

PETROGRAFIA E EVOLUÇÃO DIAGENÉTICA DOS ARENITOS DA FORMAÇÃO TACARATU, BACIA DE MIRANDIBA, NORDESTE DO BRASIL

^{1*}Zenilda Vieira Batista

² João Vicente Tavares Calandrini Azevedo

² Emmanuel Franco Neto

³ Sônia Maria O. Agostinho da Silva

² Carlos Alves Moreira Junior

³ Mário Ferreira de Lima Filho

10.51359/1980-8208/estudosgeologicos.v32n1p25-52

¹ Centro de Tecnologia, Engenharia de Petróleo, Universidade Federal de Alagoas, Av. Lourival Melo Mota, s/n, Tabuleiro do Martins, 57072-900 Maceió, AL, Brasil.

² Programa de Pós-Graduação em Geociências, Centro de Tecnologia e Geociências, Laboratório de Geologia Sedimentar e Ambiental, Universidade Federal de Pernambuco, Av. da Arquitetura, s/n, Cidade Universitária, 50740-550 Recife, PE, Brasil.

³ Laboratório de Geologia Sedimentar e Ambiental, Departamento de Geologia, Centro de Tecnologia e Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, Av. da Arquitetura, s/n, Cidade Universitária, 50740-550 Recife, PE, Brasil.

*Autor correspondente: zenilda.batista@ctec.ufal.br

ABSTRACT

The Tacaratu Formation represents the basal unit of the Mirandiba Basin and constitutes the main groundwater aquifer in the central region of the State of Pernambuco. The petrology and petrography of the sandstones that constitute this unit remains poorly understood, mainly with regard to the constituents and diagenetic processes that acted on these rocks, modifying and altering their original composition and primary porosity. Therefore, this work aims to perform a petrographic characterization and diagenetic evolution of the sandstones of the Tacaratu Formation, and to infer the impact of diagenetic constituents on the quality of the studied sandstones as reservoirs of fluids. The petrographic description of thin sections and analysis in Scanning Electron Microscope (SEM) allowed the identifications of textural, compositional, diagenetic aspects, and types of pores. The sandstones exhibits grains varying from fine to coarse sand, and subordinately very coarse sand, with moderately to poorly sorted grains; the grains are subangular to subrounded, with a predominance of the latter. The original composition of these sandstones corresponds mainly to subarkose and arkose, with a slight tendency towards a more quartzose composition, due to strong dissolution of feldspars and lithic fragments. According to the modal compositions, the Tacaratu Formation deposits are plotted in Inner Craton and Transitional Continental tectonic environments, suggesting primary sources predominantly composed of metamorphic rocks followed by igneous rocks. These rocks have an average porosity of 20%, reaching a maximum value of 30% (arithmetic average data); the primary intergranular porosity predominates in comparison to the secondary porosity, formed essentially of detrital grains dissolution, followed by fracture porosity on grains. Next to the shear zone, there is the occurrence of intensely fractured quartz grains, feldspars and lithic fragments, sometimes dissolved and with a mylonite appearance, as well as, deformation bands. The formation of these features support the interpretation that the shear zones had a paramount influence on the petrophysical properties of these sandstones. Thus, the study revealed that these deformations contributed to alter the composition and original porosity of the Tacaratu sandstones of the Mirandiba Basin. Diagenetic processes of the three stages were

identified: eodiagenesis, mesodiagenesis and telodiagenesis. However, diagenetic evidence shows that the reduction and production of porosity in these sandstones occurred during the early to late-eodiagenesis stage. Iron oxide-hydroxide cementation, quartz secondary growth, and mechanical infiltration of clay are the main processes that reduced the primary porosity. However, the dissolution process also produced pore spaces by dissolving partially or totally the feldspars, lithic fragments, and heavy minerals (biotite, amphibole, and rutile), resulting in a positive effect in the porosity. However, porosity was also produced, as in most samples there are pores associated with dissolution, originated by the total and partial dissolution of feldspar grains, lithic fragments and heavy minerals (biotite, amphibole and rutile), giving a positive effect on porosity of these rocks. Although the diagenetic processes and constituents have provided changes in the original porosity of these deposits, they still have good quality for storing fluids (water, gas or oil), since they still have good porosity permeability.

Keywords: Tacaratu Formation; Petrography; Diagenesis; Reservoir sandstones.

RESUMO

A Formação Tacaratu, que representa a unidade basal da Bacia de Mirandiba, compõe o principal aquífero de água subterrânea da região central do Estado de Pernambuco. A petrologia e petrografia dos arenitos que constitui esta unidade ainda são pouco conhecidas, principalmente no que se refere aos processos e constituintes diagenéticos que atuaram sobre essas rochas, modificando e alterando sua composição original e porosidade primária. Desta forma, este trabalho tem como objetivo fazer uma caracterização petrográfica e de evolução diagenética dos arenitos da Formação Tacaratu, e inferir o impacto dos constituintes diagenéticos na qualidade dos arenitos estudados enquanto reservatórios de fluidos. A partir da descrição de lâminas petrográficas e análise em Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV), foram identificados aspectos texturais, composicionais, diagenéticos e tipos de poros presentes. Nestes arenitos predominam grãos tamanho areia fina a grossa, por vezes, areia muito grossa, com seleção variando de moderada a mal selecionada; os grãos são subangulosos a subarredondados e arredondados, com predomínio do segundo. A composição original desses arenitos corresponde principalmente à subarcóseos e arcóseos, com uma leve tendência para uma constituição mais quartzosa, devido a forte dissolução de feldspatos e fragmentos líticos. As composições modais são indicativas de proveniência de ambientes tectônicos de Cráton Interior e Continental Transicional, sugerindo fontes primárias compostas predominantemente por rochas metamórficas seguidas de rochas ígneas. Essas rochas apresentam uma porosidade média de 20%, podendo chegar a 30% (dados de média aritmética), sendo representada por poros primários intergranulares (predominando) e, subordinadamente, secundários, essencialmente de dissolução de grãos detríticos, seguido de poros de fratura de grãos. Grãos de quartzo, feldspatos e fragmentos líticos intensamente fraturados, dissolvidos e, às vezes, com aspecto milonitizados, além de bandas de deformação, são encontrados nas amostras localizadas próxima à zona de cisalhamento. Estas características permitem inferir que as zonas de cisalhamento local influenciaram na mudança das características petrofísicas dos arenitos estudados nessa região. Desse modo, o estudo revelou que essas deformações contribuíram para alterar a composição e porosidade original dos arenitos Tacaratu da Bacia de Mirandiba. Foram identificados processos diagenéticos dos três estágios: eodiagênese, mesodiagênese e telodiagênese. Contudo, evidências diagenéticas mostram que a porosidade desses arenitos foi reduzida e produzida durante a fase da eodiagênese (inicial até a final). Os principais processos que reduziram a porosidade primária foram: cimentação por óxido-hidróxido de ferro e crescimentos secundários de quartzo; e infiltração mecânica de argila. No entanto, a porosidade também foi produzida, pois na maioria das amostras ocorrem poros associados à dissolução,

originados pela dissolução total e parcial de grãos de feldspatos, fragmentos líticos e minerais pesados (biotita, anfibólio e rutilo), conferindo um efeito positivo na porosidade dessas rochas. Embora os processos e constituintes diagenéticos tenham exercido modificações na porosidade original desses depósitos, eles ainda apresentam boa qualidade para armazenar fluidos (água, gás ou óleo), visto que ainda apresentam boa porosidade.

Palavras-chave: Formação Tacaratu; Petrografia; Diagênese; Arenitos reservatórios.

INTRODUÇÃO

A Bacia de Mirandiba está situada na região Nordeste do Brasil, instalada sobre a Província Borborema e localizada entre os Lineamentos Pernambuco e Patos. A Província Borborema possui um arcabouço estrutural complexo, é toda segmentada por extensas zonas de cisalhamento transcorrentes, instaladas durante o Ciclo Brasileiro, que atravessam uma região de intensos dobramentos e intrusões de batólitos ígneos, em sua maioria granitóides (Ponte e Ponte Filho, 1996; Antunes et al., 2004). É dividida em cinco grandes domínios tectônicos: Domínio Ceará; Domínio Médio Coreaú; Domínio do Rio Grande do Norte; Domínio da Zona Transversal; e Domínio Sul, sendo cada domínio constituído por vários terrenos diferenciados por parâmetros litoestratigráficos, estruturais, geocronológicos e geofísicos (Oliveira, 2008; Brito Neves et al., 2000).

Com uma área de 143 km², a Bacia de Mirandiba está localizada na porção central do Estado de Pernambuco (Aguiar et al., 2010), na cidade de Mirandiba (Figura 1) e, agrupada com as bacias do Araripe, São José do Belmonte, Jatobá, entre outras. Elas são reconhecidas como “Bacias Interiores do Nordeste do Brasil (Matos, 1992), que representam parte de um sistema de riftes desenvolvidos ao longo de zonas de falhas no embasamento Pré-Cambriano, e que teriam continuidade na África (Carvalho, 2000).

Ponte e Appi (1990), Ponte e Ponte Filho (1996) e Assine (2007) propuseram cinco sequências tectono-sedimentares para as “Bacias Interiores do Nordeste do Brasil, denominadas como: Sequência Beta, que corresponde ao Estágio de Sinéclise e está relacionado à formação de suaves

depressões ocorridas sob condições de estabilidade tectônica do Cráton Brasileiro, durante o Paleozoico; Sequência Pré-Rifte, correspondente ao estágio Sin-Rifte I de Chang et al. (1988), que caracteriza-se por um período de estiramento crustal anterior ao rompimento, com subsidência regional que favoreceu a acumulação de sedimentos, principalmente de origem flúvio-lacustre; Sequência Sin-Rifte, idêntica ao Sin-Rifte II dos autores supracitados; Sequência Pós-Rifte, equivalente ao Sin-Rifte III de Chang et al. (1988); e Sequência Zeta (Cenozoico).

Nas últimas décadas a Bacia de Mirandiba tem atraído a atenção de alguns pesquisadores (Medeiros, 2004; Aguiar et al., 2010; Pereira et al., 2018), que tratam basicamente das feições regionais ligadas ao seu arcabouço tectônico, aspectos sedimentológicos e estratigráficos. Historicamente, o interesse por esta bacia deve-se ao seu potencial hidrogeológico devido ao aquífero Tacaratu (Galvão et al., 2012; Aguiar et al., 2011; Aguiar et al., 2010; CPRM, 2000; 2003), contudo, esta bacia ainda é pouco estudada. Porém, a Formação Tacaratu – que representa a unidade basal é a mais conhecida – provavelmente por se estender por toda bacia. Dentre os poucos estudos realizados na Formação Tacaratu da Bacia de Mirandiba, até o presente, foi dada pouca atenção ao estudo de petrografia e diagênese desses arenitos; talvez isso aconteça devido à pequena extensão dessa unidade e pouca variação de fácies presente.

Saber as características petrográficas e diagenéticas de uma rocha sedimentar é importante para conhecer os aspectos diagenéticos modificadores da porosidade original dos depósitos estudados e aferir seu potencial enquanto reservatório de fluidos (seja água, óleo ou gás). Segundo Worden et al. (2018), para determinar os controles

dominantes na qualidade de reservatórios é fundamental definir seus constituintes, textura, composição mineralógica, fábrica, morfologia do cimento e tipos de poros. Os constituintes diagenéticos podem aumentar, preservar ou obstruir a porosidade, prejudicando a porosidade e permeabilidade de reservatórios a partir de um complexo arranjo de parâmetros inter-relacionados (Posamentier e Allen, 1999; Morad et al., 2012).

Neste contexto, este trabalho tem como objetivo fazer uma caracterização petrográfica e de evolução diagenética dos arenitos da Formação Tacaratu, e fazer uma breve discussão sobre os aspectos diagenéticos modificadores da porosidade original destas rochas. Portanto, espera-se que o presente trabalho forneça novas informações sobre a caracterização petrológica, petrográfica e diagenética desses arenitos que possam contribuir para um melhor conhecimento do Sistema Aquífero Tacaratu, na Bacia de Mirandiba.

LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO E CONTEXTO GEOLÓGICO

A área de estudo está localizada na porção nordeste da Bacia de Mirandiba e engloba o município de Mirandiba; nesta área afloram rochas da Formação Tacaratu (Figura 1). Várias destas bacias tiveram origem e evolução controladas por reativações e reorganização dos alinhamentos estruturais continentais das rochas do embasamento pré-cambriano (Província Borborema) durante a separação da América do Sul com a África; as reativações geraram tensões que favoreceram a geração de novos espaços para acomodação, como ocorreram nessas bacias (Carvalho e Melo, 2012; Ponte e Appi, 1990; Brito Neves et al., 2000; Assine, 2007; Fambrini et al., 2016).

A Bacia de Mirandiba encontra-se instalada sobre a Província Borborema, sendo limitada e compartimentada por várias falhas – NE-SW e E-W (Braun, 1966), e situada na subprovíncia central da Província Borborema, limitada a norte e a sul pelas zonas de cisalhamento Patos e Pernambuco, respectivamente (Almeida et al., 1977; Brito Neves et al., 2000; Neves, 2003; Van Schmus et al., 2011); especificamente, encontra-se no Terreno do Alto Pajeú (Medeiros, 2004). Esse domínio é constituído por rochas gnaisses, xisto, quartzito e migmatitos, granito e sienito (Silva Jr., 1997).

Segundo Carvalho et al. (2018), as bacias de Mirandiba, Araripe, São José do Belmonte, Cedro, Betânia, Tucano, Jatobá, Fátima e Parnaíba, tiveram seu primeiro ciclo de sedimentação no Paleozoico Inferior. Na Bacia de Mirandiba este ciclo é representado pela Formação Tacaratu, unidade basal da bacia.

