

ESTUDO DIAGENÉTICO DA SUCESSÃO DE ROCHAS SILICICLÁSTICAS DO POÇO 2CP-1PE: UMA CONTRIBUIÇÃO AOS RESERVATÓRIOS DA FORMAÇÃO CABO.

Viviane Araújo Nóbrega¹

Mário de Lima Filho²

¹ Pós-graduação em Geociências, UFPE

² Departamento de Geologia, LAGESE, UFPE

RESUMO A Formação Cabo no Graben do Cupe, sul de Pernambuco, pertencente à seção rifte da Bacia Pernambuco, representa uma sucessão siliciclástica de aproximadamente 3.000 metros de espessura constituída principalmente por arenitos e, subordinadamente por siltitos e folhelhos continentais do Cretáceo inferior (Aptiano). Os arenitos são classificados como arcóseos, têm arcabouço predominantemente feldspático, são submaturos a maturos texturalmente, possuem maturidade mineralógica baixa com predominância de matriz diagenética do tipo ortomatriz, são bem a moderadamente selecionados e possuem uma variada gama de minerais diagenéticos. Foram submetidos a três estágios diagenéticos, os quais revelam uma evolução fortemente influenciada pelo ambiente deposicional, clima, presença de rochas pelíticas e vulcânicas intercaladas. A eodiagênese é caracterizada por feições pedogênicas muito localizadas, bioturbação, raros crescimentos de quartzo e feldspato, precipitação precoce de calcita, infiltração mecânica de argilominerais e desenvolvimento de cutículas de óxidos de ferro sobre grãos detríticos. A mesodiagênese envolve uma compactação química incipiente, abundante precipitação de sílica, cimentação e substituição de grãos por dolomita ferrosa/anquerita, geração de porosidade secundária e formação de minerais tardios incluindo caulinita, clorita, illita, illita-esmectita, quartzo, calcita ferrosa, siderita, pirita, apatita e anatásio, afetando sensivelmente a permoporosidade dos arenitos. A telodiagênese promoveu a precipitação de dolomita, albitização de feldspatos, argilização de silicatos e a dissolução de minerais e cimentos criando uma outra fase de porosidade secundária.

Palavras-Chave: Graben do Cupe, petrografia sedimentar, Formação Cabo

ABSTRACT DIAGENETIC STUDY OF A SUCCESSION OF SILICICLASTIC ROCKS FROM THE WELL 2CP-1PE: A CONTRIBUTION TO THE STUDY OF RESERVOIR IN THE CABO FORMATION. The Cabo Formation in the Cupe Graben, south of the state of Pernambuco, belongs to the rift section of the Pernambuco Basin. It represents a siliciclastic succession, approximately 3.000 m thick, composed essentially of lower Cretaceous (Aptian) continental sandstones, and minor siltstones and shales. The sandstones are classified as arkoses, having dominantly feldspathic framework. They are texturally sub mature to mature with low mineralogical maturity. They have a matrix predominantly diagenetic, of the orthomatrix type, and are well to moderately well sorted with a variety of diagenetic minerals. They were submitted to three diagenetic stages

that reveal an evolution strongly influenced by the depositional environmental climate. Pelitic rocks and interbedded volcanic rocks are present. Eodiagenesis is characterized by localized pedogenic features, such as, bioturbation, rare quartz and feldspar overgrowths, and precipitation of iron oxide coatings on detrital grains. The mesodiagenesis involves a weak chemical compaction, abundant silica precipitation, cementation and substitution by ferrous dolomite/ankerite, creating secondary and forming late minerals, including kaolinite, chlorite, illite, illite-smectite, quartz, ferrous calcite, siderite, pyrite, apatite and anatase, greatly affecting the permoporosity of the sandstone. The telodiagenesis involves dolomite precipitation, albitization of feldspars, silicate argilization and dissolution of grains and cements creating other secondary porosity.

Keywords: Cupe Graben, sedimentary petrography, Cabo Formation.

INTRODUÇÃO

O estudo detalhado da diagênese de reservatórios siliciclásticos vem, nos últimos anos, recebendo uma maior atenção por parte dos pesquisadores ligados à área de petrologia sedimentar. Os fenômenos diagenéticos que ocorrem no interior dos arenitos são predominantemente de caráter químico e desempenham um papel de suma importância na qualidade dos reservatórios ao longo tempo. O principal objetivo deste estudo, baseando-se em dados petrográficos e diagenéticos dos arenitos da Formação Cabo no Poço 2CP-IPE, praia do Cupe-PE, é estabelecer a sequência temporal dos eventos diagenéticos e a forma de ocorrência dos minerais autigênicos discutindo suas prováveis origens e ligações com a porosidade, além de avaliar suas aplicações sobre a qualidade dos arenitos como reservatório.

METODOLOGIA

Os dados para este estudo foram obtidos de 84,60 metros de 13 testemunhos, oriundos de apenas um poço, cuja localização está indicada no mapa da figura 1. A partir dos testemunhos foram confeccionadas 37 lâminas delgadas regularmente distribuídas, sendo parte delas impregnadas com corante azul para destacar o espaço poroso e tingidas com uma solução de ali-

zarina vermelha-S e ferricianeto de potássio para identificação dos minerais carbonáticos presentes. Amostras de superfície da Formação Cabo, coletadas na bacia homônima também foram incorporadas nesta modelagem.

A avaliação quantitativa dos constituintes baseou-se na contagem de 200 pontos por lâmina, a fim de se discriminar as porcentagens dos elementos presentes em cada amostra: constituintes detríticos, autigênicos e poros. Foi utilizada a classificação de Folk (1968). Com o objetivo de se estudar mais detalhadamente a natureza do cimento, utilizou-se microscópio eletrônico de varredura (MEV) com mirossonda de energia dispersiva (EDS) acoplada.

A identificação dos argilominerais foi realizada por difração de raios-X, e também foram usadas 72 análises petrofísicas (medidas de porosidade e permeabilidade) de pluges. Os resultados foram fornecidos pelo laboratório da Petrobrás / RPBA.

A BACIA PERNAMBUCO E A FORMAÇÃO CABO

A Bacia Pernambuco, no sentido de Lima Filho (1998), ocupa toda zona costeira sul de Pernambuco; tem forma alongada de direção N-40°-E, com aproximadamente 100km de comprimento e 12km de largura na sua parte emersa. O limite

desta bacia, a sul, é o alto de Maragogi – Barreiras (AL); a norte, o lineamento Pernambuco e a oeste, um sistema de falhas normais, que a coloca em contato com os migmatitos, gnaisses e granitos do Maciço de Pernambuco – Alagoas, de idade pré – cambriana (Figura 1). A *offshore*, essa bacia prossegue até a porção do platô de Pernambuco (Alves & Costa, 1986).

Sua evolução tectono - sedimentar está vinculada diretamente à ruptura dos continentes africano e sul – africano durante a abertura do Oceano Atlântico Sul, iniciada no Eocretáceo.

O preenchimento lítico da bacia inicia-se pela Formação Cabo, constituída por conglomerados polimodais com grãos de diferentes diâmetros e grau de organização; arcóseos conglomeráticos ou não, além de siltitos, argilitos e folhelhos. Cortam e cobrem esta sequência, as rochas vulcânicas

– plutônicas da Suíte Ipojuca, representadas por basaltos, traquitos, riólitos e o próprio granito do Cabo de Santo Agostinho. Tais rochas datadas de 100-110 m.a (Aptiano/Albiano) por Lima Filho & Szatmari (2003), constituem diques, *plugs*, derrames, soleiras e lacólitos.

