UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

CARACTERIZAÇÃO FACIOLÓGICA E DIAGENÉTICA DA FORMAÇÃO BARRO DURO-BACIA DE BARREIRINHAS.

Tese Apresentada por

DILCE DE FÁTIMA ROSSETTI

como requisito parcial à obtenção do grau em

MESTRE EM CIÊNCIAS

Na área de

GEOLOGIA

Conferido pelo Curso de Pós-Graduação em

Geociências da

Universidade Federal do Pará

Aprovado: 04.06.1990

Comitê de Tese

PROF.DR. WERNER TRUCKENBRODT
ORIENTADOR

PROF. RODI ÁVILA MEDEIROS

DR. MÁRIO VICENTE CAPUTO

PROF. LUIS FERNANDO DE ROS

ÍNDICE

pág.

RESUMO i

ABSTRACT ii

AGRADECIMENTOS v

1. INTRODUÇÃO 1

1.1. Objetivo e Localização da Área 1

1.2. Metodologia 3

2. GEOLOGIA DA BACIA DE BARREIRINHAS 6

2.1. Trabalhos Anteriores 6

2.2. Estratigrafia 8

2.3. Arcabouço Estrutural e Evolução Tectono-sedimentar ... 12

3. A FORMAÇÃO BARRO DURO 18

3.1. Introdução 18

3.2. Fácies e Ambiente Deposicional 20

3.2.1. Associação A 24

3.2.2. Associação B 26

3.3.3. Associação C 28

3.3.4. Associação D 30

3.2.5. Associação E 32

3.2.6. Associação F 34

3.2.7. Discussão do modelo deposicional 85

4. PETROGRAFIA 92

4.1. Introdução 92

4.2. Aspectos Texturais 93

4.3. Constituintes Detríticos do Arcabouço 95

4.4. Classificação..... 98
4.5. Proveniência..... 101
5. DIAGÊNESE..... 104
5.1. Conceitos e Considerações Gerais..... 104
5.2. Discriminação das Fases Diagenéticas..... 108
5.2.1. Argilo-minerais..... 109
5.2.1.1. Caulinita..... 111
5.2.1.2. Clorita..... 115
5.2.1.3. Ilita e Ilita/esmectita..... 120
5.2.1.4. Argilas infiltradas e outras argilas de - tríticas..... 120
5.2.2. Precipitação de Quartzo..... 124
5.2.2.1. Sobrecrescimento de quartzo..... 125
5.2.2.2. Quartzo tardio..... 130
5.2.3. Precipitação de Feldspato..... 131
5.2.3.1. Sobrecrescimento de feldspato..... 132
5.2.3.2. Feldspato tardio..... 133
5.2.4. Compactação Mecânica..... 134
5.2.5. Compactação Química..... 135
5.2.6. Carbonatos..... 138
5.2.6.1. Carbonato precoce..... 139
5.2.6.2. Carbonatização generalizada..... 140
5.2.6.3. Carbonatos tardios..... 142
5.2.7. Barita..... 145
5.2.8. Porosidade Secundária..... 145
5.2.9. Minerais de Titânio..... 150
5.2.10.Pirita..... 153

5.2.11.Oxidação e Dissolução de Carbonatos Tardios... 154

5.3. Modelo Diagenético..... 155

6. CONCLUSÕES..... 174

7. BIBLIOGRAFIA..... 178

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

FIGURAS

pg.