Já que a Bacia de Mirandiba não possui carta estratigráfica, a Formação Tacaratu desta bacia é correlata à Formação Cariri da Bacia do Araripe, a Formação Tacaratu da Bacia do Jatobá e de outras sinéclises do início do Paleozóico, tendo, portanto, sua origem relacionada ao início da sedimentação na borda oeste do Gondwana, com a formação de sistemas fluviais que carregavam sedimentos provindos desses orógenos (Cerri et al., 2021).

Cerri et al. (2022) determinaram, a partir de dados de análise de zircão detrítico, que a Formação Cariri da Bacia do Araripe possui sedimentos de fontes Neoproterozoica, Cambriana, Paleoproterozoica e, secundariamente, Mesoproterozoica e Arqueana. Portanto, a deposição dessa unidade, a qual é correlata à Formação Tacaratu da Bacia de Mirandiba, teve início no Mesocambriano.

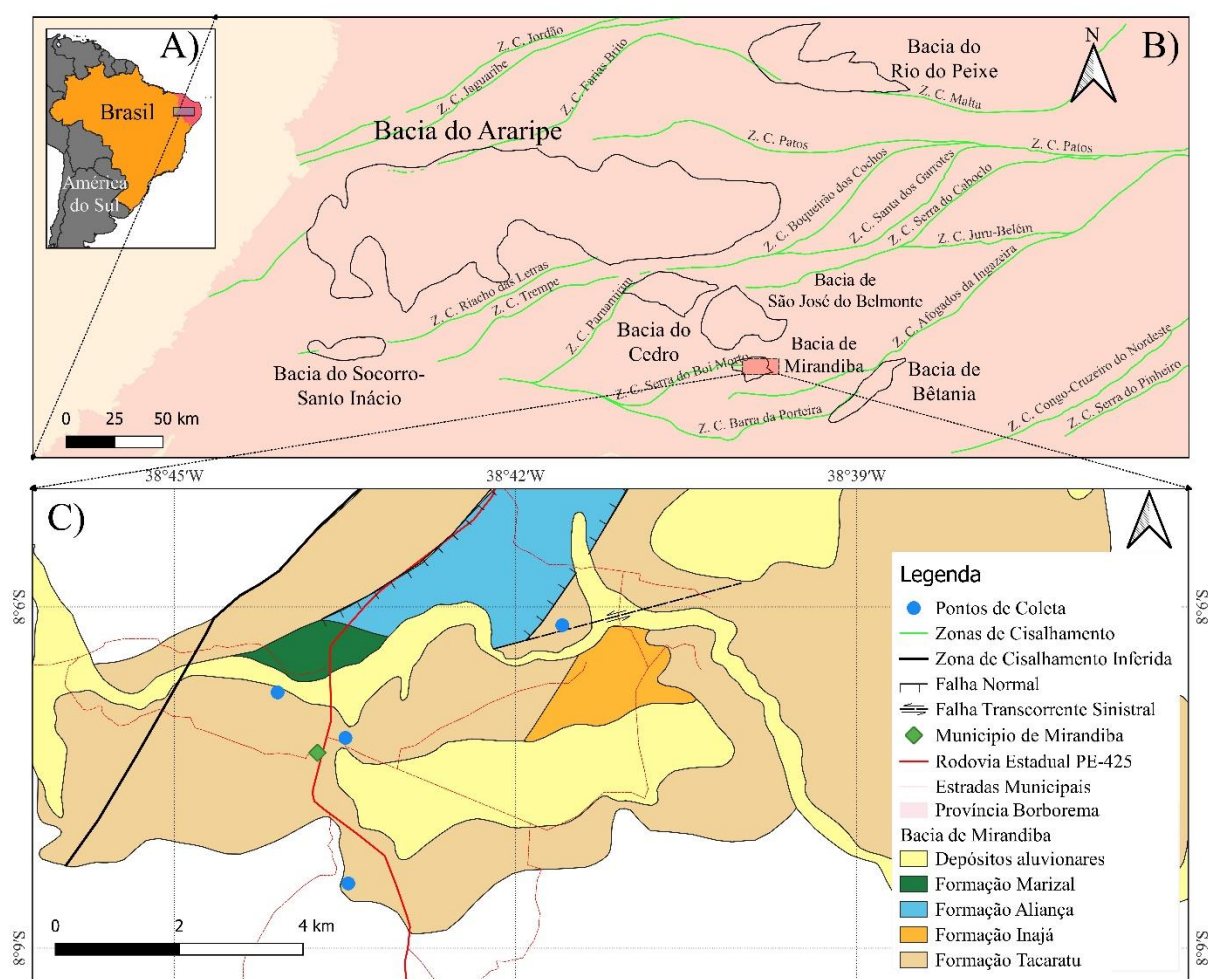


Figura 1. Mapas de localização do contexto geológico regional a partir do qual a Bacia de Mirandiba está localizada. A) Localização da porção de estudo no contexto da Plataforma Sul-Americana. B) Mapa das Bacias Interiores localizadas na região nordeste do Brasil, detalhe para localização da Bacia de Mirandiba, representada pelo polígono vermelho. C) Unidades estratigráficas da Bacia de Mirandiba, destacando os pontos visitados (círculos), onde foram coletadas as amostras. Círculo azul – Ponto1; Círculo vermelha: Ponto – 2; Círculo preto: Ponto – 3; Círculo amarelo – Ponto 4. Modificado de Ponte (1991), Brasilino et al. (2014), IBGE (2021) e Santos et al. (2021).

Devido a falta de uma carta estratigráfica para Bacia de Mirandiba, utiliza-se nesse trabalho a terminologia estratigráfica da Bacia do Jatobá para as unidades que compõem a Bacia de Mirandiba. Assim, Braun (1966) formalizou o termo Tacaratu na classe formação para a unidade basal dessa bacia e identificou quatro unidades: Formação Tacaratu, Formação Aliança, Formação Marizal e Cobertura Aluvial Arenos-argilosa. Pereira et al. (2018) fizeram uma descrição sedimentológica e estratigráfica da Bacia de Mirandiba, identificaram e incorporaram as formações Inajá e Sergi à

essa bacia, bem como identificaram que a Formação Tacaratu ocorre em uma área de aproximadamente 100 Km².

MATERIAIS E MÉTODOS

Neste trabalho, oito lâminas delgadas foram confeccionadas a partir de amostras de arenitos coletadas de afloramentos na área de estudo, para posterior caracterização petrográfica. Na preparação dessas lâminas as amostras foram impregnadas com resina epoxy tingida na cor azul, utilizando a técnica de Cesero et al. (1989) para melhor identificação da porosidade.

As lâminas foram analisadas no Microscópio Petrográfico modelo O600P Opticam, de luz transmitida e refletida, com câmera digital acoplada. Duas amostras dos arenitos estudados foram analisadas ao Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) Modelo SSX-550 (voltagem: 20kV) SHIMADZU, e foram previamente metalizadas com carbono.

A quantificação dos constituintes foi realizada com a contagem de 300 pontos por lâminas, ao longo de travessias perpendiculares a estrutura e fábrica da rocha, conforme o método de Gazzi-Dickson (Zuffa, 1985) para descrição dos constituintes primários. Texturalmente e composicionamente, as amostras quantificadas foram classificadas de acordo com Folk (1951, 1968, 1974), com base no arredondamento de grãos, porcentagem de matriz e conteúdo total de quartzo, feldspato e fragmentos líticos.

Foram feitas fotomicrografias digitais das principais características composicionais, texturais, constituintes primários e diagenéticos, e tipos de poros; as fotomicrografias apresentam polarizadores cruzados (PX) e paralelos (P/).

A análise convencional de porosidade, realizada a partir da quantificação de poros em seção delgada e por meio da análise modal e visual, foi apresentada em porcentagem. Assim, a porosidade média dos arenitos da Formação Tacaratu foi obtida pela média aritmética das porosidades por seção delgada (Gesicki et al., 2009).

O empacotamento das rochas foi determinado por meio do índice de Kahn (1956), que refere-se ao arranjo dos grãos entre si, com um arcabouço mais fechado ou mais aberto, dependendo da história de soterramento das rochas.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

Na área de estudo foram identificados arenitos finos a muito grossos, localmente exibem níveis conglomeráticos e clastos tamanho seixo espalhados em sua matriz, e

formam ciclos deposicionais granodecrescentes ascendentes. Estas rochas apresentam uma coloração variando entre creme e acinzentado, chegando a avermelhado; as camadas mostram estratificação cruzada planar e plano-paralela de médio e pequeno porte, além de camadas sem estruturas internas (maciças), e ocorrem em geometria tabular (Figura 2). Embora seções colunares não tenham sido levantadas nos afloramentos visitados, e nem tenha sido feitas descrições mais detalhadas e com paleocorrentes, as características desses depósitos permitem associá-los a uma sequência deposicional de sistema fluvial entrelaçado.

Arenitos grossos, mal selecionados, com ocorrência de níveis conglomeráticos, bem como arenitos finos a grossos apresentando estratificação planar e plano-paralela de médio a pequeno porte, são típicos de sistema fluvial entrelaçado. Estas estruturas mostram regime de fluxo inferior (preenchimento de canais e migração de barras longitudinais) e regime de fluxo superior (originando formas de leito plano) (Miall, 1978, 1996).

Pereira et al. (2018), reconheceram três fácies de arenitos nos depósitos da Formação Tacaratu (Bacia de Mirandiba), as quais foram denominadas de: **Sm**: composta por arenitos finos a grossos, maciços e com *sets* variando entre 0,28 a 1,3m de espessura; **Sh**: arenitos médios a grossos, com estratificação plano-paralela e espessura dos *sets* chegando até 80 centímetros; e **Sp**: representada por arenitos médios a grossos com estratificação cruzada planar, com seixos concentrados na base dos *sets*, cuja espessura varia de 0,2 a 2 metros. Estes autores interpretaram essas fácies como sendo de sistema fluvial, não especificando que tipo de fluvial: se entrelaçado, meandrante, ou anastomosado.

As formações Tacaratu e Cariri das bacias do Jatobá e Araripe, respectivamente, assim como a Formação Ipu da Bacia do Parnaíba, possuem as mesmas características faciológicas e estratigráficas da Formação Tacaratu da

Bacia de Mirandiba. Essas unidades são compostas por arenitos arcoseanos médios a grossos e conglomerados que formam ciclos granodecrescente ascendentes, depositados em canais fluviais entrelaçados e sistemas aluviais originados após a

formação do continente Gondwana, em sua porção Oeste (Cerri et al., 2022; 2020; 2021; Assine et al., 2007; Carvalho et al., 2018), conforme ocorre com a Formação Tacaratu da Bacia de Mirandiba.

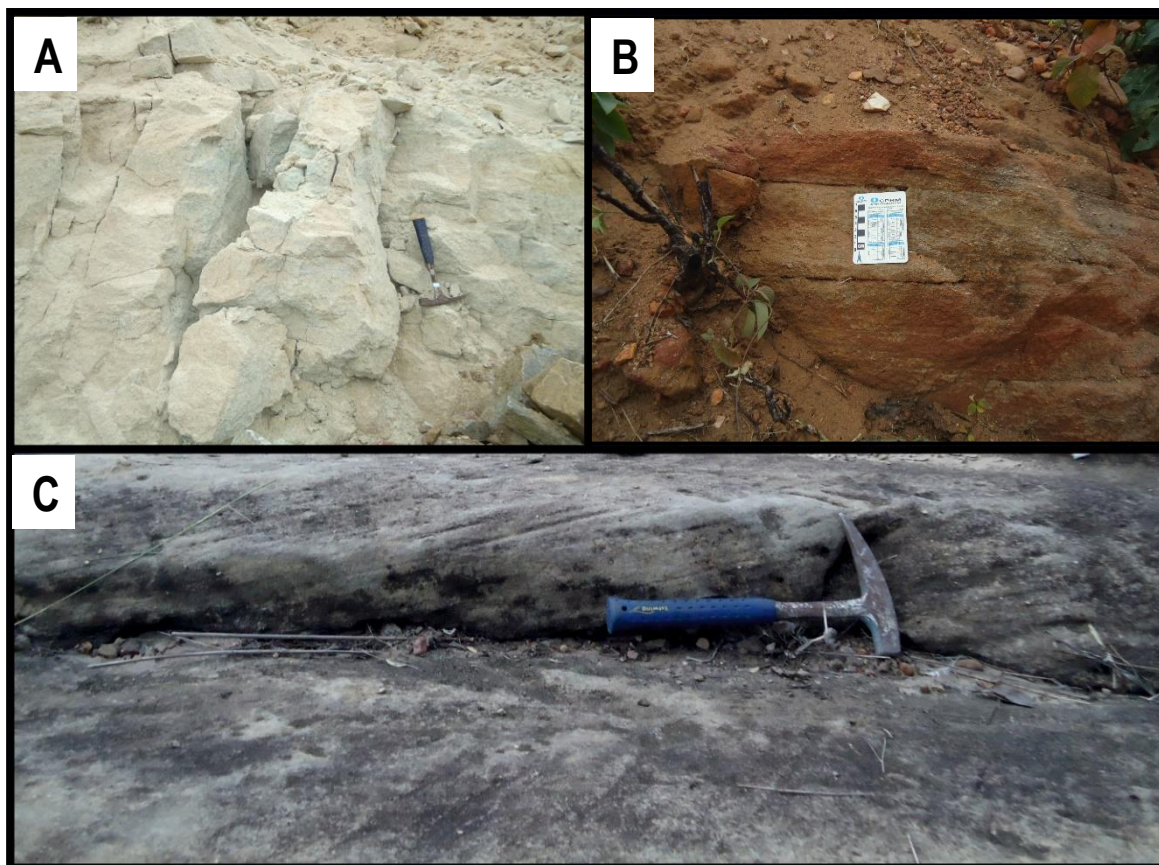


Figura 2. A) Arenito médio a fino, maciço. B) Arenitos grosso com estratificação plano-paralela. C) Arenito muito grosso com estratificação planar e seixos espalhados em sua matriz.