A Formação Cabo como um todo foi dividida em três fácies, ou intervalos distintos, utilizados por Alheiros (1987), Brito (1992) e Lima Filho (1998); este último definindo as fácies distal, mediana e proximal. O sistema deposicional desta formação foi interpretado pela autora supra-citada, como sistemas de leques aluviais, com deposição ao pé de falésias de falhas normais de grandes rejeitos, prograndando para um lago tectônico. Estas rochas sedimentares têm sido genericamente interpretadas como parte integrante de um sistema de leques aluviais coalescentes de limitado desenvolvimento sedimento-

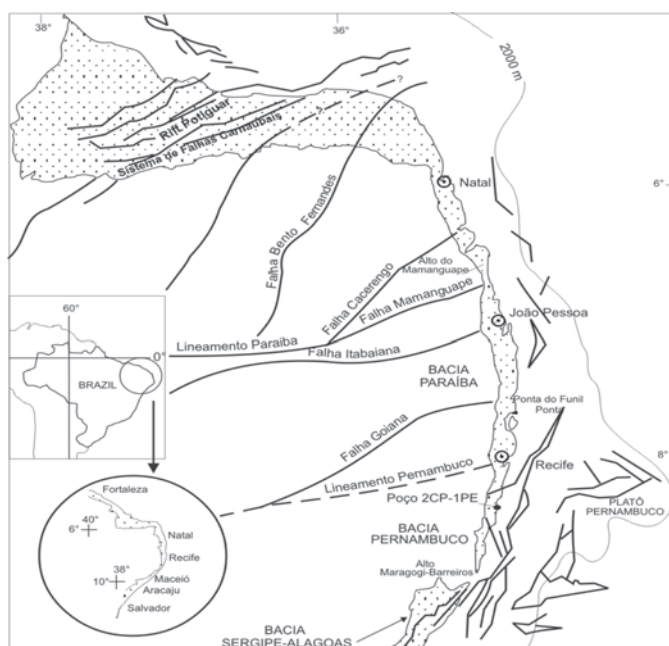


Figura 1 – Mapa de Localização do Poço 2CP-1-PE.

lógico e complexa geometria, controlados por regime tectônico pulsátil que perdeu na região pelo menos até o Aptiano/Albiano (Alheiros, 1987; Alheiros & Ferreira, 1989, e Lima Filho, 1998).

DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA DOS ARENITOS

Descrição dos Componentes do Arcabouço

A composição mineralógica média dos arenitos da Formação Cabo mostra 31% de quartzo, 28,6% de feldspatos, 13% de fragmentos de rochas e 5,6% de minerais micáceos.

O quartzo é o componente mineralógico predominante dos arenitos e se apresenta tanto na forma monocristalina como policristalina, subarredondados até angulosos, com extinção variando de reta a fortemente ondulante em ambos os casos. Estes últimos são geralmente compostos por mais de três cristais e alguns demonstram que foram submetidos a uma deformação, evidenciada por limites individuais geralmente não muito nítidos e forte extinção ondulante. (Figura 2 – A).

Dentre os feldspatos, os K – feldspatos predominam sobre os plagioclásios, sendo que estes, em geral, mostram-se substituídos por carbonatos e argilominerais e/ou dissolvidos em intensidades variadas, o que dificultou o seu reconhecimento. Os K – feldspatos, representados pelo microclínio e pertita, ocorrendo, entretanto, subordinadamente, grãos de ortoclásio; apresentam-se pouco alterados, principalmente, quando comparados aos plagioclásios. Os plagioclásios em geral apresentam-se sob diversas condições de preservação, desde grãos inalterados a grãos severamente degradados, embora nem sempre bem individualizados, já que alguns deles estão completamente transformados em material micáceo da matriz (ortomatriz no sentido de Dickin-

son, 1970), o qual, muitas vezes, se concentra guardando a forma e/ou características físicas do grão substituído (Figura 2-B). É relevante o fato de que a quantidade original de feldspatos (principalmente os plagioclásio) provavelmente era muito maior do que a quantidade hoje detectada, devido à lixiviação generalizada. É necessário ressaltar, no entanto, que a porcentagem de feldspatos avaliada nos arenitos estudados pode ter sido subestimada devido à intensa alteração em que estes grãos se encontram em algumas áreas.

Os fragmentos de rocha são predominantes de composição quartzo-feldspática (granito/gnaiss); subordinadamente ocorrem fragmentos de rochas metamórficas que são predominantemente de xistos, quartzitos, além veio de quartzo de e fragmentos de rochas sedimentares, principalmente folhelhos e cherts. Alguns dos fragmentos de granitos/gnaiss estão parcial a totalmente alterados, ficando os remanescentes mais resistentes, dominantemente grãos de quartzo (Figura 2 - C). Semelhantemente ao que ocorre com os grãos de feldspatos, é bem provável que as quantidades originais também sejam bem maiores do que as presente-mente observadas, pois, muitas vezes, o seu reconhecimento é quase impossível.

A biotita é o filossilicato mais abundante. Comumente se apresenta deformada e contorcida em torno dos grãos de quartzo e feldspatos por efeito da compactação, fazendo com que, ocasionalmente, extremidades provavelmente alteradas se abram como um leque. Aparecem frequentemente alteradas e/ou substituídas: a biotita para clorita, carbonato e caulinita, além de normalmente oxidadas e a muscovita transformada parcialmente em clorita e caulinita, em especial, junto às bordas dos cristais. (Figura 2 – D).

Os minerais acessórios são representados por turmalina, apatita, zircão, grana-

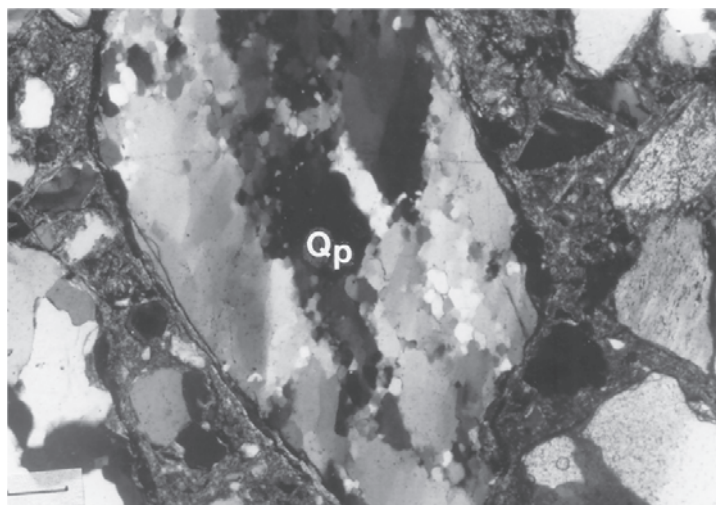


Figura 2-A – Fotomicrografia evidenciando quartzo policristalino (Qp) com forte extinção ondulante. Espaço poroso obliterado por argila de infiltração. NX; 97,35m; barra=0,2mm.



