



**PROCESSOS E PADRÕES DIAGENÉTICOS E SEU IMPACTO SOBRE A
QUALIDADE DE RESERVATÓRIO DOS ARENITOS DA FORMAÇÃO BARRA DE
ITIÚBA, BACIA DE SERGIPE-ALAGOAS**

Porto Alegre, 2015

ALEXANDRE MAYDANA BAUMHARDT

**PROCESSOS E PADRÕES DIAGENÉTICOS E SEU IMPACTO SOBRE A
QUALIDADE DE RESERVATÓRIO DOS ARENITOS DA FORMAÇÃO BARRA DE
ITIÚBA, BACIA DE SERGIPE-ALAGOAS**

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 III, como requisito para a obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Luiz Fernando De Ros

Porto Alegre, 2015

CIP - Catalogação na Publicação

Maydana Baumhardt, Alexandre
PROCESSOS E PADRÕES DIAGENÉTICOS E SEU IMPACTO
SOBRE A QUALIDADE DE RESERVATÓRIO DOS ARENITOS DA
FORMAÇÃO BARRA DE ITIÚBA, BACIA DE SERGIPE-ALAGOAS /
Alexandre Maydana Baumhardt. -- 2015.
60 f.

Orientador: Luiz Fernando De Ros.

Trabalho de conclusão de curso (Graduação) --
Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto
de Geociências, Curso de Geologia, Porto Alegre, BR-
RS, 2015.

1. Bacia de Sergipe-Alagoas. 2. Formação Barra de
Itiúba. 3. petrografia. 4. diagênese. 5.
reservatórios. I. De Ros, Luiz Fernando, orient. II.
Título.

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

A Comissão Examinadora, abaixo assinada, aprova o Trabalho de Conclusão de Curso “**PROCESSOS E PADRÕES DIAGENÉTICOS E SEU IMPACTO SOBRE A QUALIDADE DE RESERVATÓRIO DOS ARENITOS DA FORMAÇÃO BARRA DE ITIÚBA, BACIA DE SERGIPE-ALAGOAS**” elaborado por Alexandre Maydana Baumhardt, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Comissão Examinadora:

Nome do Professor (a): Ma. Ana Santana

Nome do Professora (a): Prof. Dr. Sergio Rebello Dillenburg

Nome do Professora (a): Ma. Renata Santos Alvarenga

DEDICATÓRIA

Dedico este trabalho a todos que sempre acreditaram em mim, em especial a meus pais, Eduardo Dicklhuber Baumhardt e Clarice Maydana Baumhardt, os melhores espelhos que eu poderia ter.

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a meu pai, minha mãe, meu irmão e toda a minha família pelo apoio irrestrito, por ensinar princípios e valores como respeito, ética, generosidade, caráter, bondade e amizade, transmitidos não só através das palavras como através de exemplos. Vocês são a base de tudo, amo muito vocês.

Aos amigos de infância e de adolescência de todos os lugares que eu tive a sorte de conhecer e viver, que também proporcionaram momentos de felicidade, amizade e conhecimento, não só acadêmico como também de experiências de vida.

Ao Geólogo Richard Margutti pela oportunidade ímpar de conhecer, mesmo que por um breve período de tempo, um ramo de atividade do geólogo e por toda experiência e conselhos transmitidos.

Ao orientador e Prof. Dr. Luiz Fernando De Ros por acreditar no meu potencial, pela eterna disposição de sanar minhas dúvidas, por todo conhecimento passado e por todos os puxões de orelha, mesmo que algumas vezes eu discorde deles. E obviamente pela orientação neste trabalho.

À Professora, de certa forma também orientadora e mãe geológica, Karin Goldberg por toda paciência, carinho, puxões de orelha, conhecimento e oportunidades científicas proporcionadas.

Aos colegas de bolsa Argos, Sabrina e Manu pelas risadas frente ao microscópio, as dúvidas sanadas e a troca de conhecimentos. A Amandinha pela ajuda neste trabalho e pela sua eterna boa vontade. Ao jaguara do Garibaldi Armelenti pela risadas e dúvidas petrológicas resolvidas. E não, não cairei mais no truque da porta.

Aos amigos que a Geologia me deu desde 2009 (sim, faz tempo), obviamente não conseguirei citar todos, mas um agradecimento especial aqueles que dividiram grande parte do tempo comigo: Tiago, pelas risadas, piadas sem graça e trocas de idéias, Marcos, Ronei (colorado sofredor), Bagé, Fernandinho, Marco, Pedro Covero, Airan, Fabia, Nati, Elis, Evelin, Jonatas, Raquel, Glauber, Guilherme, e a todos que de certa forma fizeram parte do meu dia a dia na UFRGS.

Agradeço também a Dianne Francis por todo o carinho, apoio, paciência e parceria em muitos momentos ao longo do curso.

Agradeço também a todos os professores do curso de Geologia, em especial aos professores Claiton Scherer, Clóvis Gonzatti, Juliano Kuchle, José Carlos Frantz, e os professores citados anteriormente pelo conhecimento transmitido, pelo prazer de ensinar não só o conteúdo acadêmico, mas também por entender a importância de conectar os ensinamentos teóricos com a prática do mundo “lá fora”.

"Nunca ande pelo caminho traçado, pois
ele conduz somente até onde os outros já
foram."

(Alexander Graham Bell)

RESUMO

A Formação Barra de Itiúba, situada na Bacia de Sergipe-Alagoas, é constituída por arenitos, siltitos e folhelhos deltaicos e lacustres, depositados durante o estágio rifte da bacia. Os arenitos são reservatórios de óleo e gás em diversos campos produtores. Este estudo visou reconhecer padrões e processos diagenéticos que influenciaram na modificação da porosidade e permeabilidade dos reservatórios Barra de Itiúba no Campo de Furado, Alagoas. O estudo foi executado através da petrografia quantitativa de 58 lâminas delgadas de 1 poço e documentação por fotomicrografia digital, com suporte de análises por microscopia eletrônica de varredura. Os arenitos têm uma composição detrítica original correspondente predominantemente à arcósios, modificada para subarcósios devido às alterações diagenéticas. A composição detrítica exerceu grande controle sobre os processos diagenéticos. Os principais processos de redução da porosidade foram a cimentação por calcita ferrosa poiquilotópica, crescimentos descontínuos de quartzo, e a compactação mecânica, incluindo a deformação de intraclastos lamosos a pseudomatriz, e a compactação química. Outros processos diagenéticos incluíram a albitização dos feldspatos, a formação de cutículas de argila autigênica, crescimentos descontínuos de albita, precipitação de caulim, a cimentação e substituição por dolomita, a cloritização de cutículas argilosas e pseudomatriz e a dissolução de feldspatos, intraclastos e pseudomatriz. A pressão anômala de fluidos nos poros, juntamente com a dissolução dos feldspatos, foram os principais fatores para preservação da porosidade primária e geração de porosidade secundária. Os resultados deste trabalho devem contribuir para a melhor compreensão dos processos diagenéticos que impactaram a porosidade e permeabilidade dos reservatórios Barra de Itiúba no Campo de Furado e de outros reservatórios análogos.

Palavras-Chave: Bacia de Sergipe-Alagoas, Formação Barra de Itiúba, petrografia, diagênese, reservatórios.

ABSTRACT

The Barra de Itiúba Formation, located in Sergipe-Alagoas, consists of sandstones, siltstones and lacustrine and deltaic shales, deposited during the rift stage of the basin. The sandstones are oil and gas reservoirs in many oil fields. This study aims to recognize diagenetic patterns and processes, which influenced on porosity and permeability modification of Barra de Itiúba reservoirs on Furado Field, Alagoas. The study was performed by quantitative petrography of 58 thin sections of 1 well and digital photomicrography documentation, with Scanning Electron Microscopy analysis support. The sandstones have dominantly arkose original detrital composition, modified to subarkoses due to diagenetic alterations. The detrital composition exerted wide control on diagenetic processes. The main processes on porosity reduction are poikilotopic ferroan calcite cementation, discontinuous quartz overgrowths, mechanical compaction, including the deformation of mud intraclasts to pseudomatrix, and chemical compaction. Other diagenetic processes include feldspar albitization, formation of authigenic clay cuticles, discontinuous albite overgrowths, kaolin precipitation, precipitation and replacement by dolomite, pseudomatrix and argillaceous clay chloritization and dissolution of feldspar, mud intraclasts and pseudomatrix. The anomalous pressure on pores, along with feldspar dissolution, is the main factors of primary porosity preservation and secondary porosity generation. The project results shall contribute to understand better the diagenetic processes which impacted the porosity and permeability on Barra de Itiúba reservoirs on Furado Field and others analogs reservoirs.

Key-words: Sergipe-Alagoas Basin, Barra de Itiúba Formation, petrography, diagenesis, reservoirs.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1. Mapa de localização da Bacia Sergipe-Alagoas com destaque para o Campo de Furado (Extraída de Borba <i>et al.</i> , 2011).....	15
Figura 2. Mapa estrutural regional do embasamento (Borba <i>et al.</i> , 2011; modificado de Chiossi, 1997). Em cinza claro os principais campos de petróleo.	16
Figura 3 - Carta estratigráfica da Sub-bacia de Sergipe com destaque para a Formação Barra de Itiúba (Campos Neto <i>et al.</i> , 2007).....	18
Figura 4 - Carta Estratigráfica da Sub-Bacia de Alagoas com destaque para a Formação Barra de Itiúba (Campos Neto <i>et al.</i> , 2007).....	19
Figura 5. Limites de pressão e temperatura da diagênese em relação ao campo do metamorfismo (extraída de Rodrigues, 2012, adaptado de Worden & Burley, 2003).	22
Figura 6. Relações entre os estágios da diagênese: eodiagênese, mesodiagênese e telodiagênese (Rodrigues, 2012, adaptado de Worden & Burley, 2003).	23
Figura 7. Representação da inter relação dos parâmetros controladores na diagênese (Rodrigues, 2012, modificado de De Ros, 1996).....	24
Figura 8. Quantificação perpendicular à estrutura principal (imagem à esquerda) e o microscópio utilizado (imagem à direita).	25
Figura 9. Janela de identificação e descrição microscópica de estruturas, texturas e fábrica do <i>software</i> Petroledge® (De Ros <i>et al.</i> , 2007).....	26
Figura 10. Janela de composição do <i>software</i> Petroledge®, observando-se os constituintes primários (em verde), diagenéticos (em amarelo) e tipos de poros (em azul, De Ros <i>et al.</i> , 2007).	27
Figura 11. Ilustração esquemática do método Gazzi-Dickinson de quantificação dos constituintes primários (Rodrigues & Goldberg, 2014, adaptado de Zuffa, 1985).....	27
Figura 12. Gráfico entre a relação de erro percentual com o número de pontos contados (adaptado de Galehouse, 1971).	28
Figura 13. Câmera Zeiss AXIO acoplada ao microscópio Zeiss AXIO Imager A2 e o <i>software</i> utilizado.	29
Figura 14. Características básicas de um Microscópio Eletrônico de Varredura (Emery & Robinson, 1993).	30
Figura 15. Imagem de elétrons secundários no Microscópio Eletrônico de Varredura, mostrando a relação paragenética entre a caulinita e o crescimento de quartzo (seta amarela, Emery & Robinson, 1993).	31
Figura 16. Aspectos estruturais e texturais dos arenitos estudados, fotografados com polarizadores descruzados. A) Laminação irregular definida pela variação de granulometria. B) Laminação irregular marcada pela concentração de minerais pesados. C) Laminação irregular e estilolito (seta). D) Textura bimodal, com frações areia fina (seta amarela) e areia grossa (seta verde).....	33
Figura 17. Composição detrítica essencial original e atual dos arenitos estudados plotadas em diagramas Folk (1968). Observa-se um deslocamento para composições mais quartzosas devido à dissolução e substituição dos feldspatos por albita, caulim e carbonatos.....	34

Figura 18 Aspectos de composição detrítica dos arenitos estudados, entre polarizadores cruzados. A) Grãos de quartzo monocristalino. B) Grão de quartzo policristalino.	34
Figura 19. Fragmentos líticos encontrados nos arenitos estudados, entre polarizadores cruzados. A) Fragmento de xisto. B) Fragmento de meta-siltito.	35
Figura 20. Constituintes intrabaciais carbonáticos e não-carbonáticos ocorrentes nos arenitos analisados. A) Intraclasto lamoso apresentando porosidade de contração (XP). Polarizadores cruzados (XP). B) Bioclasto de ostracode com polarizadores cruzados. C) Intraclasto carbonático de calcita (XP). D) Matriz siliciclástica de bioturbação (XP).	36
Figura 21 A) Plagioclásio albitizado (seta) em arenito cimentado por calcita (tingida de rosa). (XP). B) Grão de ortoclásio albitizado com crescimentos descontínuos de albita (seta). C) Crescimentos de albita recobrando heterogeneamente grãos de feldspato albitizados (MEV). D) Crescimentos de albita cobrindo cutículas argilosas cloritizadas e engolfando cristais lamelares de clorita (seta; MEV).	38
Figura 22. A) Cimentação da rocha por calcita ferrosa Poiquilotópica (//P). B) Calcita não ferrosa preenchendo poro intrapartícula (seta azul) em bioclasto de bivalve (seta amarela, XP). C) Calcita ferrosa substituindo pseudomatriz previamente cloritizada (seta, XP). D) Calcita ferrosa expandindo biotita (//P).	39
Figura 23. A) Crescimentos descontínuos de quartzo (seta) com polarizadores cruzados.	40
Figura 24. A) Pseudomatriz da compactação de intraclastos lamosos (seta). B) Pseudomatriz lamosa cloritizada (seta amarela) e não cloritizada (seta vermelha). (//P).	41
Figura 25. A) Cutículas argilosas cobrindo grãos (MEV). B) Cristais lamelares de clorita substituindo cutícula argilosa (MEV).	42
Figura 26. A) Pseudomatriz cloritizada (seta). (XP). B) Franjas de clorita cobrindo grãos (setas) (//P).	43
Figura 27. Dolomita ferrosa (seta) expandindo mica e sendo substituída por calcita ferrosa. (//P).	44
Figura 28. A) <i>Booklets</i> de caulim preenchendo poros intergranulares. XP + $\frac{1}{4}$ □. B) <i>Booklets</i> de caulim substituindo grão e preenchendo poros intergranulares. (XP). C) <i>Booklets</i> de caulim substituindo feldspato. (XP). D) <i>Booklets</i> de caulim (seta), lamelas de clorita e cristal prismático de albita (F). (MEV).	45
Figura 29. Vermiculita substituindo biotita. (XP).	46
Figura 30. Pirita macrocristalina preenchendo poros intergranulares e substituindo não-seletivamente os constituintes primários. (XP).	47
Figura 31. Minerais diagenéticos de titânio substituindo grão de minerais pesados. (XP).	48
Figura 32. Processos diagenéticos de geração, redução e preservação da porosidade dos arenitos da Formação Barra de Itiúba. A) Porosidade intergranular primária. (//P). B) Poros intragranulares de dissolução de feldspato (seta). (//P). C) Porosidade de dissolução de intraclasto lamoso. (//P). D) Lamela de mica deformada por compactação (MEV); E) Compactação de intraclastos lamosos a pseudomatriz. (//P). F) Nível de estilólitos, gerados por intensa dissolução por pressão de intraclastos lamosos e grãos. (//P).	50
Figura 33. Composição essencial dos arenitos estudados plotada no diagrama de Dickinson (1985), indicando um modo de proveniência transicional entre cráton estável e soerguimento do embasamento. Qm corresponde a quartzo monocristalino e policristalino grosso, como grãos monominerálicos ou em fragmentos plutônicos, Lt o total de litoclastos sedimentares,	

vulcânicos, metamórficos e de quartzo policristalino fino, e F representa os feldspatos totais, como grãos monominerálicos ou em fragmentos plutônicos. 51

Figura 34 Diagrama de processos e produtos diagenéticos ao longo da evolução diagenética dos arenitos estudados. 56

LISTA DE ABREVIATURAS

Km ²	Quilômetros quadrados
W	Oeste
S	Sul
CO ²	Dióxido de carbono
H ₂ O	Água
°C	Graus Celsius
Km	Quilômetros
mm	Milímetros
MEV	Microscopio Eletrônica de Varredura
%	Porcentagem
Q	Quartzo
F	Feldspatos totais
L	Fragmentos líticos totais
XP	Polarizadores cruzados
//P	Polarizadores descruzados
Na ⁺	Íon de sódio
K ⁺	Íon de potássio
Mg ²⁺	Íon de magnésio
Ca ²⁺	Íon de cálcio
HCO ₃ ⁻	carbonato hidrogenado
Ti ²⁺	Íon de titânio
Fe ²⁺	Íon de ferro divalente
SiO ₂	Dióxido de silício

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	14
2. LOCALIZAÇÃO E GEOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO.....	15
2.2 Formação Barra de Itiúba.....	16
3. ESTADO DA ARTE: DIAGÊNESE CLÁSTICA.....	21
4. METODOLOGIA.....	25
4.1 Petrografia Quantitativa.....	25
4.2 Fotomicrografia Óptica.....	28
4.3 Microscopia Eletrônica de Varredura.....	29
5. RESULTADOS.....	31
5.1 Estruturas, Texturas e Fábrica.....	32
5.2 Composição Detrítica.....	33
5.3 Diagênese.....	36
5.3.1 <i>Albita</i>	37
5.3.2 <i>Calcita</i>	38
5.3.3 <i>Crescimentos de quartzo</i>	39
5.3.4 <i>Pseudomatriz lamosa</i>	40
5.3.5 <i>Cutículas argilosas</i>	41
5.3.6 <i>Clorita</i>	42
5.3.7 <i>Dolomita</i>	43
5.3.8 <i>Caulim</i>	44
5.3.9 <i>Vermiculita</i>	45
5.3.10 <i>Pirita</i>	46
5.3.11 <i>Minerais de titânio</i>	47
5.3.12 <i>Outros constituintes diagenéticos</i>	48
5.4 Porosidade e compactação.....	48
6. DISCUSSÃO.....	51
6.1 Proveniência.....	51
6.2 Evolução Diagenética.....	52
6.3 Origem e Evolução da Porosidade.....	54
7. CONCLUSÕES.....	57
REFERÊNCIAS.....	58
APÊNDICES.....	60

1. INTRODUÇÃO

As bacias sedimentares da Margem Leste Brasileira contêm significativas reservas de hidrocarbonetos, tendo merecido a atenção de diversos estudos estratigráficos e sedimentológicos. No entanto, estudos petrográficos sobre a evolução da diagênese e porosidade dos reservatórios são ainda relativamente escassos. Na Bacia Sergipe-Alagoas, a Formação Barra de Itiúba é constituída por arenitos, siltitos e folhelhos deltaicos e lacustres depositados durante a fase rifte da bacia. Os arenitos são reservatórios de óleo e gás em diversos campos produtores. Estudos petrográficos quantitativos de caracterização das propriedades texturais e composicionais que permitam o reconhecimento de processos e padrões diagenéticos que influenciam a modificação da porosidade e permeabilidade dessas rochas têm, portanto, grande relevância para a compreensão dos controles e distribuição da qualidade dos reservatórios dessa formação.

A caracterização geológica dos reservatórios é determinante para o modelamento de sistemas petrolíferos, visando avaliar a viabilidade da exploração e ampliar a eficiência da exploração de hidrocarbonetos. A petrografia é uma técnica efetiva e direta que fornece dados confiáveis e com baixo custo em comparação com outras técnicas analíticas. O estudo dos processos e padrões diagenéticos que influenciam a porosidade dos arenitos Barra de Itiúba contribui para melhorar o gerenciamento dos campos de produção e também para embasar a exploração por novos reservatórios da unidade.

A pesquisa tem como objetivo identificar os principais processos e padrões diagenéticos existentes na Formação Barra de Itiúba em um poço produtor do Campo de Furado, Alagoas, de forma a contribuir para o entendimento acerca da distribuição da porosidade nesta formação.

2. LOCALIZAÇÃO E GEOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO

2.1 Bacia de Sergipe-Alagoas

A Bacia de Sergipe-Alagoas encontra-se no nordeste brasileiro, sendo dividida entre a porção terrestre, com 12.620 Km² e a porção marinha com 31.750 Km², totalizando 44.370Km² (Fig 1.). Geograficamente localiza-se entre os meridianos 34° W e 38° W e os paralelos 9° S e 12° S. Limita-se ao norte com o Alto de Maragogi, separando-a da Bacia de Pernambuco-Paraíba, e ao sul com a Bacia de Jacuípe através do Sistema Vaza-Barris (Feijó 1994), a oeste com o embasamento cristalino precambriano, marcado por falhas distensionais e estruturas associadas (Haeser, 2015, Fig 2.) e a leste com o Oceano Atlântico, sendo seu limite ainda indefinido (Aquino & Lana, 1990).