Fig. 1: Mapa de localização..... 2

Fig. 2: Coluna estratigráfica..... 9

Fig. 3: Arcabouço estrutural..... 13

Fig. 4: Modelo tectônico evolutivo..... 14

Fig. 5: Mapa de isópacas..... 19

Fig. 6: Posicionamento estratigráfico dos testemunhod 1 e 2 (3-EO-5-MA)..... 41

Fig. 7: Perfil estratigráfico do T1(3-EO-5-MA)..... 42

Fig. 8: Fotografia do testemunho 1(3-EO-5-MA)..... 43

Fig. 9: Perfil estratigráfico do testemunho 2(3-EO-5-MA).... 44

Fig.10: Fotografia do testemunho 2(3-EO-5-MA)..... 45

Fig.11: Posicionamento estratigráfico do testemunho 3(3-EO-5-MA)..... 46

Fig.12: Perfil estratigráfico do testemunho 3(3-EO-5-MA)..... 47

Fig.13: Fotografia do testemunho 3(3-EO-5-MA)..... 48

Fig.14: Posicionamento estratigráfico do testemunho 4(3-EO-5-MA)..... 49

Fig.15a: Perfil estratigráfico do testemunho 4(3-EO-5-MA).... 50

Fig.15b: Fotografia do testemunho 4 (3-EO-0005-MA)..... 51

Fig.16: Posicionamento estratigráfico do testemunho 21(2-IN-MA)..... 52

Fig.17: Perfis estratigráficos dos testemunhos 15, 19 e 21 (2-IN-1-MA)..... 53

Fig.18: Fotografias dos testemunhos 15, 19 e 21(2-IN-1-MA)... 54
Fig.19: Perfis estratigráficos dos testemunhos 23, 28 e 30 (2-IN-1-MA)..... 55
Fig.20: Fotografias dos testemunhos 23, 28 e 30(2-IN-1-MA)... 56
Fig.21: Posicionamento estratigráfico dos testemunhos 18, 20 e 21(2-HC-1-MA)..... 57
Fig.22: Perfis estratigráficos dos testemunhos 18, 20 e 21 (2-HC-1-MA)..... 58
Fig.23: Fotografias dos testemunhos 18 e 20(2-HC-1-MA)..... 59
Fig.24: Posicionamento estratigráfico dos testemunhos 25 e 27 (2-HC-1-MA)..... 60
Fig.25: Perfis estratigráficos dos testemunhos 25 e 27 (2-HC-1-MA)..... 61
Fig.26: Fotografias dos testemunhos 21, 25 e 27(2-HC-1-MA)... 62
Fig.27: Posicionamento estratigráfico dos testemunhos 21, 22, 33 e 35(1-QS-1-MA)..... 63
Fig.28: Perfis estratigráficos dos testemunhos 21, 22 e 26(1-QS-1-MA)..... 64
Fig.29: Fotografias dos testemunhos 21, 22 e 26(1-QS-1-MA)... 65
Fig.30: Perfis estratigráficos dos testemunhos 29, 33 e 35(1-QS-1-MA)..... 66
Fig.31: Fotografias dos testemunhos 29, 33 e 35(1-QS-1-MA)... 67
Fig.32: Perfil estratigráfico do testemunho 1(1-RN-1-MA)..... 68
Fig.33: Fotografia do testemunho 1(1-RN-1-MA)..... 69
Fig.34: Perfil estratigráfico do testemunho 1(1-RN-1-MA)..... 70
Fig.35: Perfil estratigráfico do testemunho 7(1-QS-2-MA)..... 70
Fig.36: Fotografia do testemunho 2(1-RN-1-MA)..... 71

Fig.37: Fotografia do testemunho 7(1-QS-2-MA)..... 72
Fig.38: Fácies FAl (associação de baía interdistributária)... 73
Fig.39: Folhelhos lenticulares deformados (associação de depósito prodeltaico)..... 73
Fig.40: Fácies Al e Ap..... 74
Fig.41: Fácies Ax e Al, com fraturamentos e falhamentos (associação de depósito de *crevasse*)..... 74
Fig.42: Estrutura reotrópica (associação de barra de desembocadura)..... 75
Fig.43: Fácies Am (associação de barra de desembocadura)..... 75
Fig.44: Fácies Ax (associação de barra de desembocadura)..... 76
Fig.45: Fácies Cp (associação de barra de desembocadura)..... 76
Fig.46: Fácies Ax (associação de canal distributário)..... 77
Fig.47: Fácies Ax (associação de canal distributário..... 77
Fig.48: Fácies Ax (associação de canal distributário)..... 78
Fig.49: Fácies Ad (associação de canal distributário)..... 78
Fig.50: Estrutura *flame*..... 79
Fig.51: Fácies FAo (associação de planície de maré)..... 79
Fig.52: Fácies FAo (associação de planície de maré)..... 80
Fig.53: Fácies FAl e FAo (associação de planície de maré).... 80
Fig.54: Fácies Al (associação de planície de maré)..... 81
Fig.55: Marca de onda simétrica (associação de planície de maré..... 81
Fig.56: Lineações de partição na fácies Ap (associação de planície de maré)..... 82
Fig.57: *Climbing-wave ripple* cross lamination e lentes de carvão (associação de planície de maré)..... 82

Fig.58: Marca de objeto (associação de planície de maré)..... 83

Fig.59: Fácies Ab com fragmento lítico e halo carbonático.... 83

Fig.60: Fácies Ab, com cimentação diferencial..... 84

Fig.61: Estrutura de sobrecarga..... 84

Fig.62: Modelo deposicional esquemático..... 91

Fig.63: Diagrama ternário com a classificação dos arenitos da Formação Barro Duro, de acordo com sua composição diagenética..... 99