Figura 2-B – Fotomicrografia de agregado maciço de argila mecanicamente infiltrada obliterando os interstícios como massas compactas. Notar contração dos agregados. NX//; Prof 99,80m/ aumento 20x. Fonte: Nóbrega (1995).

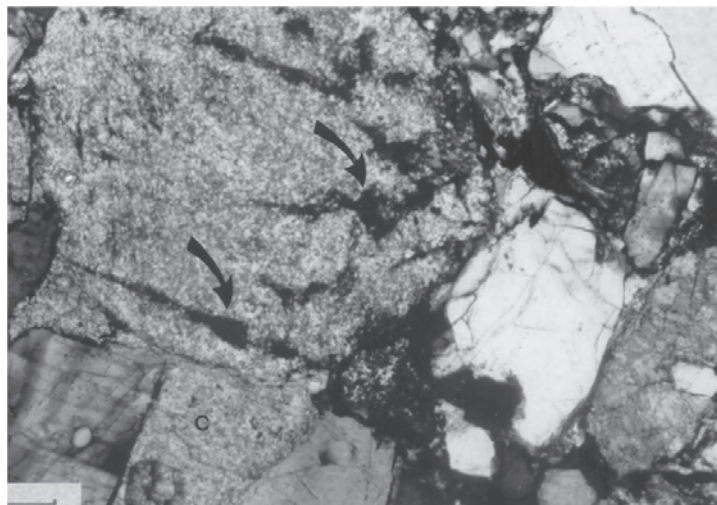


Figura 2-C – Fotomicrografia de fragmentos de rochas graníticas parcialmente a totalmente alteradas, ficando os remanescentes mais resistentes, grãos de quartzo. Notar também a presença de cimento silicoso blocoso. NX; 1974,20m; barra=0,4mm.

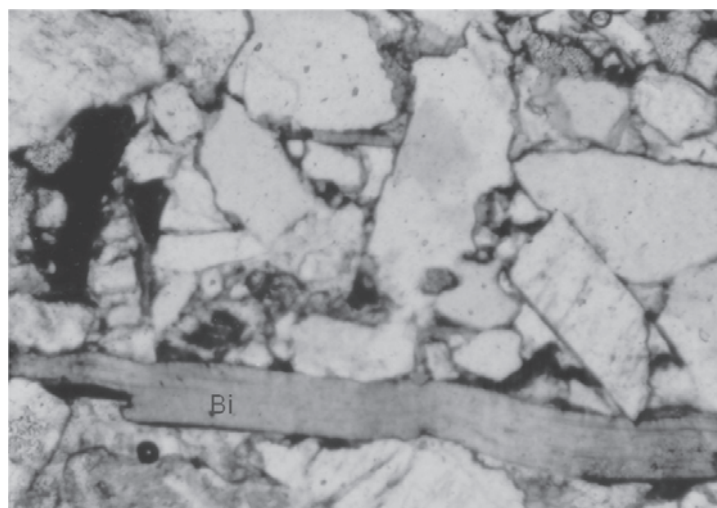


Figura 2-D – Fotomicrografia de lamela de biotita comprimida e deformada durante a compactação mecânica. N//; 456,70m; aumento 20x.

da, leucoxênio e minerais opacos. A turmalina se apresenta em forma subarredondada, sendo predominantemente de coloração esverdeada. O zircão é um mineral predominantemente arredondado a subarredondado, às vezes prismático, via de regra incluso em quase todos os minerais da rocha. A grana-da mostra formas bastante irregulares, fraturadas e algumas exibem substituição parcial ao longo das microfraturas por dolomita ferrosa/anquerita mesogenética. Os leucoxênios encontrados em algumas amostras apresentam-se como concentrações amareladas (associadas com manchas ferruginosas castanho – avermelhadas), sugerindo uma origem provavelmente relacionada a titanitas detríticas.

Levando em consideração critérios apresentados por De Ros & Cesero (1986) e Moraes & De Ros (1988), conclui-se que os argilominerais que compõem a matriz foram gerados e introduzidos nos espaços intersticiais dos arenitos em estudo pelos seguintes processos pós deposicionais: bioturbação, fluidização, infiltração mecânica, alteração e substituição de grãos, cimentação por argilominerais autigênicos.

ASPECTOS TEXTURAIS

Os arenitos que variam de finos a conglomeráticos apresentam, quando observados ao microscópio, um empacotamento normal e ocasionalmente fechado nos arenitos mais finos, ocorrendo ainda raramente o tipo frouxo. Poucas amostras apresentam sinais de orientação, que é sempre expressa por lamelas de biotita e minerais alongados. De um modo geral, mostram texturas sustentadas pelo arcabouço, onde os grãos em maioria são subarredondados e subangulosos, alguns angulosos e predominantes contatos do tipo retos e pontuais. O grau de seleção varia de muito bem a pobremente selecionado (com a melhor seleção nos arenitos mais finos). Quanto à maturidade textural, os arenitos são geralmente subma-

turos a maturados e aparentemente não apresentam matriz detrítica. Já a maturidade mineralógica pode ser avaliada pela razão quartzo/feldspato como definida por Pettijohn (1975), sendo considerada baixa. Esta interpretação se baseia na alta proporção da associação de feldspatos e fragmentos de rochas quartzo-feldspática (componentes física e quimicamente menos estáveis) em relação aos grãos de quartzo.

CLASSIFICAÇÃO COMPOSICIONAL

De acordo com a classificação de Folk (1968), que enfoca os aspectos mineralógicos, os arenitos da Formação Cabo são classificados como arcóseos. Essa classificação, entretanto, coloca os fragmentos de rocha de composição quartzo – feldspática (granito/ gnaiss) no pólo dos feldspatos. Também para efeito de classificação, os fragmentos de quartzito foram colocados no pólo do quartzo, assim como o chert para a classificação da rocha *in situ*. Essa classificação, entretanto, não leva em consideração a porcentagem de matriz, cimentos, poros e as transformações diagenéticas. A composição original destes arenitos deve ser, portanto, considerada ainda mais feldspáticas.

DIAGENÊSE

A sequência diagenética observada neste estudo é (Figura 3) controlada, respectivamente, pelas condições do ambiente deposicional, pelo soterramento efetivo e pelo soerguimento tectônico. Foi obtida por meio de uma montagem entre os eventos observados em lâmina com os eventos diagenéticos de Schmidt & McDonalds (1979). Esses eventos foram ordenados temporalmente com base nas relações texturais, considerando tanto os minerais autigênicos, quanto a sua relação com os poros; através dessas relações, inferiu-se a sequência de processos como segue:

EVENTOS EODIAGENÉTICOS

a) Bioturbação

Sob a influência do ambiente deposicional, logo após a deposição dos sedimentos e estando estes ainda inconsolidados, atividades biogênicas causaram modificações localizadas no arcabouço dos arenitos em estudos pela introdução de argilas por biotubação (Figura 4A). É facilmente reconhecidas nos testemunhos seja pela presença de icnofósseis (*trace fossils*) escavando os sedimentos, seja pelo aspecto mosqueado que as rochas bioturbadas costumam apresentar.

b) Infiltração Mecânica de Argilas

Evidências microscópicas mostram que este evento é posterior a primeira geração de crescimento secundário de quartzo e feldspatos. Sob o microscópio petrográfico, esta fase pode ser distinguida principalmente pela presença de cutículas (*coatings*) anisópacas, em forma de envelopes descontínuos distribuídos tangencialmente à superfície dos grãos detríticos. Podem também, aparecer na forma de agregados compactos com impregnações de óxidos de ferro que ocupam o espaço intersticial (Figura 4-B), concentradas em condições de infiltração abundante, que atua como agente restritivo (embora localizado) na evolução diagenética. Processos como estes ocorrem em clima árido a semi-árido, onde o lençol freático é profundamente rebaixado periodicamente. Aguaceiros torrenciais e esporádicos, carregando sedimentos finos, infiltram-se na rocha por gravidade e depositam argilas nas superfícies dos grãos detríticos em processo eminentemente mecânico. Feições desta natureza foram estudadas pioneiramente por Crone (1975, *apud* Moraes & De Ros, 1988) em aluviões recentes do sudoeste dos Estados Unidos e noroeste do México.