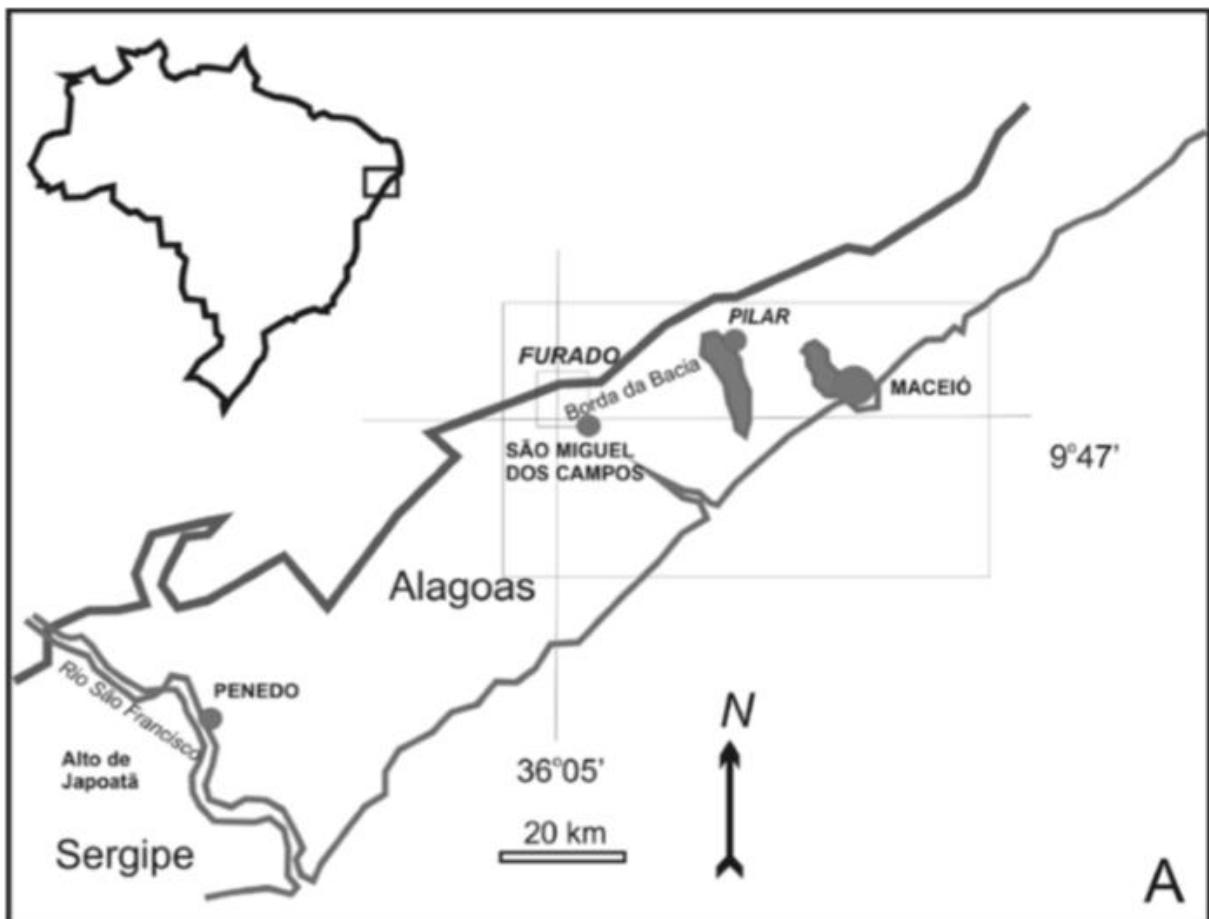


Figura 1. Mapa de localização da Bacia Sergipe-Alagoas com destaque para o Campo de Furado (Extraída de Borba *et al.*, 2011).

A origem dessa bacia, assim como de outras bacias da Margem Continental Brasileira, está atrelada à fragmentação do Supercontinente Gondwana durante o Jurássico Superior e o Cretáceo Inferior (Schaller, 1969). A sedimentação dessa bacia foi dividida em vinte e três sequências deposicionais, sendo vinte e uma as que compreendem todos os estágios de fragmentação do Gondwana, comportando as fases pré-rifte, marcada pela Sequência J20-K05; a fase rifte, representada pelas Sequências K10-20, K34-K36, K38 e K40; a fase pós-rifte, retratada através da Sequência K50 e a fase drifte, marcada pelas Sequências K62, K64, K70-K84, K86-K88, K90, K100-K110, K120, K130, E10, E20, E30-E40, E50, E60, E70-N10, N20-N40 e N50-N60, conferindo assim uma grande complexidade acerca do seu entendimento e evolução (Campos Neto *et al.*, 2007).

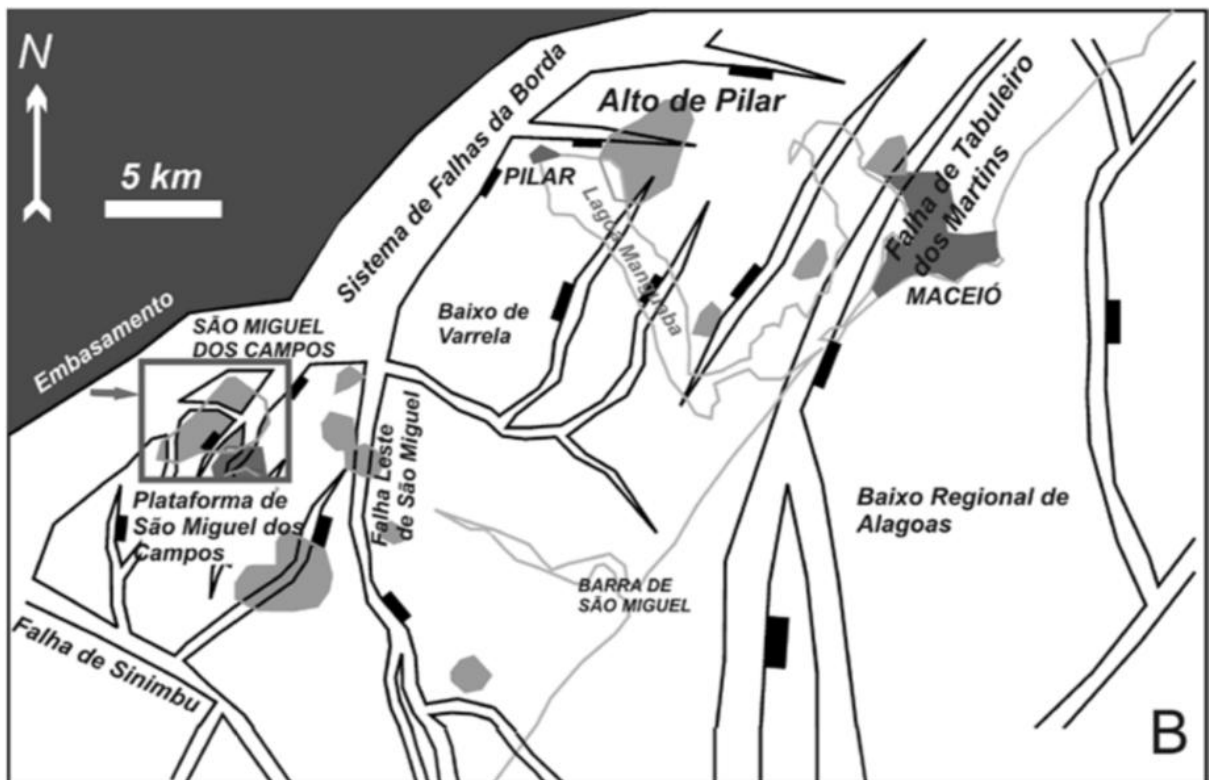


Figura 2. Mapa estrutural regional do embasamento (Borba *et al.*, 2011; modificado de Chioffi, 1997). Em cinza claro os principais campos de petróleo.

2.2 Formação Barra de Itiúba

Kreidler & Andery (1948, apud Schaller 1969) reconheceram pela primeira vez a Formação Barra de Itiúba, empregando este nome em homenagem à Vila de Barra de Itiúba, situado à margem do rio São Francisco, próximo à cidade de Penedo, no

Estado de Alagoas. A formação pertence ao Cretáceo Inferior e é composta de siltitos, calcários e intercalações de folhelhos esverdeados com arenitos muito finos, bem selecionados e interdigitados lateralmente com a Formação Penedo (Schaller, 1969; Souza Lima *et al.*, 2002). Segundo Hamsi Jr. e Karner (2005), a Bacia de Sergipe-Alagoas (Fig. 3 e 4) durante a deposição da Formação Barra de Itiúba condizia com um processo de distensão crustal dependente da profundidade, cuja sedimentação sin-rifte seria desenvolvida por um amplo sag. A Formação Barra de Itiúba teve como ambiente deposicional inicialmente depósitos fluvio-deltaicos distais, representados por siltitos e folhelhos, evoluindo para um sistema deltaico-lacustre, representado predominantemente por pelitos, folhelhos e arenitos grossos basais passando para finos (Borba *et al.*, 2011).

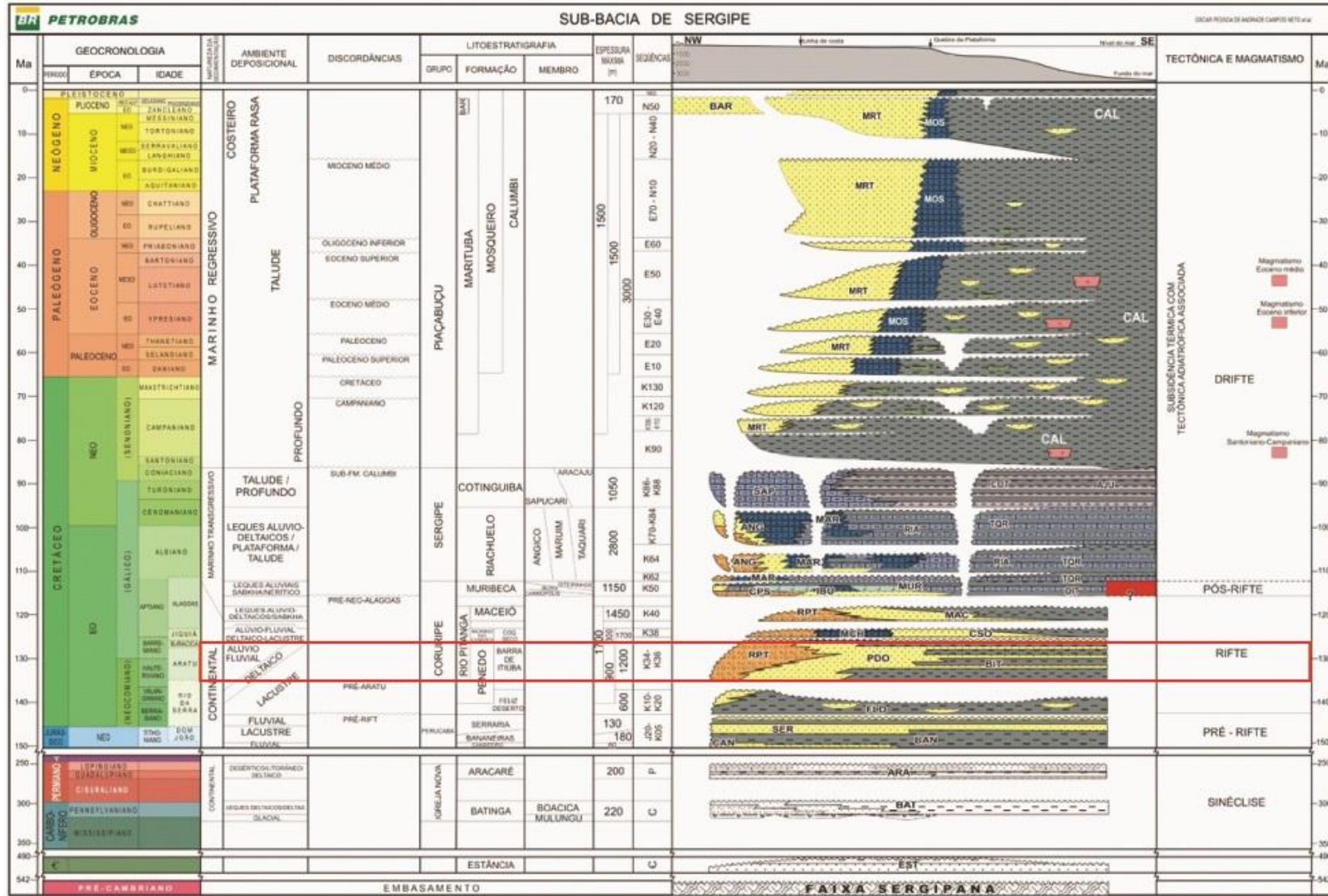


Figura 3 - Carta estratigráfica da Sub-bacia de Sergipe com destaque para a Formação Barra de Itiúba (Campos Neto et al., 2007).

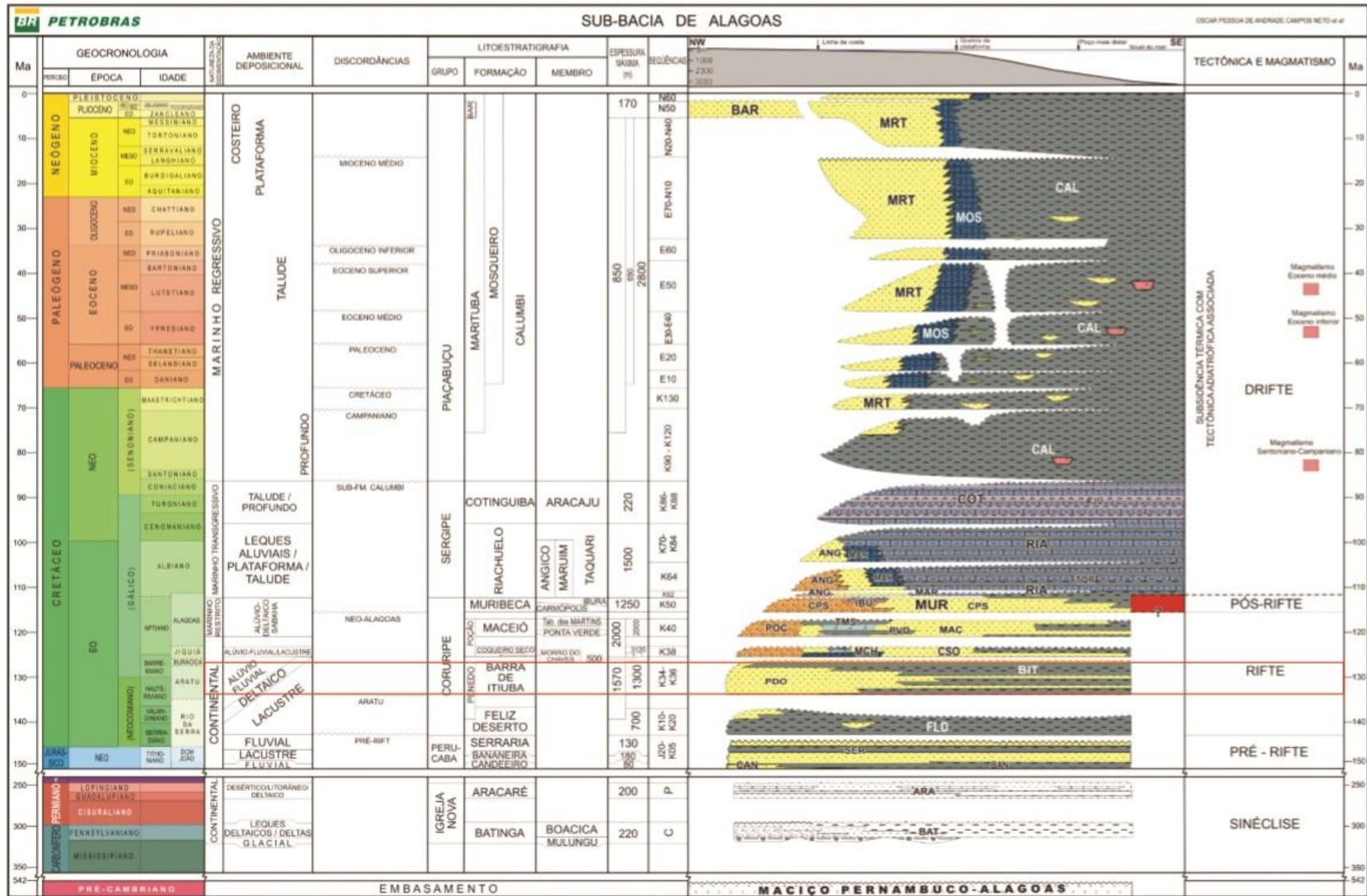


Figura 4 - Carta Estratigráfica da Sub-Bacia de Alagoas com destaque para a Formação Barra de Itiúba (Campos Neto et al., 2007).

A Formação Barra de Itiúba corresponde à fase de rifte da Bacia de Sergipe-Alagoas, representada pela Sequência K34-36 dos Andares Aratu, Buracica e Jiquiá (Campos Neto *et al.*, 2007). Nas áreas mais marginais e proximais, este intervalo equivale respectivamente aos conglomerados aluviais da Formação Rio Pitanga e aos arenitos da Formação Penedo.

Segundo Campos Neto *et al.* (2007), a Formação Barra de Itiúba encontra-se sobreposta pela Discordância Pré-Aratu aos folhelhos deltaico-lacustres da Formação Feliz Deserto (Sequência K10-20). A Formação Barra de Itiúba é coberta pelos arenitos e folhelhos aluvio-deltaicos e lacustres da Formação Coqueiro Seco, representados pela Sequência K-38 (Schaller, 1969). Sua idade corresponde ao Cretáceo Inferior, interpretada através de estudos bioestratigráficos em ostracodes não marinhos das zonas 001, 003, 005, 006, 007 e pólenes das zonas 480 e 490 (Schaller, 1969), encontrados concomitantemente em sedimentos das formações Candeias e Ilhas, nas Bacias do Recôncavo e Tucano.

3. ESTADO DA ARTE: DIAGÊNESE CLÁSTICA

Para a caracterização das heterogeneidades composicionais, texturais e o reconhecimento de processos e padrões diagenéticos (Quadro 1) em arenitos fazem-se necessário o entendimento acerca do significado da proveniência, diagenese e seus estágios diagenéticos.

Segundo Tucker (1988), os arenitos são compostos por cinco constituintes principais: fragmentos líticos, grãos de quartzo e feldspato, matriz e cimento, sendo que a matriz é sempre sin-deposicional, composta de argilominerais e quartzo tamanho silte e argila, enquanto que o cimento é precipitado na diagenese.

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

Termo	Definição
Autigênese	Crescimento mineral <i>in situ</i>
Cimentação	Crescimento ou precipitação mineral nos poros
Compactação	Conjunto de processos resultando na diminuição dos poros
Descarboxilação	Perda de CO ₂ da matéria orgânica devido ao aumento da temperatura
Desidratação	Perda de H ₂ O de minerais e matéria orgânica devido ao aumento da temperatura
Dissolução	Processo de destruição de um mineral pela interação com um fluido, resultando numa porosidade secundária
Litificação	Processo de endurecimento de sedimentos inconsolidados e friáveis através de processos de compactação e cimentação
Neoformação	Novo crescimento mineral durante a diagenese
Neomorfismo	Transformação de um mineral envolvendo mudanças na química do cristal
Precipitação	Cristalização de um mineral a partir de um fluido
Recristalização	Dissolução seguida de uma precipitação envolvendo apenas mudanças no tamanho ou hábito do cristal de um dado mineral específico
Substituição	Crescimento de mineral autigênico quimicamente diferente dentro de um corpo de um mineral pré-existente

A diagenese consiste em uma extensa variedade de processos químicos, físicos e biológicos de caráter pós-deposicional, regidos pelo aumento da temperatura e pressão, relacionado diretamente com o soterramento progressivo, e pela química da água encontrada nos poros intersticiais, resultando na litificação da rocha (Worden & Burley, 2003; Fig 5.).