Análise Petrográfica

Textura e Fábrica

Nos arenitos que compõem a Formação Tacaratu, Bacia de Mirandiba, em geral, predomina grãos tamanho areia fina a grossa, às vezes chegando à areia muito grossa, com seleção granulométrica principalmente moderada, ocorrendo também, grãos mal selecionados. O arredondamento das partículas varia de subanguloso a arredondado e subarredondado, com frequência maior deste último; a esfericidade dos grãos de quartzo e feldspato é predominantemente alta, principalmente nos arenitos

quartzosos. Contatos pontuais entre os grãos são os que predominam, seguidos de retos e côncavo-convexos, gerando nessas rochas um empacotamento frouxo e normal; não foram identificados contatos suturados em quantidades significativas. Ressalta-se que os contatos retos, côncavo-convexos e suturados estão associados aos processos diagenéticos de compactação mecânica e compactação química inicial (Figura 3A, B e C).

Do ponto de vista de maturidade textural, a maioria desses arenitos apresenta baixa maturidade, sendo considerados imaturos (> 5% de matriz deposicional; Folk, 1951, 1974), com ocorrência subordinada de arenitos maduros (< 5% de

matriz deposicional). Os imaturos mostram uma composição primária rica em feldspatos e apresentam alguns minerais pesados instáveis (biotita, epidoto e anfibólio; Figura 3D); além disso, os grãos são angulosos a subangulosos e pobremente selecionados. Os arenitos maduros são ricos em quartzo, pobre em feldspatos, líticos e minerais instáveis como biotita, epidoto e anfibólio. Ademais, apresentam grãos

subarredondados a arredondados, moderadamente selecionados e minerais pesados ultraestáveis como zircão, turmalina e rutilo. Foram observados grãos de quartzo monocristalinos fraturados com algumas fraturas preenchidas por argila infiltrada e cimento de óxido-hidróxido de ferro, e outras sem preenchimento. Verificar as figuras 3A, B e C; Figura 12D.

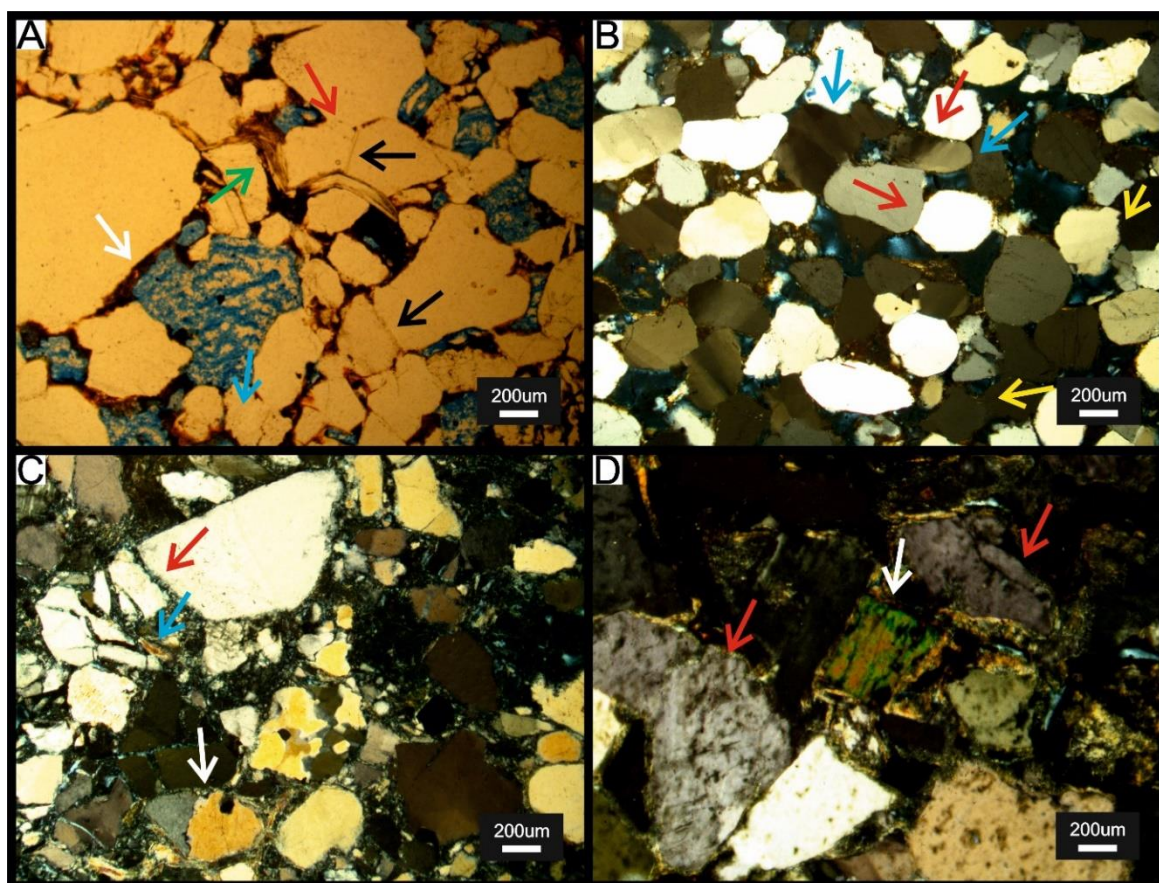


Figura 3. Fotomicrografias com polarizadores cruzados (PX) e paralelos (P//). A) Contatos retos (setas pretas), côncavo-convexo (seta vermelha), suturado (seta azul), muscovita dobrada devido a compactação mecânica (seta verde) e feldspato dissolvido (seta branca); os grãos são angulosos a subangulosos e mal selecionados. B) Grãos de quartzo monocristalino arredondados a subarredondados, moderadamente selecionados. Observar contatos retos (setas vermelhas), côncavo-convexos (setas azuis) e suturados (setas amarelas). C) Grãos de quartzo fraturados e preenchido por argila (seta vermelha) e cimento de óxido de ferro (seta azul), além de contato suturado (seta branca). D) Anfibólio alterado (seta branca) e feldspatos alterados (setas vermelhas).

Composição Detrítica

A petrografia mostrou que a composição mineralógica desses arenitos é representada por grãos de quartzos,

feldspatos, fragmentos líticos e minerais acessórios, sendo o quartzo o constituinte primário predominante, seguido de feldspatos e minerais acessórios (Figura 4).



Figura 4. Constituintes mineralógicos em porcentagem.

O quartzo apresenta uma porcentagem média de 48%, chegando a 65% em algumas amostras, sendo mono e policristalinos. Predomina grãos monocristalinos com extinção ligeiramente ondulante e reta e, de forma subordinada, policristalinos com extinção ondulante (Figura 5A). Estes grãos são de origem ígnea e metamórfica, sendo que entre os policristalinos predomina os de origem metamórfica.

Após o quartzo, os feldspatos constituem os minerais primários de maior ocorrência, sendo representados por k-feldspato e plagioclásio, com uma média estimada em 6%, podendo chegar até 21%; estima-se que a maioria dos feldspatos é do tipo ortoclásio, seguido da microclína e plagioclásio (Figura 5B). Vários destes grãos estão sericitizados, alterados e sendo substituídos por argilominerais como ilita, caulinita e esmectita, e outros estão dissolvidos parcialmente; ademais, outros grãos encontram-se com fraturas sem preenchimento.

Em menor quantidade ocorrem os fragmentos líticos (méd. = 1%, chegando até 2,5%), minerais acessórios (méd. = 1,5%, atingindo até 3%) e matriz. Os grãos líticos identificados foram de *chert*, quartzito, xisto, gnaiss, granito e fragmentos micáceos derivados de rochas sedimentar, metasedimentar, metamórfica

de alto e baixo grau, e ígnea (Figura 5C), com o predomínio de xisto, gnaiss e granito. Os constituintes acessórios mais comuns encontrados foram muscovita, hematita, biotita, zircão e provável rutilo; como traços ocorrem epidoto, turmalina, titanita e anfibólio (Figura 5D). A concentração desses minerais acessórios nos arenitos médios a finos é maior que nos grossos.

A matriz encontrada é areno-argilosa e pseudomatrix, com o predomínio da argilosa, sendo representada por argilominerais infiltrados constituídos principalmente por caulinita, seguida de ilita e esmectita (Figuras 5C e D) que ocorrem em quantidade variada dentro dessa mesma unidade, e a última foi identificada apenas em duas amostras. Os cimentos são representados principalmente por óxido-hidróxido de ferro (predominando) e crescimentos secundários de quartzo (Figura 5E).

Os grãos intrabaciais encontrados ocorrem de forma restrita e são representados por intraclastos argilosos que encontram-se compactados entre grãos mais rígidos do arcabouço, gerando pseudomatrix (Figura 5F). Geralmente os intraclastos são de natureza dúctil, portanto, são afetados pelo efeito da compactação mecânica e geram pseudomatrix.

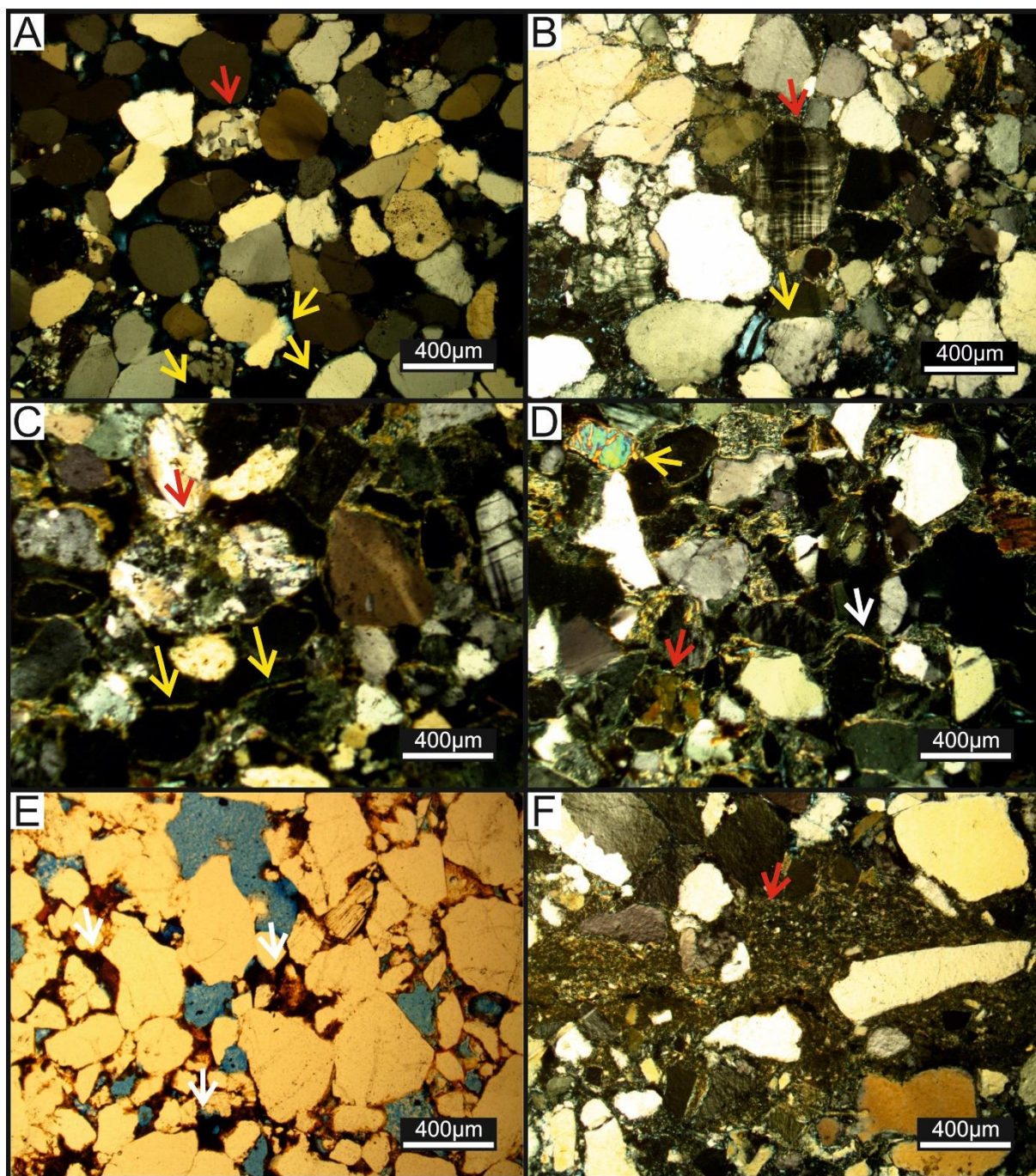


Figure 5. Fotomicrografia dos principais constituintes primários. A) Grãos de quartzo mono e policristalino (setas amarela e vermelha, respectivamente); PX. Observar o processo inicial de crescimento secundário de quartzo (seta amarela). B) Grãos de quartzo monocristalinos e feldspatos microclina (seta vermelha) e ortoclásio (seta amarela); PX. C) Fragmento de granito alterado (seta vermelha), finas cutículas de argila ilita-esmectita recobrimdo grãos (setas amarelas); PX. D) Epidoto (seta amarela), anfibólio alterado (seta vermelha) e finas cutículas de argila ilita-esmectita recobrimdo grãos (seta branca); PX. E) Cimento de óxido-hidróxido de ferro preenchendo poros primários (setas brancas); P//. F) Pseudomatriz (seta vermelha); PX.