A mineralogia original destas argilas de infiltração era, provavelmente, esmectita, já que ocorrem feições de encolhimento e deslocamento, resultante da transformação de esmectita para interestratificadosilita-esmectita, sendo esta a composição esperada para argilominerais de clima árido/semi-árido (De Ros, 1987; Moraes & De Ros, 1988). Este processo concorre para o decréscimo da maturidade textural dos arenitos em estudo.

c) Cimentação precoce por Óxido de ferro.

É muito comum nesta fase diagenética, representada na forma de delicadas cutículas (*coatings*) sobre grãos detríticos. Observa-se que essas cutículas não ocorrem nos contatos grão a grão, o que evidencia a sua relação de tempo posterior a deposição dos grãos (Figura-C). Em geral, sobre estas cutículas se desenvolvem crescimentos autigênicos de quartzo de segunda geração. Estas cutículas, localmente, podem desenvolver-se a ponto de isolar os grãos de modo a inibir a atuação das fases diagenéticas posteriores.

A cimentação por óxido de ferro tem sido estudada por diversos autores. Destaca-se, entretanto, o trabalho clássico de Walker (1967) que, estudando a formação de “*Red Bed*” em ambientes antigos e recentes no Colorado e na Baixa Califórnia concluiu que a alteração de minerais ferromagnesianos em condições próximas a superfície pode ser importante fonte de soluções enriquecidas em ferro relacionadas a dissolução intra-estratal desses minerais.

Nos arenitos da Formação Cabo a principal fonte de ferro pode estar relacionada à dissolução de minerais ferromagnesianos, representados por biotitas, magnetitas e hornblendas. As hornblendas não foram encontradas nos arenitos do presente estudo, no entanto, estão presentes com bastante frequência na área fonte; o que deduz-se que tenham sido

destruídas pelas soluções intra-estratais em condições próximas à superfície. O mecanismo acima descrito explicaria muito dos óxidos de ferro observados nos arenitos da Formação Cabo, bem como as

colorações avermelhadas ou castanho-avermelhada. A precipitação eodiagenética de óxido de ferro caracteriza alguns trechos da Formação Cabo como depósitos do tipo *red bed*.

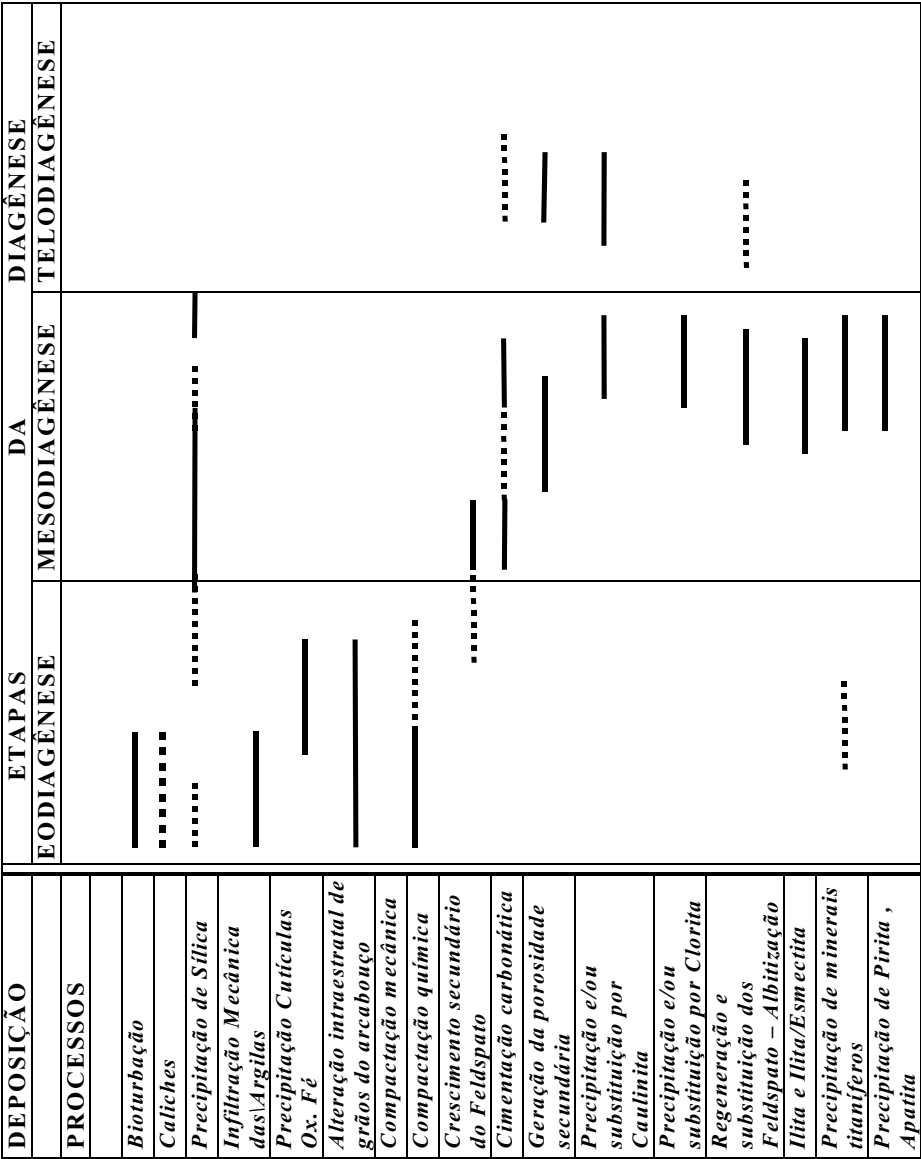


Figura 3 – Sequência Diagenética da Formação Cabo.

d) Compactação

Durante o processo de soterramento os grãos que compõem o arcabouço de um sedimento respondem à crescente pressão litostática basicamente de três formas: rotação e empacotamento de grãos, deformação de grãos dúcteis e fraturamento de grãos rígidos. Nos arenitos estudados, as feições mais perceptíveis de compactação mecânica são a ocorrência de micas encurvadas entre os grãos mais rígidos do arcabouço, a deformação dos planos de maclas dos feldspatos, e a presença de grãos fraturados e de intraclastos argilosos esmagados entre os mais rígidos (Figura 4-D), podendo dar origem a pseudomatriz, no sentido de Dickinson (1970).