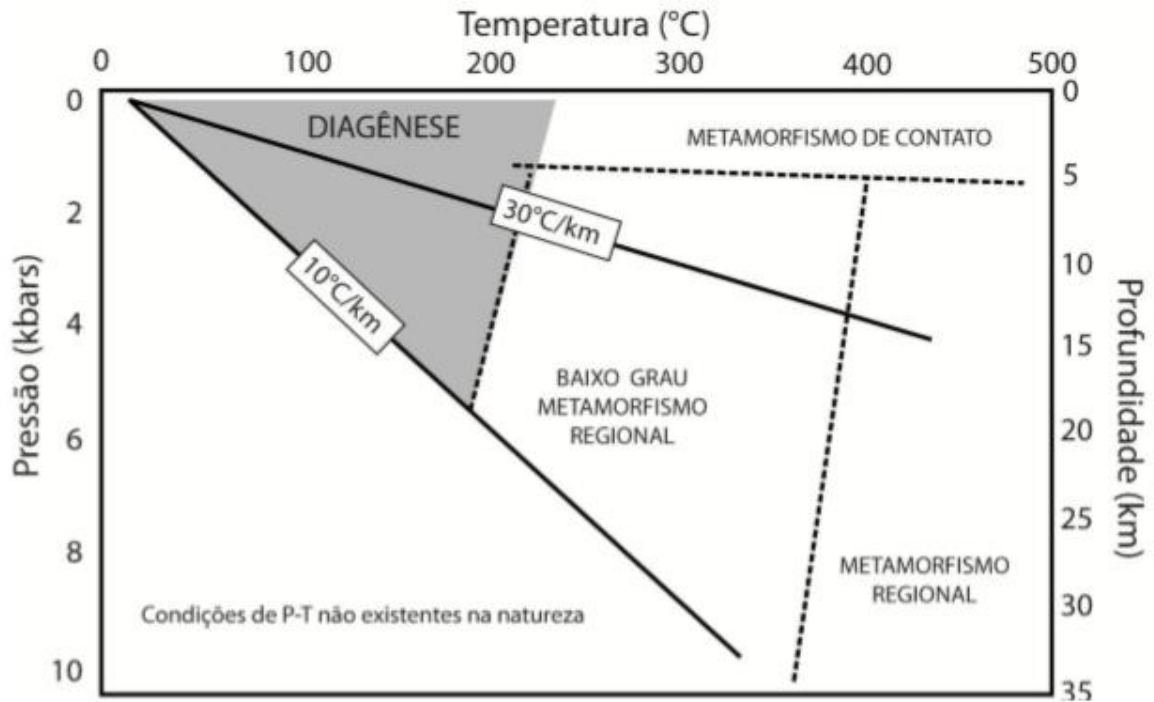


Figura 5. Limites de pressão e temperatura da diagênese em relação ao campo do metamorfismo (extraída de Rodrigues, 2012, adaptado de Worden & Burley, 2003).

A diagênese pode ser subdividida em três estágios, relacionados à evolução das bacias sedimentares (Morad *et al.*, 2000; Worden & Burley, 2003; Fig 6.). Na eodiagênese, os processos ocorrem sob a influência de fluídos deposicionais em temperaturas baixas (30°C e 70°C) e profundidades rasas. A mesodiagênese é dominada por fluídos modificados por reações com os minerais, com temperaturas e pressões crescentes. A telodiagênese é caracterizada pelo soergimento de rochas previamente expostas ao estágio mesodiagenético e que voltam à influência de condições superficiais, ou com inserção de águas meteóricas, através de falhas ou fraturas.

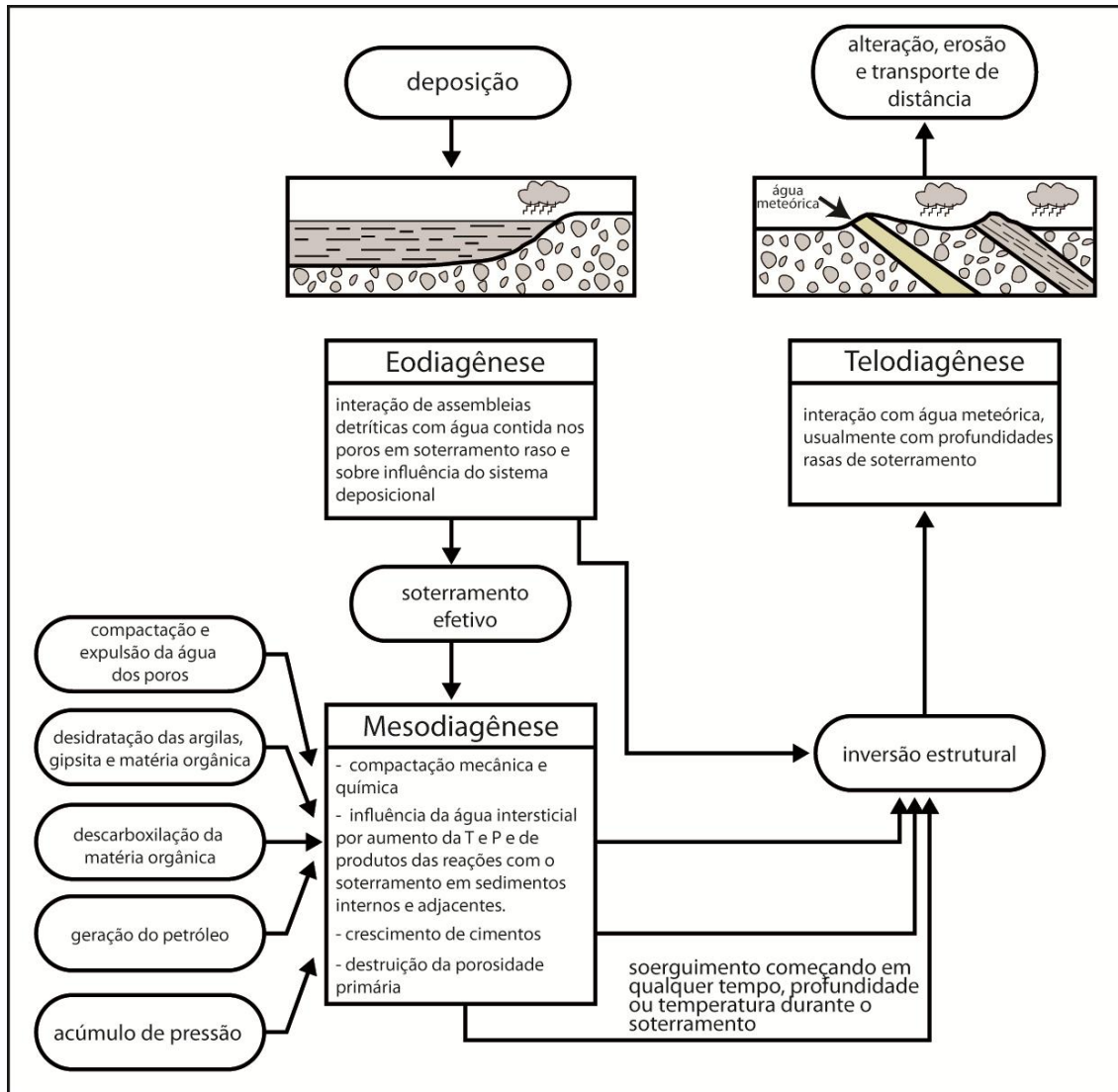


Figura 6. Relações entre os estágios da diagênese: eodiagênese, mesodiagênese e telodiagênese (Rodrigues, 2012, adaptado de Worden & Burley, 2003).

De acordo com De Ros (1996), os fatores de controle da diagênese clástica incluem a composição das águas intersticiais, a composição dos materiais detríticos, a composição dos constituintes diagenéticos precoces, a pressão, o fluxo de fluídos, o tempo e a temperatura (Fig 7.). A decomposição dos constituintes primários libera íons utilizados na criação de novos constituintes diagenéticos, mais estáveis às condições de temperatura e pressão vigentes.

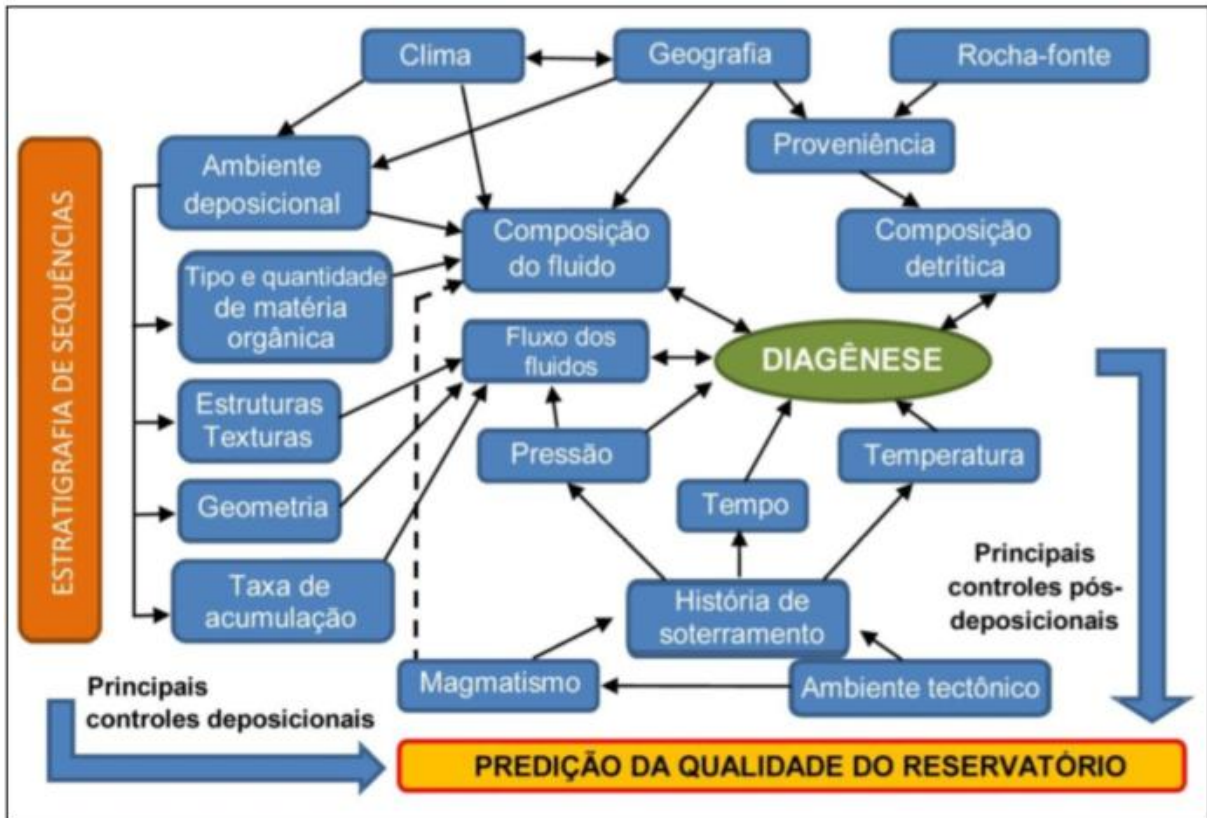


Figura 7. Representação da inter relação dos parâmetros controladores na diagênese (Rodrigues, 2012, modificado de De Ros, 1996).

A profundidade, o fluxo de calor e a condutividade térmica são os principais parâmetros de controle durante a evolução de soterramento das bacias, determinando as condições de temperatura aos quais são expostos os sedimentos. A evolução da pressão também é preponderante na destruição da porosidade, pois com o aumento da profundidade, intensifica-se a compactação química e mecânica da rocha. Assim, nota-se que a avaliação da qualidade de reservatório dos arenitos é vinculada a uma série de fatores que influenciam a distribuição e o volume de processos e constituintes diagenéticos, que têm grande importância na evolução da porosidade e permeabilidade dessas rochas (De Ros, 1996).

4. METODOLOGIA

4.1 Petrografia Quantitativa

Foram analisadas 58 lâminas petrográficas preparadas de amostras de testemunhos de um poço do Campo de Furado, Alagoas, fornecidas pela UO-SEAL (Unidade Operacional Sergipe-Alagoas) da PETROBRAS. A petrografia quantitativa foi executada no Laboratório de Petrologia Sedimentar do Departamento de Mineralogia e Petrologia da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. As lâminas foram preparadas com amostras impregnadas com resina epoxy azul e tingidas solução de alizarina e ferrocianeto de potássio para identificação de diferentes tipos de carbonatos.

A análise petrográfica se deu através da quantificação de 300 pontos por lâmina segundo transectas alinhadas perpendicularmente à estrutura principal da rocha, com o uso de *charriot* acoplado ao microscópio para espaçá-los de forma equidistante (Fig. 8). Os aspectos observados incluíram texturas, estruturas, composição primária e diagenética, e tipos de poros, viabilizando assim a caracterização e interpretação dos processos e produtos que influenciam na qualidade de reservatório. Os dados petrográficos foram adquiridos, armazenados e processados através do *software* Petroledge® (De Ros *et al.*, 2007).

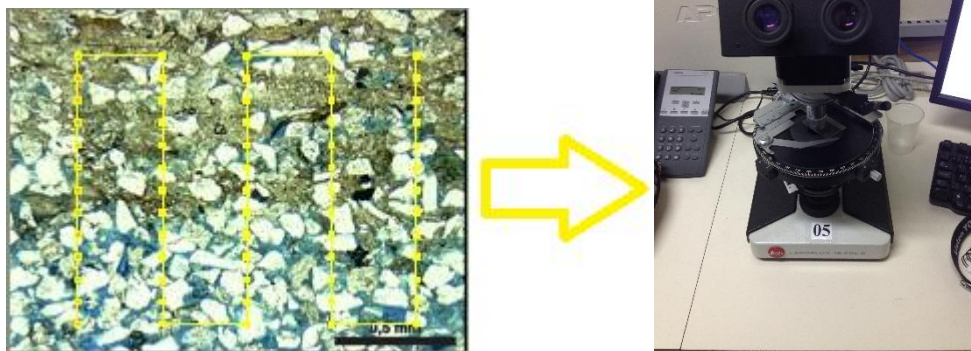


Figura 8. Quantificação perpendicular à estrutura principal (imagem à esquerda) e o microscópio utilizado (imagem à direita).

O sistema Petroledge® consiste num *software* para descrição qualitativa e quantitativa de rochas sedimentares capaz de armazenar de forma segura dados texturais e composicionais dos diferentes constituintes primários, hábitos, localização e relações paragenéticas dos constituintes diagenéticos e tipos de poros

em um banco de dados multi-relacional (Fig. 9 e 10). Com isso, é possível se classificar a rocha quanto à textura, composição e proveniência, possibilitando a interpretação de ambientes e evolução diagenética (De Ros *et al.*, 2007). A descrição segue uma ordem metódica, compreendendo primeiramente a identificação da lâmina quanto à sua localização (poço, profundidade, unidade, bacia, estado e país), um resumo das principais feições observadas na lâmina. Posteriormente, a interpretação de características estruturais, texturais e de fábrica como laminações, estratificações e estilólitos, granulometria, tamanho modal, arredondamento e seus modificadores, esfericidade, seleção, sustentação e empacotamento. Por fim, são quantificados os constituintes primários, diagenéticos e tipos de poros, detalhando seus hábitos, localizações e relações paragenéticas.

The image shows two overlapping windows from the Petroledge software. The left window, titled 'Descrição de identificação - Descrição: FU-45 1002,00', contains fields for specimen identification: 'Lâmina #', 'Plug #', 'Prof. do topo (m)', 'Nome do poço/aforamento', 'Testemunho #', 'Caba #', and 'Prof. da base (m)'. It also includes fields for 'Unidade estratigráfica/Idade', 'País', 'Estado', 'Nome da bacia', 'Nome do campo', 'Nome do projeto', 'Data da primeira edição', 'Data da última edição', 'Nome do petrógrafo', 'Instituição', and 'UFRGS'. A text area for 'Observações importantes' contains a detailed description of the rock sample. The right window, titled 'Descrição microscópica - Descrição: FU-45 1002,00', is divided into several sections: 'Estrutura e escala' with dropdowns for 'Mais Visível', '#2 mais visível', and '#3 mais visível'; 'Textura' with a 'Granulometria - Grãos' section containing 'Tamanho de grão (menor ao maior)', 'Site', and modal size fields; 'Fábrica' with 'Orientação' and 'Suporte' dropdowns; and 'Empacotamento' with 'Frouxo' and 'Índice' fields. It also includes sections for 'Contatos', 'Pontuais', 'Longos', 'Comum', 'Côncavo-convexos', 'Saturados', and 'Grão/Não-grão'.

Figura 9. Janela de identificação e descrição microscópica de estruturas, texturas e fábrica do software Petroledge® (De Ros *et al.*, 2007).

Software: PETROLEDGE - Descrição: Análise Interpretação Ferramentas Ajuda

Composição - Descrição: FU-45 1003,50

Conteúdo da Célula: 28.1) Calcita ferrosa - Microcristalina - Intragranular substitutivo - - Substituindo <Constituinte primário> - Fragmento de rocha metamórfica indiferenciado - Como fragmento de rocha metamórfica

Controle da Platina: Iniciar, Avançar, Trilha, Controlador

Pontos: 300 de 300, Quantidade Percentual 100.00 %

Nº	Identificação do Constituinte	Pontos	%	Quantidade Nominal	Observação
1	Quartzo detritico monocristalino - Como grão monomineralico -	139	46.33		
2	Quartzo detritico monocristalino - Em fragmento de rocha plutônica -	6	2.00		
3	Quartzo detritico policristalino - Como grão monomineralico -	17	5.67		
4	Quartzo detritico policristalino - Em fragmento de rocha plutônica -	2	0.67		
5	Plagioclasio detritico - Como grão monomineralico -	1	0.33		
6	Microclino detritico - Como grão monomineralico -	5	1.67		
7	Microclino detritico - Em fragmento de rocha plutônica -	1	0.33		
8	Fragmento de meta-silto - Como fragmento de rocha metamórfica -	1	0.33		
9	Biotita - Como grão monomineralico -	1	0.33		
10	Zircão - Como grão monomineralico -	1	0.33		
11	Anfíbolo - Como grão monomineralico -	1	0.33		
12	Óxido carbonatado - Como constituinte intrabacal -	1	0.33		
13	Quartzo - Crescimento - Intragranular cobertura de grão descontinua - - Cobrindo <Constituinte primário> - Quartzo detritico monocristalino - Como grão monomineralico	16	5.33		
14	Abita - Microcristalina - Intragranular substitutivo - - Substituindo <Constituinte primário> - Plagioclasio detritico - Como grão monomineralico	11	3.67		
15	Abita - Microcristalina - Intragranular substitutivo - - Substituindo <Constituinte primário> - Plagioclasio detritico - Em fragmento de rocha plutônica	3	1.00		
16	Abita - Microcristalina - Intragranular substitutivo - - Substituindo <Constituinte primário> - Ortoclasio detritico - Como grão monomineralico	2	0.67		
17	Abita - Crescimento interno - Intragranular preenchendo poro - - Em <Constituinte primário> - Plagioclasio detritico - Como grão monomineralico	3	1.00		
18	Abita - Crescimento - Intragranular cobertura de grão descontinua - - Cobrindo <Constituinte primário> - Plagioclasio detritico - Como grão monomineralico	2	0.67		
19	Caolim - Livinho - Intragranular preenchendo poro - - Em <poro> - Poro intergranular - Intersticial	16	5.33		
20	Caolim - Livinho - Intragranular substitutivo - - Substituindo <Constituinte primário> - Feldspato detritico indiferenciado - Como grão monomineralico	2	0.67		
21	Caolim - Livinho - Intragranular substitutivo - - Substituindo <Constituinte diagenético> - Pseudomatrix lamosa - Intragranular preenchendo poro	12	4.00		
22	Clorita - Lamelar - Intragranular substitutivo - - Substituindo <Constituinte primário> - Biotita - Em fragmento de rocha plutônica	1	0.33		
23	Clorita - Lamelar - Intragranular substitutivo - - Substituindo <Constituinte primário> - Muscovita - Em fragmento de rocha plutônica	3	1.00		
24	Clorita - Microcristalina - Intragranular substitutivo - - Substituindo <Constituinte diagenético> - Pseudomatrix lamosa - Intragranular preenchendo poro	18	6.00		
25	Dolomita - Microcristalina - Intragranular substitutivo - - Substituindo <Constituinte diagenético> - Pseudomatrix lamosa - Intragranular preenchendo poro	8	2.67		
26	Dolomita - Microcristalina - Intragranular substitutivo - - Substituindo <Constituinte primário> - Quartzo detritico monocristalino - Como grão monomineralico	1	0.33		
27	Calcita ferrosa - Macrocristalina - Intragranular preenchendo poro - - Em <poro> - Poro intergranular - Intersticial	1	0.33		
28	Calcita ferrosa - Microcristalina - Intragranular substitutivo - - Substituindo <Constituinte primário> - Fragmento de rocha metamórfica indiferenciado - Como fragmento de rocha metamórfica	1	0.33		
29	Mineral de titânio indiferenciado - Macrocristalina - Intragranular substitutivo - - Substituindo <Constituinte primário> - Mineral pesado indiferenciado - Como grão monomineralico	1	0.33		
30	Poro intergranular - Intersticial - Primária -				
31	Poro intergranular - Intersticial - Dissolução de <Constituinte diagenético> - Pseudomatrix lamosa - Intragranular preenchendo poro				
32	Poro intragranular - Arcabouço - Dissolução de <Constituinte primário> - Ortoclasio detritico - Como grão monomineralico				
33	Poro intragranular - Arcabouço - Dissolução de <Constituinte primário> - Plagioclasio detritico - Como grão monomineralico				

Constituintes Diagenéticos, Hábito, Localização Diagenética, Modificação Diagenética, Relação Paragenética, Constituintes da Relação Paragenética, Localização do Constituinte da Relação Paragenética

Figura 10. Janela de composição do software Petroledge®, observando-se os constituintes primários (em verde), diagenéticos (em amarelo) e tipos de poros (em azul, De Ros *et al.*, 2007).

