



**CONDIÇÕES AMBIENTAIS E DIAGENÉTICAS DOS DEPÓSITOS MISTOS DE
ARENITOS SILICICLÁSTICOS E ARENITOS HÍBRIDOS OIDAIS DO CAMPO
CÓRREGO CEDRO SUL, BACIA DO ESPÍRITO SANTO, BRASIL**

Porto Alegre, 2016

Manuella Yebra de Lima e Silva

**CONDIÇÕES AMBIENTAIS E DIAGENÉTICAS DOS DEPÓSITOS MISTOS DE
ARENITOS SILICICLÁSTICOS E ARENITOS HÍBRIDOS OOIDAIS DO CAMPO
CÓRREGO CEDRO SUL, BACIA DO ESPÍRITO SANTO, BRASIL**

Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Apresentado na forma de monografia, junto à disciplina Projeto Temático em Geologia III, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientador: Luiz Fernando De Ros

Porto Alegre, 2016

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

Reitor: Rui Vicente Oppermann

Vice-Reitora: Jane Fraga Tutikian

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Diretor: André Sampaio Mexias

Vice-Diretor: Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Silva, Manuella Yebra de Lima e

Condições ambientais e diagenéticas dos depósitos mistos de arenitos siliciclásticos e arenitos híbridos ooidais do Campo Córrego Cedro Sul, Bacia do Espírito santo, Brasil . / Manuella Yebra de Lima e Silva. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2016.
[77 f.] il.

Monografia (Trabalho de Conclusão de Curso).- Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Graduação em Geologia. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2016.

Orientador(es):Luiz Fernando De Ros

1. Bacia do Espírito Santo 2. Depósitos mistos 3. Petrografia 4. Diagenese I. Título.

CDU 55

Catálogo na Publicação

Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS

Sônia Teresinha Duarte de Oliveira CRB 10/2310

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

A Comissão Examinadora, abaixo assinada, aprova o Trabalho de Conclusão de Curso “**CONDIÇÕES AMBIENTAIS E DIAGENÉTICAS DOS DEPÓSITOS MISTOS DE ARENITOS SILICICLÁSTICOS E ARENITOS HÍBRIDOS OOIDAIS DO CAMPO CÓRREGO CEDRO SUL, BACIA DO ESPÍRITO SANTO, BRASIL**” elaborado por Manuella Yebra de Lima e Silva, como requisito parcial para obtenção de grau de Bacharel em Geologia.

Comissão Examinadora:

Dr. Edinei Koester

Dr. Marcus V.D. Remus

Dra. Cassiana Michelin

AGRADECIMENTOS

Agradeço à Universidade Federal do Rio Grande do Sul por me proporcionar um ensino de qualidade gratuitamente.

Aos professores do curso de Geologia por compartilharem seus conhecimentos e experiências, passando as bases necessárias para minha futura vida como geóloga.

Ao meu orientador Prof. Dr. Luiz Fernando De Ros pela orientação neste trabalho, pelo conhecimento adquirido e por toda a paciência e disposição de sanar minhas dúvidas.

Ao Geólogo Garibaldi Armelenti pelas risadas e auxílio com a petrografia.

À professora Karin, por todas as conversas, apoio, risadas e por toda a “psicologia geológica”. Com certeza tu és um dos meus maiores exemplos como profissional e mulher.

A minha família por todos os princípios e valores transmitidos. Mãe, teu jeito “carrasca” foi essencial na construção da pessoa que sou hoje. Tu és meu maior exemplo como mulher, profissional e mãe. Obrigada por todos os puxões de orelha e principalmente por todo o incentivo durante esses anos, desejando sempre “voos mais altos”. Vô, “Gracias por todo el apoyo y cumplicidad, no tengo palabras para describir mi amor por vos”.

Às amigadas que fiz durante o curso, em especial, aos “geobrothers”: Erik, Camila, Tramonta, Rafa, Luan, Rada e Nati, cada um com sua peculiaridade e encanto. Vocês foram uma das melhores descobertas durante essa trajetória.

Agradeço em especial a “Nati Gauer”, a irmã que a geologia me deu. Mil vezes obrigada por toda a paciência comigo, todo o apoio, por estar sempre disponível para me ajudar, pelo ombro amigo e por todos os momentos compartilhados.

*“Só se pode alcançar um grande êxito
quando nos mantemos fiéis a nós mesmos.”*

Friedrich Nietzsche

RESUMO

A seção produtora do Campo de Córrego Cedro Sul (CCS), situado na porção emersa Norte da Bacia do Espírito Santo, é constituída por arenitos siliciclásticos e arenitos híbridos ooidais do Grupo Barra Nova (Albiano). Um estudo petrográfico foi desenvolvido sobre 63 lâminas delgadas para avaliar as condições deposicionais e diagenéticas dos arenitos de CCS. Os arenitos híbridos são compostos por oóides argilosos, similares aos oóides de estevensita ocorrentes na seção rifte (Barremiano) da Bacia de Campos. As condições ambientais de deposição desses arenitos foram claramente diferentes daquelas estabelecidas para os depósitos mistos siliciclásticos-carbonáticos do Grupo Barra Nova em outras áreas da bacia. Por outro lado, os arenitos siliciclásticos de CCS mostram processos diagenéticos similares aos observados em arenitos da seção sag (Aptiano) da Bacia do Espírito Santo. A composição da fração extrabacial dos arenitos estudados é relativamente homogênea, correspondendo à arcóseos na maioria das amostras. Os principais processos diagenéticos observados nos arenitos siliciclásticos incluem a precipitação de franjas e agregados complexos de esmectita preenchendo poros intergranulares e substituindo intensamente os grãos, a substituição e expansão das micas por pirita e por caulinita lamelar, a substituição de feldspatos e o preenchimento de poros intergranulares por caulinita em livrinhos, a cimentação, substituição e expansão das micas por calcita, a substituição dos feldspatos detríticos por K-feldspato autigênico, a precipitação de crescimentos internos de quartzo e a substituição de minerais pesados por óxidos de titânio. O principal processo de redução da porosidade intergranular foi a precipitação de franjas e agregados complexos de esmectita. Nos arenitos híbridos, os principais processos diagenéticos observados foram a precipitação interpartícula e intrapartícula de calcita blocosa como franjas e cristais discretos, a substituição dos constituintes primários por pirita, o preenchimento de poros intergranulares por esmectita, a precipitação de franjas e cutículas de esmectita, a expansão de micas por caulinita lamelar, a substituição de feldspatos e o preenchimento de porosidade intergranular por caulinita em livrinhos e a substituição dos feldspatos por K-feldspato. O processo de maior impacto sobre a porosidade foi a cimentação por calcita blocosa. A dissolução dos oóides ampliou consideravelmente a porosidade de alguns desses arenitos. Como oóides estevensíticos são caracteristicamente precipitados em ambientes lacustres alcalinos, os arenitos híbridos de CCS devem ter sido depositados em um ambiente restrito lagunar estabelecido imediatamente após o final da deposição dos evaporitos aptianos. Os arenitos siliciclásticos teriam sido depositados por sistemas aluviais nas margens desses ambientes lagunares. Os resultados deste trabalho devem contribuir para um melhor entendimento sobre o contexto deposicional e diagenético, e as condições paleoambientais que controlaram a deposição e a evolução dos arenitos de CCS. A compreensão das condições de formação e evolução dos reservatórios de Córrego Cedro Sul, importante campo produtor de hidrocarbonetos na Bacia do Espírito Santo, é de grande interesse para a indústria petrolífera.

Palavras-Chave: Bacia do Espírito Santo, depósitos mistos, petrografia, ambiente deposicional, diagênese.

ABSTRACT

The producing section in the Córrego Cedro Sul (CCS) oil field, located in northern Espírito Santo Basin onshore portion, is constituted by mixed siliciclastic sandstones and hybrid ooidal arenites from the Barra Nova Group (Albian). A petrographic study was developed on 63 thin sections in order to evaluate the depositional and diagenetic conditions of the CCS sandstones. The hybrid arenites are formed by clay ooids, similar to the stevensite ooids from the Campos Basin rift section (Barremian). The environmental conditions for the deposition of these arenites were clearly distinct from those of the mixed siliciclastic-carbonatic Barra Nova deposits in other parts of the basin. In contrast, CCS siliciclastic sandstones show diagenetic processes similar to those observed in the sag section of Espírito Santo Basin (Aptian). Most of the studied extrabasinal sandstones correspond to arkoses, with relatively homogeneous composition. Their main diagenetic processes include precipitation of rims and complex aggregates of smectite filling intergranular pores and strongly replacing grains, replacement and expansion of mica by pyrite and lamellar kaolinite, replacement of feldspars and filling of intergranular pores by kaolinite booklets, cementation, replacement and expansion of micas by calcite, replacement of detrital feldspars by authigenic K-feldspar, healing of quartz grains by authigenic quartz, and replacement of heavy minerals by titanium oxides. Intergranular porosity reduction was promoted mainly by the precipitation of smectite rims and complexes. The main diagenetic processes observed in the hybrid arenites were the interparticle and intraparticle precipitation of rims and discrete blocky calcite crystals, the replacement of primary constituents for pyrite, the filling of intergranular pores by smectite, the precipitation of smectite rims and coatings, the expansion of micas by lamellar kaolinite, and the replacement of feldspars and filling of intergranular pores by kaolinite booklets. Blocky calcite cementation exerted the main influence on porosity. The dissolution of ooids increased considerably the porosity of some of these arenites. As stevensite ooids are characteristically precipitated in alkaline lacustrine environments, CCS hybrid arenites were probably deposited in a restrict lagoonal environment formed soon after the end of deposition of the Aptian evaporites. The siliciclastic sandstones would have been deposited by alluvial systems at the margins of this lagoonal environment. The results of the present study might contribute to the understanding of the depositional and diagenetic context and the paleoenvironmental conditions controlling the deposition and the evolution of CCS sandstones. Understanding the conditions of genesis and evolution of the reservoirs from Córrego Cedro Sul, important Espírito Santo Basin producing oilfield, is of great interest for the oil industry.

Palavras-Chave: Espírito Santo Basin, mixed deposits, depositional environment, diagenesis.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1: Mapa de localização da Bacia do Espírito Santo (modificado de Carvalho et al., 1990).....	18
Figura 2: Seção geológica strike simplificada da Bacia do Espírito Santo.	20
Figura 3: Carta Cronoestratigráfica da Bacia do Espírito Santo (França et al., 2007) com a unidade alvo deste estudo marcada em vermelho.	24
Figura 4: Relação entre os estágios diagenéticos: eodiagênese, mesodiagênese e telodiagênese (Rodrigues, 2012, modificado de Worden & Burley, 2003).	27
Figura 5: Quantificação perpendicular à estrutura principal (esquerda) e o microscópio utilizado (direita).	32
Figura 6: Janela de Composição do Software Petroledge®, observando-se os consituíntes primários (em verde) e diagenéticos (em amarelo).	33
Figura 7: Gráfico do provável erro na contagem de pontos. Observa-se que a contagem de mais de 300 pontos não promove redução considerável na margem de erro (Galehouse, 1971).....	34
Figura 8: Ilustração do diagrama do método Gazzi-Dickinson de separação dos constituintes primários (Rodrigues 2012, modificado de Zuffa, 1985).	35
Figura 9: Fotomicrografias dos principais constituintes primários extrabaciais. A) Grãos angulosos de quartzo e feldspatos (polarizadores cruzados, XP). B) Pertita detrítica (elétrons retroespalhados - BSE). C) Caulinita substituindo microclínio (XP). D) Grãos de quartzo, feldspatos e micas (XP). E) Lamelas de biotita substituídas e expandidas por pirita e esmectita (XP). F) Granadas detríticas (polarizadores descruzados, //P).	39
Figura 10: Fotomicrografias dos principais constituintes primários intrabaciais. A) Oóides argilosos (polarizadores cruzados, XP). B) Oóide argiloso com núcleo peloidal (elétrons retroespalhados - BSE). C) Oóides argilosos com núcleo clástico (seta vermelha, BSE). D) Intraclasto argiloso (polarizadores descruzados, //P). E) Intraclasto com feições microbiais (//P). F) Poro intrapartícula em foraminífero bentônico (//P).....	41
Figura 11: Composição primária essencial dos arenitos analisados plotada no diagrama de Zuffa (1980).....	42

Figura 12: Composição detrítica original e atual dos arenitos analisados plotada em diagramas Folk (1968). Observar o deslocamento para composições mais quartzosas das composições atuais devido à dissolução e substituição de feldspatos por esmectita. ...43

Figura 13: Diagrama composicional QFGA para todas as amostras analisadas. Q: Quartzo total, F: Feldspato total, GA: Grãos argilosos totais. Observar o deslocamento para composições mais quartzo-feldspáticas devido à dissolução de grãos argilosos e sua substituição por calcita.44

Figura 14: Fotomicrografias da textura dos arenitos siliciclásticos analisados. A) Arenito grosso maciço, mal selecionado (polarizadores cruzados; XP). B) Arenito grosso conglomerático, maciço, mal selecionado, com orientação caótica dos grãos (polarizadores descruzados; //P). C) Laminação paralela definida pela intercalação de areia média e areia grossa (//P). D) Laminação paralela definida pela concentração das micas (//P). E) Laminação paralela marcada por níveis de concentração de minerais pesados (//P). F) Arenito médio, moderadamente selecionado, com orientação caótica dos grãos (//P).45

Figura 15: Fotomicrografias dos principais processos diagenéticos nos arenitos siliciclásticos analisados. A) Cutículas e franjas de esmectita cobrindo os grãos (seta vermelha, polarizadores cruzados; XP). B) Franjas de esmectita cobrindo os grãos (seta vermelha XP). C) Esmectita microcristalina inter e intragranular (XP). D) Agregados complexos de esmectita substituindo grão (XP). E) Pirita microcristalina e esmectita intergranulares (polarizadores descruzados; //P). F) Caulinita lamelar expandindo e substituindo muscovita (XP).47

Figura 16: Fotomicrografias dos principais processos diagenéticos dos arenitos siliciclásticos analisados. A) Franjas de esmectita (seta vermelha) circundando poros e livrinhos de caulinita intergranulares e substituindo grão (elétrons retroespalhados – BSE). B) Calcita intergranular (tingida de rosa) (polarizadores descruzados; //P). C) Calcita ferrosa e não ferrosa expandindo e substituindo lamelas de biotita (//P). D) Albita diagenética (seta vermelha), K-feldspato autigênico (seta amarela) e agregados de caulinita (seta azul) substituindo feldspato (BSE). E) Crescimento interno de quartzo cicatrizando fratura em grão (polarizadores cruzados; XP). F) Esfalerita diagenética preenchendo porosidade intergranular (XP).49

Figura 17: Fotomicrografias dos principais tipos de poros dos arenitos siliciclásticos analisados. A) Porosidade intergranular primária (polarizadores descruzados, //P). B) Porosidade de contração de franjas e agregados de esmectita (//P). C) Porosidade intragranular da dissolução de feldspato (polarizadores cruzados, XP). D) Poros agigantados (//P).51

Figura 18: Fotomicrografias da textura dos arenitos intrabaciais e híbridos analisados. A) Arenito ooidal-peloidal argiloso fino, maciço, bem selecionado (polarizadores cruzados, XP). B) Arenito ooidal-peloidal argiloso médio, maciço, moderadamente selecionado (XP). C) Arenito híbrido médio, maciço, mal selecionado (XP). D) Arenito híbrido médio, moderadamente selecionado com concreção de calcita (polarizadores descruzados, //P).

E) Laminação paralela definida por níveis de concentração de oóides argilosos (XP). F) Estratificação cruzada marcada por cimentação seletiva por calcita em arenito ooidal-peloidal argiloso (//P).....53

Figura 19: Fotomicrografias dos principais processos diagenéticos dos arenitos intrabaciais e híbridos analisados. A) Franjas contínuas de calcita blocosa (polarizadores cruzados, XP). B) Franjas de calcita blocosa cobrindo oóide argiloso (elétrons retroespalhados – BSE). C) Franjas de calcita acicular circundando porosidade intrapartícula (seta vermelha, BSE). D) Calcita expandindo lamelas de biotita (XP). E) Calcita blocosa substituindo oóide argiloso (BSE). F) Calcita blocosa substituindo oóide/pelóide argiloso indiferenciado (XP).55

Figura 20: Fotomicrografias dos principais processos diagenéticos dos arenitos intrabaciais e híbridos analisados. A) Oóides argilosos deformados, substituídos localmente por pirita microcristalina (polarizadores cruzados, XP). B) Esmectita preenchendo poro de fratura em feldspato (seta amarela, elétrons retroespalhados – BSE). C) Franjas de esmectita interpartícula (seta vermelha) e intrapartícula (seta amarela, BSE). D) Esmectita expandindo biotita (XP).56

Figura 21: Fotomicrografias dos principais tipos de poros dos arenitos intrabaciais e híbridos analisados. A) Porosidade intrapartícula e móldica da dissolução de oóides e intraclastos argilosos (polarizadores descruzados, //P). B) Porosidade intrapartícula e móldica de dissolução, e de contração de oóides argilosos. C) Porosidade de contração de intraclasto argiloso (//P). D) Porosidade intragranular da dissolução de feldspatos (//P).58

Figura 22: Composição essencial da fração extrabacial dos arenitos analisados plotada no diagrama de Dickinson (1985), indicando proveniência predominantemente transicional entre blocos do embasamento soerguido e cratônica.60

Figura 23: Sequência simplificada dos processos diagenéticos para os arenitos siliciclásticos estudados. A espessura das barras indica a importância relativa do processo.....62

Figura 24: Evolução dos processos diagenéticos nos arenitos siliciclásticos. A) Arenito composto por quartzo, feldspatos e micas. B) Formação de cutículas de esmectita. C) Dissolução dos feldspatos, precipitação de franjas contínuas de esmectita e de pirita microcristalina substituindo grãos. D) Contração das franjas e cutículas de esmectita. E) Precipitação de novas franjas e cutículas de esmectita, substituição de grãos por agregados complexos de esmectita e expansão das micas. E) Cimentação por calcita.63

Figura 25: Análise EDS de envelope de oóide argiloso indicando provável composição a base de interestratificados I/S.64

Figura 26: Sequência simplificada dos processos diagenéticos interpretada para os arenitos híbridos e intrabaciais. A espessura das barras indica a importância relativa do processo.....67

Figura 27: Evolução dos processos diagenéticos nos arenitos híbridos e intrabaciais. A) Arenito híbrido composto por oóides e pelóides argilosos e grãos clásticos. B) Precipitação de calcita blocosa em franjas e expandindo micas e de pirita microcristalina substituindo grãos. C) Dissolução das partículas e expansão das micas por caulinita E) Precipitação de franjas internas de calcita.69

LISTA DE QUADROS

Quadro 1. Definição dos principais processos diagenéticos (Worden & Burley,2003.....	20
Quadro 2. Médias e máximas dos principais constituintes primários identificados.....	35
Quadro 3. Médias e máximas dos principais constituintes diagenéticos e tipos de poros identificados nos arenitos siliciclásticos.....	45
Quadro 4. Médias e máximas dos principais constituintes diagenéticos e tipos de poros identificados nos arenitos híbridos e intrabaciais.....	51

LISTA DE SIGLAS

CCS	Córrego Cedro Sul.
MEV	Microscopia Eletrônica de Varredura.
BSE	Elétrons Retroespalhados (<i>Backscatter Electrons</i>).
EDS	<i>Energy Dispersive Spectroscopy</i> .

OBS: Por questões de sigilo todos os poços foram codificados nas cópias entregues a banca examinadora e a Universidade

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	16
2. LOCALIZAÇÃO E GEOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO.....	17
2.1 Bacia do Espírito Santo	17
2.2 Arcabouço Litoestratigráfico	21
2.2.1 Grupo Barra Nova	21
2.3 Histórico Exploratório da Bacia.....	22
3. REVISÃO CONCEITUAL	25
3.1 Conceitos Fundamentais sobre diagênese	25
4. ESTADO DA ARTE: Deposição de areias híbridas ooidais.....	27
5. METODOLOGIA	31
5.1 Revisão Bibliográfica	31
5.2 Petrografia Quantitativa	31
5.3 Fotomicrografia.....	35
5.4 Microscopia Eletrônica de Varredura.....	36
5.5 Integração dos Dados.....	37
6. RESULTADOS.....	38
7. DISCUSSÃO	59
8. CONCLUSÕES	71
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	73
ANEXOS (CD).....	77

1. INTRODUÇÃO

A Bacia do Espírito Santo constitui atualmente um dos principais focos exploratórios da margem leste brasileira. Sua origem está relacionada ao rompimento do Supercontinente Gondwana e à abertura do Atlântico. A seção produtora no Campo de Córrego Cedro Sul (CCS), correspondente ao Grupo Barra Nova (Albiano), foi depositada imediatamente sobre os evaporitos do Aptiano. Neste campo, esta unidade é constituída por arenitos siliciclásticos e por arenitos híbridos compostos por oóides argilosos, similares àqueles ocorrentes na seção rifte (Barremiano) da Bacia de Campos. As condições ambientais de deposição desses arenitos foram claramente diferentes daquelas estabelecidas para os depósitos mistos siliciclásticos-carbonáticos do Grupo Barra Nova em outras áreas da bacia. Por outro lado, os arenitos siliciclásticos de CCS mostram processos diagenéticos similares aos observados em arenitos da seção sag (Aptiano) da Bacia do Espírito Santo. Através de um estudo petrológico sistemático, este estudo pretende contribuir para um melhor entendimento sobre as condições paleoambientais que controlaram a deposição e a evolução diagenética dos arenitos de CCS. Este trabalho tem como objetivo avaliar os aspectos deposicionais e diagenéticos dos arenitos siliciclásticos e híbridos do Campo de Córrego Cedro Sul através da análise de lâminas delgadas de poços previamente selecionados. Dessa forma, o estudo petrográfico proposto visa reconhecer as principais características texturais, constituintes primários intrabaciais e extrabaciais, constituintes diagenéticos e tipos de poros desses arenitos, bem como analisar a literatura sobre ocorrências análogas e seus contextos e condições genéticas, a fim de propor um modelo conceitual da situação ambiental deposicional e diagenética dos arenitos de CCS.