A compactação química ou dissolução por pressão tem sua origem nas pressões localmente elevadas, que ocorrem nos contatos entre os grãos (pressão litostática). Nota-se que esta não foi muito efetiva nos arenitos analisados, tendo sido reconhecidos raros contatos do tipo côncavo-convexos e suturados. A maior inibição dos efeitos da compactação mecânica e química nestes arenitos deve-se, provavelmente, ao soterramento pouco efetivo e/ou à presença de fases cimentantes precoces, que resistiram mais à compactação mecânica.

EVENTOS MESODIAGENÉTICOS

a) Cimentos Silicosos

O quartzo autigênico ocorre em três situações distintas. O mais antigo e extremamente incipiente está representado por crescimento sintaxiais em torno dos grãos detríticos de quartzo, geralmente não são delimitados por impurezas e mostram frequentemente terminações perfeitas. Evidências microscópicas mostram que o quartzo começou a se formar, pelo menos localmente, num estágio muito precoce de diagênese, já que está recoberto por finas cutículas de óxidos de ferro, e por argilas

de infiltração mecânica. A presença ocasional de mais de um crescimento indica sua formação em etapas diferentes (Figura 4-E).

O segundo tipo de quartzo, mais abundante, preenche o espaço intersticial, ora sob a forma de franja de sílica ao redor dos grãos ou seguida por uma sílica microcristalina a blocosa (Figura 4-F). Esses cimentos representam, em média, 5,1% da rocha, porém sua distribuição é bastante heterogênea, chegando a atingir valores de até 21% (do campo visual) em arenitos bem selecionados, relacionados a sistemas fluviais de canais entrelaçados. A geração destes cimentos pode estar situada na transição para a mesodiagênese.

O terceiro tipo apresenta-se como cristais diminutos com faces prismáticas bem desenvolvidas, que se projetam para o interior do espaço poroso secundário (Figura 5-A). Este tipo de cimento ocorre tanto no espaço intergranular quanto no intragranular, e neste último caso apresenta evidências de substituição por carbonatos ou dissolução/corrosão, uma vez que pós-datam a fase de carbonatização mesodiagenética. As faces e terminações perfeitas dos cristais indicam bem o caráter tardio deste processo; ocorrendo intimamente associado com as franjas de cloritas autigênicas que crescem, em geral, perpendicularmente à superfície dos grãos e em direção ao centro dos poros secundários.

Entre os vários processos responsáveis pelo suprimento de sílica para os arenitos, os seguintes, aparentemente, atuaram durante a diagênese dos arenitos da Formação Cabo: a) dissolução por pressão de grãos de quartzo do arcabouço; b) alterações dos minerais de argilas durante o soterramento; c) substituição de grãos de quartzo e de silicatos por carbonatos; d) alteração de vulcanitos e de constituintes detríticos e e) fonte hidrotermal.

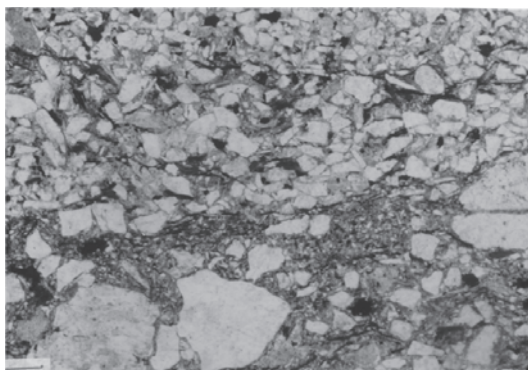


Figura 4-A – Fotomicrografia evidenciando a presença de argila resultante da atividade biogênica. N//; - Prof. 448,20m/ barra=0,4mm. Fonte: Nóbrega (1995).

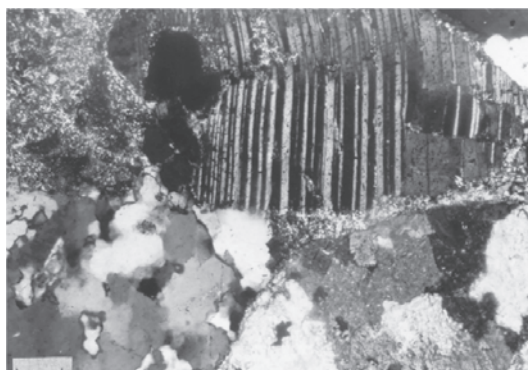


Figura 4-B – Fotomicrografia de agregado maciço de argila mecanicamente infiltrada obliterando os interstícios como massas compactas. Notar contração dos agregados. NX//; Prof 99,80m/ aumento 20x. Fonte: Nóbrega (1995).

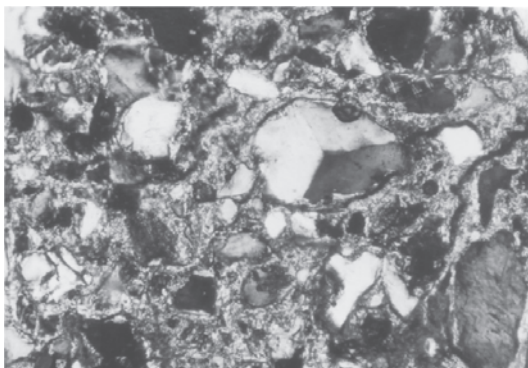


Figura 4-C – Fotomicrografia evidenciando a ausência de cutículas de oxido de ferro nos contatos grão a grão (setas). N/// Prof. 456,70m/ Barra=0,4mm. Fonte: Nóbrega (1995).

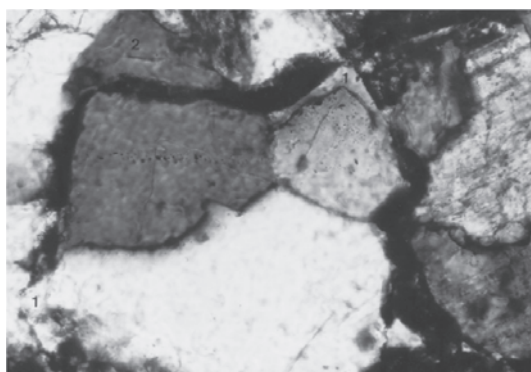


Figura 4-D – Fotomicrografia de deformação dos planos de maclas do plagioclásio na compactação mecânica. NX/ Prof. 2947,05m/ Barra=0,1mm. Fonte: Nóbrega (1995).

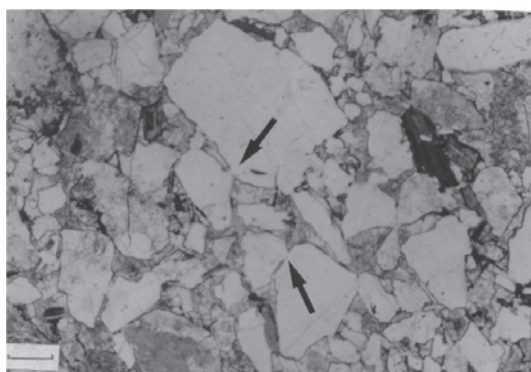


Figura 4-E – Fotomicrografia destacando crescimentos secundários de quartzo da 1ª geração anterior as cutículas de óxido de ferro e da 2ª geração, posterior as cutículas. NX/ Prof. 2491,75m/ Aumento 80x. Fonte: Nóbrega (1995).