A quantificação dos constituintes primários foi realizada através do método Gazzi-Dickinson (Zuffa, 1985), que consta na contagem separada de grãos ou cristais maiores que tamanho silte (0,0625 mm) em fragmentos de rocha, como por exemplo quartzo monocristalino em fragmento de rocha plutônica ou como grão monomineralico. Rochas formadas por constituintes com textura mais fina, como rochas vulcânicas afaníticas ou metamórficas de baixo grau, são registradas diretamente como tal (Fig. 11).

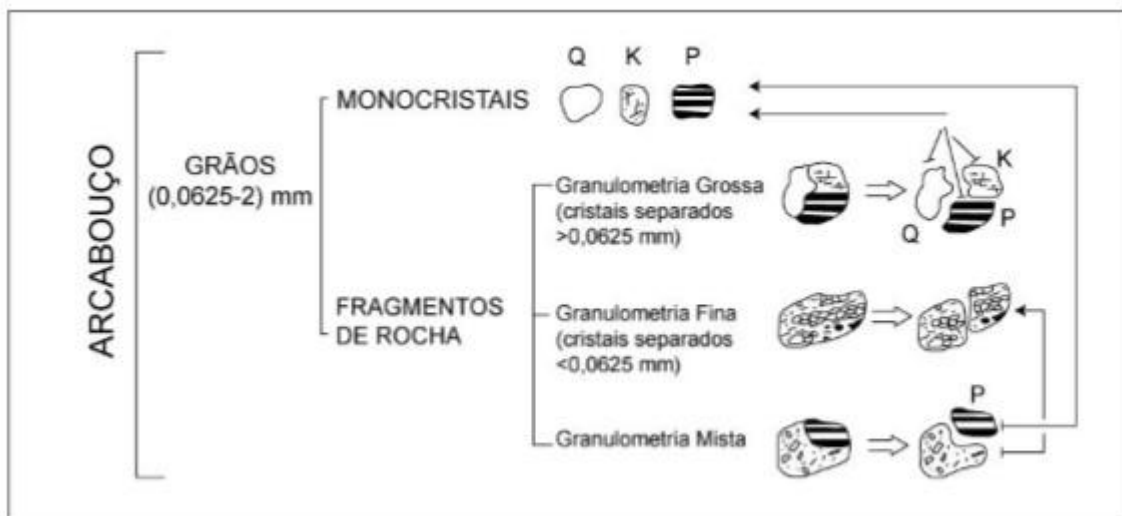


Figura 11. Ilustração esquemática do método Gazzi-Dickinson de quantificação dos constituintes primários (Rodrigues & Goldberg, 2014, adaptado de Zuffa, 1985).

A 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 que menos de 300 pontos apresentam uma margem de erro relevante, o que representa uma baixa 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 (Fig. 12).

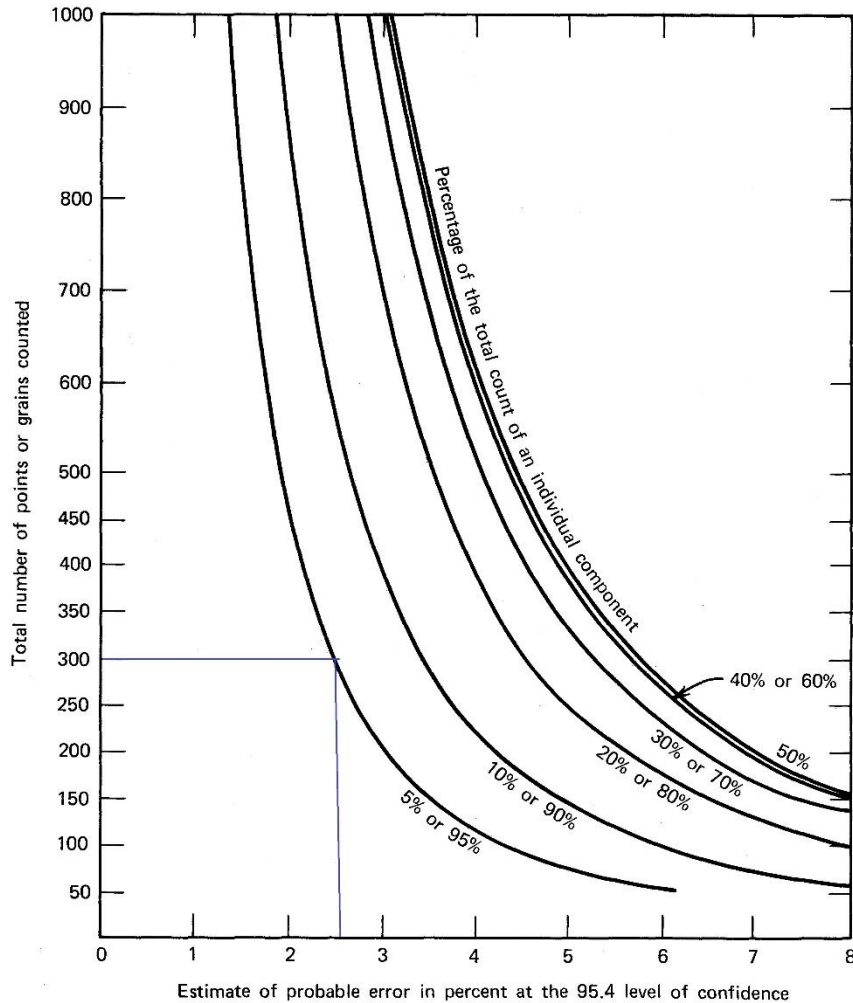


Figura 12. Gráfico entre a relação de erro percentual com o número de pontos contados (adaptado de Galehouse, 1971).

4.2 Fotomicrografia Óptica

A documentação por fotomicrografias ópticas permitiu registrar as principais características estruturais, texturais, composicionais primárias, diagenéticas e de porosidade de cada lâmina analisada. As fotomicrografias foram tiradas com 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 objetiva utilizada no microscópio (Fig. 13). Seu armazenamento se deu através de criação de 68 imagens no formato do próprio software e em JPEG (Joint Photographics Experts Group).

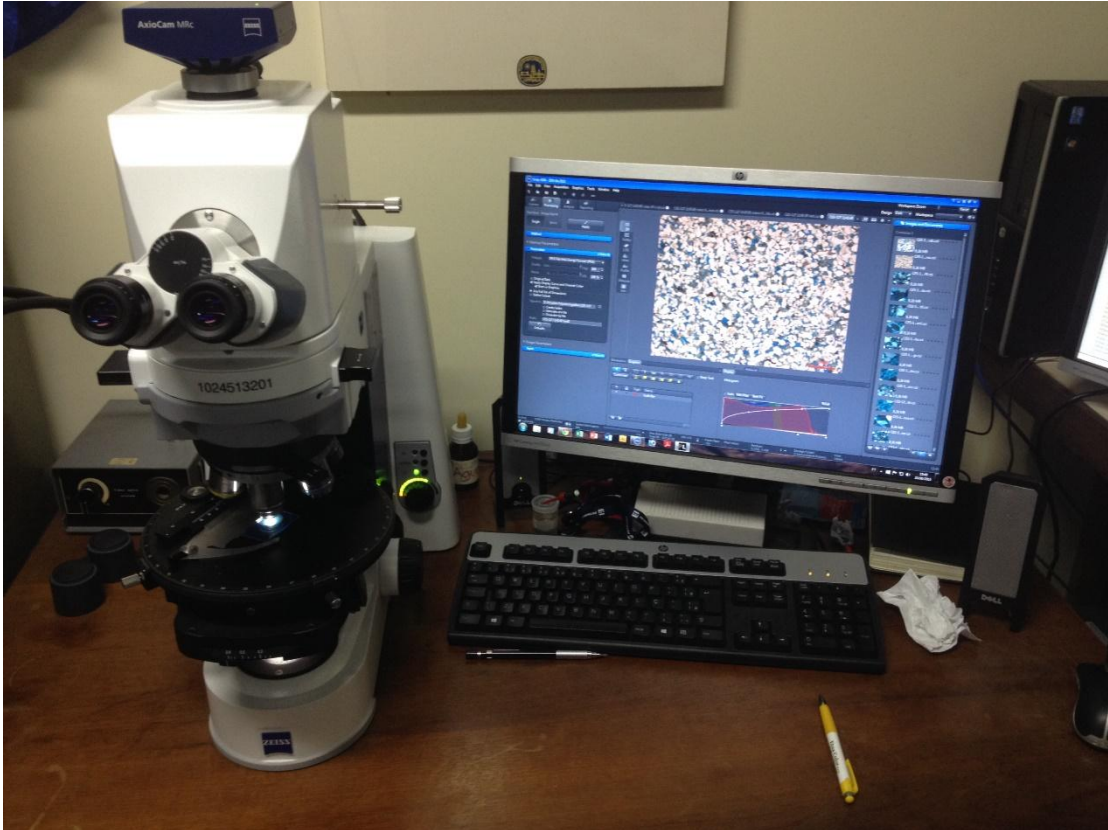


Figura 13. Câmera Zeiss AXIO acoplada ao microscópio Zeiss AXIO Imager A2 e o software utilizado.

4.3 Microscopia Eletrônica de Varredura

A Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) tem grande relevância e utilidade para estudos detalhados em constituintes diagenéticos, morfologia mineral, relações grãos-cimento e porosidade devido à alta resolução, que varia de 20 a 50 angstroms (Å). Através deste método é possível uma maior precisão na observação de relações paragenéticas, hábitos e variações composicionais de constituintes diagenéticos (Emery & Robinson, 1993).

A técnica consiste na preparação de amostras, limpando qualquer resquício de óleo, seguido de cobertura com carbono e ouro.

Um feixe de elétrons é colimado por lentes eletromagnéticas na superfície da amostra (Fig. 14 e 15). Ao atingir a amostra, duas espécies de elétrons são emitidas: elétrons retroespalhados de alta energia e elétrons secundários de baixa energia.

Neste estudo foram reinterpretadas 24 imagens, em formato JPEG, de elétrons secundários de amostras do poço estudado cedidas pela Petrobras.

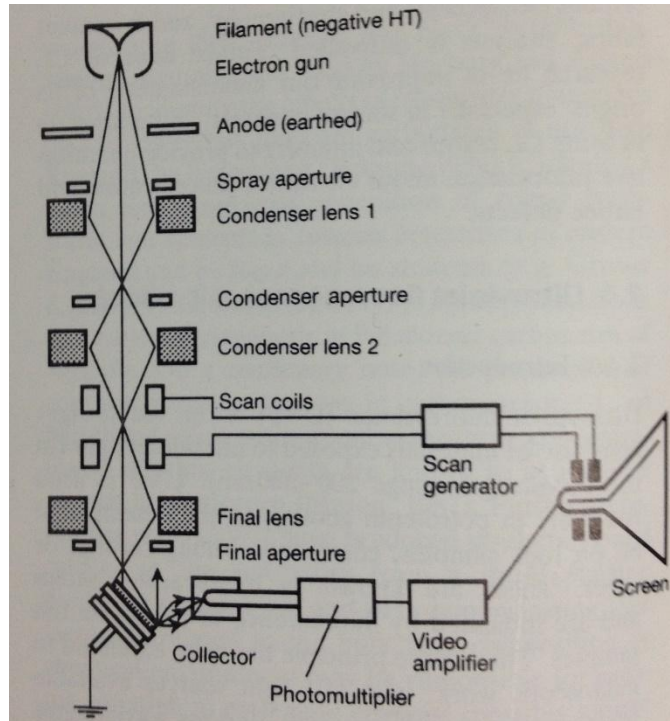


Figura 14. Características básicas de um Microscópio Eletrônico de Varredura (Emery & Robinson, 1993).

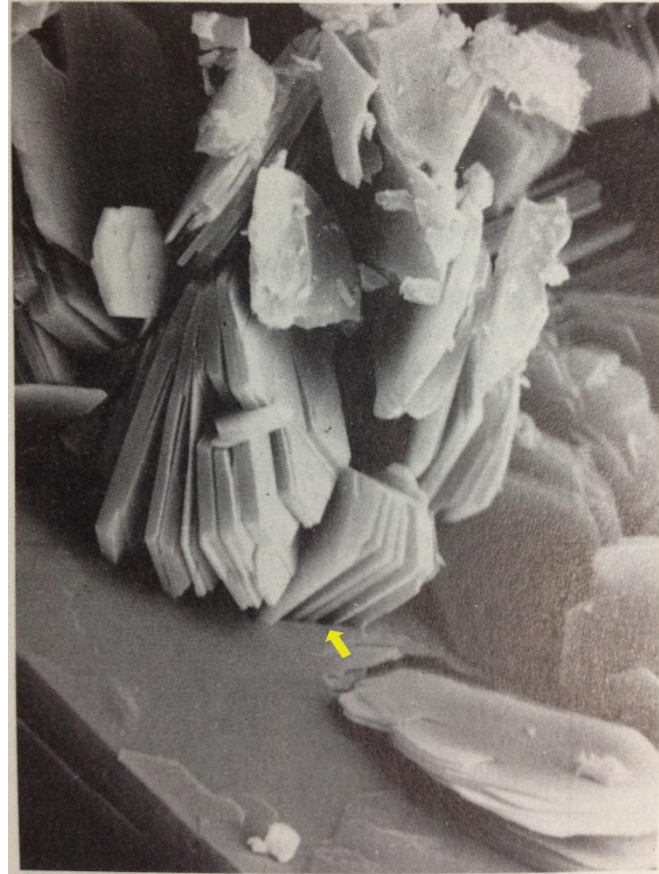


Figura 15. Imagem de elétrons secundários no Microscópio Eletrônico de Varredura, mostrando a relação paragenética entre a caulinita e o crescimento de quartzo (seta amarela, Emery & Robinson, 1993).

5. RESULTADOS

Os dados gerados neste trabalho foram obtidos através da descrição petrográfica quantitativa de 58 lâminas delgadas de amostras testemunhadas na Formação Barra de Itiúba em um poço do Campo de Furado, Bacia de Sergipe-Alagoas, cujas coordenadas não foram fornecidas. As descrições petrográficas quantitativas das lâminas encontra-se no apêndice deste trabalho, em meio digital CD, juntamente com as fotomicrografias das principais texturas, estruturas, composição e processos diagenéticos observados. Nesta seção é desenvolvida uma descrição sintética dos principais aspectos de estrutura, texturas, fábrica e composição primária, processos e produtos diagenéticos e tipos de poros ocorrentes nas amostras analisadas, identificados com base em sua relevância e impacto sobre a porosidade, permeabilidade, e conseqüentemente sobre a qualidade das rochas como reservatórios de hidrocarbonetos.

5.1 Estruturas, Texturas e Fábrica

As lâminas analisadas têm principalmente estrutura maciça e laminação (ou estratificação) irregular, subordinadamente paralela. A laminação irregular é marcada por níveis de concentração de minerais pesados, ou de intraclastos lamosos, compactados a pseudomatriz (Fig 16 A e B.). Localmente observa-se também a presença de bioturbação e estilolitos (Fig 16 C.).

O tamanho modal das lâminas analisadas varia amplamente, desde areia muito fina até areia muito grossa, por vezes conglomerática e levemente conglomerática, no entanto com predominância do tamanho areia fina. Observam-se também amostras bimodais com areia fina e grossa (Fig 16 D.). O grau de seleção varia desde muito mal selecionado até muito bem selecionado, predominantemente mal selecionado, em 46% das lâminas analisadas, seguido do termo bem selecionado com 29%.

O grau de arredondamento varia de sub-angular até predominantemente sub-arredondado. A esfericidade varia de alta a predominantemente média. Em muitas amostras, a presença de crescimentos de quartzo, a corrosão por calcita e a dissolução por pressão dos constituintes primários modificaram o arredondamento original. A orientação dos clastos é predominantemente caótica e, subordinadamente, subparalela.

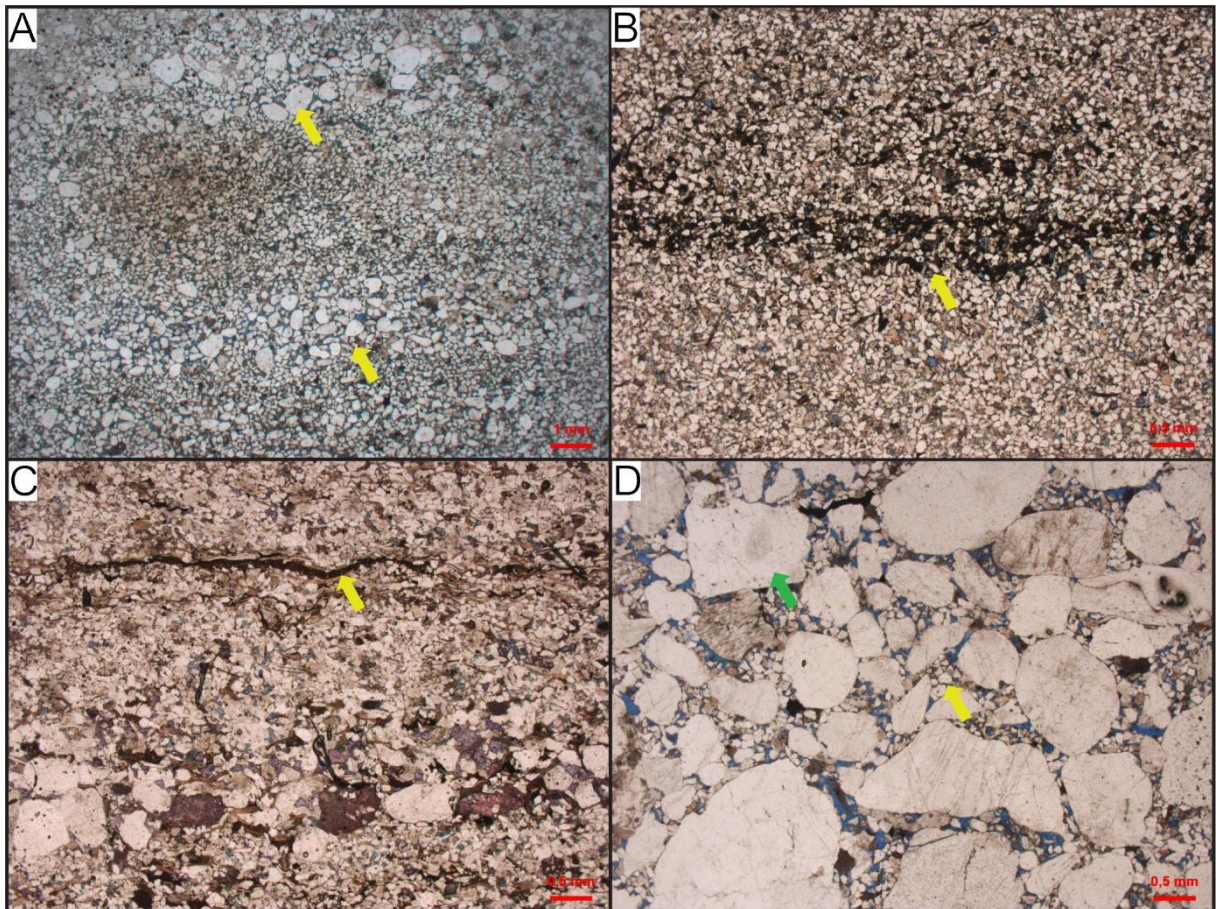


Figura 16. Aspectos estruturais e texturais dos arenitos estudados, fotografados com polarizadores descruzados. A) Laminação irregular definida pela variação de granulometria. B) Laminação irregular marcada pela concentração de minerais pesados. C) Laminação irregular e estilolito (seta). D) Textura bimodal, com frações areia fina (seta amarela) e areia grossa (seta verde).

5.2 Composição Detrítica

Os arenitos analisados possuem composição detrítica original predominantemente feldspática (média = $Q_{65}F_{33}L_2$; arcósios *sensu* Folk, 1968; Fig. 17). A composição das rochas foi substancialmente afetada pela diagênese, sendo a albitização, a substituição por caulim e por calcita ferrosa, e a dissolução os principais responsáveis pela modificação da composição feldspática original para a de subarcósios *sensu* Folk (1968; média = $Q_{83}F_{15}L_2$; Fig. 17).

