterpretação do atual modelo geológico do campo.

A re-deposição mista de sedimentos siliciclásticos e carbonáticos com grande variação na distribuição espacial e composicional dos constituintes primários imprimiu extensa heterogeneidade sobre os processos de compactação, cimentação e geração de porosidade secundária nos reservatórios e que, somadas aos falhamentos, geraram distribuição de fluidos e pressões errática e complexa, com elevada compartimentalização, acelerada depleção, zonas de produção com

correlação duvidosa entre os poços, baixos fatores de recuperação primários e respostas limitadas aos programas de recuperação secundária por injeção de água dos reservatórios.

A caracterização do controle deposicional exercido pela composição primária sobre os padrões diagenéticos e a distribuição da porosidade, através da integração de fácies deposicionais, petrografia quantitativa e petrofácies de reservatório deverá contribuir para a construção de modelos geologicamente consistentes que auxiliem na otimização da recuperação de hidrocarbonetos durante o desenvolvimento e produção dos campos, bem como para a redução dos riscos na exploração por reservatórios similares.

10. REFERÊNCIAS

- 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**, Tulsa, USA, v. 75, n. 5, p. 943-959.
- ALI, M. Y. 1995. Carbonate cement stratigraphy and timing of diagenesis in a Miocene mixed carbonate-clastic sequence, offshore Sabah, Malaysia: constraints from cathodoluminescence, geochemistry and isotope studies. **Sedimentary Geology**, Amsterdam, Netherlands, v. 99, p. 191-214.
- ARDÈVOL, L.; KLIMOWITZ, J.; MAGALÓN, J.; NAGTEGAAL, J.C. 2000. Depositional Sequence Response to Foreland Deformation in the Upper Cretaceous of the Southern Pyrenees, Spain. **The American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, Tulsa, USA, v. 84, n.4, p. 566-587.
- ASMUS, H. E.; GOMES, J. B.; PEREIRA, A. C. B. 1971. Integração Geológica Regional da Bacia do Espírito Santo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, São Paulo. **Resumo das Comunicações...**, São Paulo: SBG, p. 213-214.
- CAJA, M. A.; MARFIL, R.; GARCIA, D.; REMACHA, E.; MORAD, S.; MANSURBEG, H.; AMOROSI, A.; MARTINEZ-CALVO, C.; LAHOZ-BELTRÁ, R. 2009. Provenance of siliciclastic and hybrid turbiditic arenites of the Eocene Hecho Group, Spanish Pyrenees: implications for the tectonic evolution of a foreland basin. **Basin Research**, [S.l.], v. 22, p. 157-180.
- CARVALHO, M. V. F.; DE ROS, L. F.; GOMES, N. S. 1995. Carbonate cementation patterns and diagenetic reservoir facies in the Campos Basin Cretaceous turbidites, offshore eastern Brazil. **Marine and Petroleum Geology**, [S.l.], v. 12, n. 7, p. 741-758.
- 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., 1989, Rio de Janeiro. **Resumos Expandidos...** Rio de Janeiro: Petrobras, p. 127-134.
- CHECCONI, A.; BASSI, D.; CARANNANTE, G.; MONACO, P. 2010. Re-deposited rhodoliths in the Middle Miocene hemipelagic deposits of Vitulano (Southern Apennines, Italy): Coralline assemblage characterization and related trace fossils. **Sedimentary Geology**, [S.l.], v. 225, p. 50-66.

CORDANI, U.G.; BLAZEKOVIĆ, A. 1970. Idades radiométricas das rochas vulcânicas dos Abrolhos. **Anais XXIV Congresso Brasileiro de Geologia**, Porto Alegre, RS, p. 365-270.

CÓZAR, P.; SOMERVILLE, I. D.; RODRÍGUEZ, S.; MAS, R.; MEDINA-VARE, P. 2006. Development of a late Viséan (Mississippian) mixed carbonate/siliciclastic platform in the Guadalquivir Valley (southwestern Spain). **Sedimentary Geology**, Amsterdam, Netherlands, v. 183, p. 269-295.

DE ROS, L.F. 1996. **Compositional controls on sandstone diagenesis**. 292 p. Tese (Doutorado) – Uppsala University. Institute of Earth Sciences, Mineralogy-Petrology, Uppsala, Suécia.

DE ROS, L. F.; GOLDBERG, K. 2007. Reservoir petrofacies: a tool for quality characterization and prediction: AAPG Annual Conference and Exhibition, Long Beach, CA, USA, **The American Association of Petroleum Geologists**. Extended Abstracts Volum., 6 pg.

DE ROS, L. F.; GOLDBERG, K.; ABEL, M.; VICTORETTI, F.; MASTELLA, L.; CASTRO, E. 2007. Advanced Acquisition and Management of Petrographic Information from Reservoir Rocks Using the PETROLEDGE® System: AAPG Annual Conference and Exhibition, Long Beach, CA, USA, **The American Association of Petroleum Geologists**. Extended Abstracts Volumes., 6 pg.

DÍAZ-MOLINA, M.; KÄLIN, O.; BENITO, M. I.; LOPEZ-MARTINEZ, N.; VICENS, E. 2007. Depositional setting and early diagenesis of the dinosaur eggshell-bearing Aren Fm. at Bastus, Late Campanian, south-central Pyrenees. **Sedimentary Geology**, Amsterdam, Netherlands, v. 199, p. 205-221.