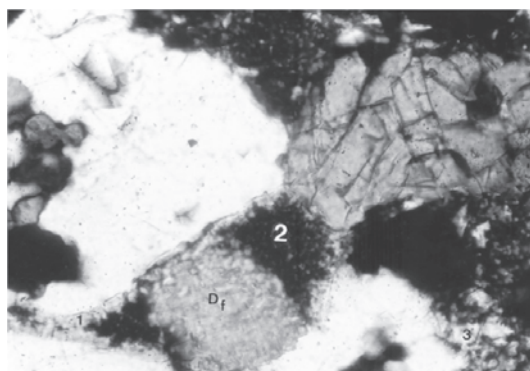


Figura 4-F – Fotomicrografia de três formas de cimento silicoso, sendo o primeiro representado por uma franja crescendo perpendicularmente a superfície do grão. O segundo por cristais microcristalino e o terceiro blocoso. Notar também a dolomita ferrosa (Df) corroendo e substituindo grão e cimento. NX/ Prof. 1462,35m/ Aumento 51x. Fonte: Nóbrega (1995).

b) *Cimentação por feldspato*

Semelhante ao quartzo, o feldspato autigênico ocorre como crescimento secundário de composição sódica e potássica sobre os plagioclásios e os feldspatos potássicos, respectivamente. Os crescimentos secundários de feldspatos são comumente visíveis pela sua maior limpidez, em relação aos grãos, frutos de sua maior resistência à alteração ou substituição em ambiente diagenético. A petrografia de detalhe, pôde distinguir, pelo menos localmente, fases autigênicas de feldspatos precoces, formadas anteriormente à entrada das argilas de infiltração mecânica. Entretanto, sua precipitação principal parece ter ocorrido contemporaneamente à fase de efetiva precipitação de crescimento de quartzo de segunda geração e precedendo à cimentação carbonática. A albita tardia, cresce nos poros intragranulares de feldspatos e exibe agregados colunares de cristais naclados.

c) *Cimentos Carbonáticos*

Os arenitos analisados mostram evidências de que houve precipitação de calcita precoce (caliches). O reconhecimento desta fase na história diagenética da Formação Cabo deve-se à presença de áreas com o arcabouço extremamente aberto, textura de grãos flutuantes devido a uma intensa substituição/corrosão dos grãos detríticos pelo cimento precoce típicos de formas deslocantes. Em determinados intervalos a calcita identificada é de composição ferrosa, cujo relacionamento textural é sugestivo de que, originalmente, houve precipitação de calcita não ferrosa. Com o soterramento progressivo, esta foi sendo enriquecida em ferro oriundo, provavelmente, de um conjunto de reações diagenéticas: substituição de esmectita por illita e alterações dos minerais ferromagnesianos dos diferentes corpos vulcânicos intercalados aos sedimentos analisados (representados pela Suite Ipojuca).

As relações de tempo entre a calcita livre de ferro e a dolomita ferrosa/anquerita são difíceis de serem estabelecidas com precisão; provavelmente o desenvolvimento da dolomita se deu numa fase subsequente a calcita. A única relação temporal possível de ser reconhecida é entre os dois cimentos é com o espaço poroso, pois, ambos os cimentos exibem contatos irregulares e corroídos com os poros, sugerindo que as duas precipitações são anteriores à formação da porosidade secundária. A dolomita ferrosa/anquerita é o cimento carbonático mais abundante, com teores médios de 2,8% do volume da rocha. Este carbonato ocorre sob a forma de grandes cristais, comumente poiquilóticos e mostram-se bastante reativos, corroendo e substituindo os grãos de forma completa (pseudomorfos) acarretando áreas com arcabouço extremamente frouxo, com textura de grãos flutuantes.

Durante a diagênese tardia, houve cimentação e/ou substituição por siderita. As relações texturais indicam que grande parte da siderita foi formada por processos envolvendo substituição da dolomita ferrosa, precipitada em fases anteriores (Figura 5-B). As faces dos cristais de siderita não apresentam evidências de corrosão/dissolução, sugerindo que não ocorreu dissolução significativa de carbonatos após a precipitação desse cimento. Uma outra forma de ocorrência, bem mais restrita, é observada sob a forma de diminutos cristais discretos amarelados, romboédricos, precipitados nos planos de clivagens de biotitas alteradas.

A fonte de ferro para esses cimentos carbonáticos está relacionada, muito provavelmente, às alterações dos minerais ferromagnesianos dos diferentes corpos vulcânicos intercalados aos sedimentos analisados. Admite-se que os fluidos diagenéticos tardios devem ter sido fortemente concentrados em ferro, já que se identifica uma significativa sideritização nos arenitos arcozeanos em estudo e nos vulcanitos associados (G. C. Pinho, com. verbal, 1994).

d) *Porosidade secundária*

Segundo critérios propostos por Choquette & Pray (1970), Pittman (1979), Schmidt & McDonald (1979) e Shanmugam (1985), pode-se afirmar que a maior parte da porosidade observada nos arenitos da Formação Cabo, é de origem secundária, tendo sido resultante da contração de cutícula ou agregados de argila de infiltração; dissolução de grãos do arcabouço, especialmente plagioclásio, seguidos de fragmentos líticos de origem granítica/gnaíssica; dissolução de carbonatos, na forma de cimento e substituição; fraturamento e, a um efeito de dissolução diagenética (Figura 5 C-D). Segundo os esquemas apresentados pelos autores supracitados seis tipos principais de texturas de poros podem ser reconhecidas nos arenitos em estudo: porosidade intergranular, intragranular, móldica, de fratura, de contração e microporosidade.

A dissolução e lixiviação mesodiagenética de feldspatos e de cimento carbonáticos é devida, provavelmente, à ação de CO_2 e ácidos carboxílicos produzidos durante a maturação da matéria orgânica nos folhelhos, a partir dos quais os ácidos são transportados para os arenitos favorecidos pelas reações de desidratação nos mesmos, como amplamente sugerido na literatura (Schmidt & McDonald, 1979 a; Surdam *et al.*, 1984; 1989). No entanto, além da fonte de CO_2 citada acima, vários autores atribuem às intrusões ígneas uma importante fonte de CO_2 , podendo ser introduzida nos reservatórios a partir de fluidos hidrotermais ascendentes através de falhamentos. Em face do grande volume de intrusões ígneas datadas do Cretáceo na Bacia Pernambuco, é bem provável que tais processos tenham contribuído para a geração de alguma porosidade nos arenitos analisados.

e) *Precipitação e substituição tardia por argilominerais*

Após a formação efetiva da porosida-

de secundária houve uma fase de precipitação de caulinita, reconhecida pela associação desses cristais em tempo e espaço com outras fases diagenéticas tardias e/ou preenchendo parcial ou totalmente de poros de origem secundária. A caulinita ocorre como placas pseudo-hexagonais na forma de livretes (booklets), medindo de 5 a 20 μm de comprimento. Os argilominerais que ocorrem como “franjas” são representados por clorita, ilita e ilita-esmectita, reduzindo a porosidade. No caso da clorita, os cristais ora revestem grãos e ora revestem poros secundários. Também ocorre como produto de substituição principalmente de minerais micáceos (em particular as biotitas). Analisada ao MEV, a clorita aparece como cristais expondo morfologias do tipo em placas (*plates*), o qual é típico das cloritas com maiores concentrações em ferro (Wilson & Pittman, 1979), e passam gradualmente a interestratificados clorita-ilita e, finalmente, a ilitas discretas. A ilita e ilita/esmectita revestem freqüentemente grãos detríticos na forma de franjas (*rim*) que exibem orientações perpendiculares à superfície dos grãos. Analisada ao MEV, os hábitos de crescimento dos interestratificados (I/S) e das ilitas são da forma de favo de mel (*honeycomb*). Observa-se no intervalo de profundidade entre 100 e 1.000m que as camadas mistas intermediárias contém cerca de 37% de ilita, estando portanto, desordenadas. Com o aumento da profundidade, a partir de 1.400m os interestratificados (I/S) apresentam um enriquecimento nos teores de ilita, variando entre 80-90%, tornando-se, portanto ordenadas. Alguns autores sugerem que a porcentagem de esmectita nos interestratificados (I/S) é um forte indicador da maturação termal; se for correto a Formação Cabo está diageneticamente matura.