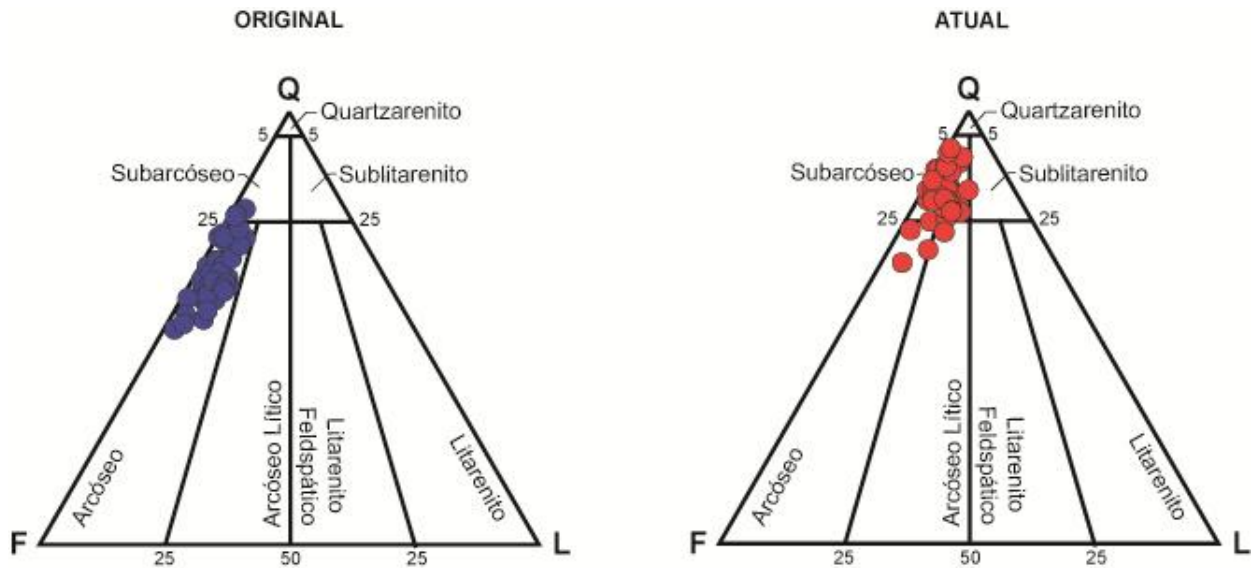


Figura 17. Composição detrítica essencial original e atual dos arenitos estudados plotadas em diagramas Folk (1968). Observa-se um deslocamento para composições mais quartzosas devido à dissolução e substituição dos feldspatos por albita, caulim e carbonatos.

Os grãos de quartzo são predominantemente monocristalinos (méd. = 37,63%; máx. = 48%, Fig A.), com ocorrência subordinada de quartzo policristalinos (méd. = 6,32%; máx. = 17,67%, Fig 18 B.). Os principais feldspatos encontrados foram os ortoclásios e plagioclásios, em proporções similares e em sua quase totalidade albitizados, além da presença de microclínios subordinados.

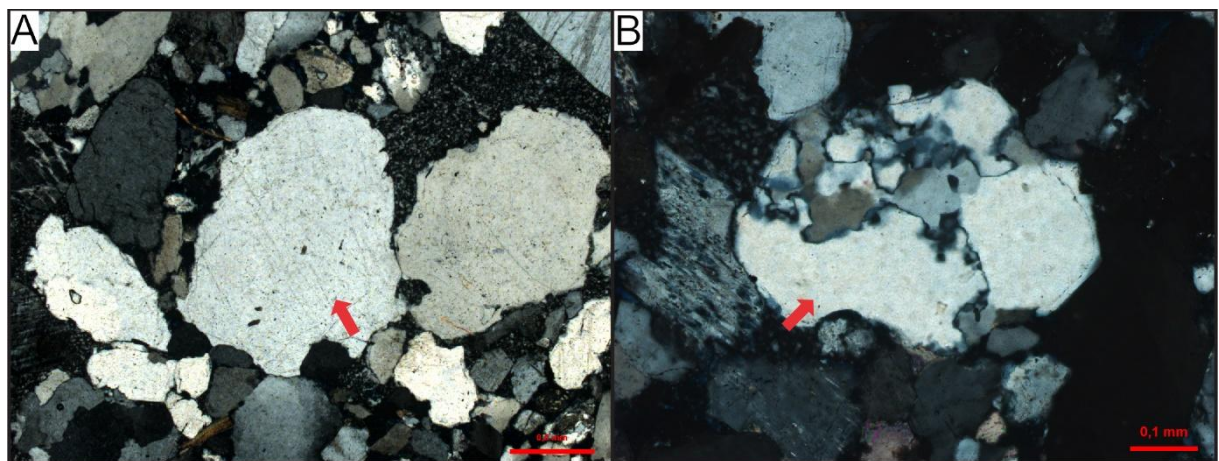


Figura 18 Aspectos de composição detrítica dos arenitos estudados, entre polarizadores cruzados. A) Grãos de quartzo monocristalino. B) Grão de quartzo policristalino.

Os fragmentos líticos são comuns, constituídos principalmente de fragmentos de rocha plutônica (méd. = 4,63%; máx. = 9%) e de metamórficas de baixo grau (méd. = 1,98%; máx. = 4,67%; Fig 19 A e B.).

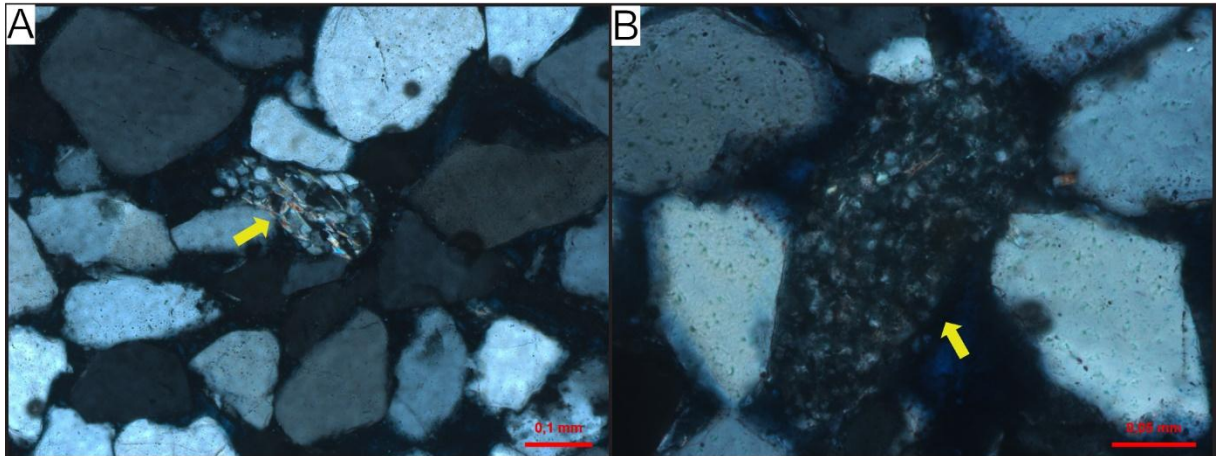


Figura 19. Fragmentos líticos encontrados nos arenitos estudados, entre polarizadores cruzados. A) Fragmento de xisto. B) Fragmento de meta-siltito.

O mineral acessório mais comum é a muscovita (méd. = 0,73%; máx. = 3,33%), presente como lamelas monominerálicas e em fragmentos plutônicos e metamórficos. Apresenta-se comumente substituída por calcita, calcita ferrosa, caulim, clorita, minerais de titânio e pirita, podendo estar expandida pelo caulim e pela calcita ferrosa.

Os constituintes intrabaciais mais comuns são intraclastos lamosos (méd. = 0,43%; máx. = 2,67%; Fig 20. A), que ocorrem compactados a pseudomatriz e, muitas vezes, substituídos por clorita e dolomita. Os constituintes intrabaciais incluem bioclastos de ostracodes (Fig 20. B) e bivalves recristalizados (méd. = 0,61%; máx. = 4,67%), intraclastos de calcita (méd. = 0,28%; máx. = 5%; Fig 20. C), e oóides carbonáticos (méd. = 0,1%; máx. = 2,0%). Em apenas 1 lâmina foi observada a presença de matriz siliciclástica de bioturbação (Fig 20. D). Rara presença de bioclastos e pelóides fosfáticos, matéria orgânica carbonosa e intraclastos de solo.

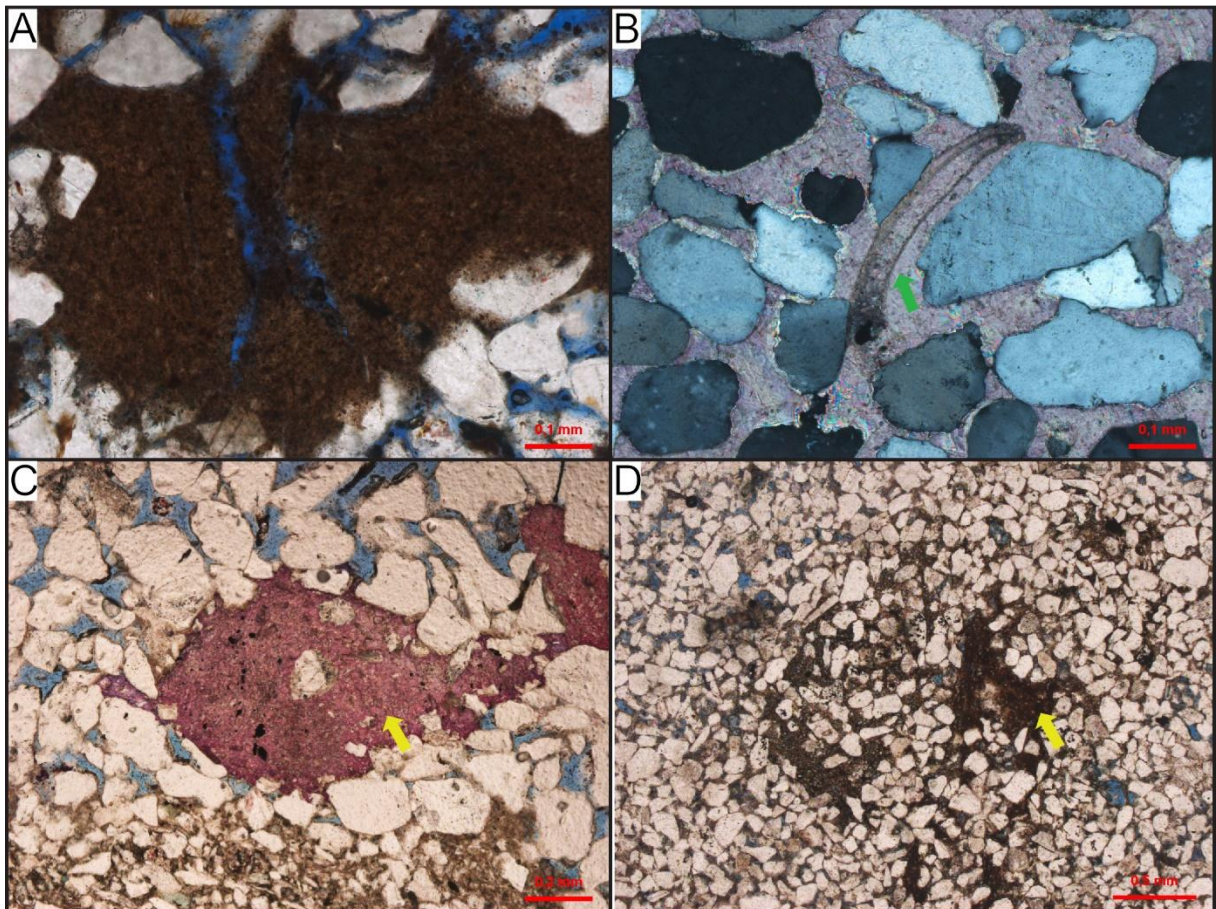


Figura 20. Constituintes intrabaciais carbonáticos e não-carbonáticos ocorrentes nos arenitos analisados. A) Intraclasto lamoso apresentando porosidade de contração (XP). Polarizadores cruzados (XP). B) Bioclasto de ostracode com polarizadores cruzados. C) Intraclasto carbonático de calcita (XP). D) Matriz siliciclástica de bioturbação (XP).

5.3 Diagênese

Os principais processos e produtos diagenéticos reconhecidos nos arenitos analisados incluem: albitização e dissolução dos feldspatos; calcita ferrosa poiquilotópica intergranular, substituindo constituintes primários e expandindo micas; crescimentos descontínuos de quartzo; pseudomatriz da compactação de intraclastos lamosos; cutículas argilosas cobrindo grãos; clorita substituindo cutículas argilosas, pseudomatriz e micas; dolomita microcristalina substituindo constituintes primários, pseudomatriz lamosa e cutículas argilosas; caulim intergranular, substituindo feldspatos e micas, e expandindo micas; vermiculita substituindo micas; pirita microcristalina substituindo constituintes primários e

diagenéticos; minerais de titânio intergranulares, substituindo minerais pesados e fragmentos metamórficos.

5.3.1 Albita

Os grãos de ortoclásio e plagioclásio encontram-se substituídos parcialmente ou totalmente por albita microcristalina ou prismática (Fig 21. A), com volumes médios de 4,47% e máximos de 9% para ortoclásios e méd. = 5,42% e máx. = 10% para plagioclásios. O microclínio raramente apresenta alguma substituição por albita (méd. = 0,13%; máx. = 1,33%). Também foi observada a presença de crescimentos descontínuos de albita, tanto sobre plagioclásios (méd. = 0,52%; máx. = 5,67%), quanto sobre ortoclásios (méd. = 0,4%; máx. = 2,67%; Fig 21. B e C) albitizados. Localmente, esses crescimentos ocorrem cobrindo cutículas argilosas cloritizadas (Fig 21 D.). Ocorrem também crescimentos internos de albita preenchendo fraturas, pouco expressivos (méd. = 0,11%; máx. = 1,67%). Cristais discretos de albita intergranular e crescimentos de albita em microclínio apresentam mínima expressão (méd. e máx. <1%).

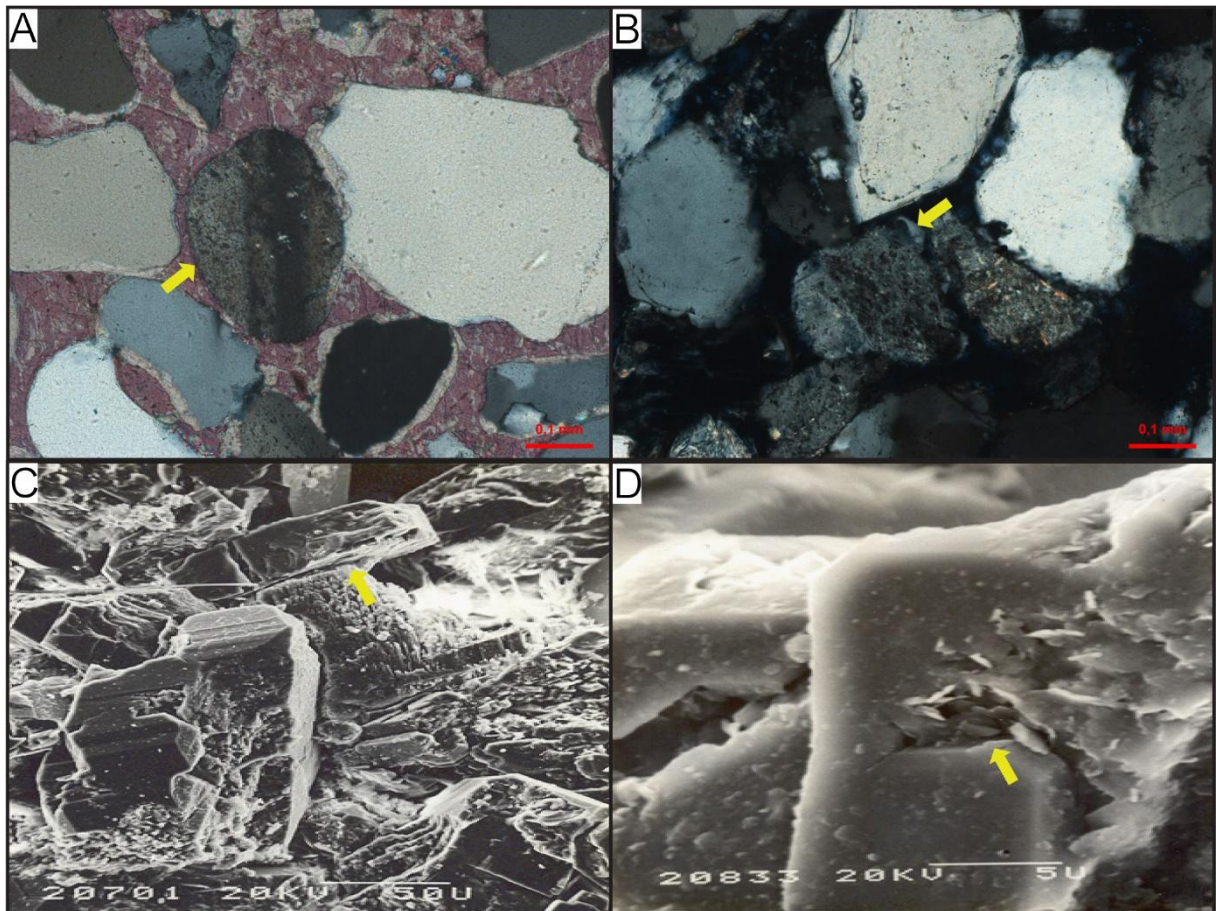


Figura 21 A) Plagioclásio albitizado (seta) em arenito cimentado por calcita (tingida de rosa). (XP). B) Grão de ortoclásio albitizado com crescimentos descontínuos de albita (seta). C) Crescimentos de albita recobrendo heterogeneamente grãos de feldspato albitizados (MEV). D) Crescimentos de albita cobrindo cutículas argilosas cloritizadas e engolfando cristais lamelares de clorita (seta; MEV).

5.3.2 Calcita

A calcita ocorre com composição não-ferrosa a predominantemente ferrosa com hábito poiquilotópico (Fig 22. A), preenchendo poros intergranulares (méd. = 3,39%; máx. = 21,33%), ocorrendo também com hábitos macrocristalino, microcristalino, blocoso, crescimentos e franjas. A calcita ferrosa foi diferenciada da não-ferrosa pelo seu tingimento lilás ou roxo quando exposta à solução de alizarina e ferrocianeto de potássio, enquanto que a calcita não ferrosa assume uma cor rosa. A calcita ferrosa aparece substituindo grãos (méd. = 1,67%; máx. = 13,01%), intraclastos lamosos e arenosos (méd. = 0,05%; máx. = 2%), intraclastos e bioclastos carbonáticos (méd. = 0,15%; máx. = 8,0%, Fig 22. B), pseudomatriz lamosa (méd. = 0,14%; máx. = 2,0%, Fig 22. C), expandindo micas (méd. = 0,21%;

máx. = 1,67%, Fig 22. D) e preenchendo poros intrapartícula de bioclastos. Em algumas lâminas a cimentação por calcita ferrosa preencheu totalmente a porosidade primária. A calcita ferrosa substituiu constituintes diagenéticos como dolomita, calcita não-ferrosa, cutículas argilosas, cutículas argilosas cloritizadas, argila infiltrada, albita e crescimentos descontínuos de quartzo.