Com base no conteúdo total de quartzo, feldspato e fragmentos líticos, e de acordo com a proposta de Folk (1968), os

arenitos da Formação Tacaratu são classificados como arcóseo, subarcóseo e quartzarenito (Figura 6).

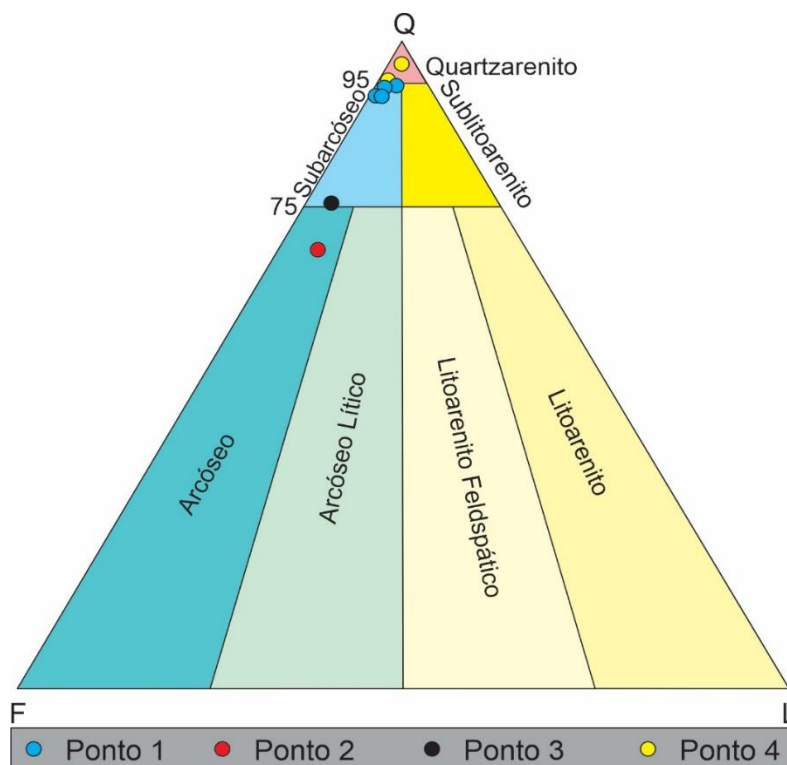


Figura 6. Diagrama composicional de Folk (1968) para as amostras estudadas.

Vale ressaltar que a classificação original de Folk (1968) não considera processo diagenético de dissolução e substituição de grãos, que causam modificação na composição original da rocha. Nos arenitos estudados ocorre dissolução total e substituição de grãos, como por exemplo, a substituição de feldspato por caulinita e/ou ilita e/ou esmectita (Figura 13A e B). Desta forma, na contagem modal total de quartzo, feldspato e fragmentos líticos, foram quantificada a caulinita e/ou ilita e/ou esmectita como constituinte diagenético, causando, assim, uma redução na quantidade de feldspato, disfarçando a composição original.

Nota-se que os constituintes primários foram modificados principalmente por dissolução total e substituição de grãos, especialmente de feldspatos, acarretando uma pequena redução na quantidade original de feldspato, resultando em uma composição atual mais subarcósea e quartzosa, em relação à original.

Dados petrográficos mostram que as rochas investigadas apresentam uma composição com grande contribuição de quartzo e feldspatos, indicando uma proveniência de Cráton Interior e Continental Transicional (Dickinson, 1985), com presença de fragmentos líticos metamórficos, sedimentares e ígneos, sugerindo fontes mistas, principalmente fontes metamórficas e ígneas.

A presença de plagioclásio (alguns sericitizados), zircões arredondados, rutilo, titanita, turmalina (Figura 7A, B, C, D), muscovita, anfibólio (Figuras 3D), epidoto (Figura 5D), biotita (Figura 12F) e hematita, além da predominância de fragmentos líticos metamórficos, apoia a hipótese de uma fonte metamórfica. A ocorrência de grãos prismáticos de plagioclásio e com macla polissintética de microclínio, quartzo plutônico, zircões prismáticos, titanita e epidoto, também corroboram para uma fonte plutônica.

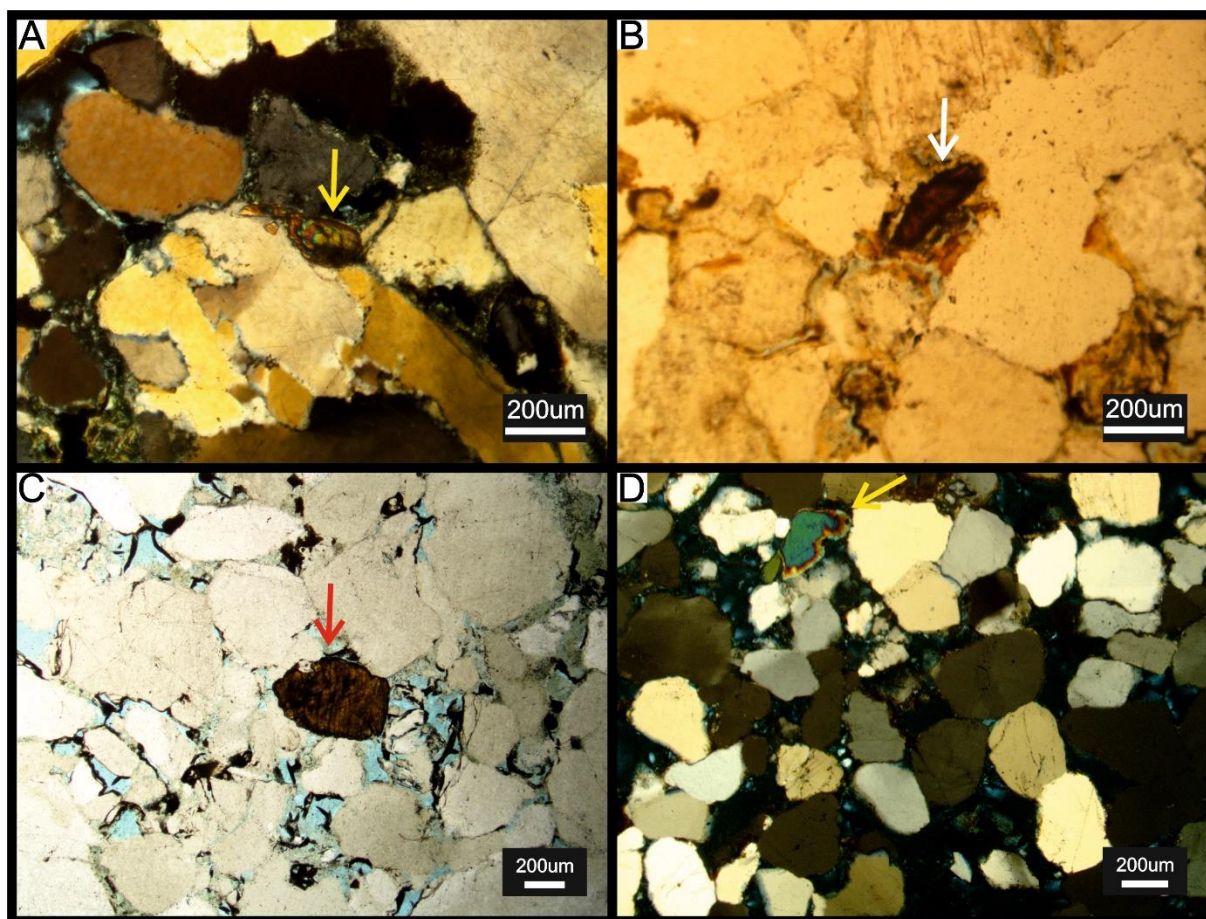


Figure 7. Fotomicrografia de minerais pesados. A) Zircão arredondado entre grãos (seta amarela) e grão de quartzo estirado (seta branca); PX. B) Rutilo (seta branca); P//. C) Titanita entre grãos (seta vermelha); P//. D) Fragmento de turmalina (seta amarela). Observar contatos côncavo-convexos (setas vermelhas) e suturado (seta azul); PX.

A baixa seleção dos grãos e o grau de arredondamento baixo, sugerem área fonte próximo ao ambiente deposicional e transporte relativamente curto. Além disso, as muscovitas chegaram ao sítio deposicional com pouca ou nenhuma alteração intempérica, indicando que esses fragmentos sofreram pouco transporte, curto tempo de exposição ao ambiente sedimentar (com transporte e deposição rápida).

Os fragmentos líticos de gnaisses, metassedimentares, metaplutônicos e granitos são semelhantes as rochas do Complexo Serra Talhada, Riacho Gravatá, augen gnaisses e ortognaisses, além de granitóides ediacaranos (Bittar, 1998), que ocorrem circundando a área de estudo, nas porções a noroeste, nordeste, sul e sudeste.

Devido a limitação de análises realizadas (com poucos métodos e técnicas utilizadas) neste trabalho para o estudo de proveniência, não é possível determinar (afirmar) a proveniência e a área fonte (ou áreas fontes) dos sedimentos que compõem os arenitos da Formação Tacaratu, Bacia de Mirandiba. No entanto, é importante ressaltar que, embora este trabalho apresente essencialmente resultados de dados analíticos obtidos através da análise petrográfica e de microscópio eletrônico de varredura, a petrografia é uma ferramenta importante e eficaz no estudo de rochas sedimentares (Pettijonh et al., 1973) e, por sua vez, no estudo de proveniência. As interpretações associadas à proveniência dos constituintes das rochas são realizadas adotando os métodos de Dickinson et al. (1983) e Dickinson (1985), a partir das

descrições e análises petrográficas (método clássico e muito utilizado até os dias atuais).

Os líticos metamórficos de baixo e alto grau são representados por xistos micáceos, quartzito, ortogneisse e gnaiss, respectivamente. Ocorrem fragmentos de *cherts* e pelitos argilosos, líticos ígneos constituídos por prováveis granitóides, além de granitos e gnaisses com aspectos de milonitização (Figura 8A, B, C, D). Verifica-se, também, a presença de litotipos (fragmentos de xistos, gnaisses e granitos) com feições milonitizadas próximos à Zona de Cisalhamento denominada Serra do Boi

Morto, os quais são compostos principalmente por quartzo, feldspato, biotita e minerais opacos; também observa-se a presença de inclusões fluidais em minerais de quartzo compondo gnaiss, provavelmente associados a hidrotermalismo (Figura 9A). Segundo Fossen e Cavalcante (2017), há interferência de fluidos hidrotermais na geração de ultramilonitos, promovendo a recristalização de quartzo e feldspatos em milonitos quartzo-feldspáticos que são os mais abundantes.

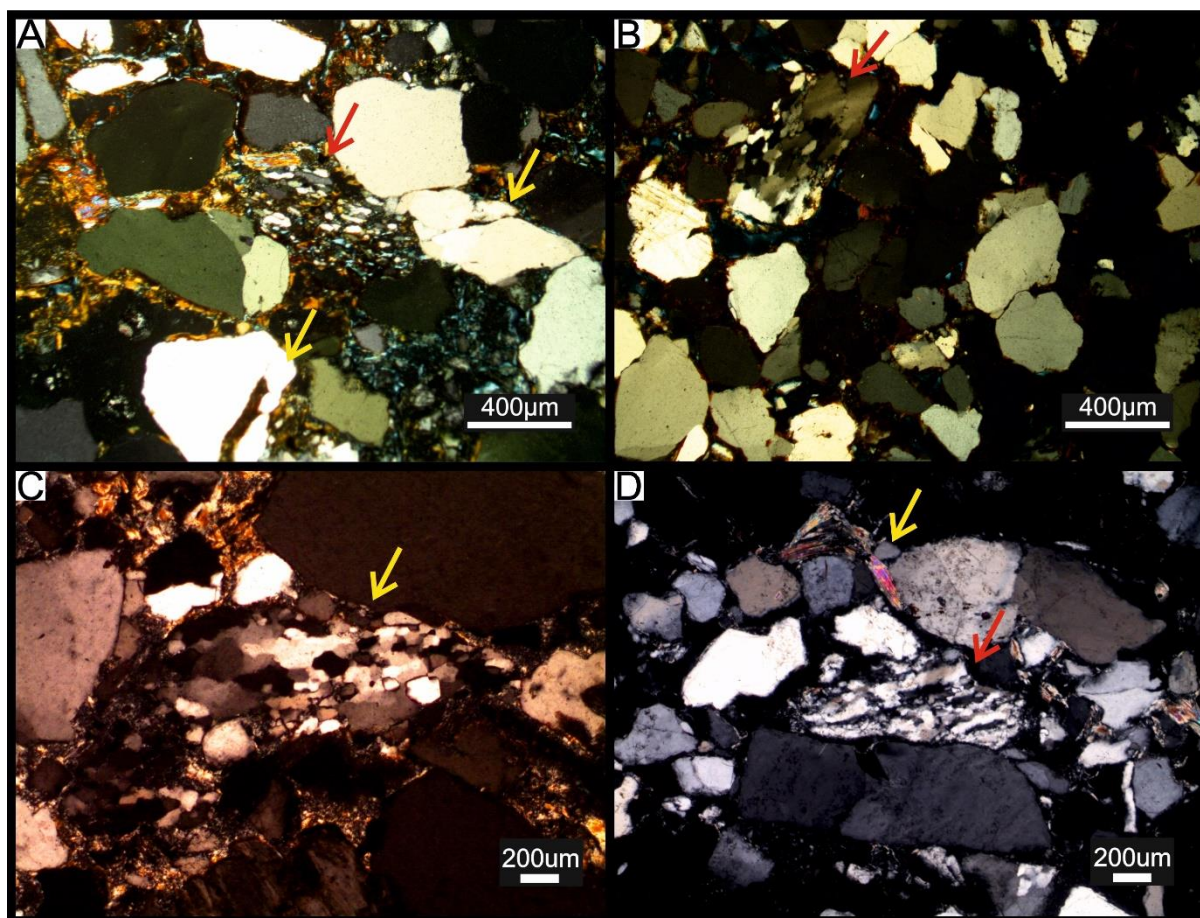


Figura 8. Fragmentos de rocha. A) Fragmento de xisto micáceo (seta vermelha) e grãos de quartzo fraturados e preenchidos por óxido de ferro (setas amarelas); PX. B) Fragmento de granito (seta vermelha); PX. C) Fragmento de granito com feição milonitizada (seta amarela); PX. D) Fragmento de gnaiss com aspecto milonitizado (seta vermelha) e muscovita dobrada (seta amarela); PX.