2. LOCALIZAÇÃO E GEOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO

As amostras estudadas neste trabalho são provenientes do Campo de Córrego Cedro Sul, situado ao Norte da porção emersa da Bacia do Espírito Santo. A seção produtora neste campo é constituída por depósitos mistos de arenitos siliciclásticos e arenitos híbridos ooidais do Grupo Barra Nova (Albiano) depositada imediatamente sobre os evaporitos do Aptiano

2.1 Bacia do Espírito Santo

A Bacia do Espírito Santo localiza-se na margem leste brasileira, na costa do estado homônimo, entre os paralelos 18°20' e 21° Sul. Os limites da bacia são definidos a Leste pelo Complexo Vulcânico de Abrolhos, a Oeste pelo embasamento cristalino pré-cambriano, ao Norte pelo Paleocanyon de Mucuri e ao Sul pelo Alto de Vitória (Fig. 1). Possui uma área explorável de aproximadamente 41.500 Km², dos quais 3.000 Km² correspondem a porção *onshore* (França et al., 2007).

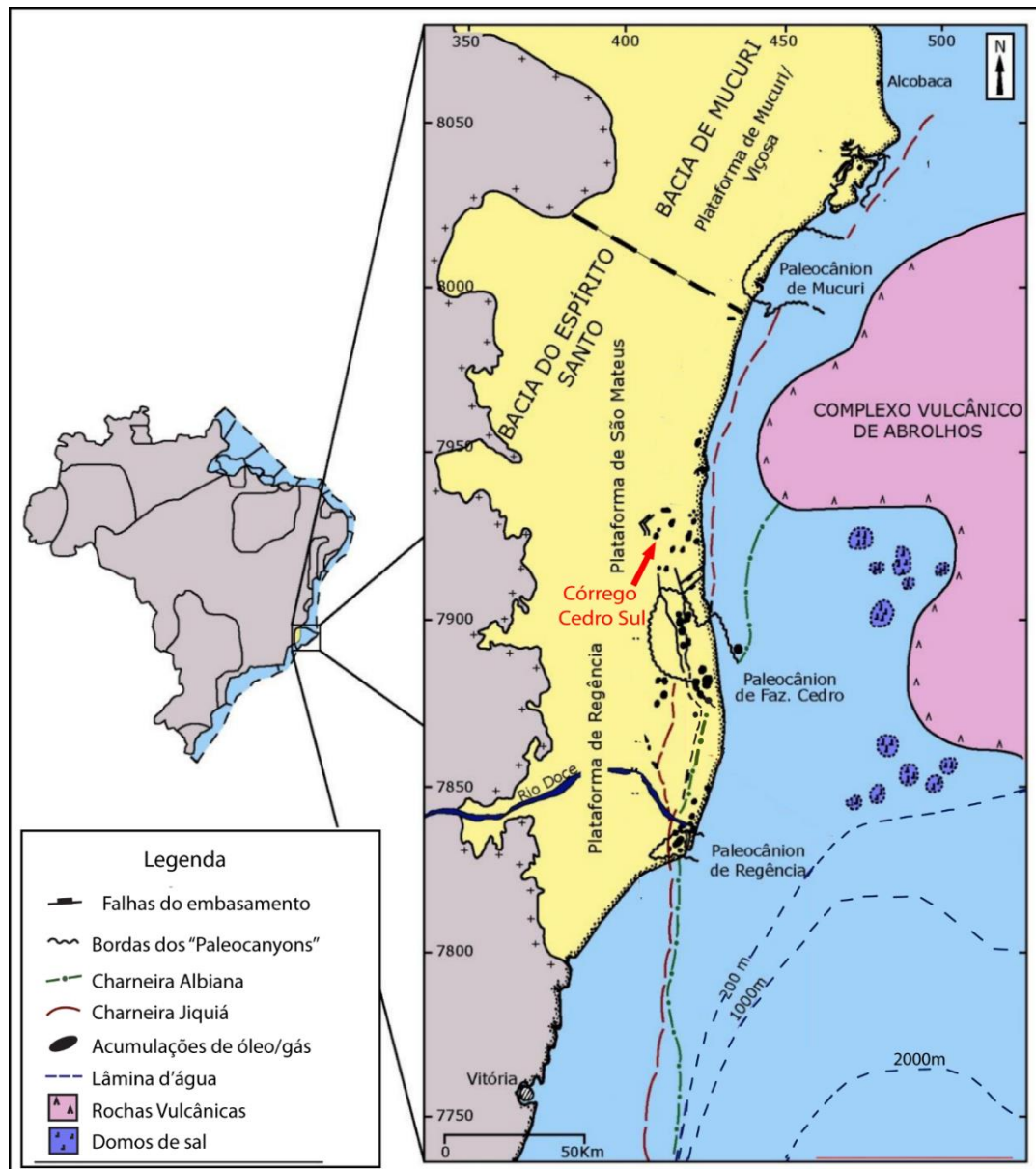


Figura 1: Mapa de localização da Bacia do Espírito Santo (modificado de Carvalho et al., 1990).

A Bacia teve sua origem no Cretáceo Inferior, ao final do Neocomiano, com a formação de um longo e estreito rift responsável pela fragmentação do supercontinente Gondwana. Seus aspectos gerais e história evolutiva coincidem com as demais bacias da margem leste, na qual ficaram registradas diferentes fases da fragmentação do supercontinente. Dessa forma, a exemplo do que ocorre nas bacias adjacentes, o preenchimento da Bacia do Espírito Santo pode ser subdividido em três

megassequências deposicionais associadas às suas fases tectônicas, sendo uma continental, associada à fase *rift*, uma transicional associada à fase *sag* e uma fase marinha associada à fase *drift* de subsidência térmica.

A porção terrestre está subdividida em quatro regiões morfoestruturais, disposta na seguinte ordem, de nordeste a sudoeste: Plataforma de São Mateus, onde localiza-se o campo estudado, *paleocanyon* de Fazenda Cedro, Plataforma de Regência e *paleocanyon* de Regência (Fig. 2).

O embasamento pré-cambriano é composto por rochas infracrustais, representadas por migmatitos, granulitos, gnaisses granatíferos e granitóides, pertencentes ao Cráton São Francisco. (França *et al.*, 2007).

A megassequência continental, correspondente à Formação Cricaré, representa os primeiros estágios de deposição, em um ambiente caracterizado pela intensa atividade tectônica, com a geração de falhamentos predominantemente normais, localmente transcorrentes. A sedimentação foi continental, com a predominância de clásticos grossos de sistema aluvial e fluvial entrelaçado, cuja deposição ficou restrita à Zona de Charneira da bacia (Félix, 2000). Folhelhos lacustres Neocomianos depositados nestas condições são os principais geradores de hidrocarbonetos da bacia (Estrella, 1984; Carvalho, 1989; Vieira *et al.*, 1994). O topo desta megassequência é marcado por uma discordância regional, conhecida como discordância pré-Alagoas.

Sobrepostos a discordância pré-Alagoas ocorre a megassequência transicional, sendo representada pela Formação Mariricu (Membros Mucuri e Itaúnas). O Membro Mucuri é constituído por arenitos e conglomerados depositados em sistema aluvial e fluvial, com intercalações de folhelhos, calcários e anidritas representando curtos períodos de transgressão. Sobreposto a estes sedimentos ocorrem os evaporitos do Membro Itaúnas, produto da incursão marinha em condições restritas, sob clima árido.

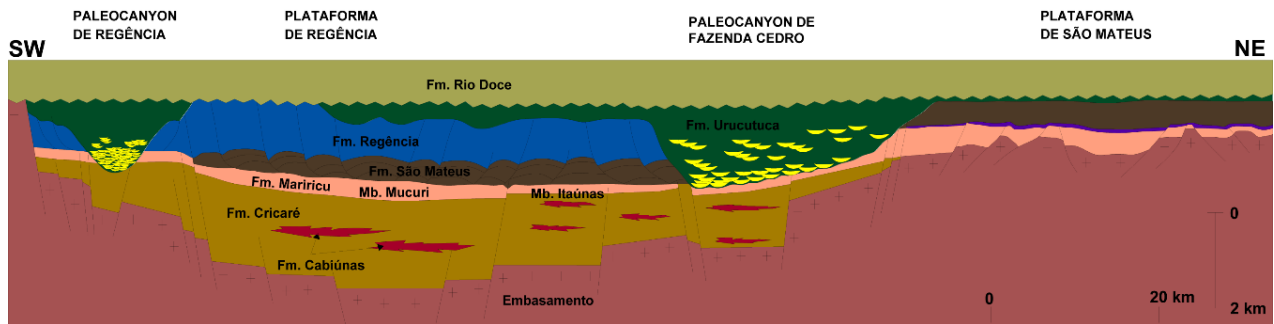


Figura 2: Seção geológica strike simplificada da Bacia do Espírito Santo (Schmitt, 2007).

Durante o Albiano, a bacia evoluiu para condições marinhas rasas, propiciando o desenvolvimento de ampla plataforma carbonática, contemporânea a um sistema de leques costeiros ao longo da borda oeste. Neste período foram depositados os arenitos e conglomerados da Formação São Mateus e os carbonatos da Formação Regência, que compõem o Grupo Barra Nova.

A partir do Cretáceo Superior, a subsidência térmica e a flexura crustal provocaram generalizado basculamento da bacia para leste e escorregamentos da seção evaporítica, gerando falhas lítricas, arqueamentos e domos, que controlaram a deposição da espessa seqüência de folhelhos marinhos e sistemas turbidíticos da Formação Urucutuca. Na parte *onshore* da bacia, a deposição turbidítica, ocorreu interior de cânions submarinos escavados na plataforma. O preenchimento dos *canyons* ocorreu na forma de complexos de canais turbidíticos, caracterizados por conglomerados e arenitos maciços, e diques marginais, representados por lutitos bioturbados e arenitos finamente laminados (Bruhn, 1993). Os depósitos marinhos profundos foram recobertos por leques deltáicos progradacionais da Formação Rio Doce e carbonatos marinhos rasos da Formação Caravelas. A estruturação nesta seção é controlada pelo fluxo de sal, porem com um gradual decréscimo nos falhamentos em direção aos pacotes mais jovens. Na seção marinha identifica-se, em escala regional, um episódio predominantemente transgressivo em *onlap* e outro, a partir do Eoceno Médio, regressivo em *offlap*. Intrusões e derrames submarinos caracterizam um importante evento de magmatismo intraplaca com maior atividade vulcânica entre 59 e 37 Ma, representado pela Formação Abrolhos.

2.2 Arcabouço Litoestratigráfico

Apenas na década de 60 a estratigrafia do Cretáceo da Bacia do Espírito Santo começou a ser estudada. A primeira carta estratigráfica foi apresentada, informalmente, por Asmus (1968), com base em dados bioestratigráficos. Alves 1969 (In: Netto 1971) sugeriu uma coluna litoestratigráfica provisória para a Bacia fundamentando-se em dados de poços, dividindo as unidades cretácicas em cinco intervalos, sendo quatro pertencentes ao Cretáceo Inferior e um ao Cretáceo Superior. Asmus (1971) formalizou a proposta de 1968 com o acréscimo de dados litoestratigráficos. Após este, diversos trabalhos propuseram alterações na estratigrafia, com o objetivo de torna-la mais operacional para a exploração de hidrocarbonetos. A carta estratigráfica utilizada neste trabalho (Fig. 3) foi proposta por França *et al.* (2007) seguindo os mesmos princípios litoestratigráficos estabelecidos por Vieira *et al.* (1994).

A coluna litoestratigráfica da Bacia do espírito Santo é composta pelos Grupos Nativo, Barra Nova e Espírito Santo. O Grupo Nativo é composto pelas formações Cricaré e Mariricu, e o Grupo Espírito Santo, pelas formações Urucutuca, Caravelas, Rio Doce e Abrolhos, previamente comentadas. Abaixo é descrito o Grupo Barra Nova, foco deste trabalho.

2.2.1 Grupo Barra Nova

O termo Formação Barra Nova foi proposto por Asmus *et al.* (1971) para designar as rochas situadas entre os evaporitos do Membro Itaúnas e os folhelhos da Formação Urucutuca. Vieira *et al.* (1994) elevou a unidade a Grupo Barra Nova, e conseqüentemente os membros São Mateus e Regência à categoria de formação. Estas unidades foram depositadas durante o Albiano.

A Formação São Mateus é caracterizada por clásticos grossos, depositados em leques aluviais e costeiros. Seu contato inferior é concordante com a Formação Mariricu e o superior é gradacional ou interdigitado com a Formação Regência (Félix, 2000).

A Formação Regência é formada por espessas camadas de carbonatos de águas rasas representados por calcarenitos e calcilutitos. Seu contato inferior é gradacional com a formação São Mateus e o contato superior é discordante com o Grupo Espírito Santo (Félix, 2000).

Em termos de ambiente deposicional, um estudo não publicado desenvolvido pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul em parceria com a Petrobrás, propôs que os sistemas mistos siliciclásticos-carbonáticos dos Campos de Fazenda Santa Luzia e Fazenda São Rafael, resultam da re-sedimentação por fluxos gravitacionais subaquosos de sedimentos siliciclásticos aluviais, depósitos carbonáticos marinhos de água rasa, e sedimentos híbridos gerados pela mistura em água rasa desses dois tipos. A constante e complexa alternância de depósitos siliciclásticos, carbonáticos e híbridos indica uma recorrente re-deposição de sedimentos provenientes de fontes diversas por episódios repetidos de fluxos gravitacionais.

Tagliari *et al.* (2012; 2013) propõem que a deposição de siliciclásticos, carbonatos e sedimentos mistos ocorreu de forma contemporânea da Plataforma de Regência, sendo os sedimentos de natureza híbrida associados à mescla dos sedimentos siliciclásticos com aqueles produzidos pela fábrica carbonática. Esse intervalo estratigráfico compreende uma alternância cíclica (Ciclos de Milankovitch na escala da excentricidade curta– 100 Ma) de sedimentos siliciclásticos, híbridos e carbonáticos que representam um contexto paleogeográfico de sedimentação terrígena, nas porções proximais, e transicional a marinha, nas porções medianas e distais da Plataforma de Regência. As evidências obtidas sugerem que a sucessão estratal possui, fundamentalmente, uma origem climática que denota a alternância entre clima semiárido a árido. Os ciclos são caracterizados por uma transição das fácies siliciclásticas na base, passando para as fácies híbridas e, destas, para as carbonáticas no topo.

2.3 Histórico Exploratório da Bacia

As atividades exploratórias da Bacia do Espírito Santo tiveram início em 1958, com os primeiros levantamentos sísmicos e a perfuração do primeiro poço estratigráfico 2-CB-

1-ES, próximo à cidade de Conceição da Barra. Em 1960 foi perfurado o primeiro poço na plataforma continental denominado 1-ESS-1-ES, no entanto, a primeira acumulação comercial foi descoberta apenas em 1969, com o campo terrestre de São Mateus. A partir da década de 70, as atividades de exploração assumiram um caráter mais intensivo, sendo impulsionadas pelas descobertas dos campos de Fazenda Cedro (1972) e Lagoa Parda (1979), ambos na porção emersa.

Em 1977 foi descoberto o Campo de Cação, primeira descoberta na área submersa da bacia, ao que se seguiram as descobertas de Congoá (1988), Peroá (1996), Golfinho (2003), Canapú (2004), Camarupim e Camarupim Norte (2007).

Em 2004, foi descoberto o Campo de Córrego Cedro Sul, objeto deste estudo, com reservas preliminarmente estimadas em 50 milhões de barris de petróleo recuperável (OGJ, Novembro 11, 2004).

Trindade (1987) verifica que o óleo dos reservatórios do campo Córrego Cedro é gerado por folhelhos Jiquiá e pré-Jiquiá. Trata-se de óleo misto, gerado a partir de matéria orgânica depositada em ambiente de água salgada, com influência matéria orgânica de origem continental de água doce.

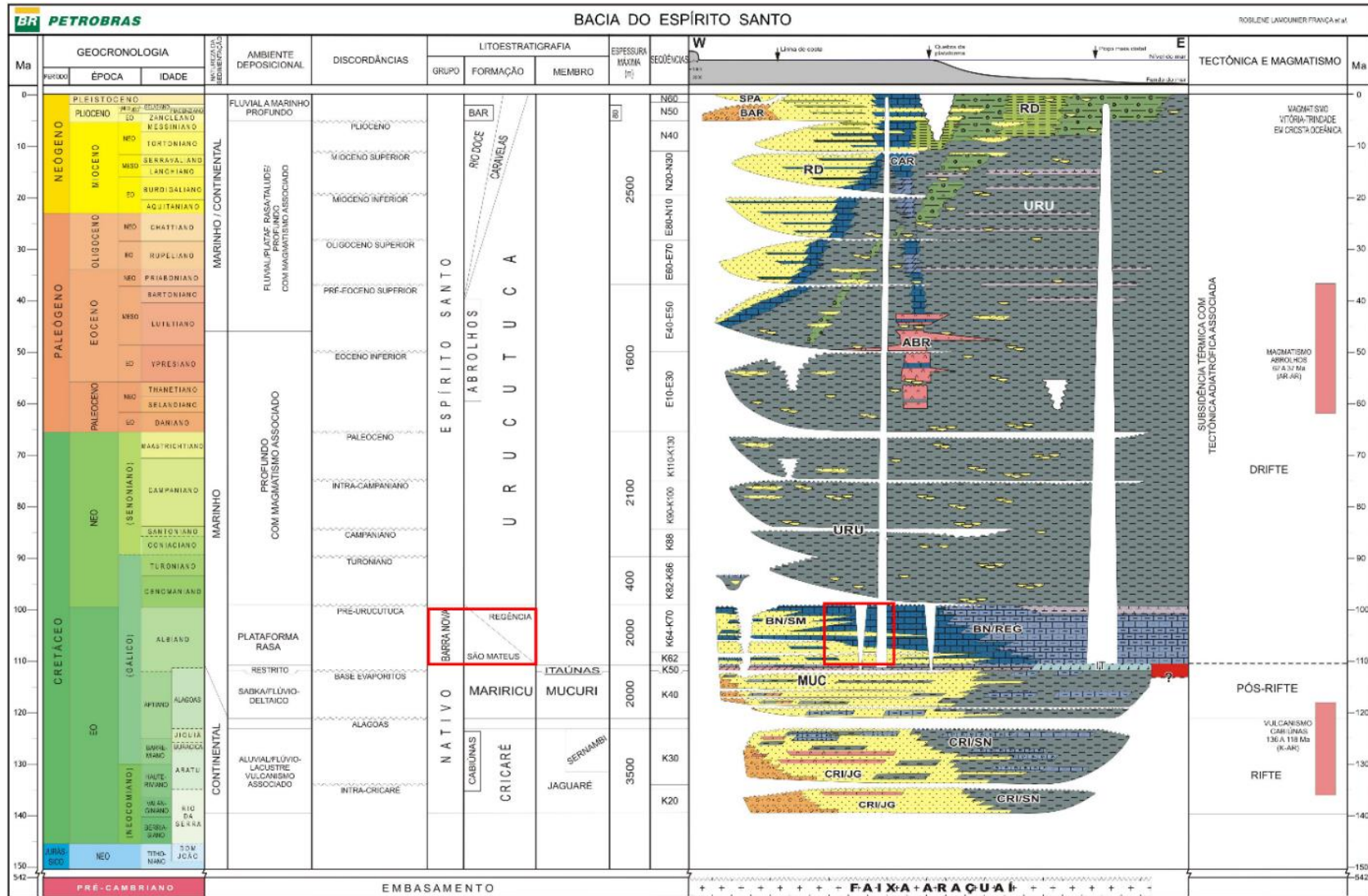


Figura 3: Carta cronoestratigráfica da Bacia do Espírito Santo (França et al., 2007) com a unidade alvo deste estudo marcada em vermelho.

3. REVISÃO CONCEITUAL

3.1 Conceitos Fundamentais sobre diagênese

A diagênese envolve uma série de processos químicos, físicos e biológicos pós-deposicionais, através dos quais os sedimentos passam por diversas reações, ao interagirem com os fluidos intersticiais, em busca do equilíbrio geoquímico com o ambiente (Worden & Burley, 2003). Os processos diagenéticos são continuamente ativos durante a história evolutiva dos sedimentos e rochas sedimentares, e evoluem de acordo com o ambiente e à medida que ocorrem variações na temperatura, pressão e composição química dos fluidos (Quadro 1). O sistema diagenético é definido pela interação entre componentes minerais com os fluidos intersticiais aquosos, carregados de íons dissolvidos.

Processos	Definição
Autigênese	Precipitação de novos minerais durante a diagênese
Cimentação	Autigênese de minerais nos poros
Compactação	Conjunto de processos de rearranjo, deformação ou dissolução por pressão dos constituintes, resultando em redução do espaço poroso
Descarboxilação	Perda de CO da matéria orgânica devido ao aumento de temperatura
Desidratação	Perda de H ₂ O de minerais e matéria orgânica como resultado do aumento da temperatura
Dissolução	Destruição de minerais pela interação com os fluidos intersticiais, deixando para trás uma cavidade
Litificação	Processo de transformação de sedimentos soltos e friáveis em rochas coesas através dos processos de compactação e cimentação
Precipitação	Formação de minerais a partir dos fluidos intersticiais
Neomorfismo	Precipitação de minerais diretamente dos fluidos intersticiais
Transformação	Precipitação de minerais por reações entre materiais precursores e os fluidos intersticiais
Recristalização	Mudanças no tamanho e/ou no hábito cristalino de um dado mineral
Substituição	Precipitação de um mineral autigênico no local de um mineral pré-existente

Quadro 1. Definição dos principais processos diagenéticos (modificado de Worden & Burley, 2003).

Segundo Worden & Burley (2003), os regimes diagenéticos resultam da relação entre os processos diagenéticos e a evolução dos sedimentos e rochas nas bacias sedimentares. São reconhecidos três regimes conceituais: diagênese

precoce (eodiagênese), diagênese de soterramento (mesodiagênese) e diagênese de soerguimento (telodiagênese) (Fig. 4). Essa terminologia foi proposta inicialmente por Choquette & Pray (1970) para a diagênese de rochas carbonáticas, tendo sido posteriormente adotada para a diagênese clástica visto que os processos e parâmetros fundamentais são os mesmos. Posteriormente, Morad *et al.* (2000) redefiniram os limites entre os regimes diagenéticos de forma mais objetiva.

A eodiagênese inclui todos os processos que ocorrem na superfície ou próximo a ela, sob influência direta dos fluidos superficiais, a baixas temperaturas (até 70°C) e profundidades rasas (Morad *et al.*, 2000). Em alguns casos esse regime tem sua química controlada essencialmente por águas meteóricas; em outros, por águas marinhas. Os processos eodiagenéticos são, dessa forma, dependentes das características físicas, biológicas e geoquímicas do ambiente superficial, frequentemente do próprio ambiente deposicional dos sedimentos afetados.