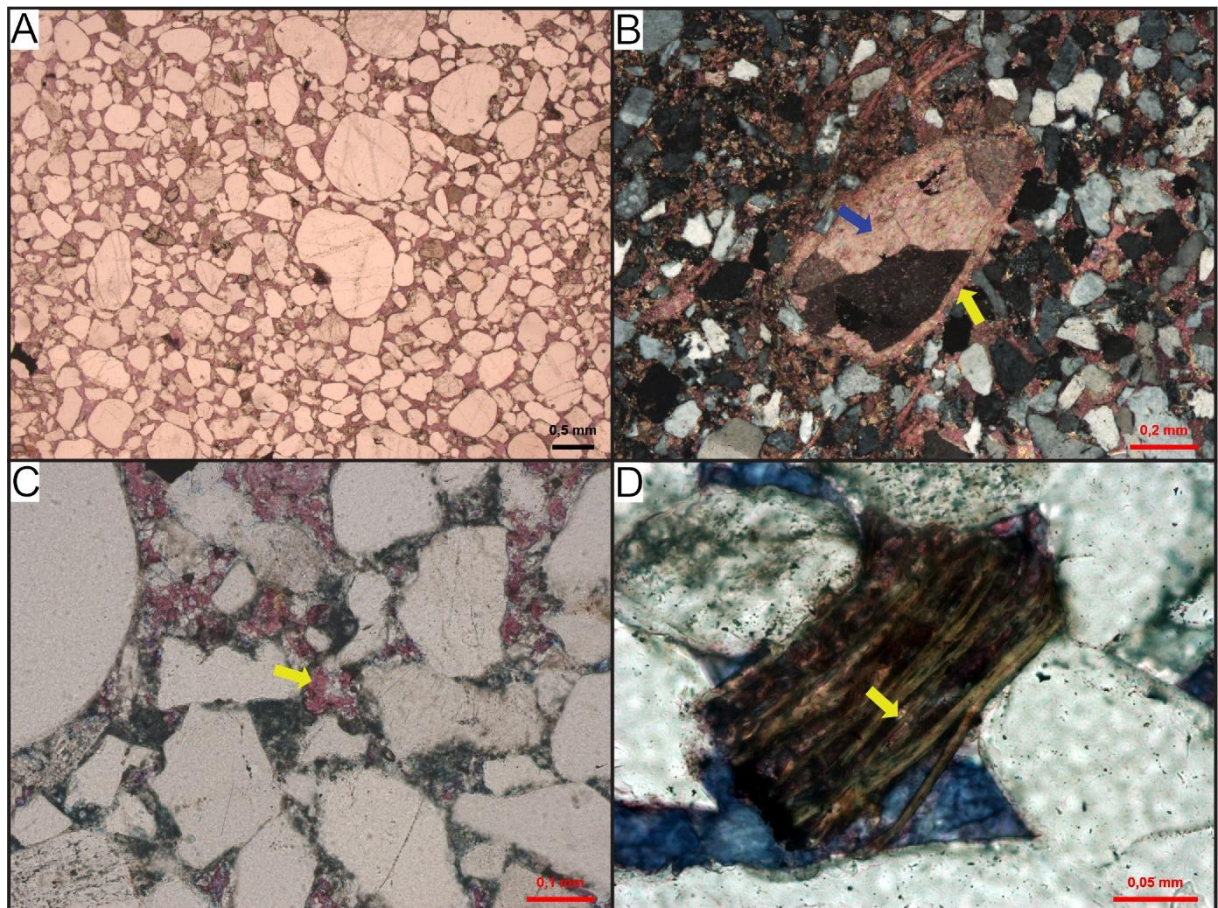


Figura 22. A) Cimentação da rocha por calcita ferrosa Poiquilotópica (//P). B) Calcita não ferrosa preenchendo poro intrapartícula (seta azul) em bioclasto de bivalve (seta amarela, XP). C) Calcita ferrosa substituindo pseudomatrix previamente cloritizada (seta, XP). D) Calcita ferrosa expandindo biotita (//P).

5.3.3 Crescimentos de quartzo

O quartzo ocorre na diagênese na forma de crescimentos descontínuos sobre grãos de quartzo (méd. = 2,3%; máx. = 6,67%, Fig 23.), cobrindo constituintes diagenéticos como clorita e cutículas argilosas (méd e máx <1%), como crescimentos internos cicatrizando fraturas (méd. = 0,07%; máx. = 1,33%) e como projeções prismáticas (méd. = 0,19%; máx. = 2,33%).

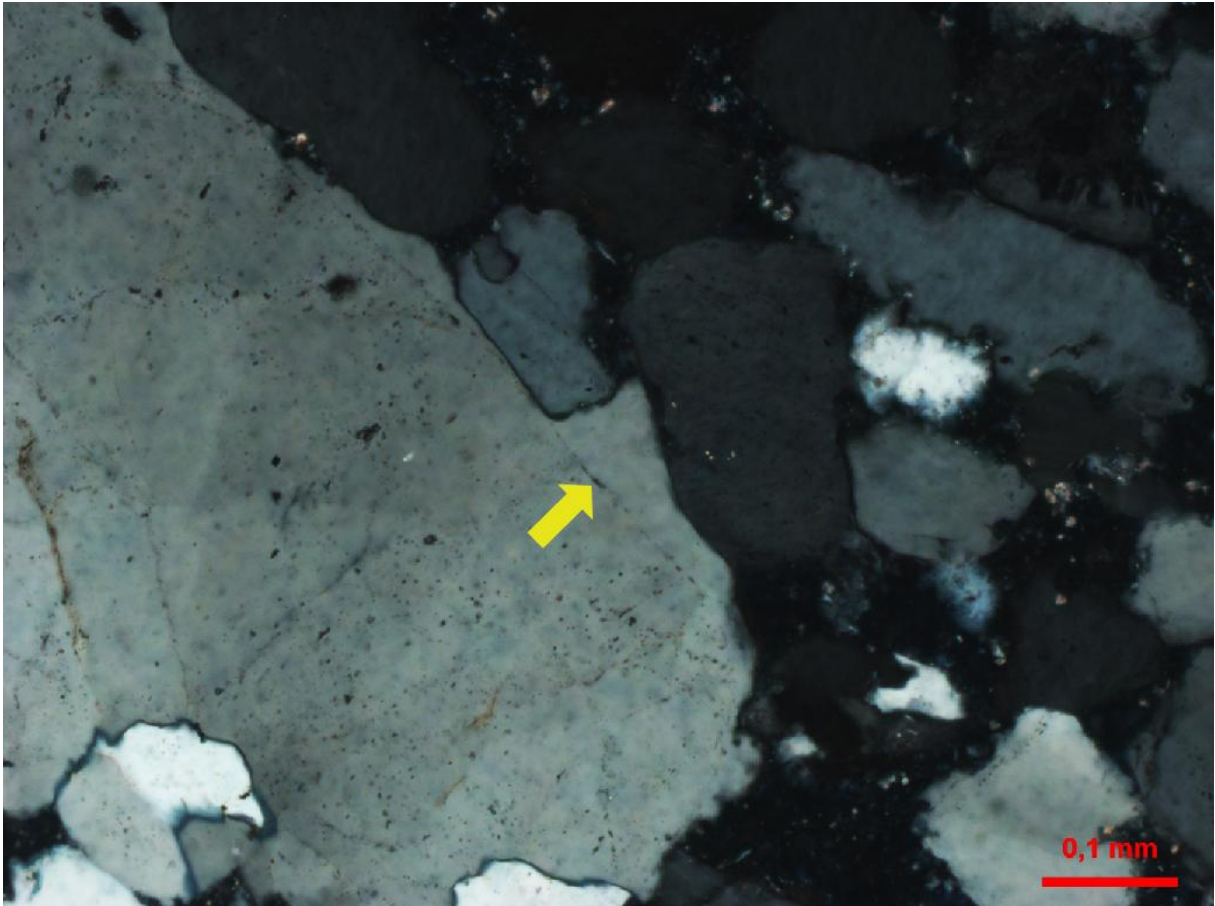


Figura 23. A) Crescimentos descontínuos de quartzo (seta) com polarizadores cruzados.

5.3.4 *Pseudomatriz lamosa*

A pseudomatriz lamosa provém da compactação de intraclastos lamosos (méd. = 0,67%; máx. = 8,33%; Fig 24. A). Apresenta-se comumente substituída por clorita (Fig 24. B) e localmente por fosfato microcristalinos.

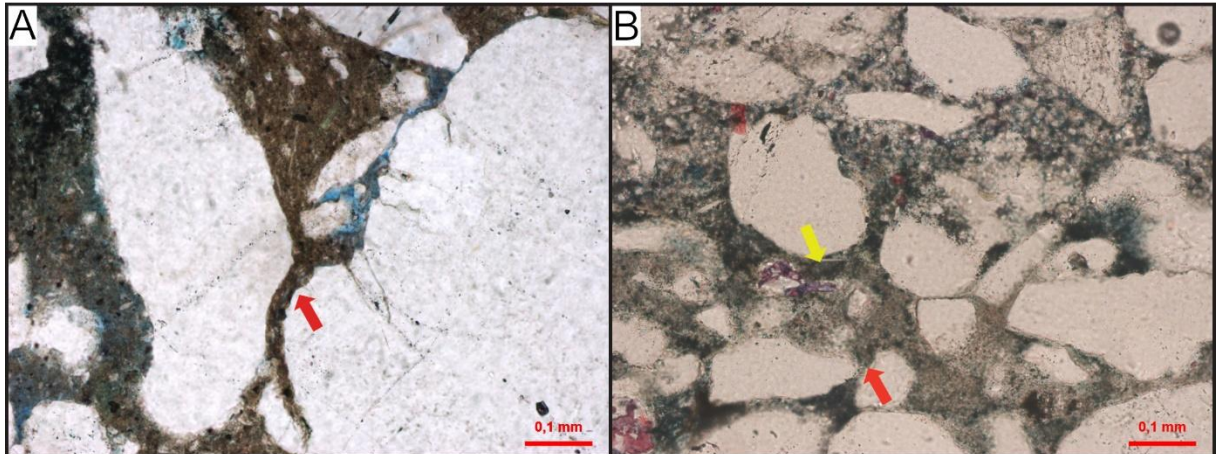


Figura 24. A) Pseudomatrix da compactação de intraclastos lamosos (seta). B) Pseudomatrix lamosa cloritizada (seta amarela) e não cloritizada (seta vermelha). (//P).

5.3.5 Cutículas argilosas

Foram observados dois tipos distintos de cutículas argilosas recobrendo os grãos. Cutículas de argila autigênica precipitadas *in situ* são tipicamente finas e descontínuas (méd. = 0,49%; máx. = 4%; Fig 25. A). Em apenas uma lâmina, ocorrem argilas de infiltração mecânica (méd. = 0,04%; máx. = 2,33%), como cutículas de espessura variável, formas irregulares, com impurezas. Ambos os tipos de cutículas argilosas apresentam intensa substituição por clorita (Fig 25. B).

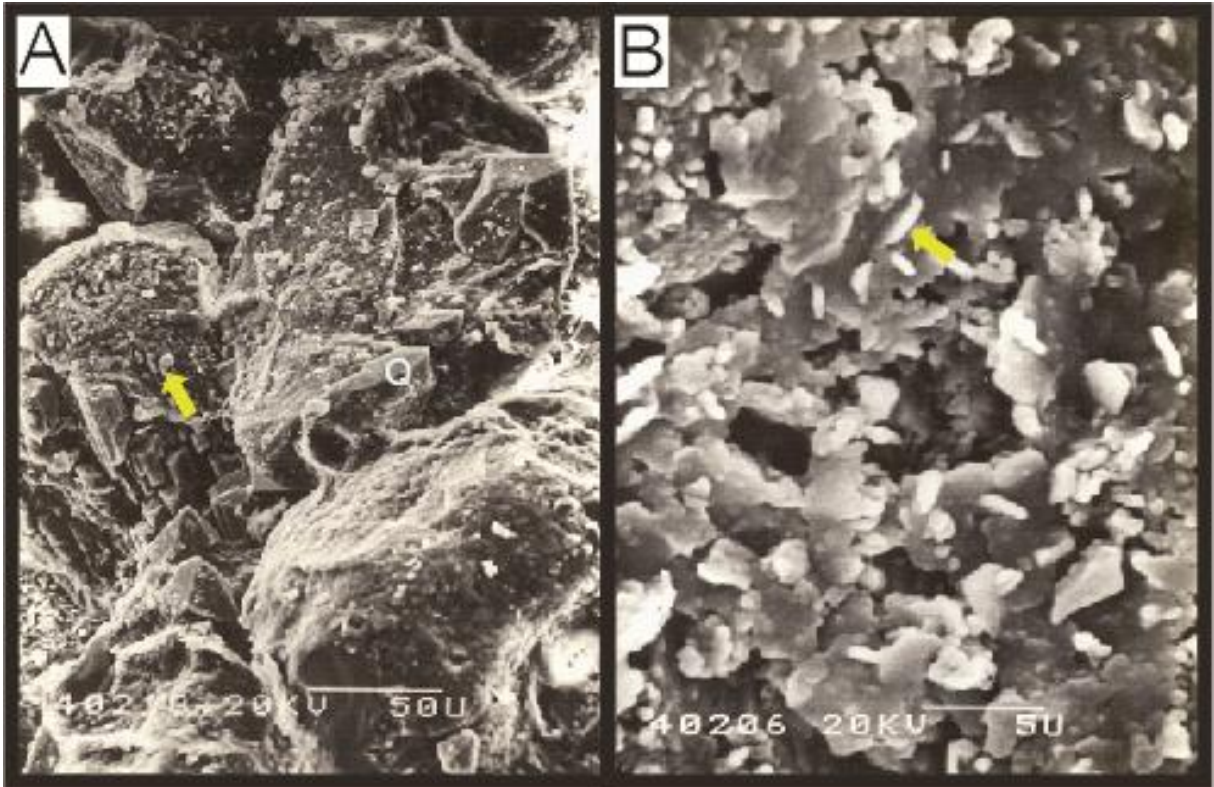


Figura 25. A) Cutículas argilosas cobrindo grãos (MEV). B) Cristais lamelares de clorita substituindo cutícula argilosa (MEV).

5.3.6 Clorita

A clorita apresenta-se substituindo de forma expressiva cutículas argilosas (méd. = 1,85%; máx. = 10%), intraclastos lamosos (méd. = 0,34%; máx. = 4%), pseudomatriz (méd. = 1,16%; máx. = 10,67%; Fig 26. A), micas (méd. = 0,24%; máx. = 1,67%), caulim (méd. e máx. <1%), fragmentos metamórficos, feldspatos e, com hábito de franja, cobrindo grãos (méd. = 0,34%; máx. = 5,34%; Fig 26. B). Seu reconhecimento e diferenciação em relação às outras argilas se dá pelo relevo mais alto aliado a birrefringência mais baixa, e cor esverdeada.

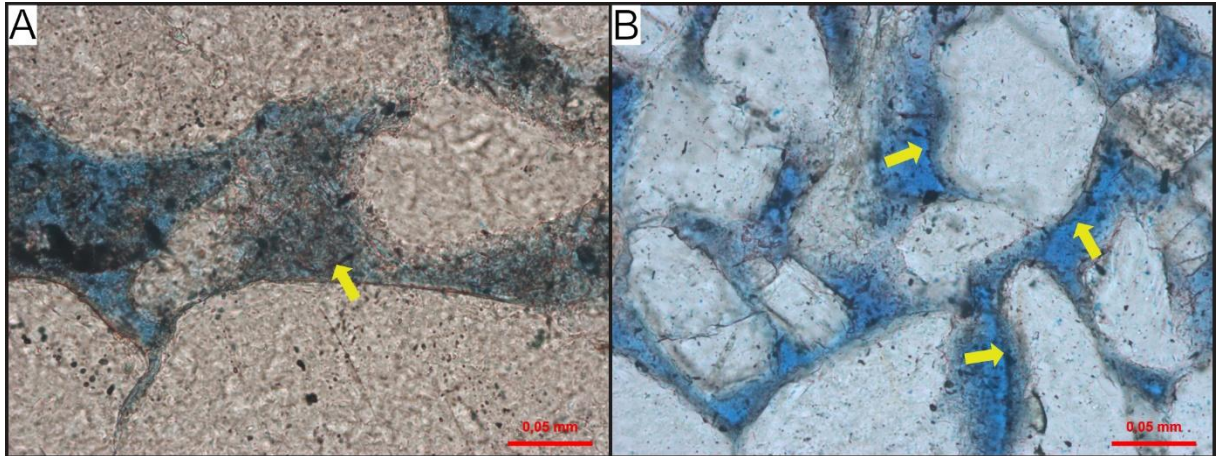


Figura 26. A) Pseudomatriz cloritizada (seta). (XP). B) Franjas de clorita cobrindo grãos (setas) (//P).

5.3.7 Dolomita

Foram reconhecidos 2 tipos de dolomita, uma ferrosa (anquerita), tingida de azul pelo ferrocianeto de potássio (méd. = 0,37%; máx. = 4,01%), e outra não-ferrosa, não tingida (méd. = 1,33%; máx. = 10,76%). Ambos os tipos apresentam hábito blocoso, macrocristalino e microcristalino, preenchem poros intergranulares, substituem constituintes primários, como quartzo, feldspatos, micas e intraclastos, além de expandir as micas (Fig 27.), e substituem constituintes diagenéticos, como pseudomatriz e cutículas argilosas.



Figura 27. Dolomita ferrosa (seta) expandindo mica e sendo substituída por calcita ferrosa. (//P).

5.3.8 *Caulim*

O caulim encontra-se com o hábito de “livrinhos” (*booklets*) preenchendo heterogeneamente poros intergranulares (méd. = 0,71%; máx. = 6%, Fig 28 A e B), substituindo feldspatos (méd. = 0,14%; máx. = 1,33%, Fig 28. C) e pseudomatriz, e, com hábito lamelar, substituindo e expandindo micas (méd. = 0,32%; máx. = 2,34%).

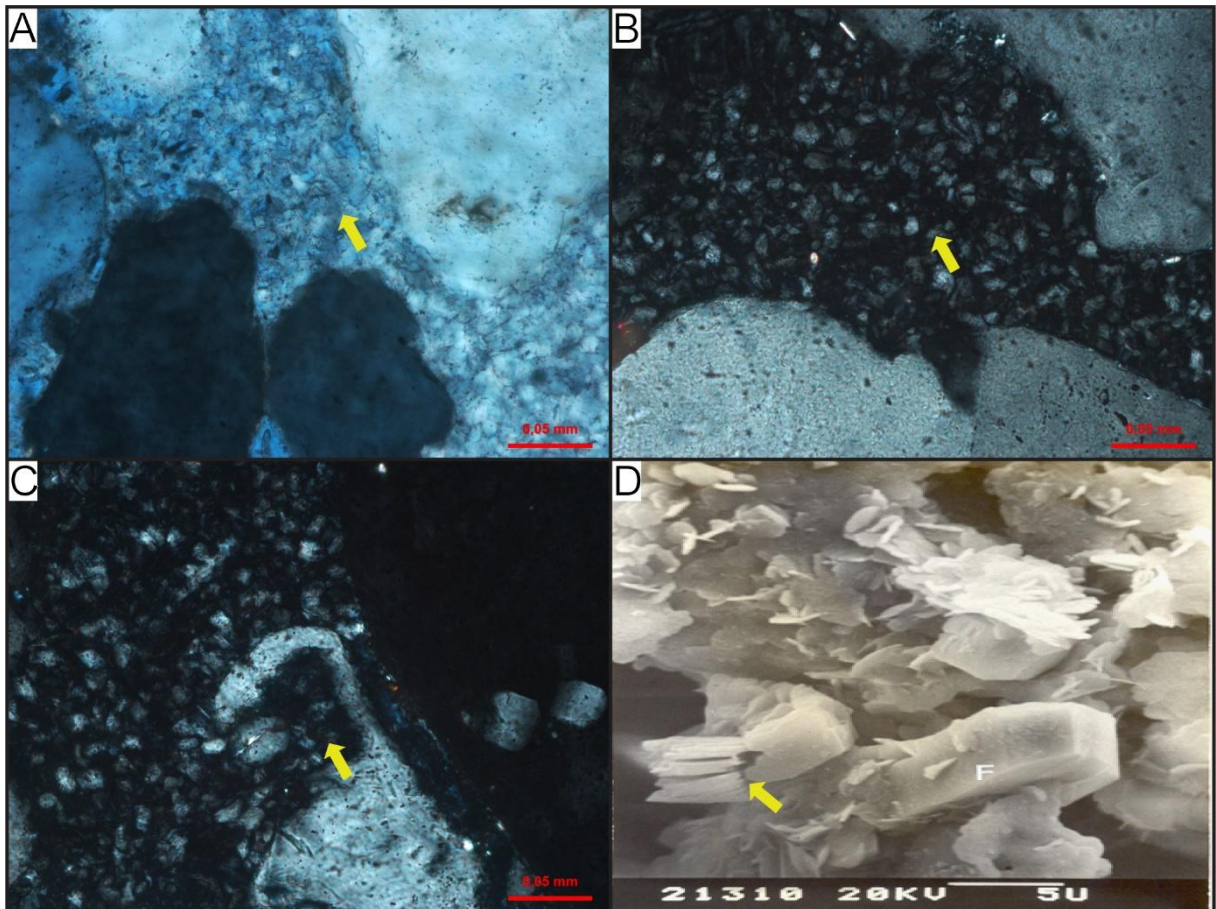


Figura 28. A) *Booklets* de caulim preenchendo poros intergranulares. XP + $\frac{1}{4} \lambda$. B) *Booklets* de caulim substituindo grão e preenchendo poros intergranulares. (XP). C) *Booklets* de caulim substituindo feldspato. (XP). D) *Booklets* de caulim (seta), lamelas de clorita e cristal prismático de albita (F). (MEV).

5.3.9 Vermiculita

A vermiculita ocorre substituindo e expandindo micas, preferencialmente a biotita (méd. = 0,69%; máx. = 3,67%, Fig 29.), e substituindo fragmentos metamórficos. Seu reconhecimento se dá através da sua coloração amarelada, birrefringência mais alta que o caulim e mais baixas que as micas.