As rochas localizadas próximas à zona de cisalhamento apresentam as seguintes características: grãos de quartzo e feldspatos estirados, alongados e com intenso faturamento (com aspecto deformado); feldspatos alterados e dissolvidos (gerando cimento silicoso); fragmentos líticos alterados e parcialmente dissolvidos; biotitas deformadas e alteradas (gerando cimento ferruginosos); e crescimentos secundários de quartzo (que provavelmente teve a dissolução de feldspatos como fonte de sílica para gerar esta feição). Essas características são consequências da aproximação das rochas a essa zona de falha, causando mudança na composição original desses arenitos, além de gerar poros secundários e obstruir poros primários.

Bandas de deformação foram outras evidências observadas na Formação Tacaratu, tanto localmente (Figura 9B), quanto em lâminas delgadas (grãos de quartzo e feldspatos fraturados com feição

de cataclase granular (Figura 5B e 12D), que podem estar associadas à essa zona de cisalhamento, deviao ao seu comportamento. Neto et al. (2012) argumenta que a deformação frágil em rochas de baixa porosidade ocorre primariamente por fraturamentos, gerando-se os principais tipos de estruturas frágeis (juntas e falhas). Porém, quando rochas de alta porosidade são submetidas à deformação, a tensão se concentra em estreitas zonas, ou faixas, produzindo as denominadas “Bandas de Deformação”.

As nomeadas bandas de deformação (Aydin, 1978) diz respeito a estruturas planares que normalmente ocorrem em arenitos porosos. Essas estreitas faixas deformacionais são capazes de modificar, localmente, as propriedades petrofísicas intrínsecas de rochas reservatório, como porosidade e permeabilidade (Neto et al., 2012).

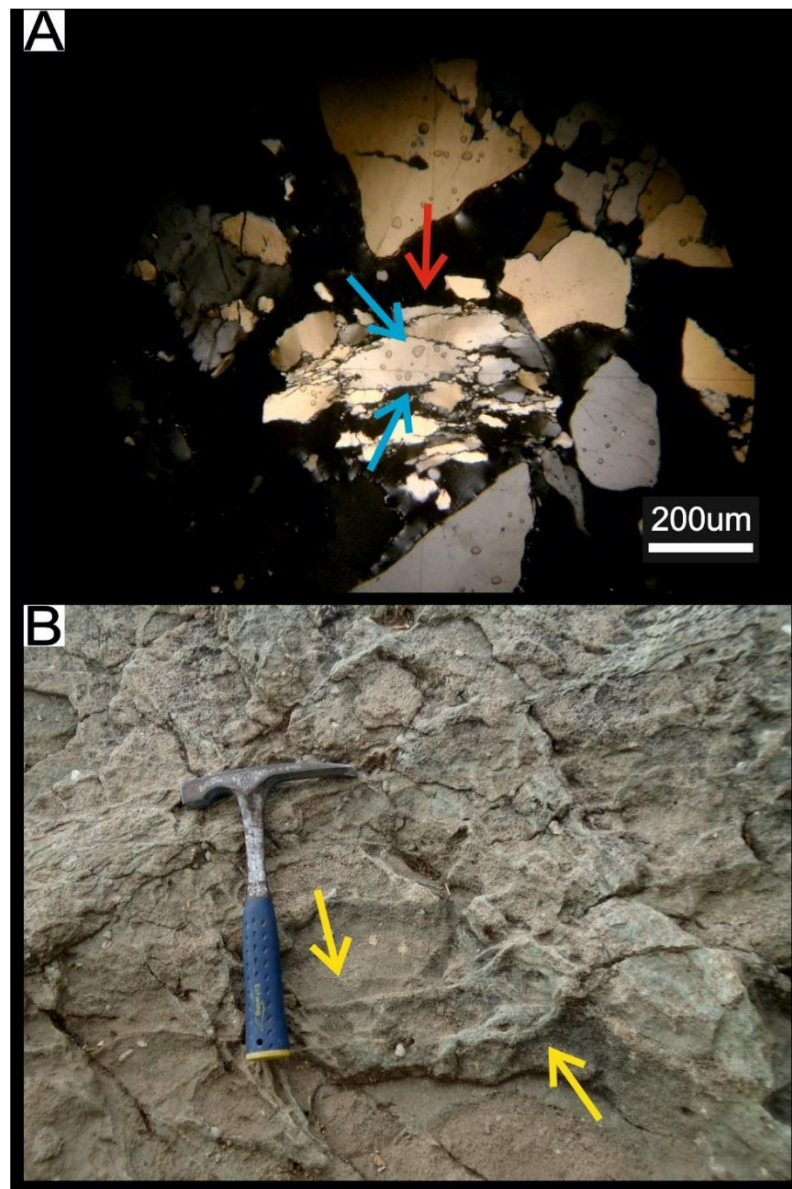


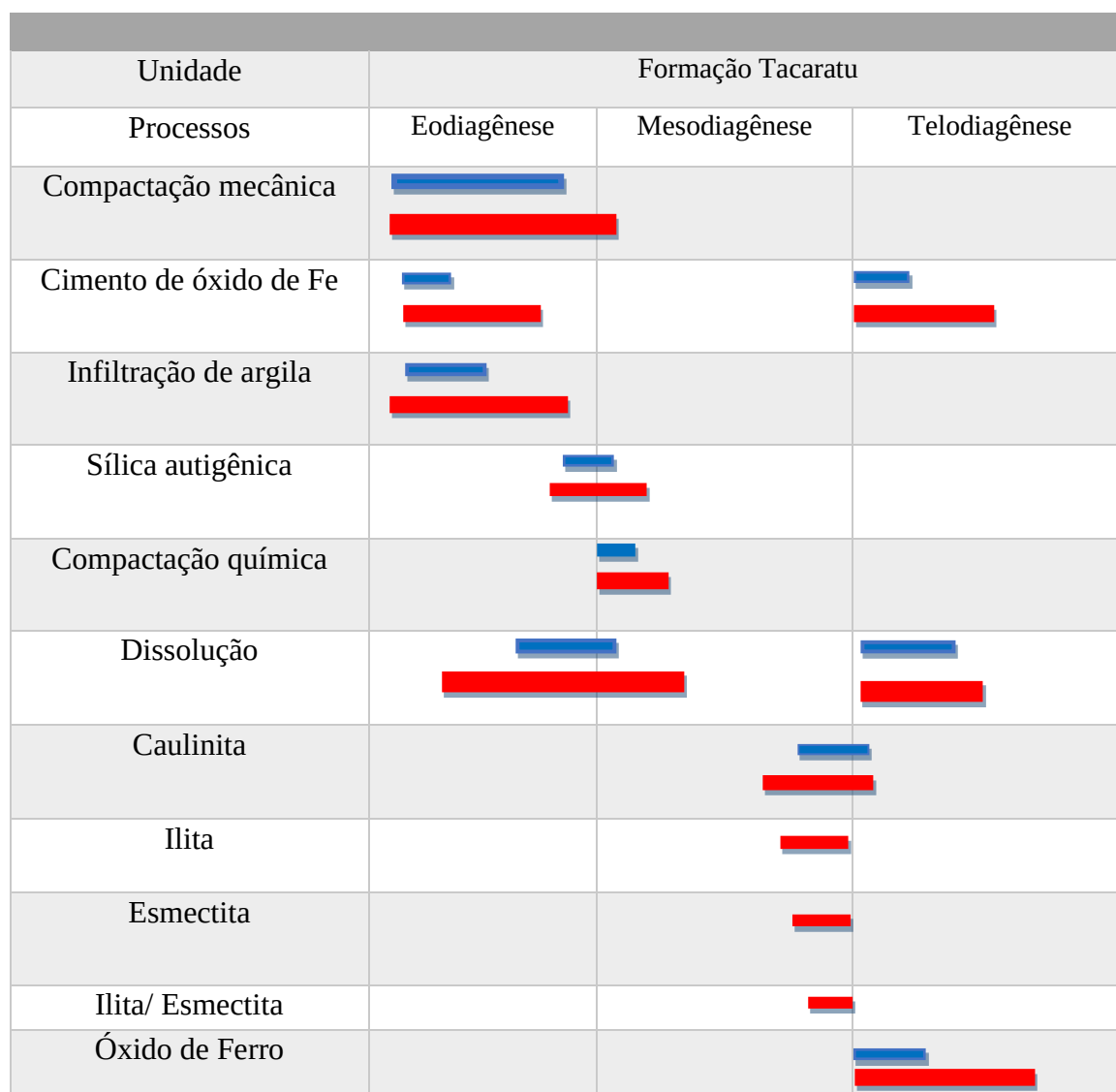
Figura 9. A) Fragmento de gnaiss com feição milonitizada (seta vermelha) e apresentando inclusões fluidais (setas azuis); PX. B) Arenito com bandas de deformação (setas amarelas).

Caracterização Diagenética

Processos e Constituintes Diagenéticos

As características diagenéticas dessas rochas foram obtidas por meio da descrição e relações petrográficas observadas, onde foi possível identificar processos e constituintes diagenéticos que alteraram a composição e porosidade original desses depósitos sedimentares. Os processos

encontrados foram infiltração mecânica de argila, cimentação, compactação mecânica e química, dissolução, alteração e substituição de grãos, cujas principais características e interpretações são apresentadas a seguir. Quanto aos constituintes diagenéticos, estes desenvolvem texturas e relações paragenéticas complexas, e representam produtos de processos diagenéticos (Figura 10).



 Quartzarenito

 Arcóseo e Subarcóseo

Figura 11: Principais características digenéticas das rochas da Formação Tacaratu, Bacia Mirandiba.

Infiltração de Argila

São reconhecidas em todas as amostras, representando o terceiro processo diagenético mais atuante e uma das mais importantes fases diagenética da unidade litoestratigráfica estudada. Foram verificadas texturas dos seguintes tipos: cutículas (contínuas e descontínuas) de espessuras variadas envolvendo grãos primários (Figura 11A) e poros, e com

impurezas como óxidos-hidróxidos de ferro, pontes/meniscos, agregados pendulares e massa não discriminada preenchendo poros primários e secundários. Esporadicamente ocorrem texturas de encolhimento (*shrinkage*) gerando espaços porosos de origem secundária, cutículas autigênicas recobrando grãos. Provavelmente essas argilas são de composição caulínica, illítica e

esmectítica, confirmada pela imagem de MEV (Figura 11B).

Predomina cutículas descontínuas, e sua espessura pode estar associada ao suprimento muito limitado de águas meteóricas, indicando um ambiente árido (Moraes e De Ros, 1990). A formação de texturas em menisco ou ponte e agregados pendulares podem estar relacionada à zona vadosa durante os períodos de seca, com maior proximidade da superfície deposicional, onde os processos eodiagenéticos ocorrem, com profundidades menores que 2,0 km e temperaturas inferiores a 70 °C (Xu et al., 2021).

Argilas infiltradas são introduzidas pelas águas de enchentes fluviais episódicas após longos períodos de estiagem. Com o lençol freático rebaixado, enxurradas saturadas de argila passam sobre os sedimentos e grandes volumes de água infiltram-se nesses depósitos, e graças à alta permoporosidade das areias, abastece o lençol freático (Caetano-Chang e Wu, 2003). Segundo Elias et al. (2004), a argila em suspensão quando decanta, se adere aos grãos na forma de cutículas. Vale ressaltar que a infiltração de argila é um processo típico do estágio da eodiagênese.

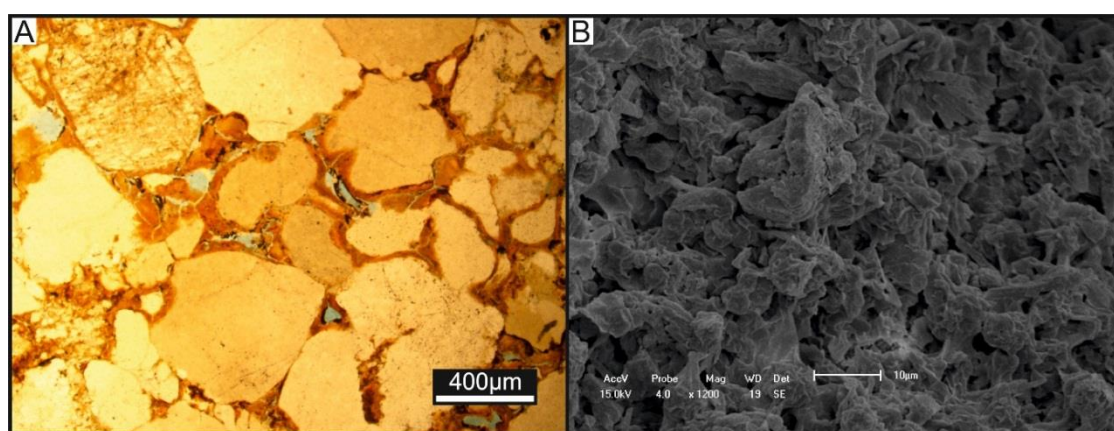


Figura 11. A) Cutículas de argila infiltrada recobrindo grãos em arenito poroso; P//. B) Caulinita vista através do Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV).