A mesodiagênese ocorre durante o soterramento e é definida por alterações diagenéticas que já não estão mais sob influência do ambiente deposicional, mas sim de fluidos quimicamente modificados e de condições de pressão e temperatura mais elevadas. O limite entre a eodiagênese e mesodiagênese é difícil de ser estabelecido segundo a definição de Choquette & Pray (1970), que consideram mesodiagênese o estágio em que as águas intersticiais encontram-se isoladas da influência dos fluidos superficiais. Morad *et al.* (2000) redefiniram as modificações mesodiagenéticas em rochas clásticas como aquelas que ocorrem a profundidades maiores que 2 km e temperaturas superiores a 70°C. O limite entre a mesodiagênese e o início do metamorfismo de baixo grau é gradacional (anquimetamorfismo), demandando o reconhecimento de critérios texturais, mineralógicos e/ou isotópicos. Em geral, ocorre a profundidades equivalentes a 200-250°C.

A telodiagênese é caracterizada por processos relacionados ao soerguimento e à nova exposição das rochas sedimentares previamente soterradas à superfície. Nestas condições, novamente sob a influência de águas meteóricas, ocorrem mudanças geoquímicas significativas, fazendo com que

haja desestabilização dos minerais mesodiagenéticos e a formação de novos constituintes estáveis nas novas condições.

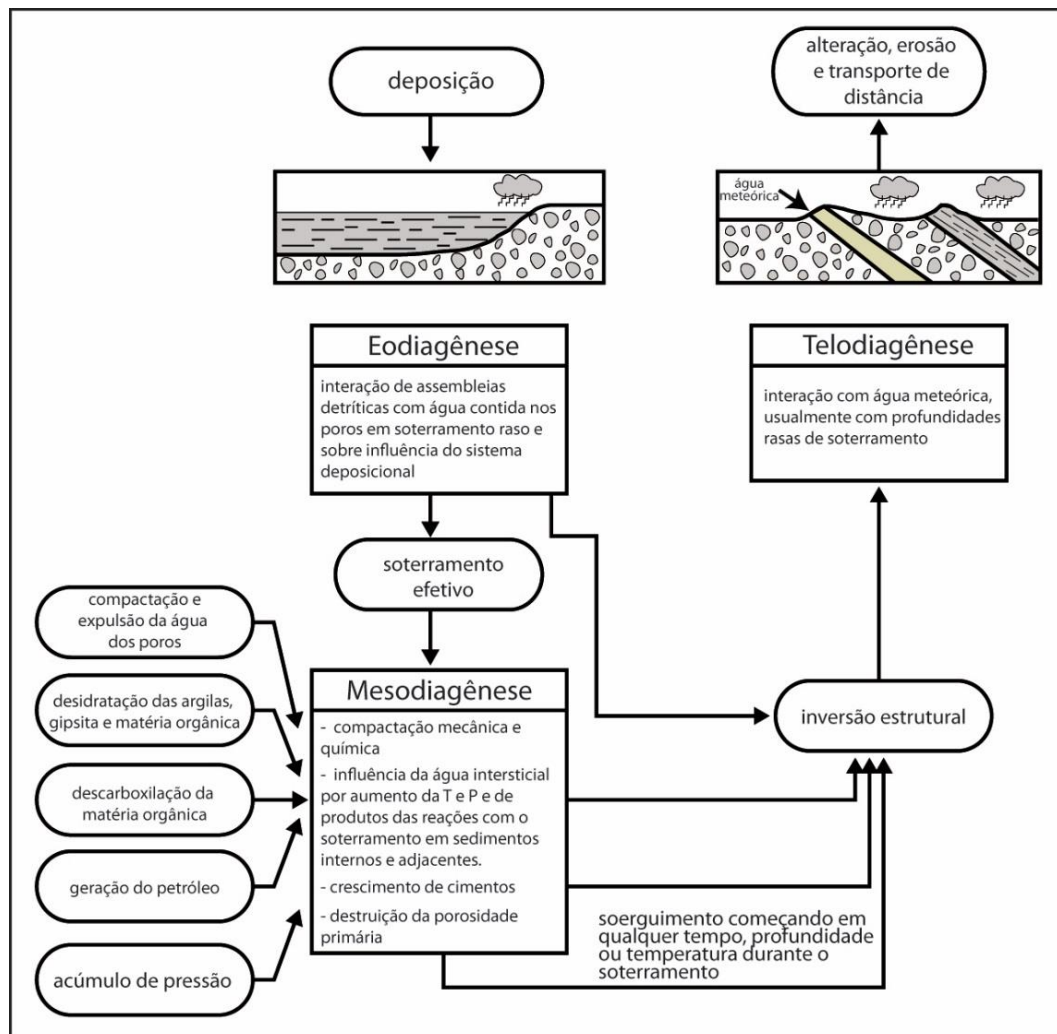


Figura 4: Relação entre os estágios diagenéticos: eodiagênese, mesodiagênese e telodiagênese (Rodrigues, 2012, modificado de Worden & Burley, 2003).

4. ESTADO DA ARTE: DEPOSIÇÃO DE AREIAS HÍBRIDAS OIDAIS

Arenitos híbridos (*sensu* Zuffa, 1980), são constituídos por misturas de grãos siliciclásticos, de origem extrabacia, com partículas carbonáticas aloquímicas, como bioclastos ou oolitos carbonáticos, e/ou grãos não-carbonáticos intrabaciais, como intraclastos, oóides e pelóides argilosos, e bioclastos fosfáticos.

De maneira geral, sistemas deposicionais mistos siliciclásticos-carbonáticos exibem padrões complexos de sedimentação dependentes de vários controles, incluindo mudanças eustáticas no nível do mar, proximidade e relevo das áreas-fonte de sedimentos siliciclásticos, movimentos tectônicos (nas áreas de plataforma marinha rasa ou lacustre e na área-fonte de sedimentos siliciclásticos) e o perfil batimétrico da plataforma (Dolan, 1989). 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) o soerguimento de áreas-fonte siliciclásticas, resultando no aumento da erosão e invasão das áreas de produção de sedimentos carbonáticos pelos sedimentos siliciclásticos; (ii) a exposição ou imersão de áreas de geração de sedimentos carbonáticos devido à movimentação tectônica vertical

Palermo *et. al.* (2008) observaram que as camadas oolíticas do Membro Rogenstein, do Triássico Inferior da Holanda, podem ser divididas em duas litofácies: (i) Calcários oolíticos, com espessura centimétrica a métrica, incluindo intervalos com *grainstones* oolíticos (concentração de oóides > 50 %) intercalados com camadas avermelhadas de argila; e (ii) Arenitos híbridos oolíticos com espessura centimétrica a métrica, sendo a concentração de oóides < 50%. As camadas oolíticas ocorrem normalmente amalgamadas ou separadas por níveis de argila. De acordo com esses autores, as características observadas em ambas litofácies permite interpretar que as mesmas foram depositadas em um *playa lake* raso, sob ação de tempestades (Aigner, 1985), com períodos de exposição subárea e variações na produção de carbonatos, salinidade e suprimento siliciclástico.

Cohen e Thouin (1987) observaram uma série de cristas cimentadas de areia terrígena e oolitos carbonáticos ocorrendo ao longo das zonas litorais e

sublitorais rasas (<50 m) do Lago Tanganica, na África Central. Os oolitos são bem desenvolvidos, com fábricas radial e bandada nas porções mais externas e se acumularam em bancos de areia paralelos às margens do lago. Nas áreas com profundidade maior do que 4 m, os oolitos são comumente incorporados em uma matriz lamosa, juntamente a restos abundantes de gastrópodes e ostracodes. Os oolitos isolados neste sedimento lamoso são provenientes de offshore, sendo transportados durante tempestades e misturados com sedimentos de *foreshore*.

Arenitos híbridos formados por misturas de oóides argilosos e grãos siliciclásticos são bastante mais raros do que aqueles formados por misturas destes com oolitos carbonáticos, mas as condições envolvidas na sua deposição são essencialmente equivalentes.

Tettenhorst e Moore (1978) reportam a ocorrência de oóides de estevensita ($\text{Na}_{0.2}(\text{Mg}_{2.3}\text{Al}_{0.3}\text{Fe}_{0.1})\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot n(\text{H}_2\text{O})$) com coloração marrom escura na Formação Green River (Eoceno), Utah. O membro inferior da formação é composto predominantemente por folhelhos carbonáticos intercalado com finas camadas de arenitos quartzosos, arenitos vulcanoclásticos, calcários, tufos vulcânicos e arenitos ooidais de coloração marrom escura denominadas de “coffee-ground beds”. Segundo esses autores, os oóides formaram-se por precipitação direta de materiais coloidais em ambientes lacustres alcalinos ricos em Mg e Si, sendo a coloração escura devido a presença de matéria orgânica. A forma achatada de muitos oóides sugeriria que os mesmos foram formados em estado coloidal, sendo posteriormente deformados pelo peso dos sedimentos subjacentes.

Bertani e Carozzi (1985a; 1985b) estudando a Formação Lagoa Feia, Cretáceo Inferior da Bacia de Campos, a dividiram em quatro sequências litológicas principais, dominadas por sedimentos terrígenos, por ostracodes, por bivalves e por vulcanoclásticas, compostas por 14 microfácies. O ambiente deposicional é interpretado como resultado de uma deposição cíclica episódica, oscilando entre *playa lake*, sob condições mais áridas e *pluvial lake*, em períodos mais úmidos. Com base na associação e ocorrência de microfácies vulcanoclásticas, um modelo de vulcanismo básico subaquoso foi proposto.

Oóides argilosos, comuns na unidade, foram interpretados como compostos por kerolita (talco hidratado: $Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2 \cdot nH_2O$), e formados por alteração de vidro vulcânico, em um ambiente energético e rico em Mg.

Rehim *et. al.* (1986) caracterizaram os oóides argilosos da Formação Lagoa Feia como formados por kerolita e estevensita. Esses autores sugerem que a estevensita formou-se a partir de um gel de sílica e magnésio, tendo sido posteriormente transformada parcialmente através da diagênese em talco hidratado. A formação dos oóides teria ocorrido em um lago alcalino, rico em magnésio, e com salinidades entre 3500 a 35000 ppm.

Com base na observação de depósitos relativamente mais jovens de argilas magnesianas e em experimentos de síntese, Noack *et. al.* (1989) propõem, que os oóides de talco presentes nas rochas Proterozóicas da camada “Pseudo-oolithe de Kisantu”, no Congo, tenham sido formados como oóides estevensíticos em ambiente lacustre ou marinho raso. Posteriormente, a estevensita seria transformada em talco durante a diagênese.

Armelenti *et. al.* (2016) interpretaram que os oóides e pelóides estevensíticos da seção rifte da Bacia de Campos formaram-se em ambientes lacustres rasos e alcalinos, ligeiramente agitados pela ação de ondas ou correntes. A precipitação singenética dos filossilicatos magnesianos (estevensita, talco-estevensita e kerolita) seria controlada pelas elevadas concentrações de Mg, Si e alto pH do ambiente deposicional. A comum deformação observada nos oóides indica um aspecto brando original dessas partículas, provavelmente formadas pela precipitação coloidal de um gel de Mg-Si (Pozo and Casas, 1999). Contudo, a distribuição generalizada dos oóides e pelóides na maioria dos litotipos estudados da seção, indica a ocorrência de retrabalhamento dos depósitos estevensíticos e mistura com outros tipos de sedimentos do rift. A mistura de bioclastos de bivalves com oóides e pelóides estevensíticos em muitas das rochas carbonáticas foi considerada particularmente indicativa dessa extensa re-sedimentação, uma vez que a estevensita precipita apenas em condições de pH superior a 9 e os bivalves não sobrevivem a um pH superior a 8 (Locke, 2008). A estrutura maciça dos litotipos estudados, sugere que essa mistura tenha sido promovida por fluxos

gravitacionais, re-depositando esses sedimentos em condições lacustres mais profundas.

5. METODOLOGIA

5.1 Revisão Bibliográfica

Durante o trabalho foi realizado levantamento bibliográfico de artigos sobre petrologia sedimentar, enfatizando os controles deposicionais sobre a composição primária, padrões diagenéticos e porosidade em depósitos mistos de arenitos siliciclásticos e arenitos híbridos ooidais, em especial casos com oóides e pelóides estevensíticos, talco-estevensíticos e kerolíticos. Também foram analisadas publicações acerca do Grupo Barra Nova e da Bacia do Espírito Santo em geral, a fim de contextualizar informações e dados preexistentes com os obtidos ao longo do trabalho.

5.2 Petrografia Quantitativa

A descrição das lâminas de 63 lâminas delgadas foi executada no Laboratório de Petrologia Sedimentar no Departamento de Mineralogia e Petrologia da Universidade Federal do Rio Grande do Sul com uso de microscópios de luz polarizada e do software Petroledge® (De Ros, *et al.*, 2007). A análise petrográfica sistemática visa o reconhecimento das principais feições texturais, composicionais, diagenéticas e de porosidade. Foram registrados os teores, hábitos, localizações, bem como as distribuições e relações entre os constituintes primários e diagenéticos. As lâminas foram preparadas de amostras impregnadas com resina epoxy, afim de facilitar a preparação e a observação de poros e constituintes, e foram tingidas com alizarina e ferrocianeto de potássio, de modo a diferenciar os carbonatos.

A quantificação das amostras foi executada por análise modal, através da contagem de 300 pontos por lâmina, dispostos segundo transectas perpendiculares à estrutura principal da rocha (Fig. 5).

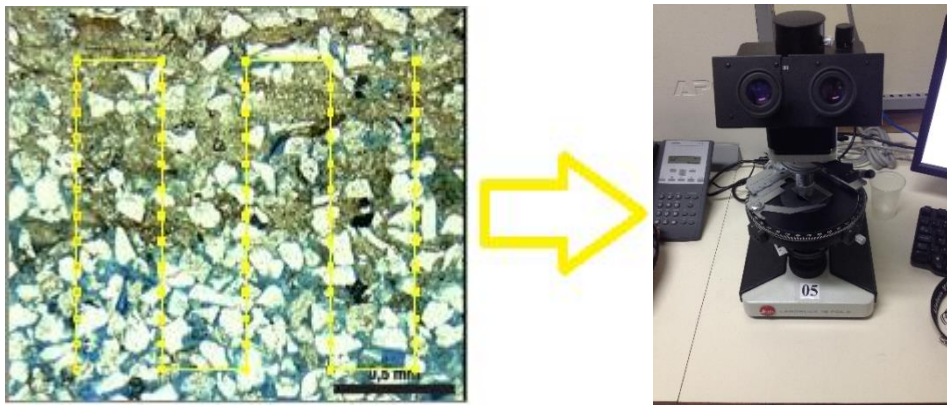


Figura 5: Quantificação perpendicular à estrutura principal (esquerda) e o microscópio utilizado (direita).

A descrição com o *software* Petroledge[®] segue uma ordem sistemática, compreendendo inicialmente a identificação da amostra quanto a sua localização (poço, profundidade, unidade, bacia, estado, país) e um resumo das principais feições encontradas na lâmina. Segue-se a análise das feições estruturais, granulometria, arredondamento, esfericidade e seleção assim como a orientação, sustentação e empacotamento da fábrica. Os constituintes primários, diagenéticos e poros foram descritos e quantificados com respeito a seus tipos, hábitos, localização e relações paragenéticas (Fig. 6).

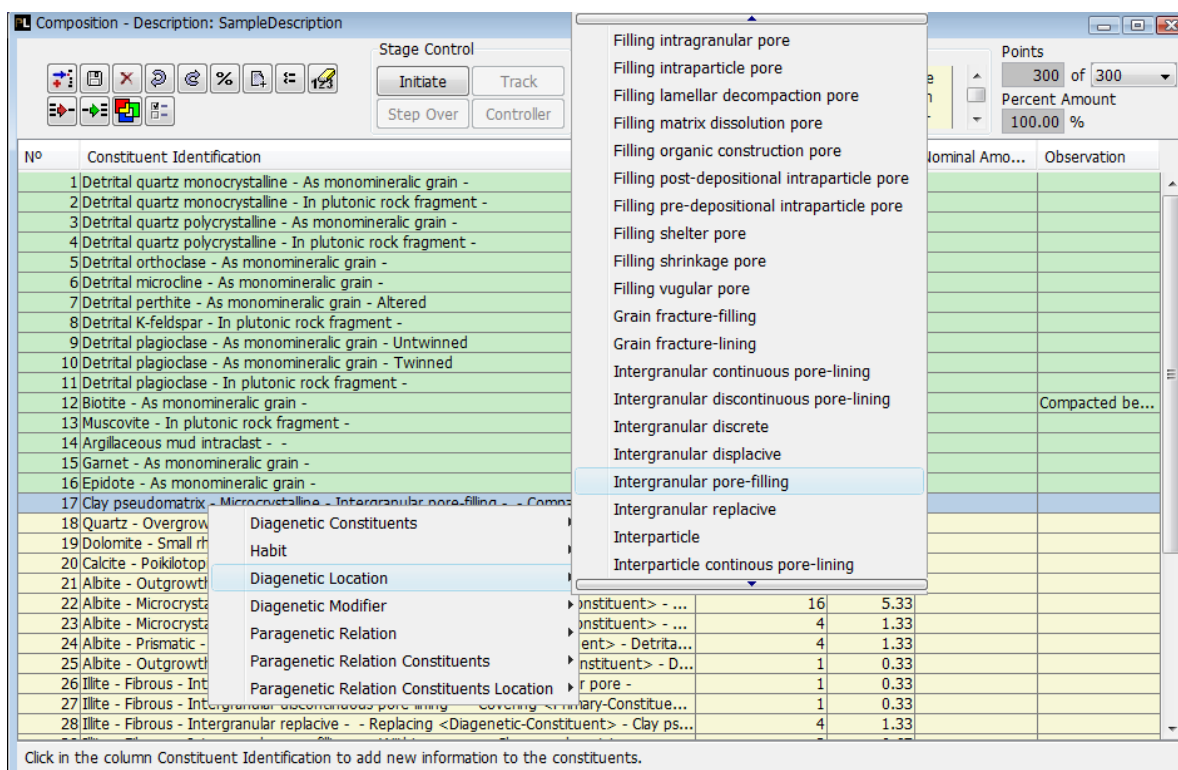


Figura 6: Janela de Composição do Software Petroledge®, observando-se os constituintes primários (em verde) e diagenéticos (em amarelo).

A escolha da contagem de 300 pontos por lâmina refere-se à relação entre o número de pontos e a probabilidade de erro percentual, segundo Galehouse (1971). Verifica-se na Figura 7 que menos de 300 pontos apresentam uma margem de erro relevante, o que demonstraria uma menor confiabilidade na técnica, enquanto que acima de 300 pontos ocorre uma diminuição limitada na margem de erro em relação ao aumento do tempo utilizado na quantificação.

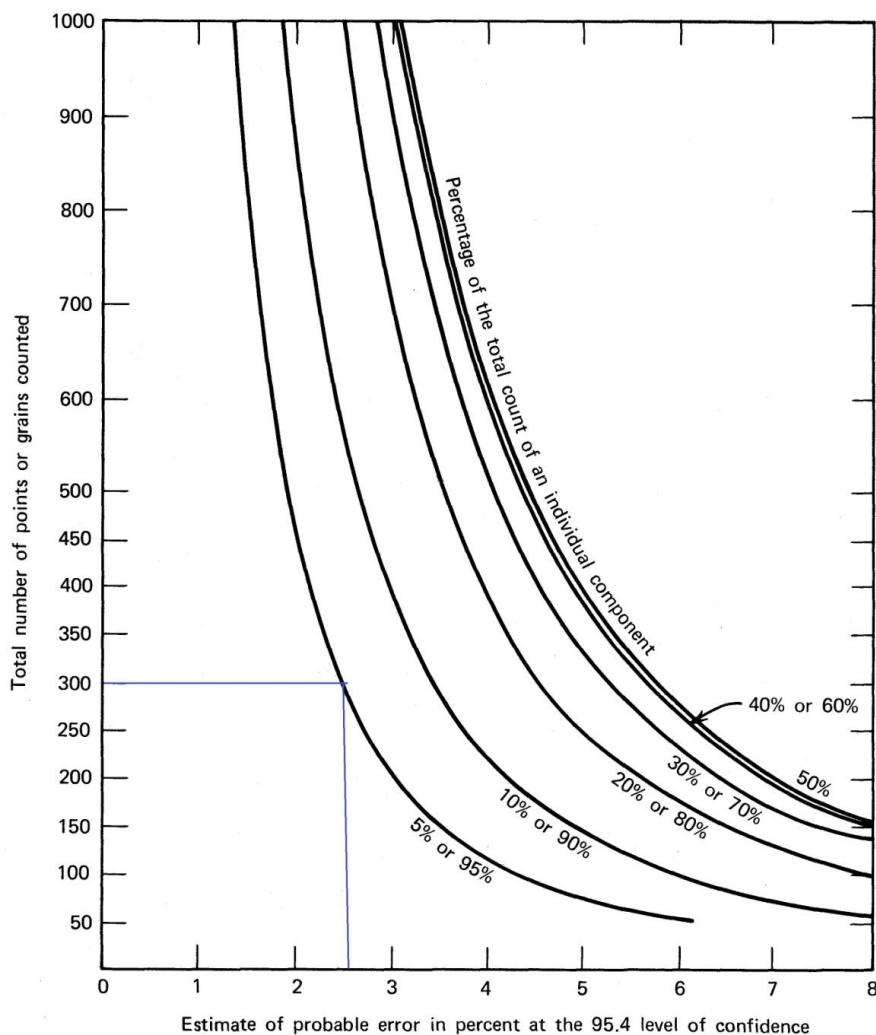


Figura 7: Gráfico do provável erro na contagem de pontos. Observa-se que a contagem de mais de 300 pontos não promove redução considerável na margem de erro (Galehouse, 1971).

A quantificação dos constituintes primários, diagenéticos e de porosidade foi realizada com o método Gazzi-Dickinson (Zuffa, 1985), no qual cristais ou grãos constituintes de fragmentos de rocha que possuem tamanho maior que a fração silte (0,0625 mm) são registrados quanto ao constituinte mineralógico e quanto ao tipo de fragmento no qual se encontram (Fig. 8). São contados diretamente como litoclastos apenas fragmentos com textura fina como ardósias, filitos, lutitos, vulcânicas afaníticas, rochas carbonáticas etc.