DILLIARD, K. A.; POPE, M.C.; CONIGLIO, M.; HASIOTIS, S. T.; LIEBERMAN, B. S. 2010. Active synsedimentary tectonism on a mixed carbonate–siliciclastic continental margin: third-order sequence stratigraphy of a ramp to basin transition, lower Sekwi Formation, Selwyn Basin, Northwest Territories, Canada. **Sedimentology**, [S.I.], v. 57, p. 513-542.

DOLAN, J. F. 1989. Eustatic and tectonic controls on deposition of hybrid siliciclastic/carbonate basinal cycles: discussion with examples. **The American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, Tulsa, USA, v. 73, n.10, p. 1233-1246.

EICHENSEER, H. T.; WALGENWITZ, F. R.; BIONDI, P. J. 1999. Stratigraphic Control on Facies and Diagenesis of Dolomitized Oolitic Siliciclastic Ramp Sequences (Pinda Group, Albian, Offshore Angola). **The American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, Tulsa, USA, v. 83, n. 11, p. 1729-1758.

EL-AZABI, M. H.; EL-ARABY, A. 2007. Depositional framework and sequence stratigraphic aspects of the Coniacian-Santonian mixed siliciclastic/carbonate Matulla

sediments in Nezzazat and Ekma blocks, Gulf of Suez, Egypt. **Journal of African Earth Sciences**, Oxford, UK, v. 47, p. 179-202.

EL HARIRI, T. Y. 2008. Depositional environment and petrophysical studies on subsurface Devonian sediments from Faghur-1x Well at Northwestern Desert, Egypt. **Journal of Applied Sciences Research**, [S.l.], v. 4, n. 1, p. 65-75.

FÉLIX, L. M. 2000. **Controles estratigráficos dos padrões diagenéticos nos Arenitos Mucuri, Andar Alagoas – Bacia do Espírito Santo**. 145 f. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS.

FONTANA, D.; ZUFFA, G. G.; GARZANTI, E. 1989. The interaction of eustacy and tectonism from provenance studies of the Eocene Hecho Group Turbidite Complex (Eocene-Central Pyrenees, Spain). **Basin Research**, [S.l.], v. 2, p. 223-237.

GÁRCIA-GARCÍA, F.; SORJA, J. M.; VISERAS, C.; FERNÁNDEZ, J. 2009. High-frequency rhythmicity in a mixed siliciclastic-carbonate shelf (Late Miocene, Guadix Basin, Spain): A model of interplay between climatic oscillations, subsidence, and sediment dispersal. **Journal of Sedimentary Research**, Tulsa, USA, v. 79, 302-315.

JAMES, W. C. 1992. Sandstone diagenesis in mixed siliciclastic-carbonate sequences: Quadrant and Tensleep formations (Pennsylvanian), northern Rocky Mountains. **Journal of Sedimentary Petrology**, [S.l.], v.62, n. 5, p. 810-824.

JARDIM, C. M. 2008. **Controles deposicionais sobre os padrões diagenéticos dos arenitos do cretáceo inferior da Bacia de Jequitinhonha, margem sudeste do Brasil**. 175 f. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS.

LONGMAN, M. W. 1980. Carbonate diagenetic textures from nearsurface diagenetic environments. **The American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, Tulsa, USA, v. 64, n. 4, p. 461-487.

LUBESSEDER, S.; REDFERN, J.; BOUTIB, L. 2009. Mixed siliciclastic-carbonate shelf sedimentation-Lower Devonian sequences of the SW Anti-Atlas, Morocco. **Sedimentary Geology**, Amsterdam, Netherlands, v. 215, p. 13-32.

MORAD, S.; DE ROS, L. F.; AL-AASM, I. S. 1996. Origin of low $\delta^{18}\text{O}$, pre-compactional ferroan carbonates in the marine Stø Formation (Middle Jurassic), offshore NW Norway. **Marine Petroleum Geology**, London, UK, v. 13, n. 2, p. 263-276.

PALERMO, D.; AIGNER, T.; GELUK, M.; POEPELREITER, M.; PIPPING, K. 2008. Reservoir potential of a lacustrine mixed carbonate / siliciclastic gas reservoir: The Lower Triassic Rogenstein In The Netherlands. **Journal of Petroleum Geology**, Tulsa, USA, v. 31, n. 1, p. 61-96.

SPALETTI, L. A.; POIRÉ, D. G.; SCHWARZ, E.; VEIGA, D. G. 2001. Sedimentologic and sequence-stratigraphic model of a Neocomian marine carbonate-siliciclastic ramp: Neuquén Basin, Argentina. **Journal of South American Earth Sciences**, [S.I.]v. 14, p. 609-624.

TEDESCO, W. A.; MAJOR, R. P.; BARIA, L. R. 2002. An eolian facies within the Upper Jurassic Smackover Formation, Tchula Lake field, Mississippi. **The American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, Tulsa, USA, v. 86, n. 3, p. 485–503.

THRANA, C.; TALBOT, M. R. 2006. High-frequency carbonate-siliciclastic cycles in the Miocene of the Lorca Basin (Western Mediterranean, SE Spain). **Geologica Acta**, Spain, v. 4, n. 3, p. 343-354.

TUCKER, M., ed., 1988, *Techniques in Sedimentology*: Oxford, UK, Blackwell Science, 394 p.

ZUFFA, G. G. 1980. Hybrid arenites: their composition and classification. **Journal of Sedimentary Petrology**, [S.I.], v. 50, n. 1, p. 21-29.

11. APÊNDICE

Apêndice 1: CD-ROM.