f) *Formação de outros Minerais Tardios*

Entre os cimentos mais freqüentes estão a pirita, minerais titaníferos e a apatita. A

pirita autigênica ocorre como traços, disseminada em algumas das amostras analisadas, relacionadas a fases tardias de precipitação. Apresenta-se sob a forma de cristais subedrais, isolados ou em agregados, no interior de poros intergranulares secundários e como massas anedrais englobando e corroendo grãos do arcabouço. Os minerais autigênicos de titânio, nos arenitos em estudo, embora participando apenas como traços, acham-se distribuídos em um número significativo de amostras apresentando baixos teores em relação ao volume total da rocha. Na primeira forma de ocorrência, os diminutos cristais mostram-se euedrais, em seção rômica, ocorrendo isolados ou em agregados, que se distribuem dentro dos poros, sobre os grãos do arcabouço, cimento carbonáticos e silicosos. Com o auxílio do microscópio eletrônico de varredura (MEV) e do analisador de energia dispersiva (EDS), esses cristais foram identificados como anatásio. A segunda forma de ocor-

rência como pseudomorfos de minerais detríticos de titânio, o mineral precursor provavelmente, corresponde à ilmenita, esfeno ou titanomagnetita. A fonte de titânio é atribuída à degradação de minerais titaníferos detríticos, como biotita, ilmenita, magnetitas titaníferas, esfeno, além de piroxênios e anfibólios (Morad & Aldahan, 1982). Há, aparentemente, pelo menos três gerações de minerais de titânio nos arenitos em estudo: a) anterior à cimentação por sílica de segunda geração; b) anterior a cimentação carbonática ferrosa, e c) posterior a descarbonatização associadas à fases diagenéticas tardias. A apatita é um mineral raro nos arenitos analisados, somente quando observada com o auxílio do MEV, onde aparecendo sob duas formas distintas: como massas irregulares, precipitadas nos espaços intersticiais associadas à calcita ferrosa, e como cristais cúbicos, isolados, que se distribuem dentro dos poros, juntamente com os de anatásio.

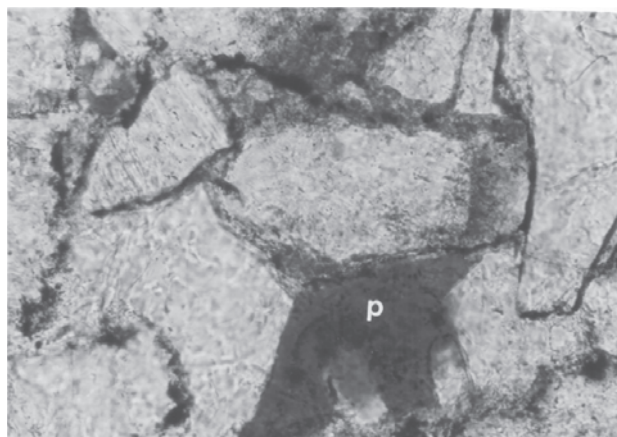


Figura 5-A – Fotomicrografia de quartzo antigênico (3ª geração), com faces prismáticas bem desenvolvidas crescendo no interior de poros secundários (p). N//.2491; 75m; aumento 80x. Fonte: Nóbrega (1995).

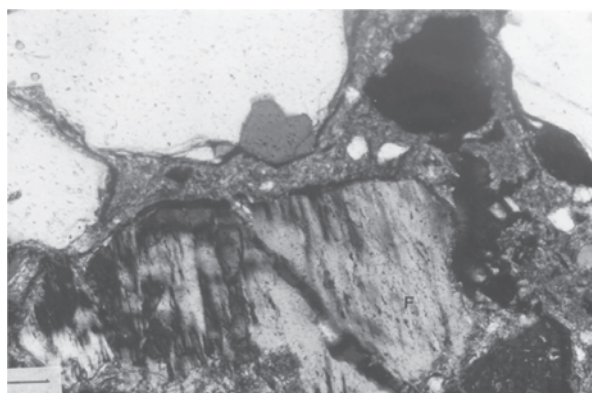


Figura 5-B – Fotomicrografia de cimento de dolomita ferrosa (Df) parcialmente substituída por sideritas (s). N//. 455,65m; barra=0,05mm. Fonte: Nóbrega (1995).

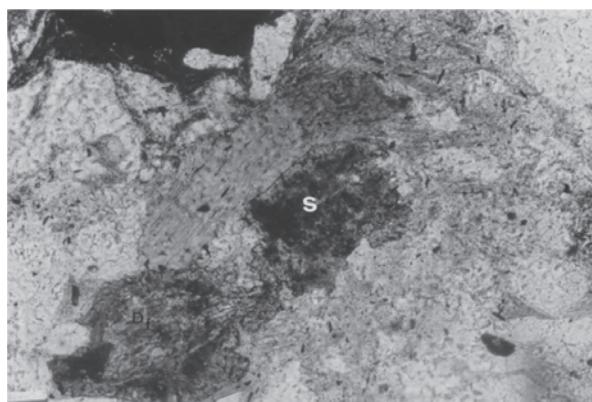


Figura 5-C – Fotomicrografia de feldspato (f) fraturado formando porosidade secundária. NX; 97,35m; barra=0,1mm. Fonte: Nóbrega (1995).

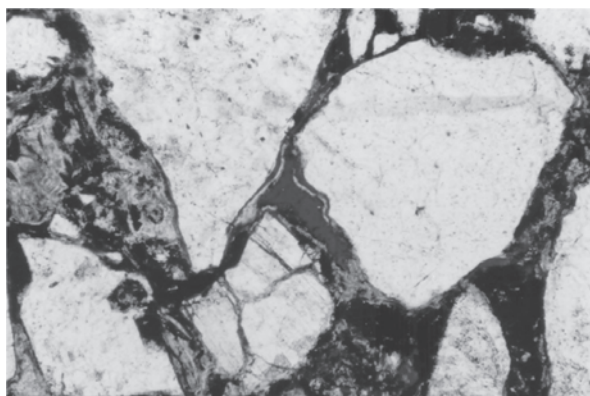


Figura 5-D – Fotomicrografia de porosidade secundária de contração de cutículas de argila gerada por sua iitização. NX; amostra de subsuperfície; aumento 20x. Fonte: Nóbrega (1995).