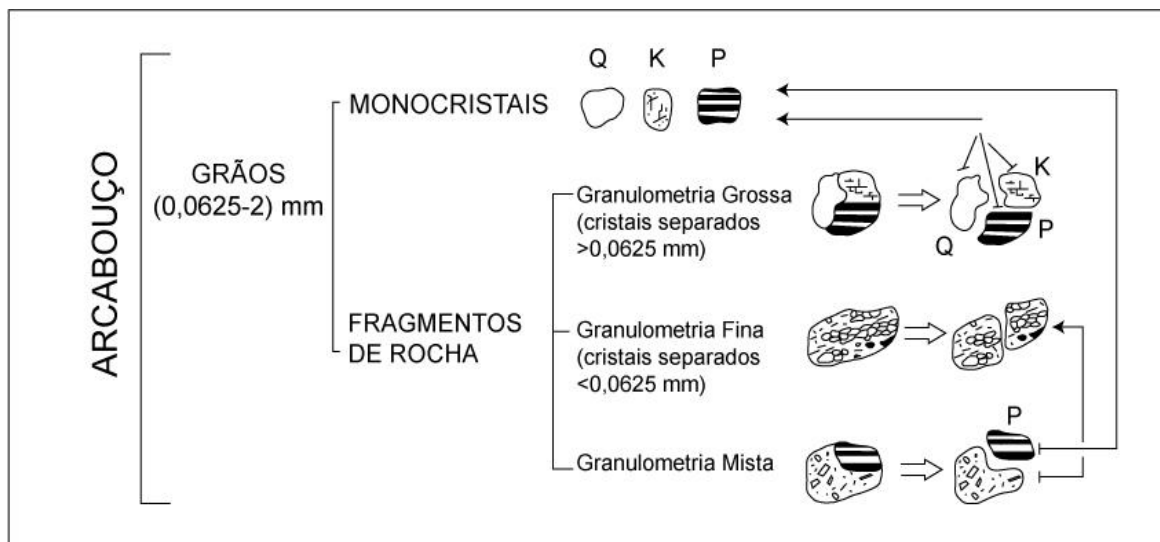


Figura 8: Ilustração do diagrama do método Gazzi-Dickinson de separação dos constituintes primários (Rodrigues 2012, modificado de Zuffa, 1985).

5.3 Fotomicrografia

Foram registradas as principais feições texturais, composicionais, diagenéticas e de porosidade de cada lâmina, a fim de criar um banco ilustrativo contendo todas as fotos e suas respectivas legendas. As fotomicrografias foram executadas com um microscópio Zeiss AXIO Imager A2 com câmera Zeiss AXIO cam e utilizando o software ZEN™ 2011 da própria Zeiss, já com escalas adequadas para cada lente utilizada no microscópio.

5.4 Microscopia Eletrônica de Varredura

A Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) serve para a observação de hábitos, relações paragenéticas, variações composicionais e outras informações não identificáveis na microscopia ótica convencional. Este método é de grande relevância e utilidade para estudos detalhados principalmente em constituintes diagenéticos devido à alta resolução, que varia de 20 a 50 angstroms (Å), devendo estar sempre aliado a microscopia ótica. Esta análise foi realizada no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Rio Grande do Sul no Microscópio Eletrônico da marca JEOL JSM-6610LV com EDS (*Energy Dispersive Spectroscopy*) Brucker acoplado.

O princípio de um microscópio eletrônico de varredura consiste em utilizar um feixe de elétrons de pequeno diâmetro para explorar a superfície da amostra por linhas sucessivas. Para ser analisada no MEV, a amostra ser coberta com material condutivo como ouro, ouro-paládio ou grafite, de modo que haja a condução de elétrons pela superfície. A amostra é então posta em uma câmara de alto ou baixo vácuo para a análise. O funcionamento do microscópio eletrônico de varredura se dá através do aquecimento de um filamento de tungstênio que emite elétrons, acelerados dentro da coluna por voltagens entre 5 a 30 KeV e focados por lentes eletromagnéticas que condensam o fluxo de elétrons em um feixe de diâmetro de cerca de 100 Å. A imagem formada a partir do sinal captado na varredura eletrônica de uma superfície pode apresentar diferentes características, uma vez que a imagem resulta da amplificação de um sinal obtido de uma interação entre o feixe eletrônico e o material da amostra. Dessa forma, diferentes sinais podem ser emitidos pela amostra, como os elétrons secundários, elétrons retroespalhados, e raios-X característicos utilizados para diferentes análises.

Os elétrons secundários resultam da interação do feixe eletrônico com o material da amostra. Estes elétrons resultantes são de baixa energia (<50 eV), e formarão imagens com alta resolução (3-5 nm). Na configuração física dos MEV comerciais, somente os elétrons secundários produzidos próximos à superfície podem ser detectados. O contraste na imagem é dado, sobretudo, pelo relevo

da amostra, que é o principal modo de formação de imagem no MEV. Os elétrons secundários, elétrons de baixa energia, gerados pelas interações elétron-átomo da amostra, têm um livre caminho médio de 2 a 20 nm.

Os elétrons retroespalhados (*backscattered*, BSE) possuem energia que varia entre 50eV até o valor da energia do elétron primário. Os elétrons retroespalhados, com energia próxima à dos elétrons primários, são aqueles que sofreram espalhamento elástico, e são estes que formam a maior parte do sinal. Os elétrons retroespalhados de alta energia, por serem resultantes de uma simples colisão elástica, provêm de camadas mais superficiais da amostra. O sinal de BSE é resultante das interações ocorridas mais para o interior da amostra e proveniente de uma região do volume de interação abrangendo um diâmetro maior do que o diâmetro do feixe primário. A imagem gerada por esses elétrons fornece informações sobre a composição (contraste em função do número atômico) dos elementos presentes na amostra.

O uso em conjunto de espectrometria da energia dispersada (EDS) com o MEV é de grande importância na caracterização de materiais. Enquanto o MEV proporciona nítidas imagens, o EDS permite a imediata identificação de sua composição química. Elétrons excitados migram para camadas mais externas ou são arrancados, criando um espaço preenchido por elétrons de camadas mais internas. Essa migração causa a liberação de energia na forma de raios X específicos, o que, através de espectrometria da energia dispersada (EDS) por detectores acoplados ao MEV, permite a identificação dos elementos constituintes e sua concentração nos constituintes da amostra.

5.5 Integração dos Dados

Esta etapa consistiu na compilação de dados sobre a situação geológica da ocorrência, dos resultados obtidos através da petrografia quantitativa e microscopia eletrônica de varredura, e no seu processamento gráfico e estatístico. A partir da integração de todos esses dados foi possível obter um melhor entendimento a respeito das condições ambientais e diagenéticas atuantes na formação e evolução dos arenitos CCS.

6. RESULTADOS

Neste trabalho foram analisadas 63 lâminas provenientes de quatro poços do Campo de Córrego Cedro Sul. As descrições petrográficas quantitativas das lâminas encontram-se como anexo, juntamente com as fotos das principais feições texturais e composicionais de cada uma. A seguir, encontra-se a descrição condensada dos principais resultados petrográficos obtidos.

6.1. Constituintes Primários

A análise petrográfica revelou que os constituintes primários que compõem as rochas analisadas podem ser divididos em três categorias: grãos siliciclásticos extrabaciais, partículas argilosas intrabaciais e, de forma muito subordinada, partículas carbonáticas intrabaciais (*sensu* Zuffa, 1980).

6.1.1. Constituintes Extrabaciais

Dentre os constituintes extrabaciais há predomínio de grãos monocristalinos de quartzo de origem plutônica (Quadro 2; Fig. 9A). Microclínio predomina entre os feldspatos detríticos (Quadro 2), sendo comum também à presença de pertita (Fig. 9B), ortoclásio e plagioclásio. Os grãos de feldspatos mostram comumente dissolução e/ou substituição heterogênea por esmectita, K-feldspato diagenético, caulinita (Fig. 9C) e calcita. Lamelas individuais de micas são comuns (Fig. 9D), sendo a biotita predominante sobre a muscovita (Quadro 2). As micas sofreram comumente intensas alterações diagenéticas, envolvendo sua substituição e expansão por esmectita (Fig. 9E), calcita, pirita e caulinita. O mineral detrítico pesado mais comum é a granada (Fig. 9F; Quadro 2), com grãos de zircão mais raros. Alguns dos grãos de pesados apresentam dissolução, faturamento e substituição por óxidos de titânio microcristalinos. Nos arenitos laminados, as maiores concentrações de minerais pesados ocorrem nos níveis de granulometria mais fina. Os fragmentos líticos são essencialmente de tipos plutônicos granítico-gnáissicos (Quadro 2). Fragmentos de serpentinito ocorrem de forma muito subordinada.

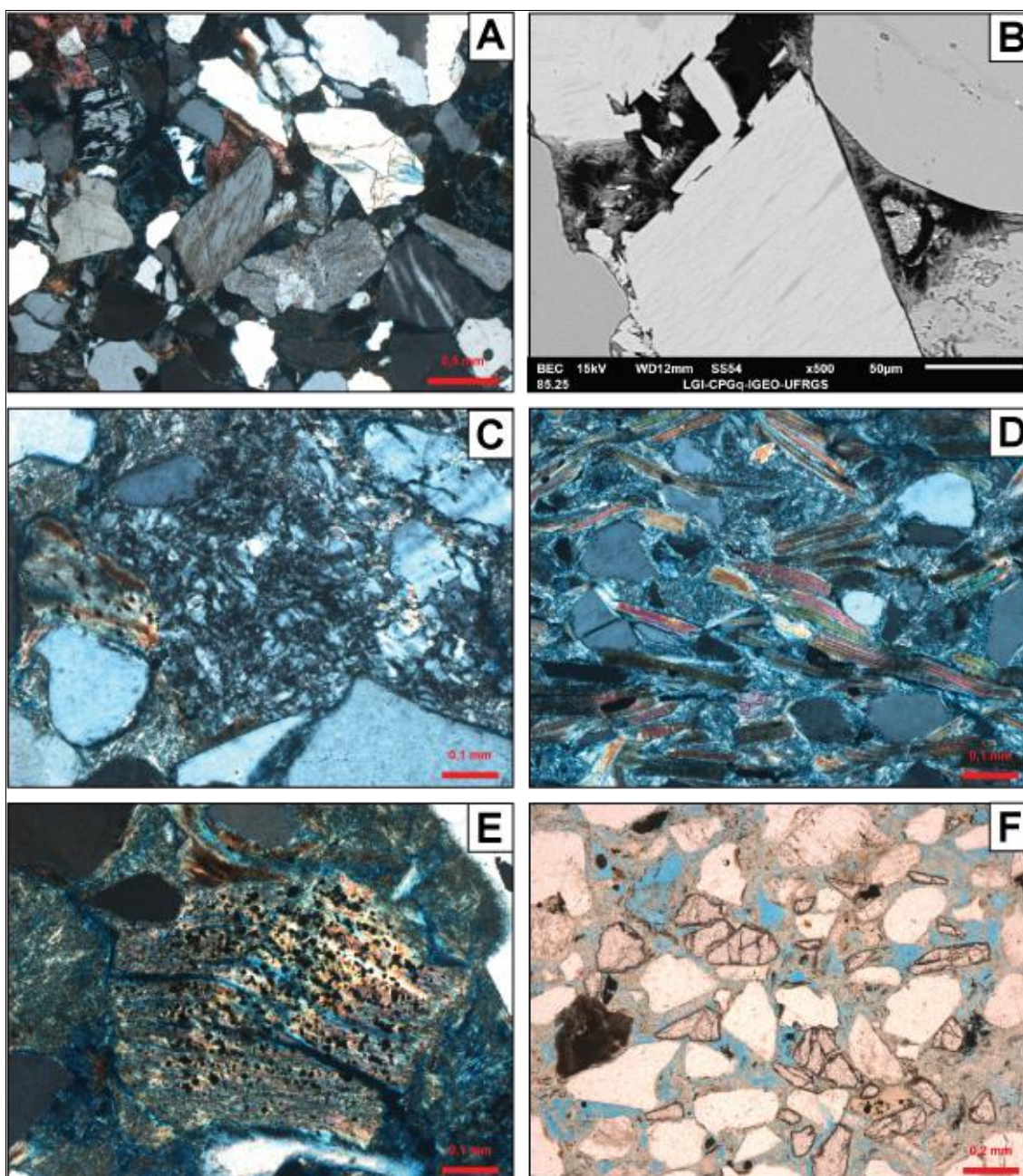


Figura 9: Fotomicrografias dos principais constituintes primários extrabaciais. A) Grãos angulosos de quartzo e feldspatos (polarizadores cruzados, XP). B) Pertita detrítica (elétrons retroespalhados - BSE). C) Caulinita substituindo microclínio (XP). D) Grãos de quartzo, feldspatos e micas (XP). E) Lamelas de biotita substituídas e expandidas por pirita e esmectita (XP). F) Granadas detríticas (polarizadores descruzados, //P).

6.1.2. Constituintes Intrabaciais

As partículas intrabaciais correspondem em sua maioria a oóides argilosos (Quadro 2; Fig. 10A), com núcleos de composição variada, incluindo

grãos de quartzo, feldspatos, micas, fragmentos plutônicos, pelóides e intraclastos argilosos (Fig. 10B e C). Os oóides argilosos estão comumente parcialmente dissolvidos, deformados e/ou substituídos por calcita e pirita. Também são encontrados pelóides argilosos, oóides carbonáticos, intraclastos lamosos (Fig. 10D; Quadro 2), além de intraclastos carbonáticos microbiais (Fig. 10E), fragmentos carbonosos e bioclastos, particularmente de foraminíferos bentônicos (Fig. 10F) e ostracodes.

Constituintes Primários			
Constituintes Extrabaciais		Constituintes Intrabaciais	
Quartzo	méd.=18%; máx.= 33%	Oóides argilosos	méd.=11,4%; máx.=22%
Feldspatos detríticos	méd.=6,2%; máx.=4,3%	Pelóides argilosos	méd.=3,4%; máx.=14,3%
Microclínio	méd.=3,6%; máx.=3,3%	Oóides carbonáticos	méd.=0,6%; máx.=6,3%
Biotita	méd.=2,9%; máx.=14%	Intraclastos lamosos	méd.=1%; máx.=38,3%
Muscovita	méd.<1%; máx.=2,3%	Intraclastos microbiais	méd. e máx. <1%
Granada	méd.<1%; máx.=4,3%	Fragmentos carbonosos	méd. e máx. <1%
Fragmentos plutônicos	méd.=4,3%; máx.=9,3%	Bioclastos	méd. e máx. <1%

Quadro 2. Síntese da quantificação petrográfica dos principais constituintes primários identificados.

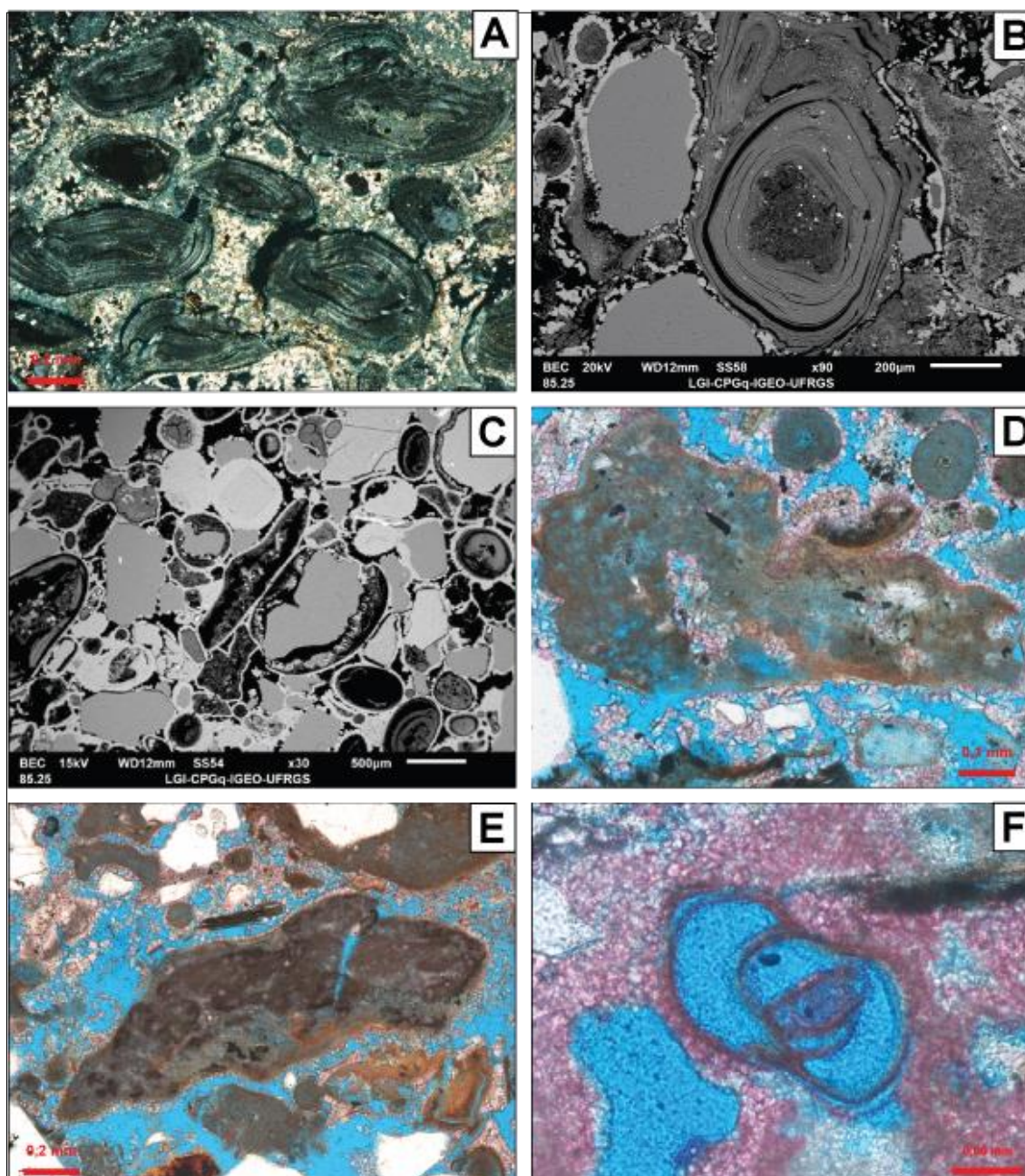


Figura 10: Fotomicrografias dos principais constituintes primários intrabaciais. A) Oóides argilosos (polarizadores cruzados, XP). B) Oóide argiloso com núcleo peloidal (elétrons retroespalhados - BSE). C) Oóides argilosos com núcleo clástico (BSE). D) Intraclasto argiloso (polarizadores descruzados, //P). E) Intraclasto com feições microbiais (//P). F) Poro intrapartícula em foraminífero bentônico (//P).

Os principais tipos litológicos definidos correspondem a rochas siliciclásticas, cujos constituintes primários correspondem a mais de 66% de grãos siliciclásticos extrabaciais, que representam 40 das 63 amostras analisadas, e

rochas intrabaciais e híbridas, com conteúdo de grãos intrabaciais correspondendo a mais do que 33 % do volume total de grãos (Fig. 11).

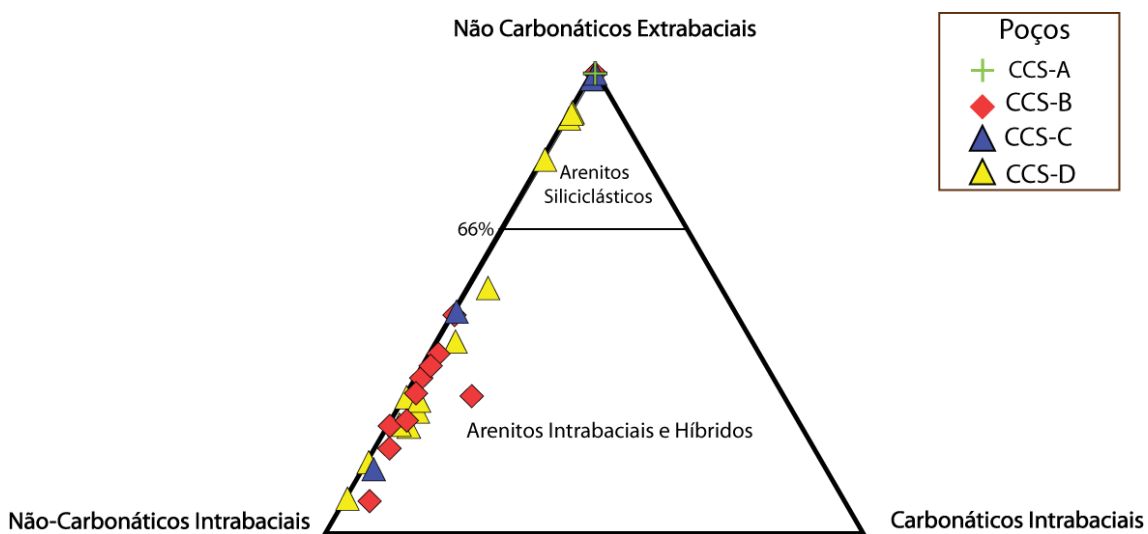


Figura 11: Composição primária essencial dos arenitos analisados plotada no diagrama de Zuffa (1980).

A composição da fração extrabacial dos arenitos estudados é relativamente homogênea, correspondendo na maioria das amostras a arcóseos *sensu* Folk (1968; méd.= $Q_{56}F_{42}L_0$; Fig. 12). Os processos diagenéticos não modificaram substancialmente a composição primária das amostras, sendo a substituição por esmectita, caulinita, calcita e a dissolução dos feldspatos os principais processos responsáveis pelo deslocamento para composições atuais relativamente mais quartzosas (méd.= $Q_{67,4}F_{32,6}L_0$). Algumas amostras apresentam grande teor de micas.

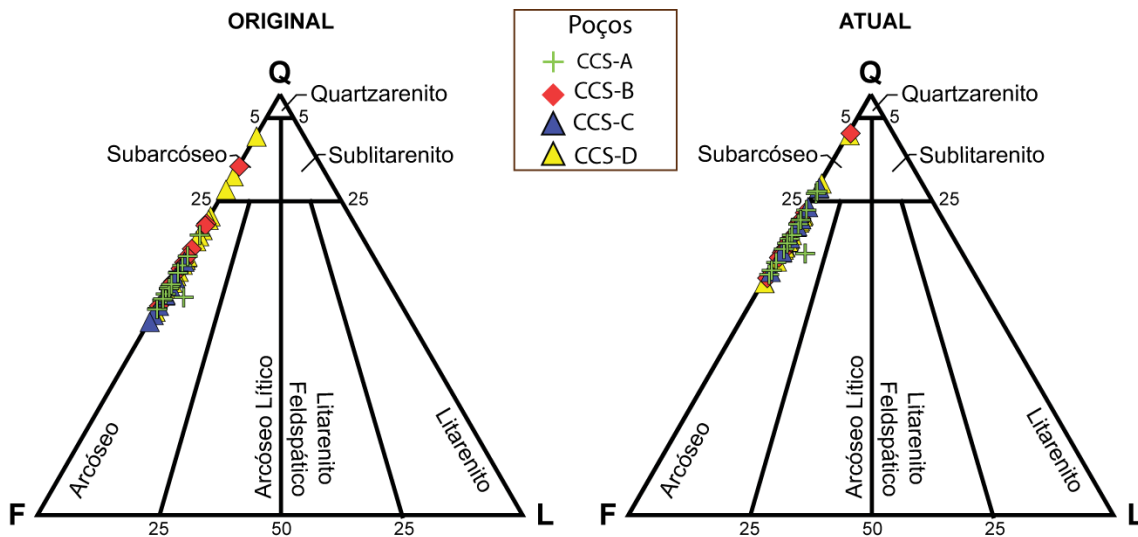


Figura 12: Composição detrítica original e atual dos arenitos analisados plotada em diagramas Folk (1968). Observar o deslocamento para composições mais quartzosas das composições atuais devido à dissolução e substituição de feldspatos por esmectita.