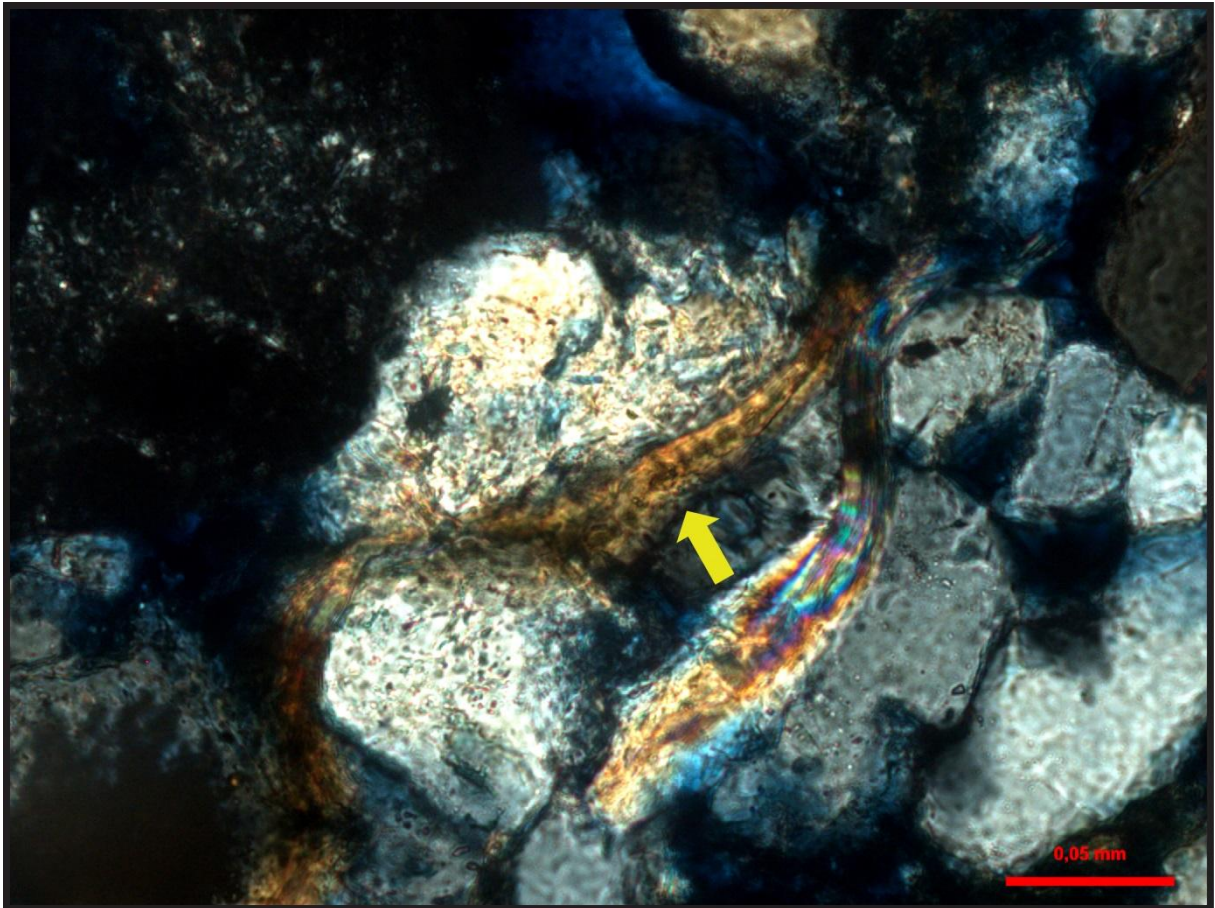


Figura 29. Vermiculita substituindo biotita. (XP).

5.3.10 Pirita

A pirita apresenta-se comumente com hábito microcristalino, subordinadamente blocoso e macrocristalino (méd. = 0,75%; máx. = 4,0%). Ocorre substituindo constituintes primários, expandindo micas, substituindo constituintes diagenéticos como calcita ferrosa, pseudomatriz, cutículas argilosas, clorita e preenchendo poros intergranulares (Fig 30.).

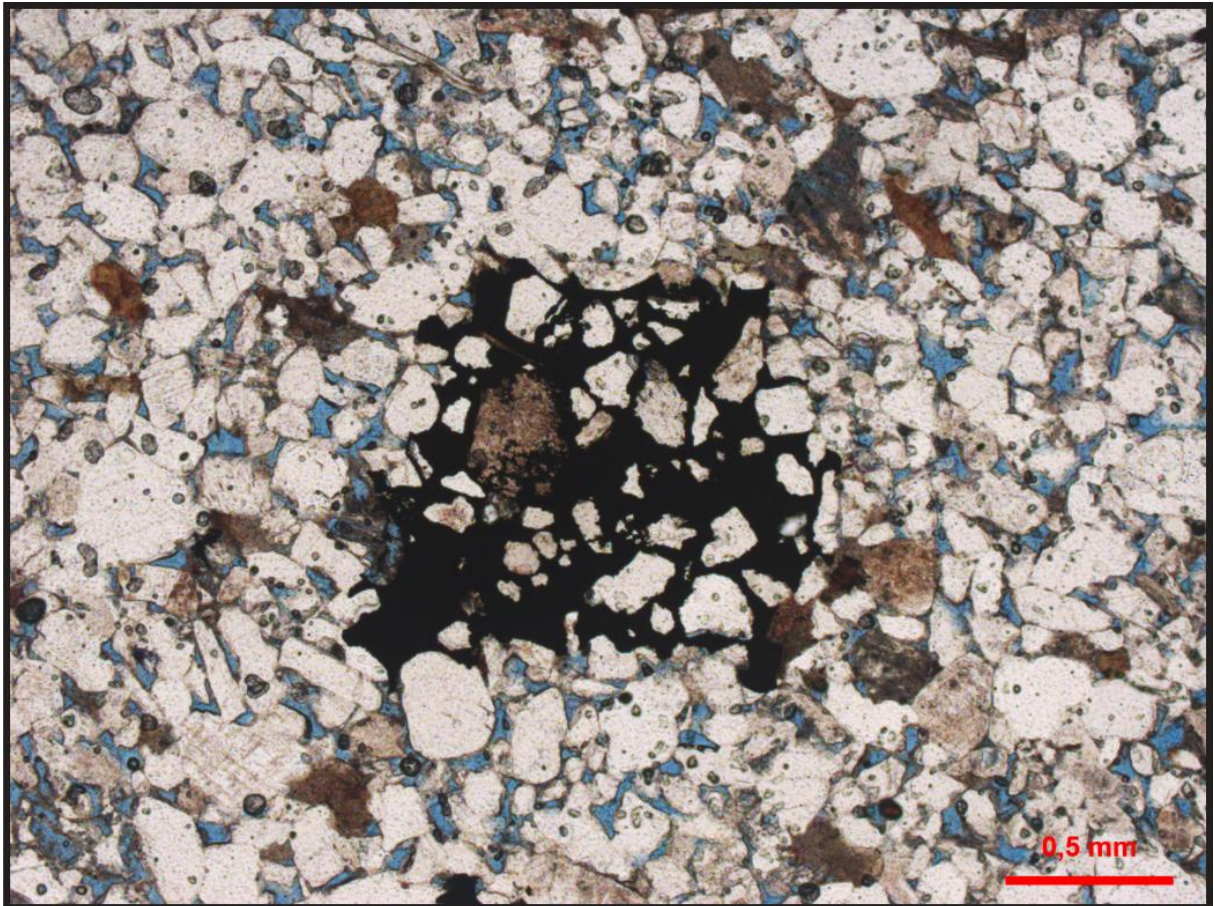


Figura 30. Pirita macrocristalina preenchendo poros intergranulares e substituindo não-seletivamente os constituintes primários. (XP).

5.3.11 Minerais de titânio

Os minerais diagenéticos de titânio ocorrem com hábito microcristalino e blocoso, substituindo principalmente minerais pesados (méd. = 0,7%; máx. = 2,67%, Fig 31.), e subordinadamente fragmentos metamórficos, micas, pseudomatriz, intraclastos, feldspatos, cutículas argilosas e dolomita, além de preencher poros intergranulares. São engolfados pela calcita ferrosa.

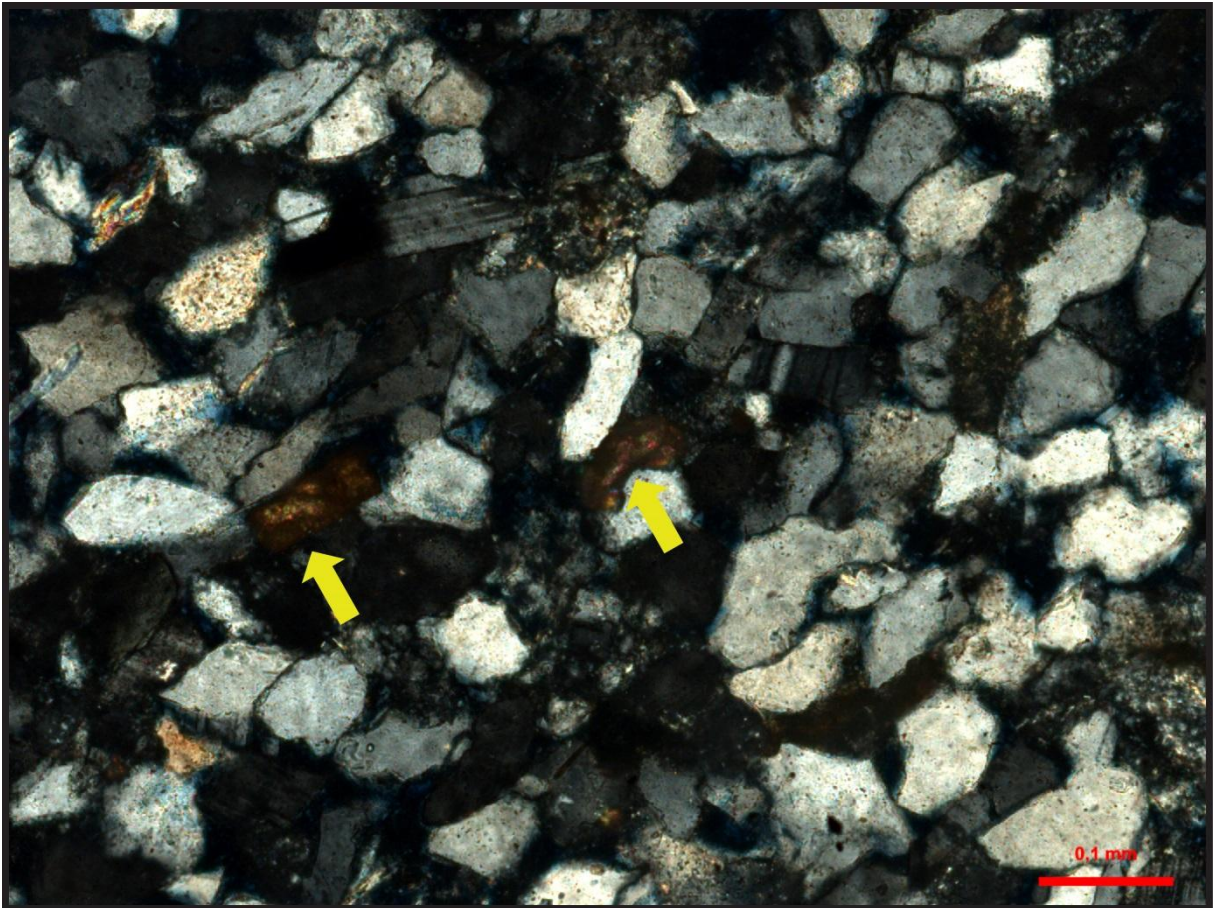


Figura 31. Minerais diagenéticos de titânio substituindo grão de minerais pesados. (XP).

5.3.12 Outros constituintes diagenéticos

Foram observados também outros constituintes diagenéticos (méd. e máx. <1%), intergranulares e substituindo grãos, tais como óxidos de ferro, siderita, crescimentos de feldspato potássico, barita poiquilotópica e betume.

5.4 Porosidade e compactação

A maior parte da macroporosidade observada corresponde a poros intergranulares primários (méd. = 6,52%; máx. = 16,67%, Fig 32. A). Entretanto, ocorre também porosidade secundária gerada através da dissolução de constituintes primários como feldspatos (Fig 32. B), intraclastos (Fig 32. C), fragmentos de rocha, micas e matriz siliciclástica de bioturbação (méd. = 3,24%; máx. = 8%). Também há porosidade secundária gerada a partir da dissolução de constituintes diagenéticos, como pseudomatriz, cutículas argilosas e crescimentos de feldspato potássico (méd.

= 0,36%; máx. = 4%), do fraturamento (méd. = 0,17%; máx. = 2,33%), e da contração de intraclastos lamosos e pseudomatriz (méd. = 0,03%; máx. = 1%).

A compactação mecânica atuou nos arenitos estudados através do rearranjo e da deformação de grãos, particularmente de intraclastos lamosos, micas e fragmentos de rochas metamórficas de baixo grau (Fig 32 D e E). A compactação química é evidenciada pela presença de contatos intergranulares longos, côncavo-convexos e localmente suturados. Em raros casos observou-se também a presença níveis de estilolitos (Fig 32. F). Aproximadamente 45% das lâminas analisadas apresentam um empacotamento normal. 30% das lâminas mostram empacotamento frouxo, 23% empacotamento heterogêneo e 2% empacotamento apertado. Observou-se que o empacotamento frouxo predomina em profundidades mais rasas, enquanto com o aumento da profundidade predomina empacotamento normal e heterogêneo.

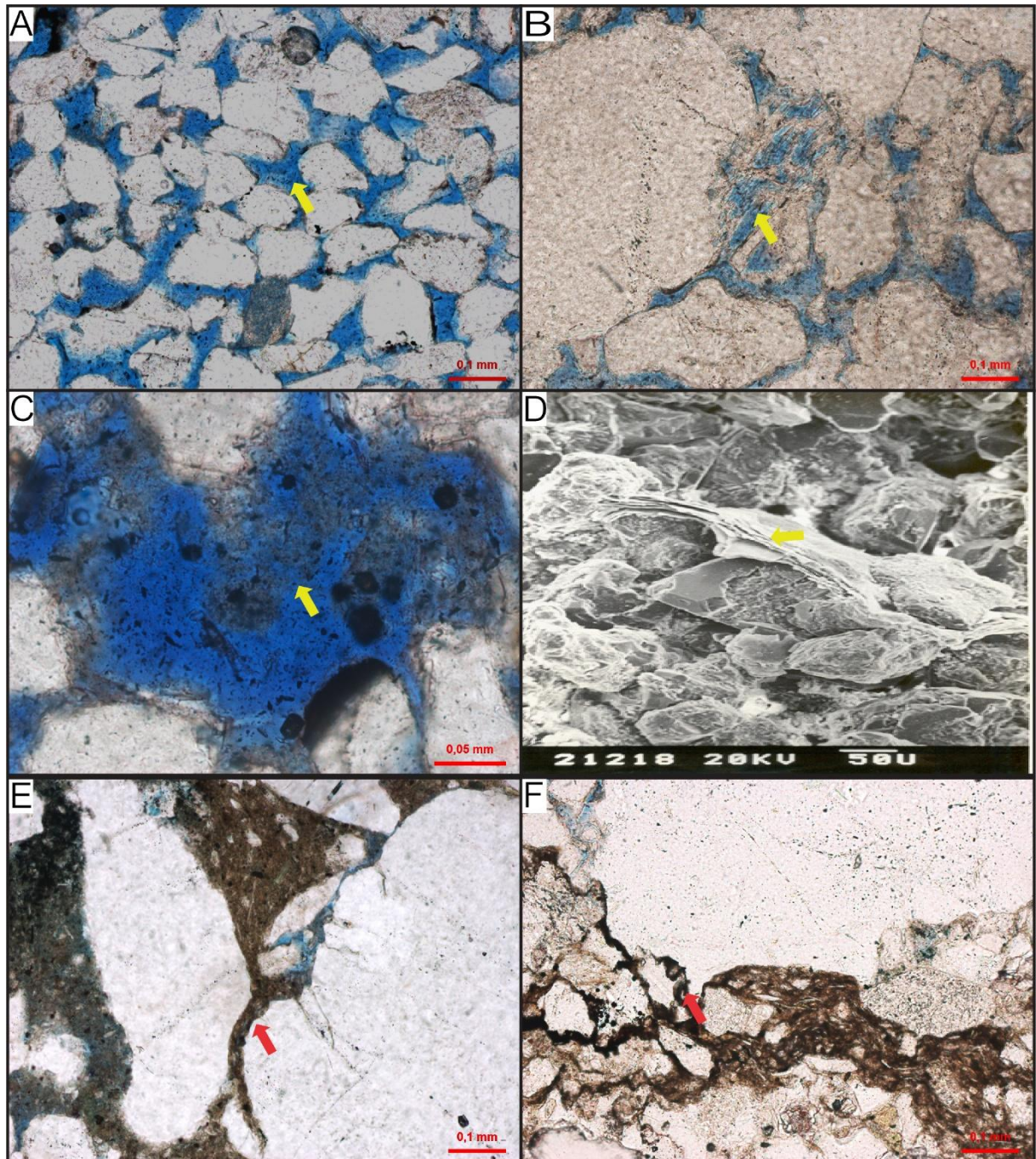


Figura 32. Processos diagenéticos de geração, redução e preservação da porosidade dos arenitos da Formação Barra de Itiúba. A) Porosidade intergranular primária. (//P). B) Poros intragranulares de dissolução de feldspato (seta). (//P). C) Porosidade de dissolução de intraclasto lamoso. (//P). D) Lamela de mica deformada por compactação (MEV); E) Compactação de intraclastos lamosos a pseudomatrix. (//P). F) Nível de estilolitos, gerados por intensa dissolução por pressão de intraclastos lamosos e grãos. (//P).

6. DISCUSSÃO

6.1 Proveniência

Os arenitos analisados apresentam uma composição detrítica predominantemente quartzo-feldspática indicando proveniência transicional, entre soerguimento de embasamento e cráton estável *sensu* Dickinson (1985; Fig. 33). Fragmentos plutônicos, mais abundantes que os fragmentos de rochas meta-sedimentares e metamórficas de baixo grau são característicos de ambientes transicionais, enquanto que os outros fragmentos encontrados correspondem a orógenos reciclados, sugerindo assim uma contribuição, mesmo que incipiente, de mais de uma área fonte. Com relação à profundidade, não foi observado nenhum tipo de padrão composicional que influencie uma mudança de proveniência das rochas em estudo (Fig 33.).

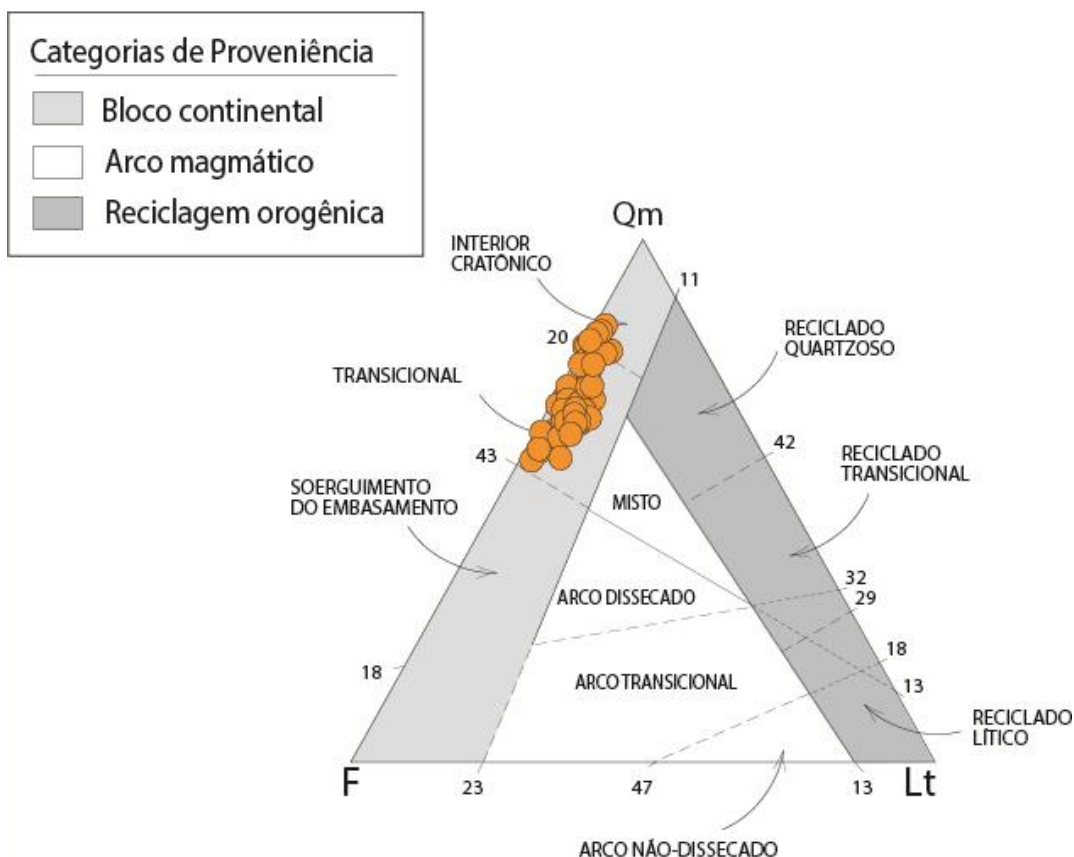


Figura 33. Composição essencial dos arenitos estudados plotada no diagrama de Dickinson (1985), indicando um modo de proveniência transicional entre cráton estável e soerguimento do embasamento. Qm corresponde a quartzo monocrystalino e policristalino grosso, como grãos monominerálicos ou em fragmentos plutônicos, Lt o total de litoclastos sedimentares, vulcânicos, metamórficos e de quartzo policristalino fino, e F representa os feldspatos totais, como grãos monominerálicos ou em fragmentos plutônicos.