Cimentação

A precipitação de óxido-hidróxido de ferro, crescimentos secundários de quartzo e óxido de titânio ocorrem envolvendo grãos e preenchendo poros de origem primária e secundária. A cimentação foi um dos processo diagenético mais atuante nessas rochas e o que mais impactou a porosidade primária intergranular.

O cimento de óxido-hidróxido de ferro é o mais abundante e ocorre como finas cutículas (*coatings*) contornando grãos de forma descontínua e preenchendo poros intergranulares (primário) e intragranulares (fraturas de grãos), preenchendo parcialmente esses espaços porosos. Sua ocorrência pode estar associada à alteração e dissolução de

minerais ferromagnesianos, como biotita e anfibólio, durante o intemperismo e processos pedogênicos (Carvalho et al., 2018). A precipitação desse cimento ocorreu em dois estágios diagenéticos: no início da eodiagênese, como finas cutículas envolvendo grãos; e na telodiagênese, preenchendo poros intergranulares (Batista et al., 2021). Na telodiagênese, a influência de águas meteóricas ajudam na precipitação de hematita (Tucker, 2001; Nogueira et al., 2021), mineral comum nesses arenitos.

Embora não ocorra em todos os arenitos analisados, quartzo é o segundo cimento mais abundante; mostra-se com formas de crescimentos secundários descontínuos (cobrindo parcialmente grãos detríticos) e projeções prismáticas (Figura 12A), e desenvolvem-se principalmente na

ausência de cimento de óxido-hidróxido de ferro. A forma descontínua indica uma fase de precipitação antes da atuação da compactação, ainda na eodiagênese (Batista et al., 2021). Por outro lado, projeções prismáticas são indícios da mesodiagênese e, nesses arenitos, sugere início desse estágio diagenético.

Os arenitos que apresentam crescimentos secundários de quartzo mostram empacotamento mais fechado, localmente. Dissolução de feldspatos potássicos, alteração parcial de silicatos como moscovitas e a presença de argilominerais silicáticos (caulinita, illita e esmectita), são possíveis fontes para cimentação de sílica nessas rochas (Worden e Morad, 2003; Sajid et al., 2020).

Precipitação de quartzo é o produto diagenético que mais destrói a porosidade de arenitos que experimentam alto grau de soterramento (Worden e Morad, 2000; Chudi et al., 2016) e, aumenta constantemente, à medida que a profundidade do soterramento também aumenta (Chudi et al., 2016).

Neste contexto, devido a pouca presença de precipitação de sílica acredita-se que os arenitos estudados foram pouco soterrados, provavelmente por fazer parte de uma bacia pouco profunda (rasa). Essa informação pode ser apoiada a partir de dados diagenéticos que mostram que os arenitos estudados alcançam, sobretudo, condições eodiagenéticas, evidenciada pela forte presença de óxido de ferro, argila infiltrada e compactação mecânica. Além disso, foi perfurado um poço com uma profundidade de 405 metros na Bacia de Mirandiba em 2013, pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM), executado por um projeto de Pesquisa Hidrogeológica em Bacias Sedimentares do Nordeste, onde os dados mostram que a Bacia de Mirandiba tem uma profundidade de 405 metros e a Formação Tacartu localiza-se entre a profundidade de 200 – 405 metros. Costa Filho e Costa (2000), considera as bacias de Mirandiba, Fátima e Cedro como sendo manchas sedimentares, e destaca que correspondem a mini-bacias, cuja espessura

varia de 200 metros até cerca de 500 metros. Esses dados foram obtidos por meio de modelagens gravimétricas bidimensionais e tridimensionais, onde foi definida geometrias simétrica e aassimétrica para essas bacias.

Óxido de titânio é o cimento menos expressivo nessas rochas, e aparece pontualmente em três amostras, sob a forma microcristalina e de substituição de minerais pesados (com dimensões micrométricas). Pode estar associado à alteração de biotitas, óxido de ferro, titanita detrítica, ou resíduo de outro mineral pesado que tenha titânio na composição.

Dissolução de Grãos

O processo de dissolução foi muito significativo, e atuou nos constituintes primários como feldspatos, minerais pesados e fragmentos líticos. Ocorreu dissolução parcial e total, predominantemente de feldspatos, gerando poros intragranulares, mólidos e alargamento de outros poros (Figura 12B e 13B); de forma subordinada, nota-se dissolução parcial de minerais pesados instáveis e fragmentos de rocha.

A dissolução de feldspato gerou as macroporosidades observadas na maioria das amostras (arcóseo e subarcóseos), e tal dissolução acontece frequentemente ao longo dos planos de clivagem e no centro desses grãos (Figura 12C), sendo os plagioclásios e ortoclásios os mais atingidos por este processo.

Minerais pesados instáveis são pouco abundantes, e essa baixa frequência pode estar relacionada à dissolução eodiagenética ou telodiagenética, visto que fluxos de fluidos meteóricos (às vezes ácidos), que exercem influência nos estágios da eo e telodiagênese, causam dissolução em grãos de feldspatos, fragmentos líticos e minerais pesados instáveis. Os arenitos próximos à zona de cisalhamento apresentam a maior atuação da dissolução; esse processo pode ter sido favorecido pelo intenso faturamento presente nos grãos e pela proximidade das falhas, que podem ter favorecido a

infiltração de fluidos. Para Wolden e Burlay (2003), no processo de dissolução os grãos são destruídos pela interação com fluido, deixando para trás uma cavidade (poros). Este foi o principal processo para a geração da porosidade secundária nesses arenitos.

A dissolução de feldspatos contribui significativamente com o aumento da porosidade e, provavelmente, também foi uma das fontes de sílica para gerar crescimentos secundários de quartzo.

Compactação Mecânica e Química

Nos arenitos estudados a compactação mecânica é representada pelo faturamento de grãos de quartzo e feldspato, deformações de grãos argilosos e de mineral lamelar como muscovita (Figura 12D e E). Com o aumento da profundidade as rochas são submetidas a esforços causados por pressão litostática, interferindo na sua resistência e no seu empacotamento. A compactação mecânica nesses depósitos foi mais efetiva do que a compactação química, talvez provocada pelas tensões oriundas da zona de cisalhamento, que pode ter contribuído com o intenso faturamento de grãos mais rígidos (quartzo e feldspatos).

Grãos de micas (moscovitas e biotitas), que são bons indicadores de compactação, devido sua plasticidade, encontram-se curvadas (deformadas) em algumas amostras; grãos argilosos deformados (esmagamento) gerando pseudomatriz são poucos (Figura 5F); contatos côncavo-convexos entre os grãos também são mais frequentes do que os suturados; além disso, predomina empacotamento frouxo. Com relação à compactação química, as evidências observadas foram os contatos côncavo-convexos e suturados, os quais encontram-se em apenas duas amostras analisadas. Essas condições e evidências causaram

modificações eodiagenética e mesodiagenética, respectivamente, e indicam que a compactação foi de intensidade moderada em alguns arenitos e fraca em outros. Com o predomínio da compactação mecânica, reconhecida sobretudo pelo faturamento de grãos, este processo foi pouco relevante na redução da porosidade primária desses arenitos.

Alteração de Grãos

Processos de alteração de feldspatos, micas (muscovita e biotita), minerais pesados (hematita, anfibólio e rutilo) e fragmentos líticos foram observados em proporções diferentes e amostras distintas, sendo mais frequente a alteração de feldspatos, hematita e biotita (processo de argilização de feldspato e cloritização de biotita; Figura 12F). Grãos de feldspatos e de hematita pouco e muito alterados, geralmente ocorrem nas mesmas amostras.

Alteração química dos constituintes detríticos é um processo que muito influencia os estágios diagenéticos subsequentes, uma vez que coloca íons de Ca^{+2} , Mg^{+2} , Fe^{+2} , Na^{+} , K^{+} , Cl^{-} , SO_4^{-2} , HCO_3^{-} , além de outros, à disposição, devido ao sistema de decomposição química da rocha e mineral (Morad et al., 2000). Neste contexto, é provável que o óxido-hidróxido de ferro e óxido de titânio presentes nos arenitos estudados sejam provenientes da alteração e lixiviação de minerais de biotita, anfibólio, rutilo e titanita, que pode ter liberado íons de Fe, Ti.

Alteração de feldspatos e moscovitas para argilominerais como illita, caulinita e esmectita também ocorrem; presume-se que isto acontece devido ao aumento da instabilidade do argilomineral com o aumento da profundidade (Costa, et al., 2014).

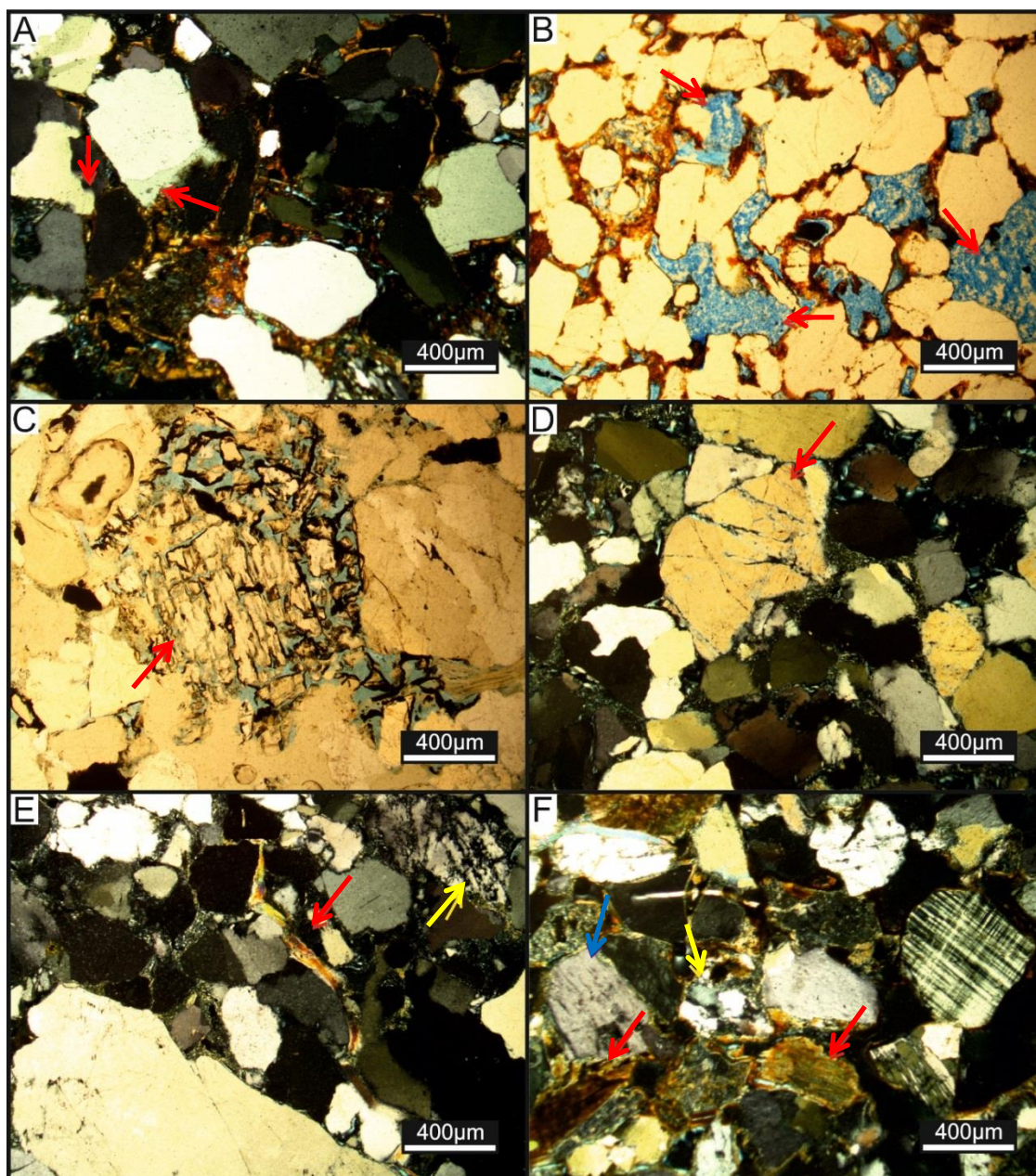


Figure 12. Processos e constituintes diagenéticos. A) Crescimento secundário de quartzo com projeção prismática (setas vermelhas); PX. B) Dissolução de feldspato gerando macroporos secundários (setas vermelhas); P//. C) Dissolução parcial de feldspato ao longo dos planos de clivagem (seta vermelha); P//. D) Grãos de quartzo fraturados gerando porosidade secundária sem preenchimento (seta vermelha); PX. E) Muscovita deformada entre grãos (seta vermelha) e fragmento de gnaiss (seta amarela); PX. F) Biotitas alteradas sendo cloritizadas (setas vermelhas). Nota-se fragmento de granito (seta amarela), microclínio e ortoclásio (seta azul); PX.