A variação composicional das rochas analisadas é melhor visualizada em um diagrama QFGA (Quartzo x Feldspatos x Grãos argilosos), que considera a importância dos oóides e pelóides argilosos, principais constituintes intrabaciais, e sua mistura com os constituintes extrabaciais (Fig. 13).

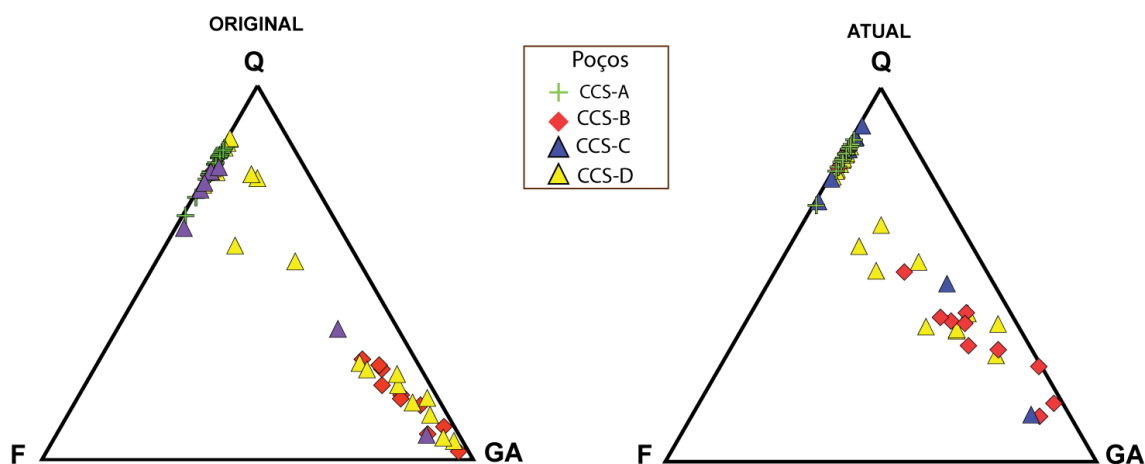


Figura 13: Diagrama composicional QFGA para todas as amostras analisadas. Q: Quartzo total, F: Feldspato total, GA: Grãos argilosos totais. Observar o deslocamento para composições mais quartzo-feldspáticas devido à dissolução de grãos argilosos e sua substituição por calcita.

6.3. Petrologia dos Arenitos Siliciclásticos

6.3.1. Estrutura, Textura e Fábrica

As lâminas descritas mostram predominantemente estrutura deposicional maciça, subordinadamente com laminação irregular, laminação paralela ou estratificação cruzada. Amostras com estrutura maciça apresentam orientação caótica ou sub-paralela dos grãos (Fig. 14A e B). A laminação e a estratificação são definidas por variações granulométricas (Fig. 14C) e composicionais, mais comumente por concentrações de minerais pesados (Fig. 14D) e de outros grãos alterados a esmectita, e de micas (Fig. 14C), principalmente biotita, comumente expandida por calcita.

A granulometria é bastante heterogênea, variando de arenitos finos a muito grossos conglomeráticos (Fig. 14B), com predominância de arenitos grossos, levemente conglomeráticos, e médios (Fig. 14F). As amostras variam de moderadamente selecionadas à predominantemente mal selecionadas (cf. Compton, 1982). Os grãos apresentam arredondamento variando de sub-angular a sub-arredondado, e esfericidade média. O grau de empacotamento é predominantemente frouxo. O principal processo modificador da forma original dos grãos foi o fraturamento dos grãos.

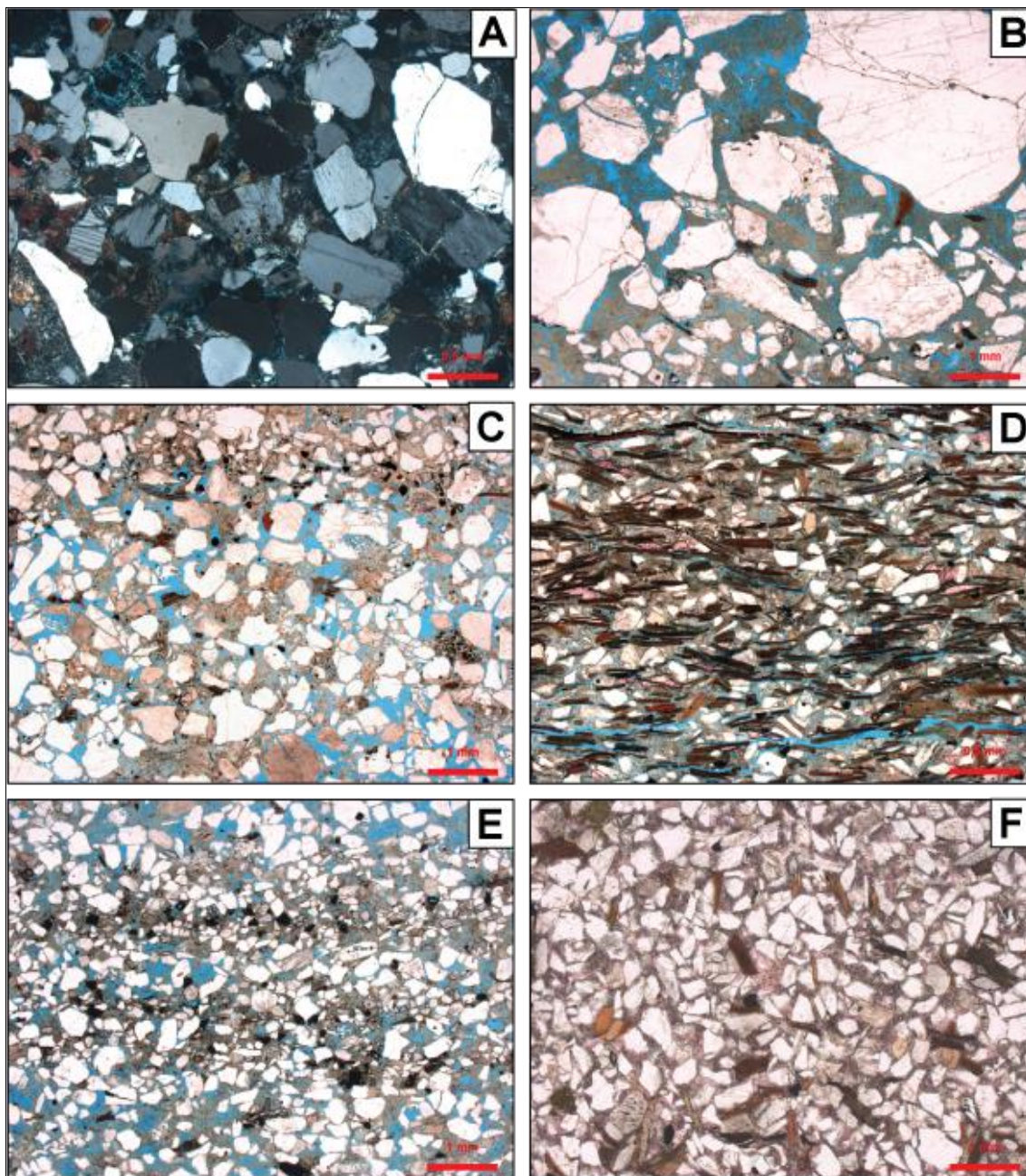


Figura 14: Fotomicrografias da textura dos arenitos siliciclásticos analisados. A) Arenito grosso maciço, mal selecionado (polarizadores cruzados; XP). B) Arenito grosso conglomerático, maciço, mal selecionado, com orientação caótica dos grãos (polarizadores descruzados; //P). C) Laminação paralela definida pela intercalação de areia média e areia grossa (//P). D) Laminação paralela definida pela concentração das micas (//P). E) Laminação paralela marcada por níveis de concentração de minerais pesados (//P). F) Arenito médio, moderadamente selecionado, com orientação caótica dos grãos (//P).

6.3.2. Diagênese

Os principais processos diagenéticos observados nos arenitos siliciclásticos incluem a precipitação de franjas e agregados complexos de esmectita preenchendo poros intergranulares e substituindo intensamente os grãos, a substituição e expansão das micas por pirita e por caulinita lamelar, a substituição de feldspatos e o preenchimento de poros intergranulares por caulinita em livrinhos (*booklets*), a cimentação, substituição e expansão das micas por calcita, a substituição dos feldspatos detríticos por K-feldspato autigênico, a precipitação de crescimentos internos de quartzo cicatrizando grãos fraturados, e a substituição de minerais pesados por óxidos de titânio. Em seguida são descritos os principais processos diagenéticos observados nos arenitos analisados.

Esmectita: A esmectita é o principal constituinte diagenético, aparecendo principalmente com hábito microcristalino, como cutículas e franjas (Fig. 15A e B; Quadro 3). A esmectita microcristalina ocorre principalmente preenchendo porosidade intergranular (Fig. 15C) e de fratura, substituindo intensamente os grãos e expandindo micas. As cutículas são finas e contínuas. As franjas são contínuas e cobrem as cutículas ou diretamente os grãos. É comum a ocorrência de agregados complexos de esmectita, especialmente como franjas múltiplas, circundando e preenchendo a porosidade intragranular (Fig. 15D).

Pirita: A pirita ocorre nos hábitos blocoso e microcristalino preenchendo porosidade intergranular (Fig. 15E), e substituindo principalmente biotitas, feldspatos, fragmentos plutônicos, minerais pesados, intraclastos lamosos, oóides e pelóides argilosos, ou macrocristalina, substituindo de forma indiferenciada constituintes detríticos e diagenéticos, particularmente a esmectita (Quadro 3).

Caulinita: A caulinita também é muito comum nos arenitos estudados, ocorrendo em praticamente todas as lâminas analisadas (Quadro 3). Agregados de cristais lamelares ocorrem especialmente expandindo micas, preferencialmente a muscovita (Fig. 15F) Agregados em livrinhos substituem feldspatos e preenchem a porosidade intergranular (Fig. 16A).

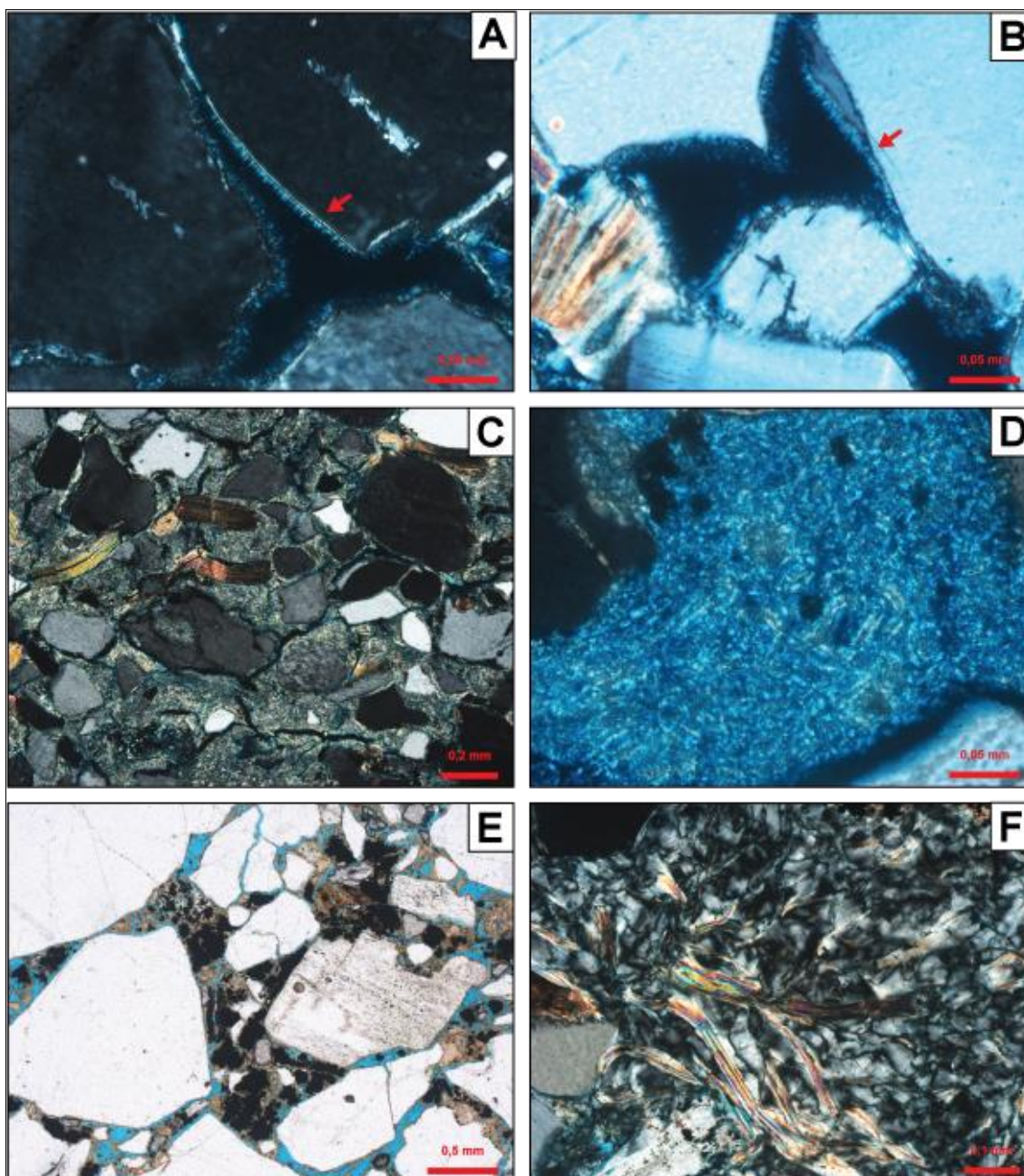


Figura 15: Fotomicrografias dos principais processos diagenéticos nos arenitos siliciclásticos analisados. A) Cutículas e franjas de esmectita cobrindo os grãos (seta vermelha, polarizadores cruzados; XP). B) Franjas de esmectita cobrindo os grãos (seta vermelha (XP). C) Esmectita microcristalina inter- e intragranular (XP). D) Agregados

complexos de esmectita substituindo grão (XP). E) Pirita microcristalina e esmectita intergranulares (polarizadores descruzados; //P). F) Caulinita lamelar expandindo e substituindo muscovita (XP).

Calcita: Nos arenitos siliciclásticos, a calcita ocorre principalmente com hábito macrocristalino, e de forma mais restrita microcristalino (Quadro 3), preenchendo porosidade intergranular e de fratura em grãos e substituindo grãos (Fig. 16B) e a esmectita intergranular. Ocorre comumente expandido micas. Em algumas lâminas ocorrem cristais blocosos discretos de calcita ferrosa (Quadro 3) preenchendo porosidade intergranular e expandindo biotitas (Fig. 16C).

Feldspatos: A substituição de feldspatos detríticos por K-feldspato microcristalino é comum nesses arenitos, sendo os grãos de ortoclásio mais afetados e subordinadamente os plagioclásios e microclínios (Quadro 3). Crescimentos descontínuos de K-feldspato sobre grãos de microclínio são bastante raros. De forma mais subordinada albita microcristalina substitui os feldspatos detríticos (Fig. 16D).

Quartzo: Crescimentos internos (Fig. 16E) aparecem cicatrizando fraturas em grãos de quartzo (Quadro 3). A ocorrência de projeções prismáticas de quartzo cobrindo os grãos é bastante rara.

Óxidos de titânio: Os óxidos de titânio ocorrem com hábito microcristalino, principalmente substituindo minerais pesados e preenchendo parcialmente a porosidade intergranular (Quadro 3).

Outros Constituintes Diagenéticos: Pseudomatriz lamosa foi originada pelo processo de compactação mecânica de intraclastos lamosos. Marcassita microcristalina ocorre substituindo biotitas. Esfalerita (Fig. 16F) e um material incolor isótropo, provavelmente cloreto, ocorrem preenchendo alguns poros

intergranulares. Halos de betume polimerizado recobrem grãos de minerais pesados, como o zircão (Quadro 3).

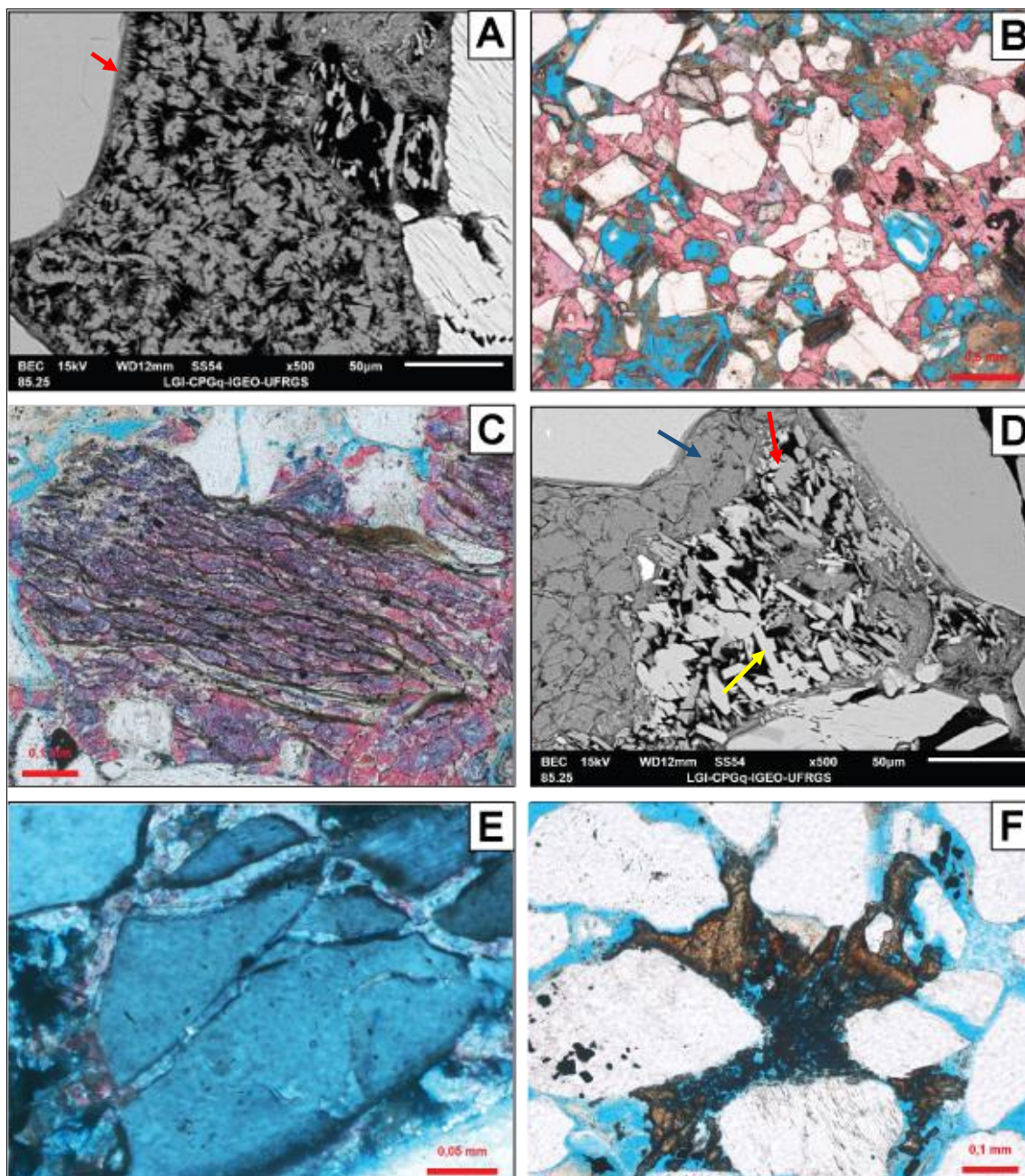


Figura 16: Fotomicrografias dos principais processos diagenéticos dos arenitos siliciclásticos analisados. A) Franjas de esmectita (seta vermelha) circundando poros e livrinhos de caulinita intergranulares e substituindo grão (elétrons retroespalhados – BSE). B) Calcita intergranular (tingida de rosa) (polarizadores descruzados; //P). C) Calcita ferrosa e não ferrosa expandindo e substituindo lamelas de biotita (//P). D) Albita diagenética (seta vermelha), K-feldspato autigênico (seta amarela) e agregados de caulinita (seta azul) substituindo feldspato (BSE). E) Crescimento interno de quartzo cicatrizando fratura em grão (polarizadores cruzados; XP). F) Esfalerita diagenética preenchendo porosidade intergranular (XP).

Constituintes Diagenéticos e Tipos de Poros	
Esmectita total	méd.=12%; máx.= 25%
Esmectita microcristalina	méd.=5,6%; máx.=22%
Franjas de Esmectita	méd.= 3,2%; máx.= 10,3%
Cutículas de Esmectita	méd.= 2,3%; máx.= 11,6%
Pirita	méd.= 5,6%; máx.= 9,7%
Caulinita	méd.= 3,8%; máx.= 6,2%
Calcita macrocristalina	méd.= 2,3 %; máx.= 13,6%
Calcita microcristalina	méd. <1%; máx.= 4,6%
K-feldspato	méd. <1%; máx.= 3,6%
Albita	méd. e máx. <1%
Quartzo	méd. <1%; máx.= 2,6%
Óxidos de Titânio	méd. e máx. <1%
Outros Constituintes Diagenéticos	méd. = 1%; máx.= 12%
Porosidade total	méd.= 14,1%; máx.= 24,6%
Porosidade intergranular	méd.= 5,2%; máx.= 10%
Porosidade de contração	méd.= 3,2%; máx.= 5%
Porosidade de fratura em grãos	méd.= 1,2%; máx.= 2,6%
Porosidade Secundária (intragranular, móldica e agigantada)	méd.= 1%; máx.= 5,9%

Quadro 3. Síntese da quantificação petrográfica dos principais constituintes diagenéticos e tipos de poros identificados dos arenitos siliciclásticos.