Verifica-se que a composição feldspática (Q₆₅F₃₃L₂) dos arenitos da Formação Barra de Itiúba do Campo de Furado difere muito das amostras da mesma unidade estudadas por Rodrigues e Goldberg (2014), caracterizadas composicionalmente como litarenitos (Q₆₆F₆L₂₈ e Q₆₉F₆L₂₅).

A composição detrítica feldspática dos arenitos estudados é similar à de outros arenitos de sucessões fluvio-deltaicas rifte, como os da Formação Pendência Cretáceo Inferior da Bacia Potiguar (Q₄₉F₄₀L₁₁, cf. Anjos *et al.*, 2000).

6.2 Evolução Diagenética

A interpretação da sequência de processos e produtos diagenéticos verificados nos arenitos estudados e seu impacto sobre a porosidade foi desenvolvida com base nas relações paragenéticas observadas na petrografia e na microscopia eletrônica de varredura.

O primeiro processo diagenético reconhecido foi a formação de cutículas de argilas antigênicas. A presença abundante dessas cutículas sugere a existência de um argilomineral anterior a diagênese, de origem sin-deposicional (Ehrenberg, 1993). Uma vez que se trata de um sistema deltaico em um lago de baixa salinidade e alcalinidade a hipótese de uma composição original esmectítica pode ser justificada. Essas cutículas não promoveram grande impacto na porosidade pois são muito finas e não impediram posterior formação de crescimentos de quartzo e feldspatos diagenéticos.

A dissolução de feldspatos parece ter ocorrido devido à percolação de águas meteóricas ácidas e diluídas, favorecendo a precipitação de caulim (Worden & Morad, 2000). Concomitantemente à precipitação de caulim ocorreu a formação de vermiculita, como produto da substituição e expansão de biotitas (Price & Velbel, 2000). A precipitação de caulim resultou em limitada redução da porosidade, pela sua distribuição localizada, ocupando parcialmente a porosidade em algumas amostras. A geração de porosidade por dissolução dos feldspatos não resultou em expressiva ampliação na qualidade dos reservatórios, pois foi acompanhada pela formação de caulim, ocupando boa parte da porosidade gerada.

A presença de minerais de titânio diagenético é resultado da alteração de minerais pesados, esses ricos em titânio, como por exemplo rutilo e esfeno.

A precipitação de calcita ferrosa poiquilotópica pré-compactacional foi provavelmente suprida por HCO_3^- provindo da fermentação de matéria orgânica nos folhelhos adjacentes, enquanto que uma possível fonte de Ca^{2+} seria a dissolução de plagioclásios. A principal fonte de Fe^{2+} , seria a alteração de biotitas (Anjos *et al.*, 2000) e fragmentos metamórficos. A cimentação por calcita ferrosa poiquilotópica foi muito heterogênea, portanto de impacto localizado sobre a porosidade.

A precipitação de dolomita e anquerita expandindo micas indica um processo pré-compactacional, com fontes similares às da calcita ferrosa precoce, mas com pouco impacto na porosidade devido a sua distribuição local e pequeno teor.

A compactação mecânica teve considerável importância para a redução da porosidade dos arenitos estudados, através do rearranjo dos grãos e deformação de constituintes primários dúcteis, tais como fragmentos sedimentares e metamórficos de baixo grau (Worden & Burley, 2003; Morad *et al.*, 2010). Seu impacto na porosidade foi proporcional à quantidade volumétrica de constituintes primários dúcteis. A presença de cimentação carbonática pré-compactacional inibiu localmente a ação da compactação mecânica (Morad *et al.*, 2000).

A compactação química ocorreu através da dissolução por pressão intergranular, que foi mais intensa nos contatos com micas e fragmentos metamórficos e níveis de estilolitização. A dissolução por pressão teve um impacto adicional sobre a qualidade dos reservatórios, pois serviu de fonte de SiO_2 para precipitação de crescimentos tardios de quartzo (Worden & Morad, 2000).

A cloritização de cutículas argilosas e precipitação de franjas de clorita teve limitado impacto positivo na porosidade dos arenitos, pois seu caráter descontínuo não permitiu efetiva inibição da formação de crescimentos de quartzo (Pittman, *et al.*, 1992; Adjukiewicz, 2010).

A albitização de feldspatos, apesar de significativa, teve pouco impacto sobre a porosidade, pois representou pouca variação de volume, assim como também a formação dos pequenos e descontínuos crescimentos de albita.

A presença de uma segunda fase de dolomita substituindo pseudomatriz lamosa contribui para um melhor entendimento acerca das relações paragenéticas e conseqüentemente evolução dos processos diagenéticos. Em termos de qualidade de reservatório, esse processo não apresenta nenhum impacto sobre a porosidade, pois não ocasiona geração e/ou destruição da mesma.

A dissolução de feldspatos é um importante processo na geração de porosidade secundária dos arenitos analisados, conferindo um impacto positivo na qualidade dos reservatórios.

A precipitação de calcita não-ferrosa macrocristalina e microcristalina teve pouco impacto sobre a porosidade devido à sua distribuição restrita e pequeno volume. Tem como provável fonte de HCO_3^- a descarboxilação de matéria orgânica na mesodiagênese de folhelhos adjacentes. A fonte de Ca^{2+} pode ser associada à dissolução e albitização de plagioclásios e à dissolução de constituintes intrabaciais carbonáticos (Morad *et al.*, 2010; Morad *et al.*, 1990).

A precipitação de pirita microcristalina substituindo cutículas argilosas, pseudomatriz cloritizadas e a primeira fase de calcita ferrosa, e sendo engolfada pela segunda fase de calcita ferrosa, possibilita assim a sua melhor posição na evolução diagenética. A pirita não apresenta grande impacto na porosidade dos arenitos estudados pois encontra-se distribuída de forma local e em pouca quantidade.

Uma segunda fase de precipitação de calcita ferrosa cobrindo calcita não-ferrosa e substituindo constituintes diagenéticos como pseudomatriz cloritizada, e dolomita foi provavelmente resultado da descarboxilação de matéria orgânica na mesodiagênese de folhelhos adjacentes. O Fe^{2+} foi provavelmente derivado da alteração de micas, fragmentos metamórficos e cloritas. A dissolução e albitização de plagioclásios e a substituição de constituintes intrabaciais carbonáticos foi a provável fonte de Ca^{2+} (Morad *et al.*, 2010; Morad *et al.*, 1990). Apresenta baixo impacto na porosidade devido à sua baixa expressão volumétrica.

Crescimentos descontínuos, pós-compactação de quartzo representaram um importante processo de redução da porosidade nos arenitos estudados. O SiO_2 pode ter sido derivado da dissolução por pressão intergranular e de estilólitos, da dissolução de feldspatos (Anjos *et al.*, 2000; Worden & Morad, 2000; Miliken 2003).

6.3 Origem e Evolução da Porosidade

O reconhecimento dos processos de preservação da porosidade primária e de geração de porosidade é de extrema importância para a compreensão e previsão da qualidade dos reservatórios. Segundo De Ros (1990), existem 6 principais processos que podem contribuir para a preservação da porosidade primária em

reservatórios clásticos: 1) soterramento tardio e/ou relativamente recente da rocha-reservatório; 2) pressões anormalmente altas de fluidos nos poros; 3) estabilidade composicional dos constituintes primários do arcabouço; 4) recobrimento dos grãos por cutículas ou franjas de argilas e/ou óxidos; 5) cimentação precoce parcial do arcabouço por cimento, capaz de sustentar a compactação; 6) saturação precoce dos poros por hidrocarbonetos, interrompendo a diagênese. Unidades características de bacias do tipo rifte, como a Formação Barra de Itiúba (Campos Neto *et al.*, 2007), apresentam história de soterramento relativamente rápida, de forma abrupta e com presença de cimentação na eodiagênese. A composição detrítica imatura desses arenitos promove intensos processos diagenéticos, através da alteração de feldspatos, micas e fragmentos metamórficos. O recobrimento por cutículas e franjas de argilas diagenéticas ocorreu de forma descontínua, não impedindo o desenvolvimento de crescimentos de quartzo e outros processos diagenéticos. A cimentação precoce por carbonatos foi localizada e aparentemente concrecional. A ocorrência de pressões anômalas nos arenitos corresponde à hipótese mais viável de preservação da porosidade primária, pois a maturação do óleo presente nos folhelhos adjacentes, aliadas à contração de argilas expansivas nos arenitos resultam na entrada de água no sistema poroso dos arenitos, aumentando a pressão de fluidos. A presença de folhelhos, caracterizados por terem baixa ou nenhuma porosidade e permeabilidade, sobrepostos aos arenitos inibe a fuga desses fluídos para regiões de menor pressão, gerando um aumento da pressão que supera a pressão hidrostática e de compactação do sistema, suportando assim a compactação e inibindo a diagênese.

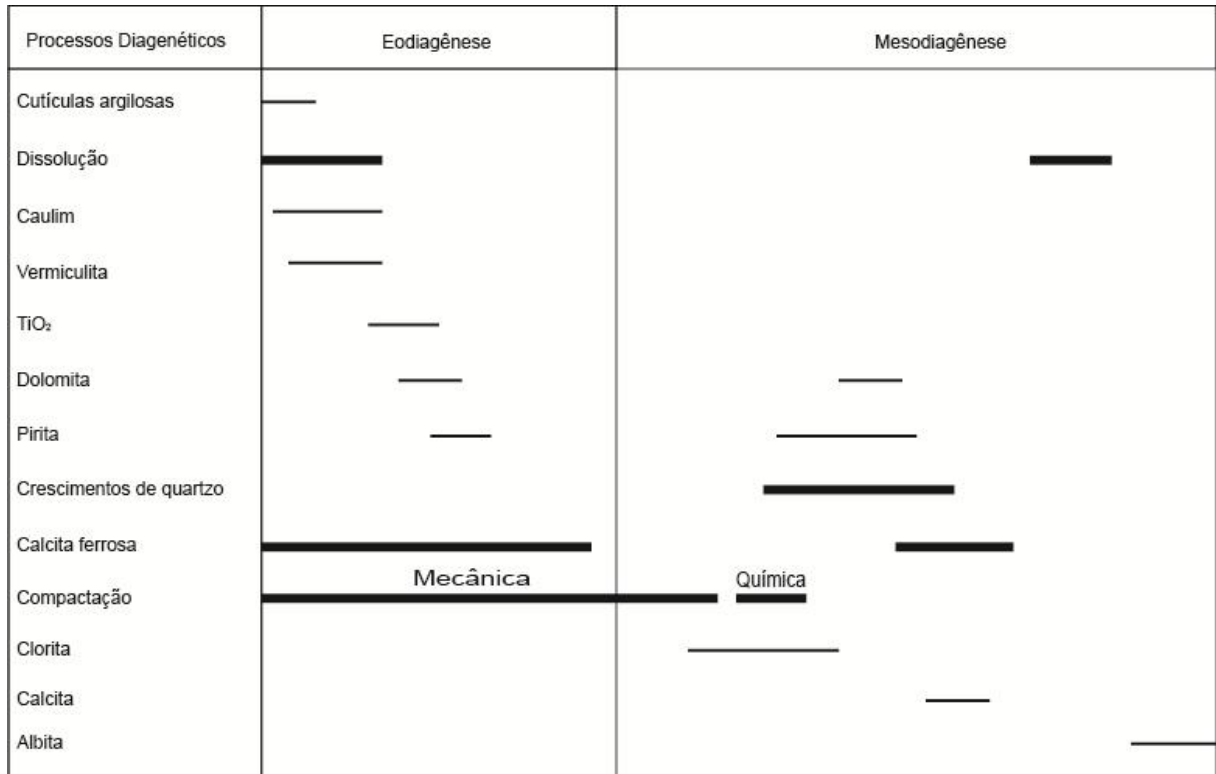


Figura 34 Diagrama de processos e produtos diagenéticos ao longo da evolução diagenética dos arenitos estudados.

7. CONCLUSÕES

A análise petrográfica de 58 lâminas de arenitos da Formação Barra de Itiúba no Campo de Furado, Bacia de Sergipe-Alagoas, revelou que:

- a granulometria dos arenitos é predominantemente fina;

- a sua composição detrítica é relativamente homogênea, correspondendo originalmente a arcósios e atualmente a subarcósios, em razão da dissolução e substituição dos feldspatos;

- ocorreu um grande controle da composição detrítica sobre os processos diagenéticos, evidenciado pela dissolução de feldspatos e substituição de micas e fragmentos líticos;

- os principais processos que impactaram negativamente a porosidade foram a cimentação por calcita ferrosa poiquilótica, crescimentos descontínuos de quartzo e a compactação mecânica e química;

- os principais processos que impactaram positivamente a porosidade foram a preservação da porosidade primária através da pressão anômala de fluidos nos poros e a dissolução dos feldspatos.

REFERÊNCIAS

- Ajdukiewicz, J. M.; Nicholson, P.H.; Esch, W.L. (2010). Prediction of deep reservoir quality using early diagenetic process models in the Jurassic Norphlet Formation, Gulf of Mexico. *AAPG Bulletin*, 94(8): 1189-1227.
- Anjos, S.M.C.; De Ros, L.F.; Souza, R.S.; Silva, C.M.A.; Sombra, C.L. (2000). Depositional and diagenetic controls on the reservoir quality of Lower Cretaceous Pendência sandstones, Potiguar rift basin, Brazil. *AAPG Bulletin*, v.84, No 11. PP. 1719-1742. November.
- Aquino, G.S.A.; Lana, M.C. (1990). Exploração na Bacia de Sergipe-Alagoas: O “Estado da Arte”. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, 4(1), 75-84.
- Borba, C.; Paim, P.S.G.; Garcia, A.J.V. (2011). Estratigrafia dos depósitos iniciais do rifte no campo de Furado, região de São Miguel dos Campos, Bacia de Sergipe-Alagoas. *Revista Brasileira de Geociências*, 41(1), 18-36. Março.
- Campos Neto, O.P.A.; Lima, W.S.; Gomes Cruz, F.E. (2007). Bacia de Sergipe-Alagoas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, 15 (2), 405-415. Maio/nov.
- De Ros, L.F. (1990). Preservação da porosidade e geração de porosidade em reservatórios clásticos profundos: uma revisão. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, 4(4), p. 387-404, out./dez.
- De Ros, L.F. (1996). Compositional controls on sandstone diagenesis. *Comprehensive summaries of Uppsala Dissertations from Faculty of Science and Technology*, 198, 1-24.
- De Ros, L.F., Goldberg, K., Abel, M., Victoreti, F., Mastella, L. & Castro, E. (2007). Advanced Acquisition and Management of Petrographic Information from Reservoir Rocks Using the PETROLEDGE System. *AAPG Annual Convention and Exhibition*, 1-4 April. Expanded Abstract, 6p.
- Dickinson, W.R. (1985). Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In: ZUFFA, G.G. (Editor), Provenance of Arenites. *NATO-ASI Series Reidel Publishing Company*, Dordrecht, The Netherlands, p. 333-361.
- Ehrenberg, S.N. (1993). Preservation of anomalously high porosity in deeply buried sandstones by grain-coating chlorite: examples from the Norwegian continental shelf: *AAPG Bulletin*, v.77, p. 1260-1286.
- Emery, D., Robinson, A. (1993). Scanning electron microscopy. In: Inorganic Geochemistry: Applications to Petroleum Geology. *Blackwell Scientific Publications*, p. 25-30.
- Feijó, F.J. (1994). Bacias de Sergipe-Alagoas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, 8(1), 149-160, jan/mar.
- Folk, R.L. (1968). Petrology of sedimentary rocks. Austin: Hemphill's. 182p.
- Galehouse, J.S. (1971). Point Counting. In: Carver, R.E. (Ed.). *Procedures in Sedimentary Petrology*, New York, Wiley-Interscience, p. 385-407.
- Haeser, B. (2015). 13ª Rodada de licitações de Petróleo e Gás, Bacia de Sergipe-Alagoas. ANP, Rio de Janeiro. 4 de agosto. Seminário.
- Hamsi Jr., G.P., Karner, G. (2005). Revisão de seções crustais da sub-bacia de Sergipe através de modelagens tectonofísicas: implicações quanto aos padrões de preenchimento e quanto a evolução do fluxo térmico. In: SBG, *Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*, 10, Curitiba, Atas, p.242-245.
- Kreidler & Andery. (1948). Preliminary geological report on the South-eastern part of the State of Alagoas. Rio de Janeiro, Conselho Nacional do Petróleo, 1948. (PETROBRÁS, Maceió. RPNE. Divisão Regional de Exploração. Relatório, 14.

- Milliken, K.L. (2003). Late diagenesis and mass transfer in sandstone shale sequences. In: Mackenzie, F.T. (Ed.). *Treatise in geochemistry*. Elsevier, p. 159-188.
- Morad, S.; Bergan, M.; Knarud, R.; Nystuen, J.P. (1990). Albitization of detrital plagioclase in Triassic reservoir sandstones from the Snorre field, Norwegian North Sea. *Journal of Sedimentary Petrology*, v.60, No. 3, p. 411-425. May.
- 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*, v.47: 95-120.
- Morad, S.; Al-Ramadan, K.; Ketzer, J.M.; De Ros, L.F. (2010). The impact of diagenesis on the heterogeneity of sandstones reservoirs: A review of the role of depositional facies and sequence stratigraphy. *AAPG Bulletin*, 94(8): 1267-1309.
- Pittman, E.D.; Larese, R.E.; Heald, M.T. (1992). Clay coats: Occurrence and relevance to preservation of porosity in sandstones. In: Houseknecht, D. W. & Pittman, E.D. (Eds.). *Origin, diagenesis and petrophysics of clay minerals in sandstones*, *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 47*, Tulsa, OK, o. 241-264.
- Price, J.R.; Velbel, M.A. (2000). Weathering of the eaton sandstone (Pennsylvanian), grand ledge, Michigan: geochemical mass-balance and implications for reservoir properties beneath unconformities. *Journal of Sedimentary Research*, 70(5): 1118-1128.
- Rodrigues, A.G. (2012). Composição primária e padrões diagenéticos dos arenitos da seção rifte no campo de Caioba, Sub-bacia de Sergipe. Porto Alegre, 107f il. Trabalho de conclusão de curso. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Rodrigues, A.G.; Goldberg, K. (2014). Primary composition and diagenetic patterns of sandstones from the Barra de Itiúba Formation in the Atalaia High, Sergipe Sub-basin. *Brazilian Journal of Geology*. 44(4): 545-560.
- Schaller, H. (1969). Revisão estratigráfica da Bacia Sergipe-Alagoas. Boletim técnico da Petrobras, 12 (1): 21-86.
- Souza Lima, W.; Andrade, E.J.; Bengtson, P.; Galm, P.C. (2002). A Bacia de Sergipe-Alagoas: evolução geológica, estratigráfica e conteúdo fóssil. Aracaju, *Fundação Paleontológica Phoenix*. Edição especial, 1, 34 p.
- Tucker, M. (1988). *Techniques in Sedimentology*. Blackwell Science, Oxford, UK, pp. 394.
- Worden, W.R. & Morad, S. (2000). Quartz cementation in oil fields sandstones: a review of the key controversies. In: Worden, R.H. & Morad, S. (Eds.). *Clay minerals cements in sandstones*. *International Association of Sedimentologists*, p. 3-41.
- 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 the International Association of Sedimentologists*, New York, Blackwell Publishing Ltd., p. 3-44.
- Zuffa, G.G. (1985). Optical analyses of arenites: influence of methodology on compositional results. In: ZUFFA, G.G. (Ed.) *Provenance of Arenites*. *NATO-ASI Series*, 148, p. 165-189.

APÊNDICES

Informações contidas no CD:

- A) Monografia em formato PDF.
- B) Descrições petrográficas em formato PDF
- C) Tabela de descrição das lâminas em formato EXCEL.
- D) Fotomicrografias dos principais aspectos texturais, estruturais, composicionais primários e diagenéticos, e de porosidade.
- E) Fotos de MEV com um arquivo em formato WORD contendo as descrições.