EVENTOS TELODIAGENÉTICOS

Observa-se com frequência nas lâminas de superfície, feições tipicamente telodiagénéticas que são geradas pela ação de águas meteóricas ácidas. As principais feições observadas foram a precipitação de alguns minerais (por exemplo a dolomita) e dissolução congruente e incongruente de outros (feldspatos e filossilicatos). Não se descarta a hipótese de que esta lixiviação possa ocorrer, embora com menos intensidade, em subsuperfície até a profundidade aproximada de 500 metros, tendo forte componente telodiagénético. Esta suposição é perfeitamente condizente com as melhores características permoporosas muito acima da tendência geral observada nos outros intervalos.

CONCLUSÕES

O espesso pacote siliciclástico foi depositado por leques aluviais no Eocretáceo (Aptiano/Albiano), com uma interação entre sistemas fluviais de canais entrelaçados pouco desenvolvidos e sistemas lacustre. Desenvolveu-se sob clima árido a semi-árido, o que é confirmado pela presença de cimentação precoce por carbonato (caliche) e óxido de ferro caracterizando a Formação Cabo como depósito tipo *red bed*.

A tectônica desempenhou um papel de suma importância na diagênese dos arenitos da Formação Cabo. Controlou direta ou indiretamente uma série de fatores que envolveram ambiente deposicional, taxa de subsidência, gradiente geotérmico, etc.

Os arenitos Formação Cabo foram afetados por processos típicos dos estágios de eodiagênese, mesodiagênese e telodiagênese, os quais revelam uma evolução fortemente influenciada pelo ambiente deposicional, clima, rochas pelíticas e vulcânicas intercaladas.

Foi durante a mesodiagênese que se desenvolveram os processos mais significativos, tais como cimentação e dissolução

disseminada e irregular de carbonatos e de grãos com formação de porosidade secundária. Após a formação desta porosidade houve uma nova fase de precipitação de minerais tardios, afetando sensivelmente a permoporosidade dos arenitos.

Durante a telodiagênese, que a composição dos fluidos intersticiais possivelmente foi fortemente influenciada por água meteórica, favorecendo a precipitação de certos minerais e dissolução congruente e incongruente de outros, criando uma outra fase de porosidade secundária, aparentemente bem mais expressiva.

Agradecimentos

Os autores agradecem a Petrobrás pelo acesso aos dados daquela empresa e pelo apoio técnico recebido durante a dissertação de mestrado do primeiro autor, sem os quais não teria resultado este trabalho. Agradecimentos também são devidos aos geólogos Célia Falconi, Pedro de Cesero, Carlos Rodrigues, James Ferreira e Francisco Eduardo da Cruz e a todos os técnicos que colaboraram na realização das análises de difratometria de raio-X, microscopia eletrônica de varredura, petrofísica e confecção de lâminas delgadas. A Professora Maria da Graça Xavier Ferreira. Agradecimento especial ao Geólogo Gustavo de Carvalho Pinho - Petrobrás E & P - DNEST pelas inúmeras sugestões e correções no texto.

REFERÊNCIAS

- Alheiros, M. M., 1987 – Caracterização sedimentológica da Formação Cabo-Pernambuco. Recife. 99p. (Dissertação de Mestrado, Pós-Grad. Geociênc. / UFPE).
- Alheiros, M.M., Lima Filho, M.F.; Ferreira, M da G.V.X., 1989 – Formação Cabo em Recife (PE): limite setentrional da Bacia Sergipe – Alagoas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 13, 1989. Fortaleza (CE), Atas...Fortaleza (CE): SBG-Núcleo NE., P. 150-151.

- Alves, E. C; Costa, M. P. A., 1986 – Interpretação sísmo-estratigráfica da porção norte do Platô de Pernambuco e suas possíveis correlações com a Bacia Pernambuco-Paraíba. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, 1986. Goiânia (GO). Anais... Goiânia (GO): SBG, V. 1, p.286-297.
- Brito, M.F.L., 1992 – Estudo faciológico da Formação Cabo numa área piloto a sul da cidade do Recife-PE. Recife. 70p. (Relatório de Graduação/ CT Deptº Geologia –UFPE)
- Choquette, P.W. & PLAY, L.C., 1970 – Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 54:207-250.
- De Ros, L.F., 1987 – Petrologia e características de reservatório da Formação Sergi (Jurássico) no Campo de Serraria, Bacia de Recôncavo, Brasil. Rio de Janeiro, PETROBRÁS.CENPES. 107p.(Série-Ciência –Técnica-Petróleo, seção: Exploração de Petróleo, 19).
- De Ros, L. F. & Césero, P., 1986 – Argila em arenitos: base para a interpretação petrogenética. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, Goiânia (GO). Anais... Goiânia (GO).SBG. v.4, p. 1663-1670.
- De Ros, L. F., & Moraes, M. A. S., 1984 – Sequência diagenética em arenitos: uma discussão inicial. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro. SBG. 5:894-904.
- Dickinson, W.R., 1970 – Interpreting detrital modes of graywack and arkose. J. Sed. Petrol. 40: 695-707.
- Folk, R.L., 1951 – Stages of textural natyry in sedimentary rocks. Journ. Sed. Petrol., 21: 127-130.
- Folk, R.L., 1968 – Petrology of sedimentary Rocks. Austin: Hemphill's, 170p.
- Lima Filho, M. de., 1998 – Análise estrutural e estratigráfica da Bacia Pernambuco. Tese de Doutorado. IG-USP., 1998. 163p.
- Lima Filho, M. de & Szatmari, P., 2003
- Morad, S. & Aldahan, A. A., 1982 – Authigenesis of titanium minerals in two proterozoic sedimentary rocks from Southern and Central Sweden, J. Sed. Petrol., Tulsa, Okla., 52: 1295-1305.
- Moraes, M.A.S. & De Ros, L.F., 1988 – Caracterização e influência das argilas de infiltração mecânica em reservatórios fluviiais da Bacia do Recôncavo, Nordeste do Brasil. B. Geociênc. PETROBRÁS, 2 (1): 13-26.
- Nobrega, V. A., 1995 – Características petrográficas e evolução diagenética da formação Cabo no Graben do Cupe – Bacia Cabo – Pernambuco – Nordeste do Brasil. Dissertação de Mestrado; UFPE; Pós-Graduação em Geociências. 160p.
- Pettijohn, F. J., 1975 – Sedimentary rocks. 3Th. Ed., New York, Harper & Bros., 628p.
- Pittman, E. D., 1979 – Porosity, diagenesis and productive capability of sandstone resevoir. In: SHOLLE, P.A. & SCHLUGER, P. eds. Aspects of diagenesis. Tulsa, Oka. Soc.of Economic paleont. And Mineralogists. P. 159-173. (special Publ.26).
- Schmidth, V. 7 McDonald, D. A., 1979b – Texture and recognition of secondary porosity in sandstones. Tulsa, Okla., Society of Economic Paleontologists and Mineralogists p.209-225. (SEPM. Special Publication nº 26).
- Shanmugam, G., 1985 – Types of porosity in sandstone and their significance in interpreting provenance. In: ZUFA, G.G ed.. Provenance of Arenites. Dordrecht: Reidel, p. 115-137.
- Wilson, M. D. & Pittman, E.D., 1977 – Authigenic Clays in Sandstones: recognition and influence on reservoir properties and paleoenvironmental analysis. J. sed. Petrol., 47(1): 3-31.