Compactação: As rochas estudadas foram pouco afetadas por processos de compactação, sendo a deformação das biotitas o mais visível. O empacotamento destes arenitos é predominantemente frouxo, subordinadamente normal. Algumas lâminas apresentam pseudomatriz lamosa como produto da compactação dos intraclastos lamosos.

6.3.3. Porosidade

A macroporosidade média dos arenitos siliciclásticos é de 14,1%, chegando a 24,6%. A porosidade intergranular (Fig. 17A) é predominante (Quadro 3), reduzida principalmente por franjas e agregados complexos de esmectita. A contração por desidratação das esmectitas (Fig. 17B) e o faturamento dos grãos (Quadro 3) foram localmente importantes. A porosidade secundária

intragranular, gerada pela dissolução de feldspatos, a porosidade móldica e poros agigantados são de importância subordinada (Fig. 17 C e D). Para melhor análise da porosidade, foram disponibilizados pela ANP dados de porosidade e permeabilidade de um dos quatro poços estudados. O Poço em questão contempla a maior parte das amostras de arenitos híbridos e intrabaciais. A tabela com os respectivos valores encontra-se em anexo neste trabalho.

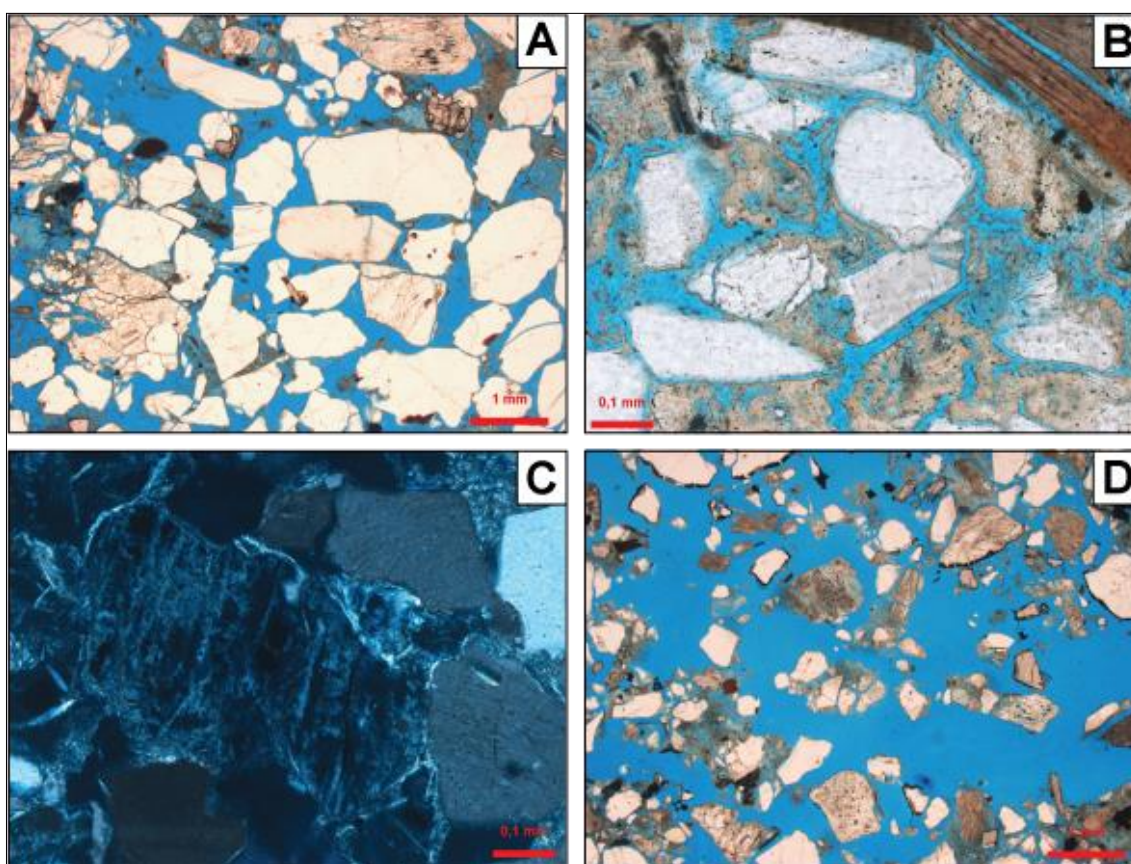


Figura 17: Fotomicrografias dos principais tipos de poros dos arenitos siliciclásticos analisados. A) Porosidade intergranular primária (polarizadores descruzados, //P). B) Porosidade de contração de franjas e agregados de esmectita (//P). C) Porosidade intragranular da dissolução de feldspato (polarizadores cruzados, XP). D) Poros agigantados (//P).

6.4. Petrologia dos Arenitos Híbridos e Intrabaciais

6.4.1. Estrutura, Textura e Fábrica

Os arenitos híbridos e intrabaciais mostram estrutura predominantemente maciça, mas algumas amostras exibem laminação irregular ou paralela, ou estratificação cruzada. Amostras de estrutura maciça (Fig. 18A e B) apresentam orientação caótica ou sub-paralela (Fig. 18 C) dos grãos na fração siliciclástica. A laminação ou estratificação são definidas por variações composicionais (Fig. 18D e E) e texturais, mais comumente pela concentração das micas, principalmente da biotita, e por cimentação seletiva por calcita (Fig. 18F).

A granulometria varia de areia muito fina a grossa, havendo preponderância de areia fina (Fig. 18 A). A seleção varia de boa a má (cf. Compton, 1982), predominantemente moderada.

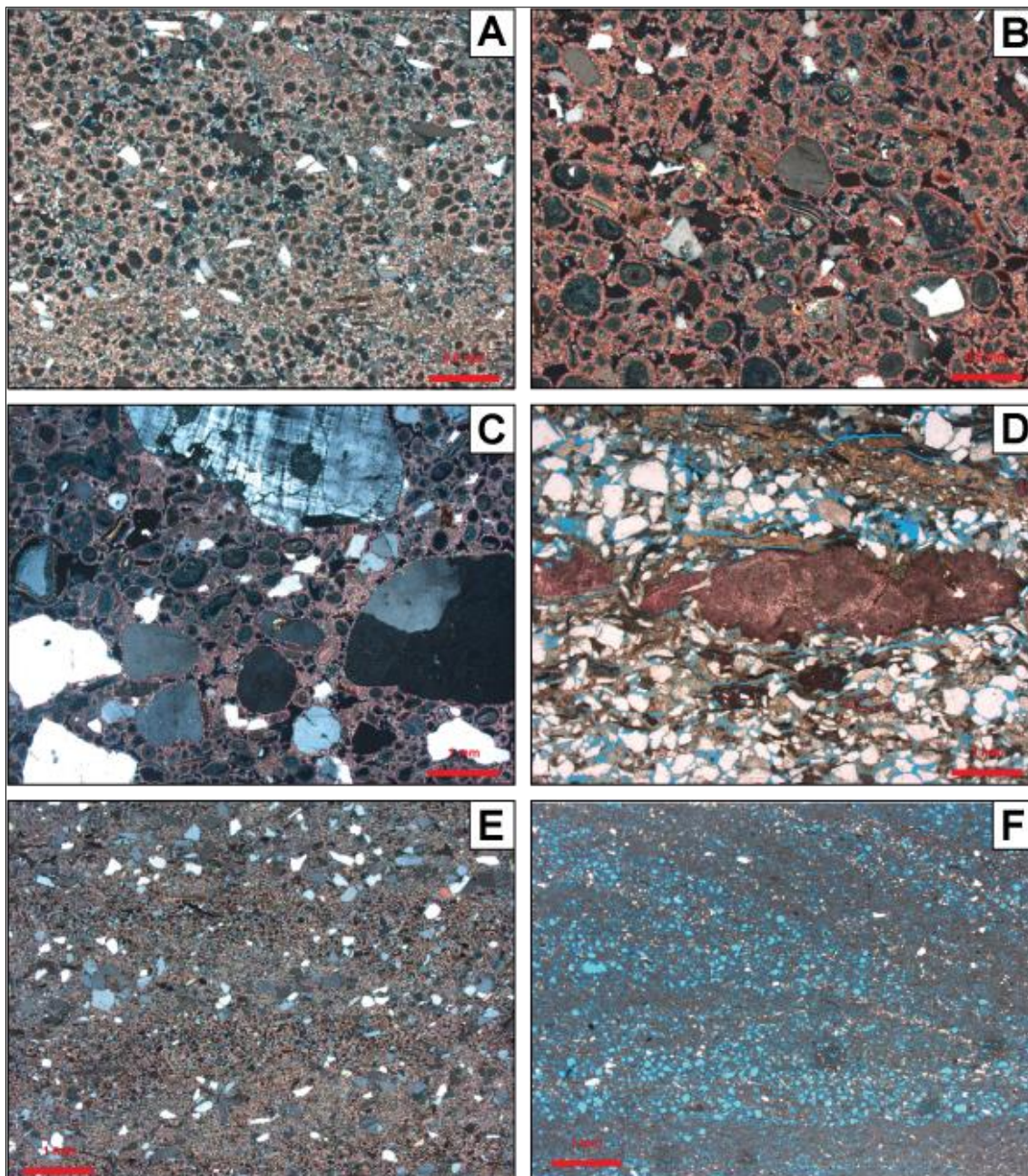


Figura 18: Fotomicrografias da textura dos arenitos intrabaciais e híbridos analisados. A) Arenito ooidal-peloidal argiloso fino, maciço, bem selecionado (polarizadores cruzados, XP). B) Arenito ooidal-peloidal argiloso médio, maciço, moderadamente selecionado (XP). C) Arenito híbrido médio, maciço, mal selecionado (XP). D) Arenito híbrido médio, moderadamente selecionado com concreção de calcita (polarizadores descruzados, //P). E) Laminação paralela definida por níveis de concentração de oóides argilosos (XP). F) Estratificação cruzada marcada por cimentação seletiva por calcita em arenito ooidal-peloidal argiloso (//P).

6.4.2. Diagênese

Os principais processos diagenéticos observados nos arenitos híbridos e intrabaciais foram a precipitação interpartícula e intrapartícula de calcita blocosa em franjas e cristais discretos, a substituição dos constituintes primários por pirita, a precipitação de esmectita como franjas, cutículas e agregados microcristalinos interpartícula, a expansão de micas por caulinita lamelar, a substituição de feldspatos e o preenchimento de porosidade intergranular por caulinita em livrinhos, e a substituição de feldspatos detríticos por K-feldspato autigênico.

Calcita: A calcita é o principal constituinte diagenético nesses arenitos (Quadro 4), principalmente com hábito blocoso e com composição não-ferrosa e ferrosa, localmente em franjas circundando as partículas (Fig. 19A e B) e os poros intrapartícula (Fig. 19C) e móldicos, e expandindo micas, especialmente biotitas (Fig. 19D). Calcita microcristalina (Quadro 4) aparece substituindo oóides e pelóides argilosos (Fig. 19E e F).

Pirita: A pirita ocorre com hábito blocoso e microcristalino substituindo parcialmente biotitas, intraclastos lamosos, oóides e pelóides argilosos (Fig. 20A), e substituindo totalmente constituintes detríticos indiferenciados (Quadro 4).

Esmectita: A esmectita ocorre principalmente com o hábito microcristalino, como franjas e cutículas (Quadro 4). A esmectita microcristalina ocorre principalmente preenchendo porosidade interpartícula e de fratura (Fig. 20B), substituindo intensamente os grãos e expandindo biotitas. As cutículas são finas e contínuas. As franjas são contínuas e ocorrem cobrindo as cutículas, e circundando porosidade intrapartícula e móldica (Fig. 20C).

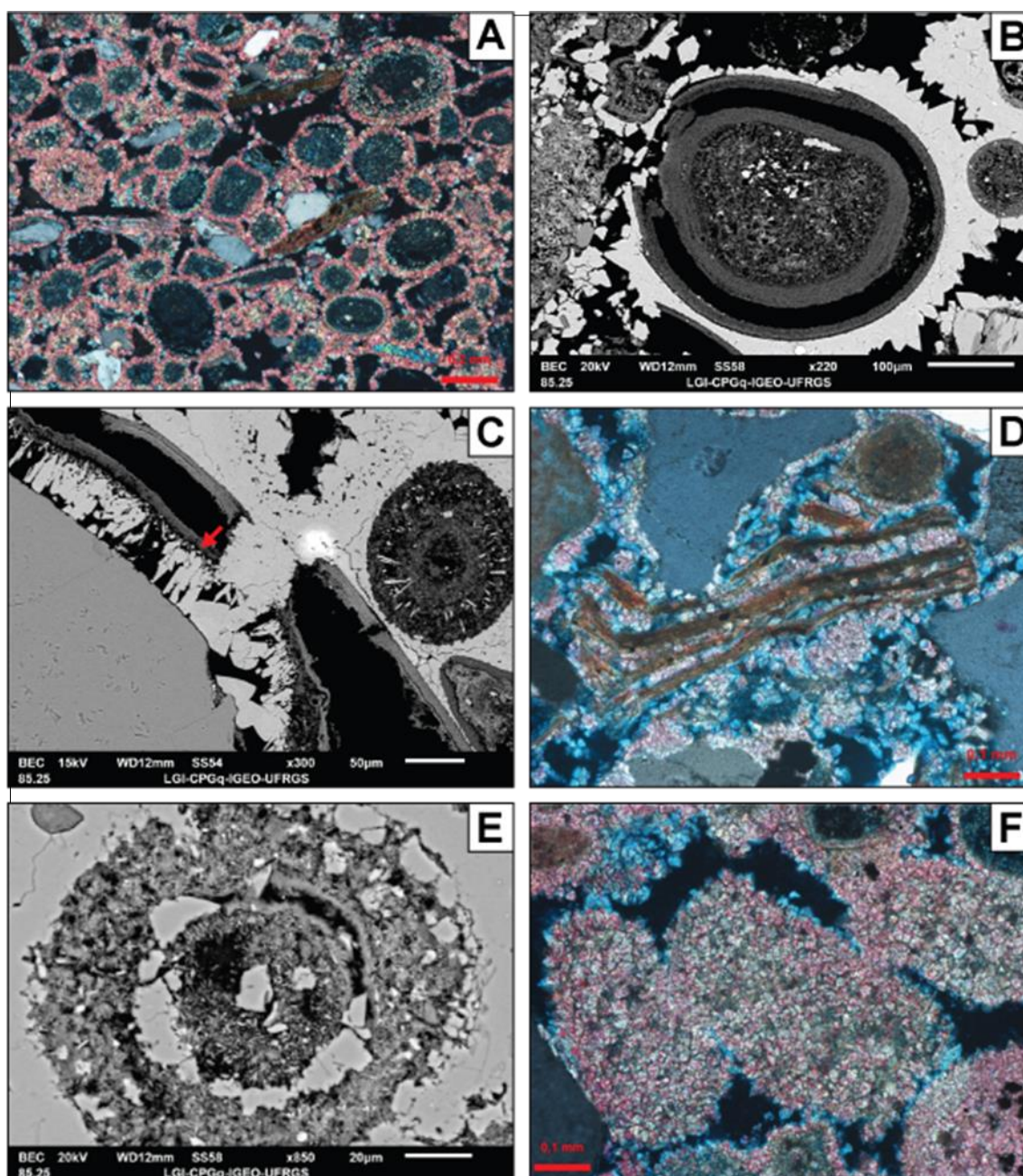


Figura 19: Fotomicrografias dos principais processos diagenéticos dos arenitos intrabaciais e híbridos analisados. A) Franjas contínuas de calcita blocosa (polarizadores cruzados, XP). B) Franjas de calcita blocosa cobrindo oóide argiloso (elétrons retroespalhados – BSE). C) Franjas de calcita acicular circundando porosidade intrapartícula (seta vermelha, BSE). D) Calcita expandindo lamelas de biotita (XP). E) Calcita blocosa substituindo oóide argiloso (BSE). F) Calcita blocosa substituindo oóide/pelóide argiloso indiferenciado (XP).

Caulinita: A caulinita apresenta hábito lamelar e em livrinhos. Caulinita lamelar substitui e expande micas. Os agregados em livrinhos ocorrem preenchendo porosidade interpartícula e substituindo feldspatos (Fig. 20 D; Quadro 4).

Feldspatos: Parte dos feldspatos detríticos das amostras encontram-se substituídos por K-feldspato autigênico microcristalino, sendo os ortoclásios mais afetados do que os plagioclásios e microclínios (Quadro 4).

Outros Constituintes Diagenéticos: Material isótopo, provável cloreto, ocorre localmente preenchendo poros interpartícula e de fratura (Quadro 4).

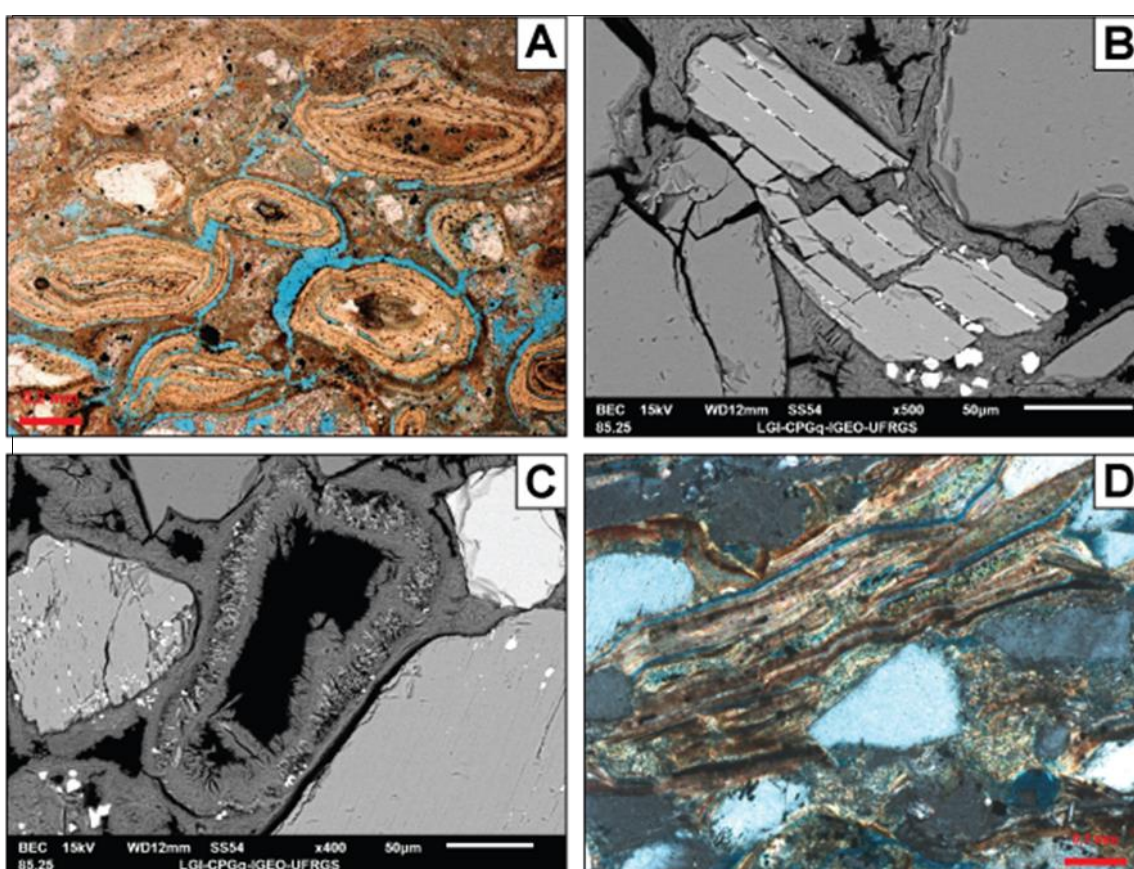


Figura 20: Fotomicrografias dos principais processos diagenéticos dos arenitos intrabaciais e híbridos analisados. A) Oóides argilosos deformados, substituídos localmente por pirita microcristalina (polarizadores cruzados, XP). B) Esmectita preenchendo poro de fratura em feldspato (seta amarela, elétrons retroespalhados – BSE). C) Franjas de esmetita interpartícula (seta vermelha) e intrapartícula (seta amarela, BSE). D) Esmectita expandindo biotita (XP).

Constituintes Diagenéticos e Porosidade	
Calcita total	méd.= 29,3%; máx.= 43,8%
Calcita blocosa não ferrosa	méd.= 15,6%; máx.= 23%
Calcita blocosa ferrosa	méd.= 2,2%; máx.= 5,6%
Calcita microcristalina	méd.= 5,6%; máx.= 42,3%
Franjas de Calcita	méd.= 3,8%; máx.= 6,2%
Pirita	méd.= 5,2 %; máx.= 9,6%
Esmectita microcristalina	méd.= 1,2%; máx.= 7,6%
Franjas de Esmectita	méd.= 1%; máx.= 8,0%
Cutículas de Esmectita	méd. <1%; máx.= 2,6%
Caulinita	méd. <1%; máx.= 1,2%
K-feldspato	méd. <1%; máx.= 2,6%
Outros Constituintes Diagenéticos	méd. e máx. <1%
Porosidade total	méd.= 15,7%; máx.= 22,3%
Porosidade móldica	méd.= 6%; máx.= 13%
Porosidade interpartícula	méd.= 4,7%; máx.= 8%
Porosidade intrapartícula	méd.= 3%; máx.= 10,3%
Porosidade de contração	méd.= 1,1%; máx.= 5%

Quadro 4. Síntese petrográfica quantitativa dos principais constituintes diagenéticos e tipos de poros identificados nos arenitos intrabaciais e híbridos.

Compactação: O empacotamento nestes arenitos é predominantemente frouxo, aparentemente porque a cimentação por calcita serviu como sustentação do arcabouço, impedindo uma compactação mais intensa.

6.4.3. Porosidade

A macroporosidade média dos arenitos híbridos e intrabaciais é de 15,7%, com máximo de 22,3%. Os tipos de poros predominantes são móldicos (Fig. 21A), oriundos da dissolução total de oóides e pelóides argilosos, interpartícula, intrapartícula (Fig. 21A e B), derivados da dissolução parcial de grãos argilosos, e de contração desses grãos (Fig. 21C). Outros tipos de poros incluem de fratura, poros intragranulares da dissolução de feldspatos (Fig. 21D) e de canal (Quadro 4).