Substituição de Grãos

Frequentemente ocorre a substituição parcial e total de feldspatos por argilominerais, principalmente ilita fibrosa e caulinita (Figura 13A), e

subordinadamente, pequenas quantidades de esmectita. Evidências de substituição de muscovita por caulinita também foram observadas, além da ilitização de feldspato e muscovita. De forma menos expressiva acontece a substituição de minerais pesados

por óxido de titânio microcristalino e evidência de fragmentos líticos com parte alterada e sendo substituído por argilomineral.

A substituição de feldspatos por ilita e muscovitas está associada ao aumento de profundidade, e sua identificação se dar pela alta birrefringência, quando os grãos de feldspatos e muscovitas caulinizados são substituídos para ilita (Costa et al., 2014). Também é possível que no processo de caulinização de feldspato potássico detrítico tenha ocorrido uma reação, que produziu ilita em temperaturas elevadas (Bjørkum e Gjelsvik, 1988), já na mesodiagênese.

Porosidade, Compactação e Cimentação

Nestes arenitos predomina porosidade primária do tipo intergranular, com média de 20% (mín. 14%, e máx. de 30%), sendo que a maior porcentagem de poros encontra-se nos arenitos médios. De forma subordinada ocorre a porosidade secundária intragranular, representada principalmente por poros de dissolução parcial e total de grãos do arcabouço, e poros de fratura de grãos. Foram identificados grãos de quartzo e feldspatos fraturados, feldspatos com dissolução parcial e total gerando porosidade móldica (Figura 13B), além de fragmentos líticos parcialmente dissolvidos.

A porosidade primária intergranular foi parcialmente reduzida por processos diagenéticos de cimentação, infiltração de argila e compactação de grãos, sendo este último menos atuante. Os índices de

empacotamento revelam que os arcabouços das rochas estudadas são frouxo ($P < 40$) e normal ($40 < P \leq 55$); este índice associa a redução da porosidade com a compactação.

Ressalta-se que a porosidade secundária originada pela dissolução de grãos instáveis contribui para aumento do espaço poroso (gerou poros agigantados) nos arenitos arcoseano e subarcoseano, porém, pouco cooperou para o aumento da permeabilidade (conexão entre os poros), devido a cimentação de óxido-hidróxido de ferro e argila infiltrada instaladas entre os poros, impedindo sua conexão. Entretanto, nos quartzo-arenitos, a dissolução de grãos contribuiu de forma mais positiva com a porosidade e permeabilidade, devido a pouca infiltração de argila e cimentação. Embora o faturamento de grãos tenha contribuído para o aumento da porosidade secundária, sua ocorrência foi isolada, colaborando pouco com a conexão entre os poros.

A relação da perda da porosidade primária com a compactação foi baixa, entretanto, esta relação comparada com a cimentação revela uma atuação muito expressiva do processo de cimentação, que atuou por meio da precipitação de óxido-hidróxido de ferro, sílica (crescimentos secundários de quartzo) e óxido de titânio. Mais de 80% dos arenitos foram mais afetados pela cimentação de óxido-hidróxido de ferro, fruto da alteração e dissolução de minerais ferromagnesianos.

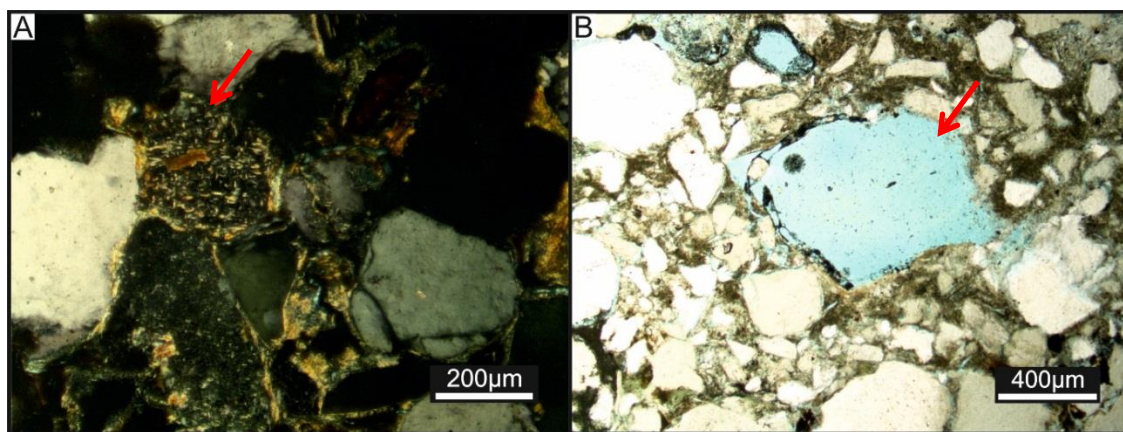


Figure 13. Constituintes diagenéticos. A) Ilita substituindo feldspato (seta vermelha); PX. B) Poro móldico (seta vermelha) originado da dissolução total do grão; P//.

CONCLUSÃO

A caracterização petrográfica e a evolução diagenética dos arenitos da Formação Tacaratu, da Bacia de Mirandiba, foi realizada para compreender o efeito dos processos e constituintes diagenéticos em reservatórios de fluidos como água, gás e óleo.

Estes arenitos são finos a grossos, chegando a muito grossos, com uma composição detrítica próxima a original, que corresponde a arenitos subarcoseanos e arcoseanos em sua maioria, seguida de arenitos quartzosos (menor proporção). Devido a forte dissolução de feldspatos e fragmentos líticos, bem como a substituição desses constituintes primários por argilominerais, estas rochas mostram uma transição de composição arcoseana para subarcoseana e uma leve tendência para uma composição mais quartzosa. Entretanto, considerando os feldspatos e fragmentos líticos indiferenciados (devido alteração), a composição tende a ser arcoseana e subarcoseana, portanto, mais próxima à constituição original.

O quartzo é o constituinte detrítico mais abundante, seguido do feldspato, minerais acessórios e fragmentos líticos. Dissolução e substituição de grãos detríticos foram os processos diagenéticos que mais modificaram a composição primária dessas rochas.

Embora os resultados apresentados neste trabalho não permitam esclarecer com mais detalhe a proveniência destes depósitos, com base na análise modal clássica considerando os tipos de grãos de quartzo, feldspato, fragmentos líticos e minerais pesados, pode-se sugerir que as fontes primárias dos sedimentos estudados são constituídas predominantemente por rochas metamórficas seguidas de rochas ígneas semelhantes às que afloram ao redor da Bacia de Mirandiba. Estes dados apontam para uma proveniência de ambientes tectônicos de Cráton Interior e Continental Transicional.

Quanto à diagênese, estes arenitos foram submetidos aos estágios da eodiagênese, mesodiagênese e telodiagênese. A eodiagênese ocorre desde a fase inicial até a final, evidenciada por: cutículas recobrimdo grãos, pontes/me-niscos, agregados pendulares e massa de argila infiltrada; dissolução de feldspatos, fragmentos líticos e minerais pesados; precipitação de finas cutículas de óxido-hidróxido de ferro; deformação de moscovitas, pseudomatriz e faturamento de grãos de quartzo e feldspato, devido à compactação mecânica; e crescimentos secundários de quartzo de forma descontínua ao redor de grãos.

A mesodiagênese foi evidenciada pelos crescimentos secundários de quartzo na forma de projeções prismáticas, pela substituição de moscovitas e feldspatos por

argilominerais, além de substituição de mineral pesado por óxido de titânio microcristalino e dissolução de grãos. De forma subordinada, ocorre a telodiagênese, representada apenas pela precipitação de óxido-hidróxido de ferro preenchendo poros intergranulares.

Os arenitos estudados mostram evidência de pouco soterramento, que pode estar associado à bacia rasa. Esse indício é corroborada pelas informações diagenéticas que revelam predominância de eventos eodiagenéticos, pelos dados de um poço perfurado pela CPRM, cuja profundidade da Bacia de Mirandiba chega a 405 metros, e por meio de modelagens gravimétricas bidimensionais e tridimensionais que mostram que a espessura das bacias de Mirandiba, Fátima e Cedro varia de 200 metros até cerca de 500 metros.

A redução da porosidade primária intergranular e, conseqüentemente da permeabilidade, ocorreu principalmente pela precipitação de óxido-hidróxido de ferro e sílica e, de forma subordinada, pela infiltração mecânica de argila. Por outro lado, a dissolução (parcial e total) de plagioclásios e ortoclásios nos arenitos arcóseano e subarcóseano favoreceu bastante a geração de poros secundários intragranulares e móldicos, contribuiu significativamente com o aumento da porosidade, porém, pouco cooperou para o aumento da permeabilidade, já que a cimentação de óxido-hidróxido de ferro e argilas infiltradas instaladas entre esses poros impediram sua conexão. Nos quartzarenitos, a dissolução de grãos contribuiu de forma mais positiva com a porosidade e permeabilidade, devido a pouca infiltração de argila e cimentação. Embora o faturamento de grãos tenha contribuído para o aumento da porosidade secundária, sua ocorrência foi isolada, colaborando pouco com a conexão entre os poros.

É importante destacar que, embora os processos e constituintes diagenéticos tenham exercido modificações/alterações na porosidade original dessas rochas, elas ainda apresentam boa qualidade para armazenar fluidos, seja água, gás ou óleo,

visto que até então apresentam uma boa porosidade, com média de 20%, chegando a 30% de poros intergranulares primários.

REFERÊNCIAS

- AGUIAR, R.B. DE; VERÍSSIMO, L.S.; OLIVEIRA, L.T.; GALVÃO, M.J. DA T.G.; FEITOSA, F.A.C. 2010. Pesquisa Hidrogeológica em Bacias Sedimentares no Nordeste Brasileiro, 20p.
- ALMEIDA, F.F.M. DE.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B. DE.; FUCK, R.A. Províncias Estruturais Brasileiras. In: SBG, Simpósio de Geologia do Nordeste, 8, Campina Grande, Boletim Resumos, 6. 1977. p.363-391.
- ANTUNES, A.F.; JARDIM DE SÁ, E.F.; MATOS, R.M.D. Balanceamento de seções estruturais em contexto de deslocamento oblíquo: exemplo do Campo de Xaréu (Bacia do Ceará). In: SBG/Núcleo Minas Gerais, Cong. Bras. Geol., 42, Araxá /MG, Anais (CD-ROM). 2004.
- AYDIN, A.V. Small faults formed as deformation bands in sandstone. Pure and appl. Geoph. V.166. 1978. p.913-930.
- ASSINE, M.L. Bacia do Araripe. Boletim de Geociências da Petrobras. Rio de Janeiro, vol. 15 (2). 2007. p.371-389.
- BATISTA, Z.V.; LIMA FILHO, M.; FREITAS, W.R.A.; VIEIRA, M.M.; AGOSTINHO, S. M.O.; SILVA, V.L. 2021. Influência dos processos diagenéticos na porosidade dos arenitos da Formação Iborepi, Bacia de Lavras da Mangabeira, estado do Ceará. Revista de geociências do nordeste, v. 07, p. 282-294.
- BRASILINO, R.G., MIRANDA, A.W.A., MORAIS, D.M.F. 2014. Carta Geológica da Folha Mirandiba SC.24-X -A-I. Estado de Pernambuco. Escala 1:100.000. Recife, CPRM, Programa Geologia do Brasil - PGB.
- BRAUN, O.P.G. 1966. Estratigrafia dos sedimentos da parte interior da região

- Nordeste do Brasil (Bacias do Tucano-Jatobá, Mirandiba e Araripe). Divisão de Geologia e Mineralogia/Departamento Nacional de Produção Mineral (Boletim n°236), 75p.
- BITTAR, S.M.B. 1998. Faixa Pianco-Alto Brígida: Terrenos tectonoestratigráficos sob regimes metamórficos e deformacionais contrastantes. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 126 p.
- BRITO NEVES, B.B.; SANTOS, E.J.; VAN SCHMUS, W.R. Tectonic history of the Borborema Province, Northeastern Brazil. In: CORDANI, U. G.; MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D. A. (Ed.) Tectonic Evolution of South America. Rio de Janeiro: [s.n.], 2000, p. 151-182. International Geological Congress, 31., 2000, Rio de Janeiro).
- BJORKUM P.A. & GJELSVIK N. 1988. An isochemical model for formation of authigenic kaolinite, k-feldspar and illite in sediments I. Journal of Sedimentary Petrology, 58 (3): 506-511.
- CAETANO-CHANG, M.R., WU, F.T. 2003. Diagênese de arenitos da Formação Pirambóiano Centro-Leste Paulista. UNESP, Revista Geociências, v. 22, n. especial. São Paulo. p. 33-39.
- CARVALHO, I.S. Paleontologia. Rio de Janeiro, Interciência, (ed.) 2000. 628p.
- CARVALHO, I.S., MELO, J.H.G. 2012. Bacias Interiores do Nordeste. Chapada do Araripe. In: Hasui, I., Carneiro, C.D.R, Almeida, F. F. M., Bartorelli, A. (orgs.) Geologia do Brasil. Editora BECA, São Paulo, p. 502-509.
- CARVALHO, R.R. DE, NEUMANN, V.H., FAMBRINI, G.L., ASSINE, M.L., VIEIRA, M.M., ROCHA, D.E.G.A. DA, RAMOS, G.M.S. 2018. The basal siliciclastic Silurian-Devonian Tacaratu formation of the Jatobá basin: Analysis of facies, provenance and palaeocurrents. Journal of South American Earth Sciences 88, 94-106. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.07.004>.
- CERRI, R.I.; WARREN, L.V.; VAREJÃO, F.G.; MARCONATO, A.; LUVIZOTTO, G.L.; ASSINE, M.L. Unraveling the origin of the Parnaíba Basin: testing the rift to sag hypothesis using a multi-proxy provenance analysis. Journal Of South American Earth Sciences, [S.L.], v. 101, p. 102625, ago. 2020. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102625>.
- CERRI, R.I.; WARREN, L.V.; VAREJÃO, F.G.; SILVA, A.J.; CHOUPINA, A.; LANA, C.; ASSINE, M.L. So close and yet so far: u²³⁸pb geochronological constraints of the jaibaras rift basin and the intracratonic parnaíba basin in sw gondwana. Geological Magazine, [S.L.], v. 159, n. 7, p. 1029-1049, 6 abr. 2021. Cambridge University Press (CUP). <http://dx.doi.org/10.1017/s0016756821000236>.
- CERRI, R.I.; WARREN, L.V.; SPENCER, C.J.; VAREJÃO, F.G.; PROMENZIO, P.; LUVIZOTTO, G.L.; ASSINE, M.L.. Using detrital zircon and rutile to constrain sedimentary provenance of Early Paleozoic fluvial systems of the Araripe Basin, Western Gondwana. Journal of South American Earth Sciences, [S.L.], v. 116, p. 103821, jun. 2022. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2022.103821>.
- CESERO, P.; MAURO, L.M.; DEROS, L.F. 1989. Técnicas de preparação de lâminas petrográficas e de moldes de poros na Petrobrás. Boletim de Geociências da Petrobrás, n.3, p.105-116.