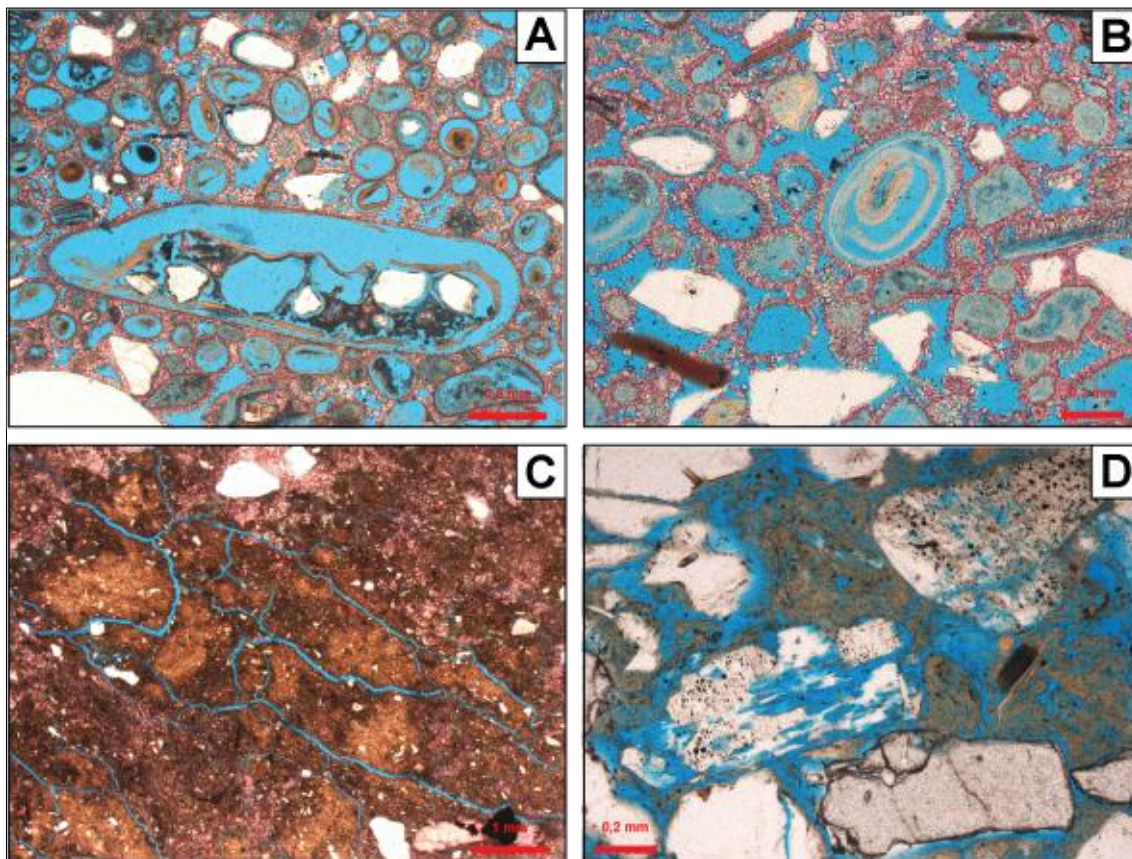


Figura 21: Fotomicrografias dos principais tipos de poros dos arenitos intrabaciais e híbridos analisados. A) Porosidade intrapartícula e móldica da dissolução de oóides e intraclastos argilosos (polarizadores descruzados, //P). B) Porosidade intrapartícula e móldica de dissolução, e de contração de oóides argilosos. C) Porosidade de contração de intraclasto argiloso (//P). D) Porosidade intragranular da dissolução de feldspatos (//P).

7. DISCUSSÃO

A gênese e evolução dos depósitos mistos de arenitos siliciclásticos e arenitos híbridos ooidais do Grupo Barra Nova (Albiano), que correspondem à seção produtora do Campo Córrego Cedro Sul (CCS), foram claramente diferentes das interpretadas para depósitos mistos siliciclásticos-carbonáticos do Grupo Barra Nova em outras áreas da bacia (De Ros et al., 2012; Beggiano, 2013; Tagliari et al., 2012; 2013). Os arenitos híbridos de CCS são compostos por oóides argilosos semelhantes aos ocorrentes na seção rifte (Barremiano) da Bacia de Campos (Armelenti et al., 2016). Por outro lado, os arenitos siliciclásticos mostram processos diagenéticos similares àqueles observados em arenitos da seção sag (Aptiano) da Bacia do Espírito Santo (Carvalho et al., 2014).

7.1. Proveniência

A fração extrabacial dos arenitos siliciclásticos e híbridos analisados possui composição predominantemente quartzo-feldspática, característica da transição entre uma proveniência de blocos do embasamento soerguido e condições cratônicas (sensu Dickinson, 1985; Fig. 22). Feldspatos e fragmentos plutônicos são abundantes, como é característico desse modo de proveniência tectônica. Os únicos outros fragmentos líticos encontrados, de serpentinito correspondem à contribuição de uma área fonte tipo *greenstone*, não preservada no embasamento adjacente atual.

A composição feldspática dos arenitos siliciclásticos, sua granulometria predominantemente grossa e baixo arredondamento, sugerem que esses sedimentos foram erodidos de áreas-fonte relativamente próximas, sob condições de clima seco, rapidamente transportados, com limitado retrabalhamento, e depositados por sistemas aluviais.

franjas resultaram de diversos estágios de dissolução de grãos e de precipitação de esmectita (Carvalho *et al*, 2014).

A autigênese dos cristais discretos e crescimentos de feldspato potássico está vinculada comumente à dissolução de feldspatos detríticos (Morad *et al*, 1989; Maraschin *et al.*, 2004) e à alteração de micas (muscovita a caulinita, e biotita a esmectita). Adicionalmente, a precipitação do K-feldspato pode estar relacionada à ação de fluidos alcalinos, rico em íons, originados a partir da dissolução de evaporitos. Nos arenitos siliciclásticos de CCS, os crescimentos de K-feldspato ocorrem de maneira restrita e não tiveram impacto perceptível sobre a porosidade.

A autigênese de pirita microcristalina deve estar relacionada à redução bacteriana do sulfato dissolvido na água (Berner, 1984). A redução de sulfato por bactérias gera ácido sulfídrico (H_2S) e CO_2 . A reação de H_2S com minerais ferro-magnesianos, como a biotita e minerais pesados, e com Fe^{++} provindo da sua alteração promove a precipitação da pirita. Por outro lado, a formação de pirita blocosa e corrosiva em relação aos outros constituintes deve ter ocorrido durante o soterramento, como resultado da redução térmica de sulfato (Morad *et al.*, 2000).

A dissolução de grãos de feldspatos, minerais pesados e micas promoveu a precipitação de caulinita. O ambiente de formação de caulinita está normalmente relacionado à incursão de águas meteóricas levemente ácidas e de baixas concentrações iônicas (Worden & Morad, 2003). A textura de expansão das biotitas e muscovitas produzida pela caulinização indica que este processo ocorreu a profundidades ainda rasas. A dissolução de feldspatos e pesados teve um impacto positivo na porosidade, porém reduzido pela precipitação de caulinita e óxidos de titânio, respectivamente.

Dois estágios de precipitação de calcita ocorreram. O primeiro, na eodiagênese, com a expansão de micas e substituição de feldspatos e outros grãos. Carvalho *et al* (2014) sugerem que a precipitação de calcita na seção sag da Bacia do Espírito Santo teria ocorrido precocemente, a partir de fluidos meteóricos pouco modificados por evaporação. Um segundo estágio de precipitação de calcita nos arenitos siliciclásticos de CCS, ocorreu durante o soterramento, após a compactação, com cimentação por calcita macrocristalina.

Também em condições mesodiagenéticas, foram precipitados alguns cristais discretos de calcita ferrosa.

A compactação foi relativamente limitada nesses arenitos, incluindo a deformação dos grãos dúcteis, particularmente de micas e intraclastos lamosos, localmente deformados a pseudomatriz lamosa.

A fonte de sílica para a formação de crescimentos internos de quartzo cicatrizando grãos fraturados e de projeções prismáticas nestes arenitos está provavelmente relacionada com a dissolução e caulinização dos feldspatos (Worden & Morad, 2000).

A albitização dos feldspatos ocorre de forma muito subordinada nesses arenitos, estando a precipitação de albita relacionada à alta atividade de Na^+ em relação ao Ca^{2+} e K^+ nas águas intersticiais (Morad *et al.*, 2000; Worden & Burley, 2003), provavelmente como produto da dissolução dos evaporitos subjacentes.

Processos Diagenéticos	Eodiagênese	Mesodiagênese
Esmectita	████████	
K-Feldspato	————	
Pirita	————	————
Dissolução	————	
Caulinita	████████	
Minerais de Titânio	————	
Calcita	————	————
Quartzo		————
Compactação	————	————
Albita		————

Figura 23: Sequência simplificada dos processos diagenéticos para os arenitos siliciclásticos estudados. A espessura das barras indica a importância relativa do processo.

A Figura 24 ilustra esquematicamente a evolução de alguns dos principais processos diagenéticos acima descritos.

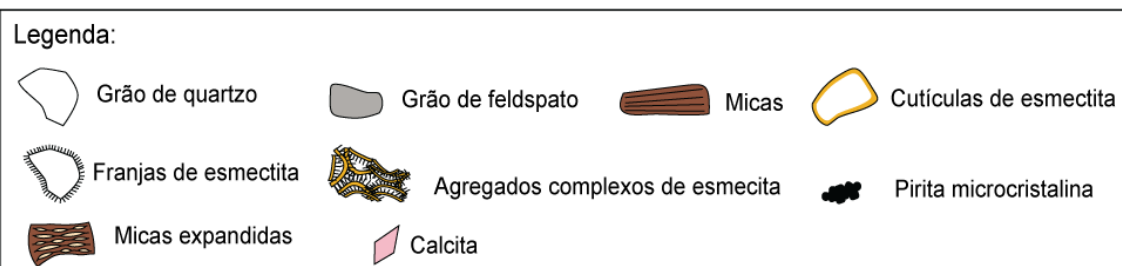
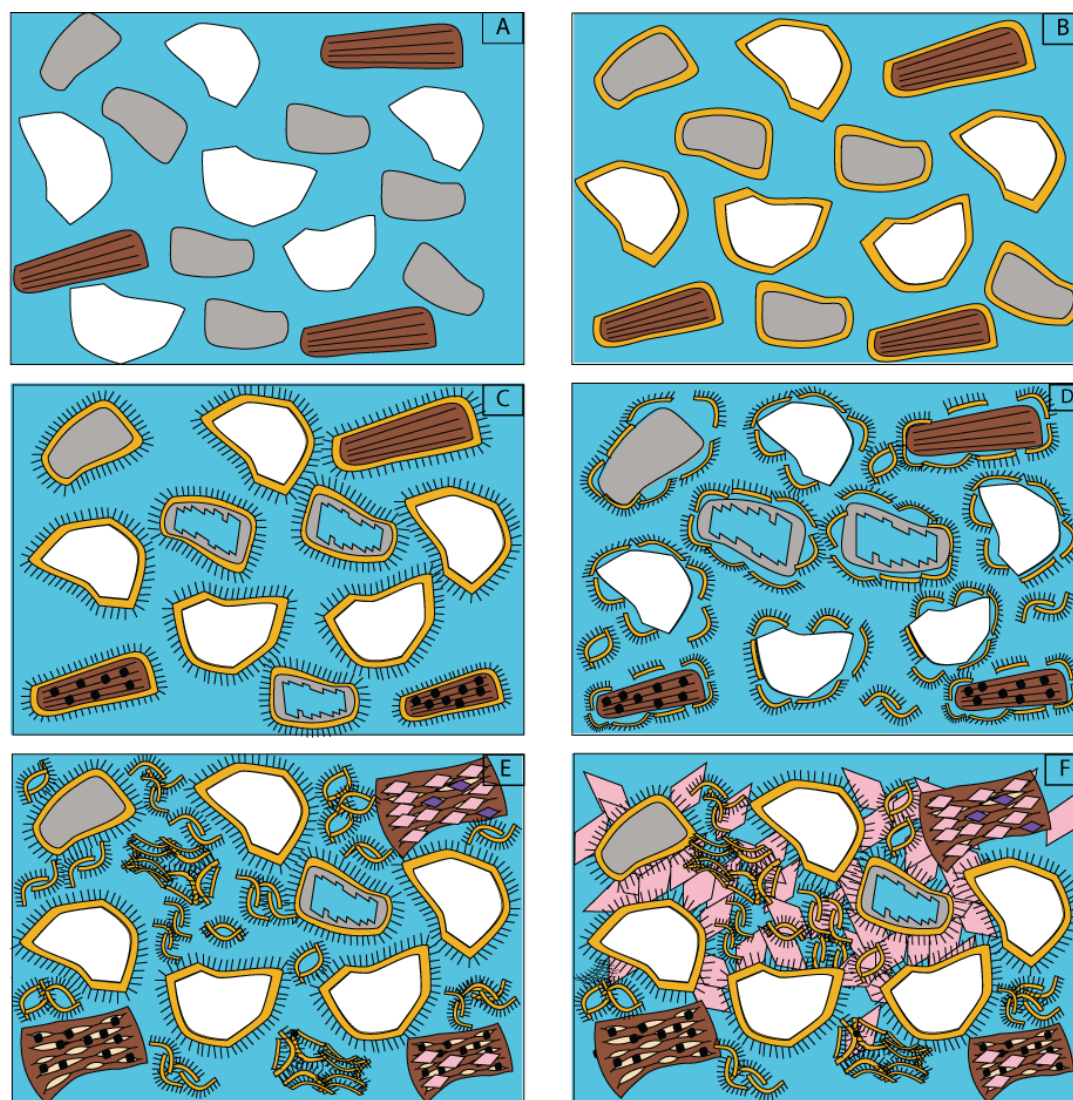


Figura 24: Evolução dos processos diagenéticos nos arenitos siliciclásticos. A) Arenito composto por quartzo, feldspatos e micas. B) Formação de cutículas de esmectita. C) Dissolução dos feldspatos, precipitação de franjas contínuas de esmectita e de pirita microcristalina substituindo grãos. D) Contração das franjas e cutículas de esmectita. E) Precipitação de novas franjas e cutículas de esmectita, substituição de grãos por agregados complexos de esmectita e expansão das micas. F) Cimentação por calcita.

7.3 Arenitos Híbridos e Intrabaciais

7.3.1 Aspectos deposicionais

A composição atual dos oóides e pelóides argilosos foi interpretada como correspondente, ao menos parcialmente, a interestratificados I/S (ilita-esmectita) com base nas análises EDS (Fig. 25). Contudo, a morfologia e as características óticas desses oóides e pelóides argilosos são muito similares aos oóides estevensíticos da seção rifte da Bacia de Campos, constituídos por filossilicatos magnesianos (estevensita, talco-estevensita e kerolita).

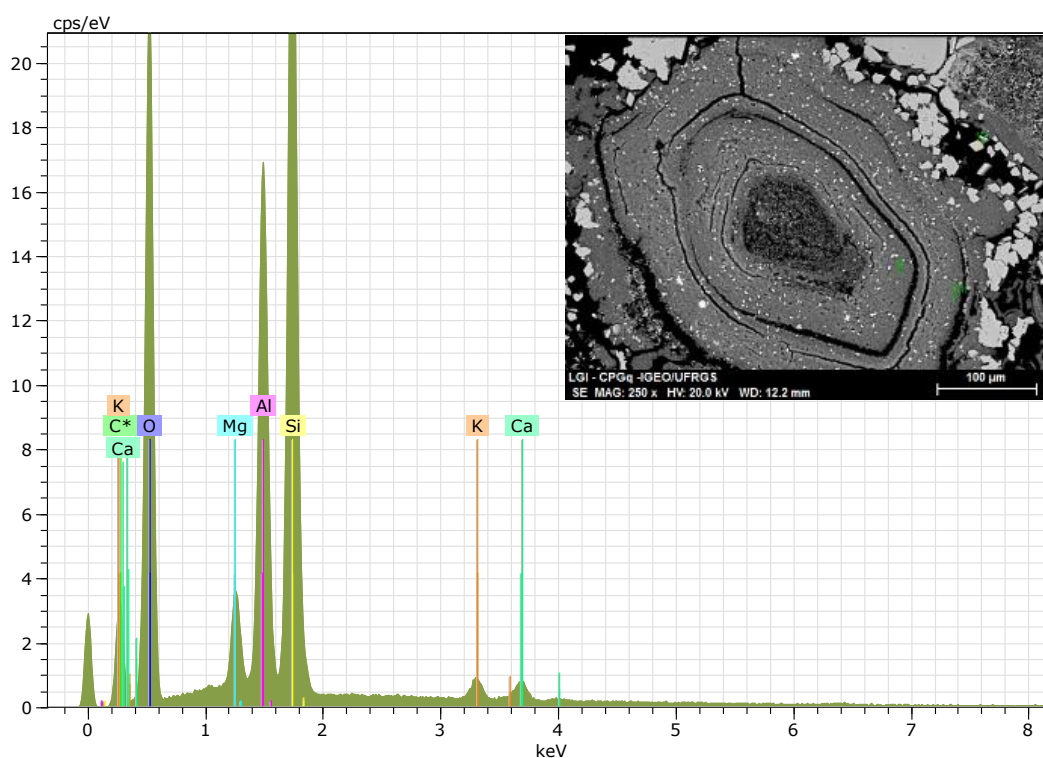


Figura 25: Análise EDS de envelope de oóide argiloso indicando provável composição a base de interestratificados I/S.

A maioria dos depósitos de argilominerais magnesianos está associada a ambientes lacustres e sua formação é controlada por fatores físico-químicos que incluem pH (alcalinidade), salinidade e PCO_2 (Jones e Galán, 1988).

Tosca e Masterson (2014) desenvolveram uma série de experimentos para definir as condições de precipitação de filossilicatos magnesianos em função do pH, razão Mg/Si e salinidade. De acordo com esses autores, a kerolita é precipitada em ambientes de baixa salinidade, alto pH e alta razão Mg/Si, a sepiolita é precipitada em ambientes com menor pH e baixa razão Mg/Si, enquanto que a estevensita é precipitada em ambientes com alto pH, alta salinidade e altas razão Mg/Si.

O papel da PCO_2 é de extrema importância na formação desses silicatos sob condições de evaporação, visto que afeta diretamente o pH (Deocampo and Ashley, 1999; Deocampo, 2005). Um aumento nos níveis de CO_2 pode resultar na dissolução dos silicatos magnesianos (Tosca et al., 2011). Além disso, a ação de microrganismos pode modificar o pH, produzindo CO_2 biogênico e induzindo a dissolução desses silicatos.

A formação desses argilominerais magnesianos pode ser desencadeada por uma série de processos, nos quais incluem a cristalização a partir de um gel e.g., Guven and Carney, 1979; Decarreau, 1980; Decarreau, 1983; Decarreau, 1985; Hartman and Millard, 1990), a alteração de um substrato pré existente, tal como sílica, vidro vulcânico e/ou a precipitação direta a partir de uma solução (Tosca, 2013).

Pozo and Casas (1999) interpretaram a formação de kerolita e estevensita em um ambiente lacustre como produto da mistura entre água lacustre rica em Mg e água subterrânea com alta atividade de Si. Essa mistura promove um aumento no razão Mg/H e a formação de um gel e Si e Mg, que mais tarde, precipitaria kerolita ou estevensita. Os autores explicam que a formação de camadas mistas de kerolita-estevensita é consequência de um aumento na salinidade-alcalinidade desencadeado principalmente por evaporação. Precipitação de estevensita favorecida por aumento de salinidade tem sido relatada em lagos alcalinos modernos na América do Sul e na África (Badaut and Risacher, 1983; Darragi and Tardy, 1987).

Armementi *et. al.* (2016) reportam a existência de oóides e pelóides estevensíticos, muito similares opticamente aos do Campo Córrego Cedro Sul, na seção rifte da Bacia de Campos. Segundo os autores, essas partículas teriam sido precipitadas singeneticamente em ambientes lacustres rasos e alcalinos, ligeiramente agitados pela ação de ondas ou correntes.

7.3.2 Diagênese dos arenitos híbridos e Intrabaciais

A sequência diagenética interpretada para as rochas híbridas e intrabaciais tem como principais processos a cimentação por calcita e a dissolução de oóides e pelóides argilosos (Fig. 26)

O primeiro e o mais importante processo diagenético atuante nos arenitos híbridos e intrabaciais foi precipitação de cristais blocosos de calcita, cobrindo continuamente as partículas, expandindo micas e substituindo grãos. A continuidade dessas franjas blocosas e a textura de expansão das micas sugerem um carácter pré-compactacional. A presença de cristais discretos de calcita ferrosa, indicam variação na composição dos fluidos intersticiais durante o progressivo soterramento.

A precipitação de cutículas e franjas de esmectita ocorreu em volumes subordinados em relação aos arenitos siliciclásticos, comumente em em que não houve a precipitação de calcita blocosa. Assim como nos arenitos siliciclásticos, a precipitação de esmectita deve ser essencialmente produto da interação da composição primária fortemente imatura com fluidos alcalinos concentrados em íons (Worden & Burley, 2003; Morad *et al.*, 2010). A ação destas águas ricas em íons também resultou na precipitação de cristais discretos de K-feldspato.

A autigênese dos cristais discretos e crescimentos de K-feldspato está vinculada comumente à dissolução de feldspatos detríticos (Morad *et al.*, 1989) e alteração de micas (muscovita a caulinita, e biotita a esmectita). Adicionalmente, a precipitação de K-feldspato deve estar relacionada à ação de fluidos alcalinos, rico em íons, influenciados pela dissolução dos evaporitos subjacentes.

A dissolução de oóides e pelóides argilosos e constituintes clásticos constitui o segundo processo em importância na diagênese desses arenitos. A

dissolução interna dos envelopes dos oóides possibilitou a precipitação de franjas intrapartícula de esmectita e de cristais aciculares de calcita circundando a porosidade intrapartícula.

A dissolução de feldspatos, fragmentos plutônicos e micas, e a associada precipitação de caulinita, devem ter ocorrido a profundidade ainda rasas, como indicado pela textura expandida das biotitas e moscovitas caulinizadas. A autigênese de caulinita deve ter sido relacionada à ação de águas meteóricas levemente ácidas e de baixas concentrações iônicas (Worden & Morad, 2003).

A autigênese de pirita microcristalina (eodiagenética) foi interpretada como relacionada a redução bacteriana de sulfato (Berner, 1984). Por outro lado, a pirita blocosa mais tardia, foi considerada produto da reação de redução térmica do sulfato, provavelmente relacionada a maturação da matéria orgânica (Morad et al., 2000).











Processos Diagenéticos	Eodiagênese	Mesodiagênese
Calcita		
Esmectita		
K-Feldspato		
Pirita		
Dissolução		
Caulinita		
Compactação		

Figura 26: Sequência simplificada dos processos diagenéticos interpretada para os arenitos híbridos e intrabaciais. A espessura das barras indica a importância relativa do processo.

A compactação causou limitada deformação de grãos dúcteis como micas, oóides e pelóides argilosos. A cimentação precoce por calcita serviu como sustentação do arcabouço, impedindo uma compactação mais intensa. A cimentação carbonática precoce normalmente estabiliza a fábrica e ameniza os efeitos de redução da porosidade primária por compactação mecânica (e.g., Molenaar et al., 1989; Tedesco et al., 2001).

A formação de interestratificados illita-esmectita (I/S), indicada pelas análises EDS, deve ter ocorrido durante o aumento progressivo da profundidade de soterramento, que promoveu a transformação da composição esmectítica original dos oóides e pelóides. Normalmente, durante o soterramento progressivo, esmectitas trioctaédricas tendem a ser transformadas em camadas mistas clorita-esmectita (C/S), enquanto esmectitas dioctaédricas tendem a ser transformadas em camadas mistas I/S (Chang *et al.*, 1986). Contudo, os interestratificados identificados podem ter sido originados em um estágio precoce da evolução diagenética, resultado da ampla disponibilidade de íons a partir de fluidos salinos eodiagenéticos (cf. Morad et al., 1995; Tang et al., 1994), com K^+ derivado da dissolução de K-feldspatos, ou dos evaporitos associados (Worden & Morad, 2003). Conforme a evolução dos processos diagenéticos, os oóides e pelóides argilosos sofreram contração por desidratação, favorecendo a geração de porosidade secundária através de sua dissolução parcial.

A Figura 27 ilustra esquematicamente a evolução dos principais processos diagenéticos acima descritos.

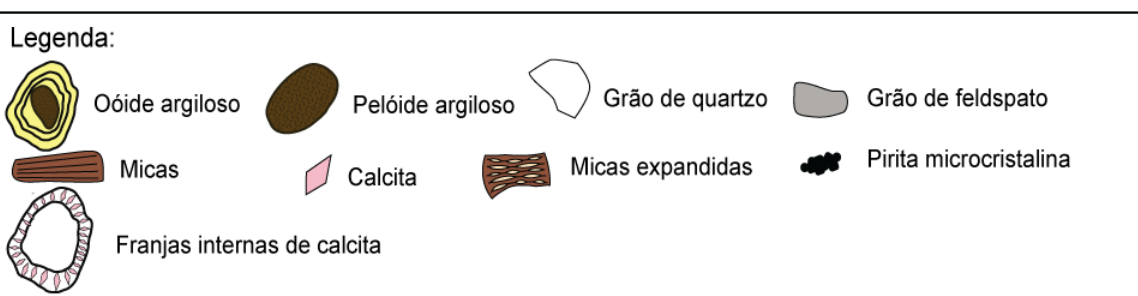
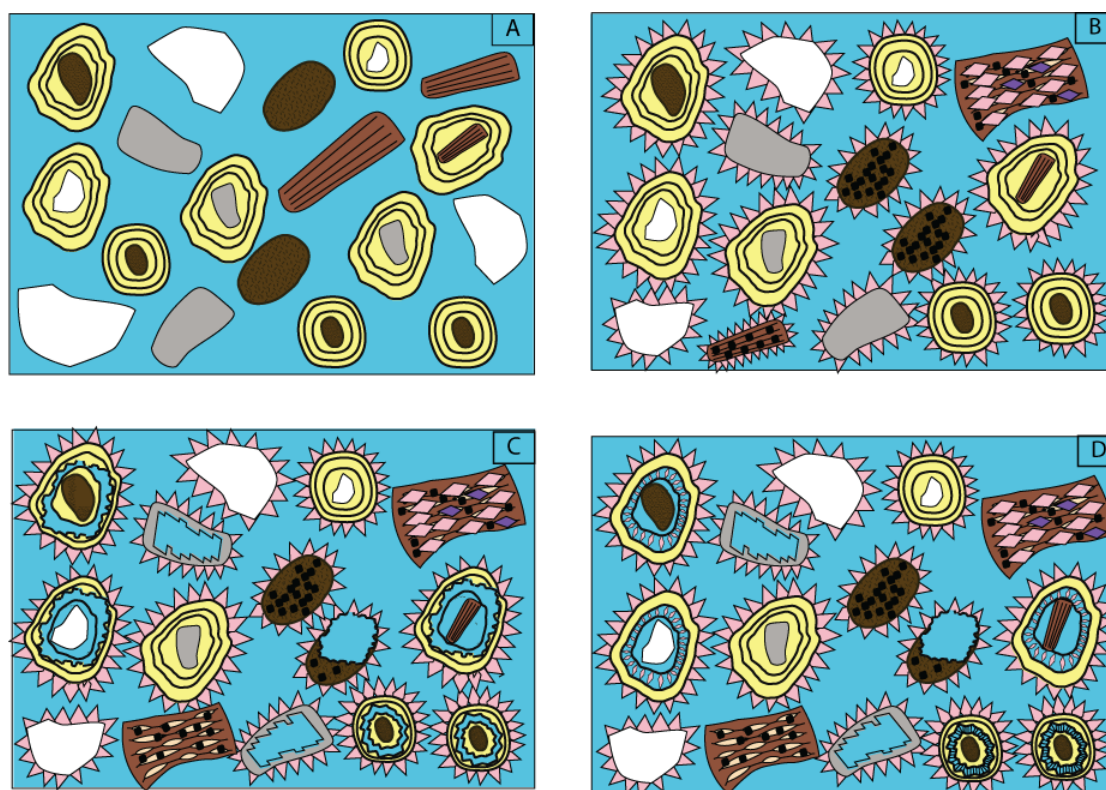


Figura 27: Evolução dos processos diagenéticos nos arenitos híbridos e intrabaciais. A) Arenito híbrido composto por oóides e pelóides argilosos e grãos clásticos. B) Precipitação de calcita blocosa em franjas e expandindo micas e de pirita microcristalina substituindo grãos. C) Dissolução das partículas e expansão das micas por caulinita E) Precipitação de franjas internas de calcita.

7.3.3 Porosidade

Os arenitos híbridos e intrabaciais em sua maioria possuem boa qualidade como reservatórios de hidrocarbonetos, conferida pela geração de porosidade secundária por dissolução das partículas e pela preservação parcial de porosidade primária interpartícula. A cimentação precoce por calcita serviu como

sustentação do arcabouço, impedindo uma compactação mais intensa e possibilitando assim, a preservação de parte significativa da porosidade primária. Dados petrofísicos confirmam a boa qualidade desses arenitos como reservatórios, com valores de porosidade de até 42%, e de permeabilidade atingindo 3204 mD. O sistema poroso dessas rochas é similar ao de alguns reservatórios carbonáticos com extensa dissolução de grãos aloquímicos por fluidos meteóricos eodiagenéticos (Moore, 2001).

8. CONCLUSÕES

O estudo por petrografia sistemática e microscopia eletrônica dos arenitos siliciclásticos, híbridos e intrabaciais do Campo Córrego Cedro Sul revelou que:

- 1) Os arenitos siliciclásticos são predominantemente arcóseos médios a grossos, moderadamente a pobremente selecionados, originalmente muito ricos em micas e minerais detríticos pesados.
- 2) Foi observado um grande controle da composição detrítica, fortemente imatura, sobre os processos diagenéticos dos arenitos siliciclásticos.
- 3) Os principais processos diagenéticos identificados nos arenitos siliciclásticos são: precipitação de cutículas, franjas e agregados complexos de esmectita, dissolução de feldspatos e outros grãos, substituição e expansão das micas por caulinita, cimentação por calcita e pirita. Subordinadamente, ocorrem cristais isolados de K-feldspato e minerais de titânio.
- 4) A formação das esmectitas autigênicas foi favorecida pela composição detrítica imatura dos arenitos siliciclásticos e pela contribuição de fluidos alcalinos provenientes da dissolução das camadas evaporíticas subjacentes.
- 5) A porosidade dos arenitos siliciclásticos é predominantemente intergranular, reduzida em parte principalmente por franjas e agregados complexos de esmectita.
- 6) Os arenitos ooidais e híbridos são constituídos por misturas de proporções similares dos mesmos constituintes siliciclásticos com oóides argilosos, muito similares aos oóides de filossilicatos magnesianos (estevensita; kerolita) que são abundantes na seção rifte (Barremiano) da Bacia de Campos.

- 7) Os oóides apresentam ampla variedade de núcleos, incluindo quartzo, feldspatos, micas, fragmentos plutônicos, pelóides e intraclastos argilosos, e comumente estão parcialmente dissolvidos, deformados e/ou substituídos por calcita e pirita.

- 8) A precipitação interpartícula e intrapartícula de calcita blocosa em franjas e cristais discretos constitui o principal processo diagenético que atuou nos arenitos ooidais e híbridos.

- 9) Análises de EDS sugerem que os oóides apresentam são atualmente compostos predominantemente por interestratificados illita-esmectita (I/S), como produto de sua transformação diagenética.

- 10) A parcial cimentação precoce por calcita e a dissolução dos oóides argilosos tiveram um impacto positivo sobre a porosidade dos arenitos híbridos e intrabaciais.

- 11) A similaridade com os oóides estevensíticos da seção rifte da Bacia de Campos sugere que os arenitos ooidais e híbridos tenham sido depositados sob condições ainda bastante restritas, em um ambiente lagunar estabelecido imediatamente após o final da deposição dos evaporitos aptianos.

- 12) Os arenitos siliciclásticos teriam sido depositados nas margens desses ambientes lagunares.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Armelenti, G., Goldberg, K., Kuchle J. & De Ros, L. F. (2016) Deposition, diagenesis and reservoir potential of non-carbonate sedimentary rocks from the rift section of Campos Basin, Brazil. *Petroleum Geoscience*, 22(3): 223-239.
- 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., 1971, São Paulo. *Anais XXV Congresso Brasileiro de Geologia*. São Paulo, SBG, v.3, pp. 235-252.
- Badaut, D. and Risacher, F. (1983) Authigenic smectite on diatom frustules in Bolivian saline lakes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47: 363 - 375.
- Beggiato, L.D. (2013). Caracterização sedimentológica e estratigráfica de reservatórios mistos do albião da plataforma de regência, porção terrestre da Bacia do Espírito Santo, Brasil. Porto Alegre, 112f. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Berner, R. A. (1981). A new geochemical classification of sedimentary environments. *Journal of Sedimentary Petrology*, 51: 359–365.
- Bertani, R. T. and A. V. Carozzi. (1985a). Lagoa Feia Formation (Lower Cretaceous) Campos Basin, offshore Brazil: Rift valley type lacustrine carbonate reservoirs – I. *Journal of Petroleum Geology*, 8(1): 37-58.
- Bertani, R. T. and A. V. Carozzi. (1985b), Lagoa Feia Formation (Lower Cretaceous) Campos Basin, offshore Brazil: Rift valley type lacustrine carbonate reservoirs – II. *Journal of Petroleum Geology*, 8(2): 199-220.
- Biassusi, A.S., Maciel, A.A. e Carvalho, R.S. (1990). Bacia do Espírito Santo: o “estado da arte” da exploração. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 4(1): 13-19.
- Bruhn, C.H.L. (1993). High-resolution stratigraphy, reservoir geometry, and facies characterization of Cretaceous and Tertiary turbidites from Brazilian passive margin basins. Tese de doutorado, MacMaster University, Hamilton, Canada.
- Carvalho, S. C., Biassusi, A. S., Maciel, A. A. (1989). Bacia do Espírito Santo: O Estado da Arte da Exploração. *Seminário de Interpretação Exploratória*. Petrobrás, resumos expandidos, pp.127-133.
- Carvalho, A. S. G., Dani, N., De Ros, L. F. and Zambonato, E. E. (2014). The impact of early diagenesis on the reservoir quality of pre-salt (Aptian) sandstones in the Espírito Santo Basin, eastern Brazil. *Journal of Petroleum Geology*, 37(2): 127-142.
- Chang, H. K., Mackenzie, F. T. & Schoonmaker, J. (1986). Comparisons between the diagenesis of dioctahedral and trioctahedral smectite, Brazilian offshore basins. *Clay, Clay Mineral*, 34(4): 407–423.
- Choquette, P. W. & Pray, L. (1970). Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *AAPG Bulletin*, 54(2): 207-250.
- Clyde H. Moore, C. H. (2001). *Carbonate Reservoirs: Porosity Evolution and Diagenesis in a Sequence Stratigraphic Framework*. Amsterdam: Elsevier.

Cohen, A. S., & Thouin, C. (1987). Nearshore carbonate deposits in Lake Tanganyika. *Geology*, 15(5): 414-418.

Darragi, F. & Tardy, Y. (1987). Authigenic trioctahedral smectites controlling pH, alkalinity, silica and Mg- Concentrations in alkaline lakes. *Chemical Geology*, 63: 59-72.

Decarreau, A. (1980) Cristallogénese expérimentale des smectites magnésiennes: hectorite, stevensite. *Bulletin de Minéralogie*, 103: 579-590.

Decarreau, A. (1983) Etude expérimentale de la cristallogénese des smectites. Mesure des coefficients de partage smectite trioctaédrique/solution aqueuse pour les métaux M²⁺ de la première série de transition. *Sciences géologiques. Mémoire*, 74, 185p.

Decarreau, A. (1985) Partitioning of divalent transition elements between octahedral sheets of trioctahedral smectites and water. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49: 1537-1544.

Deocampo, D.M. and Ashley, G.M. (1999) Siliceous islands in a carbonate sea: Modern and Pleistocene records of spring-fed wetlands in Ngorongoro Crater and Olduvai Gorge, Tanzania. *Journal of Sedimentary Research*, 69: 974-979.

Deocampo, D.M. (2005) Evaporative evolution of surface waters and the role of aqueous CO₂ in magnesium silicate precipitation: Lake Eyasi and Ngorongoro Crater, northern Tanzania. *South African Journal of Geology*, 108: 493-504.

De Ros, L. F., Goldberg, K., Abel, M., Vicoireti, F., Mastella, L. & Castro, E. (2007). Advanced Acquisition and Management of Petrographic Information from Reservoir Rocks Using the PETROEDGE System. In: AAPG Annual Conference and Exhibition, Long Beach, CA. AAPG Annual Conference and Exhibition Abstracts, 2007.

De Ros, L.F., Alvarenga, R., Armelenti, G., Goldberg, K., Kuchle, J., Scherer, C.M., Martini, M., Beggiano, L. (2012). Complex Mixed Carbonate-Siliciclastic Albian Reservoirs from the Espírito Santo Basin, Eastern Brazil. *AAPG Annual Conference and Exhibition*, Long Beach, California, USA.

Dickinson, W.R. (1985). Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In: ZUFFA, G.G. (Ed), *Provenance of Arenites*. NATO-ASI Series C. D. Reidel Pub. Co., Dordrecht, The Netherlands.

Dolan, J. F. (1989). Eustatic and tectonic controls on deposition of hybrid siliclastic/carbonate basinal cycles: discussion with examples. Tulsa: AAPG Memoir 73.

Estrella, G., M. R. Mello, P. C. Gaglianone, R. L. M. Azevedo, K. Tsubone, E. Rossetti, J. Concha, and I. M. R. A. Brüning. (1984). The Espírito Santo Basin, Brazil: source rock characterization and petroleum habitat. In: G. Demaison., R. J. Murriss (Eds.). *Petroleum Geochemistry and Basin Evaluation*. Tulsa: AAPG Memoir 35.

Félix, L.M. (2000). *Controles estratigráficos dos padrões diagenéticos nos arenitos Mucuri, Andar Alagoas, Bacia do Espírito Santo*. Porto Alegre, 232f. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Folk, R.L.(1968). *Petrology of sedimentary rocks*. Austin: Hemphill's. 182f.

- França, R.L., Del Rey, A.C., Tagliari, C.V., Brandão, J.R., Fontanelli, P.R., (2007). Bacia do Espírito Santo. *Boletim de Geociências da Petrobras* 15(2), 501-509.
- Galehouse J.S. (1971). Point Counting. In: Carver, R.E. (Ed.). *Sedimentary Petrology*. New York, Wiley-Interscience.
- Guven, N. and Carney, L. L. (1979) The hydrothermal transformation of sepiolite to stevensite and the effect of added chlorides and hydroxides. *Clays and Clay Minerals*, 27: 253-260.
- Hartman, J. S. and Millard, R. L. (1990) Gel synthesis of magnesium silicates: A ²⁹Si magic angle spinning NMR study. *Physics and chemistry of minerals*, 17: 1-8.
- Jones, B. F. and Galan, E. (1988) Sepiolite and palygorskite. In: S.W. Bailey (Ed.) *Hydrous Phyllosilicates*. Reviews in Mineralogy and Geochemistry.
- Locke, A., 2008, Tabulated observations of the pH tolerance of marine and estuarine biota. *Fisheries and Oceans Canada*. Moncton, NB.
- Maraschin, A. J. Mizusaki, A. M. P. and De Ros, L. F. (2004). Near-Surface K-Feldspar Precipitation in Cretaceous Sandstones from the Potiguar Basin, Northeastern Brazil. *The Journal of Geology*, 112(3): 317-334.
- Morad, S., Marfil, R. and De La Peña, J. A. (1989). Diagenetic K-Feldspar Pseudomorphs in the Triassic Buntsandstein Sandstones of the Iberian Range, Spain. *Sedimentology*, 36: 635-650.
- Morad, S., Ketzer, J. M. & De Ros, L. F. (2000). Spatial and temporal distribution of diagenetic alterations in siliciclastic rocks: implications for mass transfer in sedimentary basins. *Sedimentology*, 47: 95-120.
- Moraes, M. A. S & De Ros, L. F. (1992). Depositional, infiltrated and authigenic clays in fluvial sandstones of the Jurassic Sergi Formation, Recôncavo Basin, northeastern Brazil. *Origin, diagenesis, and petrophysics of clay minerals in sandstones*, SEPM Special Publications, 47: 197-208.
- Noack, Y., A. Decarreau, F. Boudzoumou and R. Trompette. (1989). Low-temperature oolitic talc in upper Proterozoic rocks, Congo. *Journal of Sedimentary Research*, 59: 717-723.
- Palermo, D.; Aigner, T.; Geluk, M.; Poepfelreiter, 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*, 31(1): 61-96.
- Pozo, M. and J. Casas. (1999). Origin of kerolite and associated Mg clays in palustrine-lacustrine environments; the Esquivias Deposit (Neogene Madrid Basin, Spain). *Clay Minerals*, 34(3): 395-418.
- Rehim, H. A. A. A., Mizusaki, A. M. P., Carvalho, M. D., & Monteiro, M. (1986). Talco e estevensita na Formação Lagoa Feia da bacia de Campos-possíveis implicações no ambiente deposicional. In: Congresso Brasileiro de Geologia., 34., 1986, Goiânia. *Anais XXXIV Congresso Brasileiro de Geologia*. Goiânia, SBG, V.1, pp. 416-422.
- Rodrigues, A. G. (2012). Padrões composicionais e diagenéticos da seção rifte no campo de Caioba, Bacia de Sergipe-Alagoas. Porto Alegre, 107f. Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Schmitt, P. (2007). Controles deposicionais sobre a distribuição dos processos diagenéticos e da porosidade dos depósitos da Formação São Mateus, Bacia do Espírito Santo, Brasil. Porto Alegre, 113f. Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Tagliari, C.V., Fontanelli, P.R., Brandão, J.R. e Paim, P.S.G. (2013). Evolução geológica das sequências mistas (siliciclásticas e carbonáticas) sob influências da tectônica que envolve o embasamento e da halocinese durante o Albiano-Plataforma de Regência - Bacia do Espírito Santo. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 21(1): 149-174.

Tagliari, C.V., Cunha, A.S. and Paim, P.S. (2012). Orbital-driven cyclicity and the role of halokinesis on accommodation within siliciclastic to carbonate, shallow-water Albian deposits in the Espírito Santo Basin (Southeastern Brazil). *Cretaceous Research*, 35: 22-32.

Tettenhorst, R., & Moore Jr, G. E. (1978). Stevensite oolites from the Green River Formation of central Utah. *Journal of Sedimentary Petrology*, 48(2): 587-294.

Tosca, N.J., Macdonald, F.A., Strauss, J.V., Johnston, D.T. and Knoll, A.H. (2011) Sedimentary talc in Neoproterozoic carbonate successions. *Earth and Planetary Science Letters*, 306: 11-22.

Tosca, N.J. (2013). Geochemical pathways to Mg-silicate formation. In: Pozo M. & Galán. (Eds.). *Magnesian Clays - Characterization, Origin & Applications*. AIPEA Educational Series. Italy: Digilabs Pub.

Tosca, N. J. & Masterson, A. L. (2014). Chemical controls on incipient Mg-silicate crystallization at 25°C: Implications for early and late diagenesis. *Clay Minerals*, 49: 165-194.

Trindade, L. A. F. Classificação e alteração de óleos na Bacia terrestre do Espírito Santo. (2011). *Geochimica Brasiliensis* 1(1): 71-88.

Vieira, R.A.B., Mendes, M.P., Vieira, P.E., Costa, L.A.R., Tagliari, C.V., Bacelar, L.A.P., Feijó, F.J. (1994). Bacias do Espírito Santo e Mucuri. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 8(1): 191-202.

Worden, R. H. & Morad, S. (2000). Quartz cementation in oil field sandstones: a review of the key controversies. In: Worden, R. H. & Morad, S. (Eds.). *Quartz cementation in sandstones*. Special Publications International Associations of Sedimentologists. Oxford: Blackwell Science.

Worden, R. H. & Burley, S. D. (2003). Sandstone diagenesis: the evolution of sand to stone. In: Burley, S. D. & Worden, R. H. (Eds.). *Sandstone diagenesis: Recent and Ancient*. Reprint series of International Association of Sedimentologists. Oxford: Blackwell Publishing.

Zuffa, G. G. (1980). Hybrid arenites: their composition and classification. *Journal of Sedimentary Petrology*, 50(1): 21-29.

Zuffa, G. G. (1985). Optical analyses of arenites: influence methodology of compositional results. In: Zuffa, G. G. (Ed.). *Provenance of Arenites*. Netherlands: Springer.

ANEXOS (CD)

- 1) Monografia em formato digital.
- 2) Descrições petrográficas de cada lâmina analisada em formato RTF.
- 3) Fotos de micrografia ótica dos principais aspectos texturais, composicionais primários e diagenéticos e de porosidade de cada lâmina.
- 4) Fotos de MEV por elétrons retroespalhados (BSE) de lâminas selecionadas e pontos de análise por EDS e seus respectivos espectros.
- 5) Perfis colunares dos poços estudados.
- 6) Tabela de dados petrofísicos disponibilizados para o poço CCS-D.