- CHANG, H.K.; MIRANDA, F.P.; MAGALHÃES, L.; ALKMIM, F.F. Considerações sobre a evolução tectônica da Bacia do São Francisco. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 35, Belém, Anais..., 5. 1988. p.2076–2090.
- CHUDI, O.K.; LEWIS, H.; STOW, D.A.V.; BUCKMAN, J.O. 2016. Reservoir quality prediction of deep-water Oligocene sandstones from the West Niger Delta by integrated petrological, petrophysical and basin modelling. In: Armitage, P.J., Butcher, A. et al. (eds) Reservoir Quality of Clastic and Carbonate Rocks: Analysis, Modelling and Prediction. Geological Society, London, Special Publications, 435. First published online December 14, 2016, <https://doi.org/10.1144/SP435.8>.
- COSTA, A.B.S.; CÓRDOBA, V.C.; JARDIM DE SÁ, E.F.; SHERER, C.M. 2014. Diagênese dos arenitos da tectono sequência rifte na Bacia do Araripe, NE do Brasil. Brazilian Journal of Geology, v. 44, n. 3, p. 457-470.
- COSTA FILHO, W.D.; COSTA, W.D. Caracterização hidrogeológica do Estado de Pernambuco. Águas Subterrâneas, 2000.
- DICKINSON, W.R., L.S. BEARD, G.R. BRAKENRIDGE, J.L. ERJAVEC, R.C. FERGUSON, K.F. INMAN, R.A. KNEPP, F.A. LINDBERG E P.T. RYBERG, 1983^a. Proveniência de arenitos fanerozóicos norte-americanos em relação à configuração tectônica: Geol. Soc. América Bull., v. 94, p. 222-235.
- DICKINSON, W.R., D.W. HARBAUGH, A.H. SALLER, P.L. HELLER E W.S. SNYDER, 1983^B. Modos detríticos de arenitos paleozóicos superiores derivados de Antler orogen em Nevada: implicações para a natureza da orogenia Antler: Am. Jor. Sci., v. 283, p. 481-509.
- DICKINSON, W.R. 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In: Zuffa, G.G. (Ed.), Provenance of Arenites. Reidel, 148. NATO ASI Series, Dordrecht, pp. 333-361. https://doi.org/10.1007/978-94-017-2809-6_15.
- ELIAS, A.R., DE ROS, L.F., MIZUSAKI, A.M., & ANJOS, S.M. 2004. Diagenetic patterns in eolian/coastal sabkha reservoirs of the Solimões Basin, northern Brazil. Sedimentary Geology, v. 169, n. 3-4, p. 191-217.
- FAMBRINI, G.L. et al. Caracterização dos sistemas deposicionais da Formação Barbalha, bacia do Araripe, nordeste do Brasil. Comunicações Geológicas, v. 103, n. 1, p. 51-65, 2016.
- FOLK, R.L. Stages of Textural Nature in Sedimentary Rocks. Journal of Sedimentary Petrology, 21. 1951. p.127-130
- FOLK, R.L. 1968. Petrology of sedimentary rocks. Austin, Texas, Hemphill's, Pub..107p.
- FOLK, R.L. Petrology of sedimentary rocks. Hemphill Publishing Company, Austin, TX, USA. 1974. 182p.
- FOSSÉN, H., CAVALCANTE, G.C.G. (2017). Shear zone – a review. Earth Science. Ver. 171, 434-455.
- GALVÃO, M.J. da T.G.; FEITOSA, F.A.C.; DINIZ, J.A.O.; MONTEIRO, A.B. Aspectos hidroquímicos da bacia de Mirandiba, PE. 2012. XVII Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas e XVIII Encontro Nacional de Perfuradores de Poços. Águas Subterrâneas.
- GESICKI, A.L.D., SAYEG, I.J., CURTIS, D.K., BOGGIANI, P.C., GIANNINI, P.C.F. 2009. Determinação quantitativa de parâmetros texturais de arenito eólicos através de análise de imagens digitais de seções delgadas. Revista Brasileira de Geociências, 39(2):267-275.

- IBGE, 2021, Base Cartográfica Contínua do Brasil. Scale 1:250,000.
- KAHN, J.S. 1956. The analysis and distribution of the properties of packing in sand- size sediments. *Journal Geology*, v. 64, n. 4, 385-395.
- MATOS, R.M.D. 1992. The Northeast Brazilian Rift System. *Tectonics*, v. 11, p. 776-791.
- MEDEIROS, V.C. 2004. Evolução geodinâmica e condicionamento estrutural dos terrenos Piancó-Alto Brígida e Alto Pajeú, Domínio da Zona Transversal, NE do Brasil. PhD Thesis. Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 200p.
- MIALL, A.D. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. In Miall, A.D. (ed.). *Fluvial Sedimentology*, Canadian Society of Petroleum Geologists, 1978. p.597-604.
- MIALL, A.D. The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology. (Memoir 5). Springer Verlag. 1996. 582p.
- MORAD S., KETZER J.M.; DE ROS L.F. Spatial and temporal distribution of diagenetic alterations in siliciclastic rocks: implications for mass transfer in sedimentary basins. *Sedimentology*, v. 47.1-27, 2000.
- MORAD, S.; KETZER, J.M.; DE ROS, L.F. 2012. Linking diagenesis to sequence stratigraphy: an integrated tool for understanding and predicting reservoir quality distribution. In: Morad, S.; Ketzer, J. M.; De Ros, L. F. *Linking Diagenesis to Sequence Stratigraphy*. IAS Special Publication 45. Chichester, UK: International Association of Sedimentologists. Wiley-Blackwell, p.1-36.
- MORAES, M.A.S.; DE ROS, L.F. 1990. Infiltrated clays in fluvial Jurassic sandstones of Recôncavo Basin, northeastern Brazil. *Journal of Sedimentary Petrology*, 60(6): 809-819.
- NETTO, J.M. DE ARAÚJO; SILVA, F.C.A.; JARDIM DE SÁ, E F. Caracterização meso e microscópica de bandas de deformação em arenitos porosos: um exemplo nas tectono-sequências Paleozoica, Pré- e Sin-rifte da Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. *GEOLOGIA USP. SÉRIE CIENTÍFICA*, v. 12, p. 83-98, 2012.
- NEVES, S.P., 2003. Proterozoic history of the Borborema Province (NE Brazil): correlations with neighboring cratons and PanAfrican belts, and implications for the evolution of western Gondwana. *Tectonics* 22: 1031.
- NOGUEIRA, A.C.R., RABELO, C.E.N., GÓES, A.M., CARDOSO, A.R., BANDEIRA, J., REZENDE, G.L., DOS SANTOS, R.F., TRUCKENBRODT, W. 2021. Evolution of Jurassic Intertrap Deposits in The Parnaíba Basin, Northern Brazil: The Last Sediment-Lava Interaction Linked to the Camp in West Gondwana. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 572. [HTTPS://DOI.ORG/10.1016/J.PALAEO.2021.110370](https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2021.110370).
- OLIVEIRA, R.G., Arcabouço geofísico, isostasia e causas do magmatismo cenozóico da província Borborema e de sua margem continental (Nordeste do Brasil). Tese de Doutorado em Geodinâmica e Geofísica-Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Norte. Natal, 2008. 415p.
- PERREIRA, L.; ARAÚJO, L.; DA SILVA, G.; LIMA FILHO, M. 2018. Stratigraphic aspects and facies description of Mirandiba Basin, Northeast, Brazil. *Estudos geológicos (UFPE)*, v. 28, p. 108-125.
- PETTIJOHN, F.J.; POTTER, P.E.; SIEVER, R. *Sand and Sandstone* Springer. New York, NY, 1973. 618p.
- PONTE, F.C. & APPI, C J. Proposta de revisão da coluna litoestratigráfica da

- Bacia do Araripe. In: Congresso Brasileiro de Geologia., 36. Natal, 1990. Anais..., SBG. v. I. Natal. 1990. p.211-226.
- PONTE, F.C. 1991. Sistemas Depositionais na Bacia do Araripe. Rio de Janeiro, PETROBRÁS – CENPES – DIVEX – SEBIPE. Relatório Interno, p. 1 – 22.
- PONTE, F.C.; PONTE FILHO, F.C. 1996a. Estrutura geológica e evolução tectônica da Bacia do Araripe. Recife: Departamento Nacional da Produção Mineral, 4º e 10º Distritos Regionais, Delegacias do Ministério das Minas e Energia em Pernambuco e Ceará, 68p.
- POSAMENTIER, H.W; ALLEN, G.P. 1999. Siliciclastic sequence stratigraphy concepts and applications. SEPM, 1999, n.7, 216p.
- SAJID, Z.; ISMAIL M.S.; ZAKARIAH, M.N.A.; TSEGAB, H.; VINTANED, J.A.G.; HANIF, T.; AHMED, N. 2020. Impact of Paleosalinity, Paleoredox, Paleoproductivity/Preservation on the Organic Matter Enrichment in Black Shales from Triassic Turbidites of Semanggol Basin, Peninsular Malaysia. Minerals 10(10):915. 10.3390/min10100915.
- SANTOS, F.G.; PINÉO, T.R.G.; MEDEIROS, V.C.; SANTANA, J.S.; MORAIS, D.M.F.; VALE, J.A.R.; WANDERLEY, A.A. Mapa geológico da província Borborema: projeto geologia e potencial mineral da província Borborema. :1.000.000. Recife, CPRM, 2021.
- SILVA JUNIOR, J.M.F. 1997. Um regime rúptil, pós siluro-devoniano no domínio da zona transversal, Província Borborema Nordeste do Brasil. Ouro Preto, 1997. 137 f. Dissertação (Mestrado em Geologia estrutural e tectônica)-Departamento de Geologia Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto.
- TUCKER, M.E. 2001. Sedimentary Petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks. 3ed. Malden: Blackwell Science, London, 260p.
- WORDEN, R.H.; BURLEY, S.D.. Sandstone Diagenesis: the evolution of sand to stone. Sandstone Diagenesis, p. 1-44, 2003.
- WORDEN, R.H.; MORAD, S. 2003. Clay minerals in sandstones: controls on formation distribution and evolution. In: Worden, R. H. & Morad, S. (Eds.). Clay minerals cements in Sandstones, International Association of Sedimentologists Special Publication 34 (Ed.by R.H. Worden and S. Morad), Blackwell Publishing, Oxford, p.109–128.
- WORDEN, R.H.; MORAD, S. 2000. Quartz cementation in sandstones: a review of the key controversies. In: Worden, R.H. & Morad, S. (eds) Quartz Cementation in Sandstones. International Association of Sedimentologists, Special Publications, oxford, 1–20.
- WORDEN, R.H.; BURLEY, S.D. 2003. Sandstone diagenesis: the Evolution from sand to stone. In: Burley, S.D. & Worden, R.H. (eds) Sandstone Diagenesis, Recent and Ancient. International Association of Sedimentologists Reprint Series, Oxford, 3–44.
- WORDEN, R.H.; ARMITAGE, P.J.; BUTCHER, A.R.; CHURCHILL, J.M.; CSOMA, A.E.; HOLLIS, C.; LANDER, R.H. & OMMA J.E. 2018. Petroleum reservoir quality prediction: overview and contrasting approaches from sandstone and carbonate communities. In: ARMITAGE, P.J.; BUTCHER, A.R.; CHURCHILL, J.M.; CSOMA, A.E.; HOLLIS, C.; LANDER, R.H.; OMMA, J.E. & WORDEN, R.H. (eds.). Reservoir Quality of Clastic and Carbonate Rocks: Analysis, Modelling and Prediction. London: Geological Society, Special Publications, 435. First published online May 01, 2018, <http://doi.org/10.1144/SP435.21>.

- XU, L., YANG, K., WEI, H., LIU, L., JIANG, Z., LI, X., CHEN, L., XU, T., WANG, X., 2021. Pore evolution model and diagenetic evolution sequence of the Mesoproterozoic Xiamaling shale in Zhangjiakou, Hebei. *Journal of Petroleum Science and Engineering* 207. <https://doi.org/10.1016/j.petrol.2021.109115>.
- ZUFFA, G.G. 1985. Optical analyses of arenites: influence of methodology on compositional results. In: ZUFFA, G.G. *Provenance of Arenites*. Dordrecht: Springer, p. 165–189.