Fig.64: Diagrama ternário com a classificação composicional estimada dos arenitos da Formação Barro Duro..... 100

Fig.65: Interpretação tectônica a partir da composição detrítica estimada..... 103

Fig.66: Distribuição dos cimentos volumetricamente mais significativos com a profundidade, no poço 3-EO-5-MA.... 110

Fig.67: Difratogramas dos principais argilo-minerais..... 112

Fig.68: Caulinita em livretos microporosos..... 159

Fig.69: Caulinita densamente cristalizada..... 159

Fig.70: Calcita não ferrosa, glauconita e constituintes esqueletais fosfatizados; Fig.89 Cimento de barita..... 160

Fig.71: Muscovita deformada por compactação e parcialmente substituída por caulinita..... 160

Fig.72:Clorita-->sobrecrescimento de quartzo-->carbonato -->poro secundário-->cristais de quartzo tardio.....161

Fig.73Cutícula de argila infiltrada-->clorita-->sobrecrescimento de quartzo-->carbonato-->poro secundário-->clorita tardia..... 161

Fig.74: A,B) Cutículas de argila mecanicamente infiltradas... 162

Fig.75: Sobrecrescimento de quartzo..... 162
Fig.76: Calcita ferrosa posterior ao sobrecrescimento de quartzo..... 163
Fig.77: Poros secundários, feldspato tardio e biotita deformada..... 163
Fig.78: Intraclastos argilosos parcialmente deformados..... 164
Fig.79: Fóssil deformado por compactação..... 164
Fig.80: Estilolitos..... 165
Fig.81: Cimento de calcita ferrosa poiquilotópica precoce.... 165
Fig.82: Poro intragranular..... 166
Fig.83: Dolomita ferrosa..... 166
Fig.84: Dolomita ferrosa/ankerita..... 167
Fig.85: Sobrecrescimento de quartzo anterior à dolomita ferrosa..... 167
Fig.86: Romboedros de dolomita ferrosa tardia..... 168
Fig.87: Romboedros de dolomita ferrosa substituíndo intra-clastos argilosos..... 168
Fig.88: Siderita..... 169
Fig.89: Cimento de barita..... 169
Fig.90: Contatos pontuais..... 170
Fig.91: Grãos alveolados..... 170
Fig.92: Grão esqueletal..... 171
Fig.93: Poros secundários e precipitação de caulinita..... 171
Fig.94: Anatásio e rutilo a partir de grão de opaco..... 172
Fig.95: Pirita autigênica..... 172
Fig.96: Sequência diagenética evolutiva..... 173

TABELAS

TAB.I : Fácies deposicionais..... 22

TAB.II: Associação faciologica..... 38

RESUMO

A Formação Barro Duro pertence à Bacia de Barreirinhas e localiza-se na região norte do Brasil. Faz parte de uma espessa sequência siliciclástica denominada Grupo Canárias, cuja sedimentação se processou, principalmente, durante o período Albiano. Constitui-se, basicamente, de arenitos feldspáticos, de granulometria variando desde muito fina a grossa, siltitos , folhelhos e, subordinadamente, conglomerados e brechas de natureza intraformacional, os quais conjuntamente integram um sistema deposicional caracterizado como deltaico, com progradação se processando em bacia marinha.

A partir da análise de testemunhos, efetuados em seis poços situados na porção leste da bacia, foi possível a individualização de seis associações faciológicas, que correspondem aos seguintes sub-ambientes: 1) baía interdistributária/prodelta; 2) barra distal; 3) barra de desembocadura; 4) canal distributário; 5) depósito de *crevasse*; 6) planície de maré,*shoreface/foreshore*. A presença de fácies geradas por processos marinhos, bem como a ocorrência de espessos intervalos onde os sedimentos apresentam-se extremamente bioturbados, são sugestivos de possíveis períodos de abandono do sistema deltaico, o que pode ter ocorrido em função da diminuição do aporte sedimentar e/ou elevação do nível do mar. Este fenômeno poderia ter favorecido a instalação de efeitos destrutivos, produzidos por ação de ondas e correntes de maré.

As evidências petrográficas obtidas a partir da análise de 105 secções delgadas demonstraram que os arenitos da Formação

Barro Duro foram submetidos aos seguintes estágios diagenéticos: 1) Eodiagênese: representada pela infiltração mecânica de argilo-minerais, escassos sobrecrescimentos de quartzo, cimentação local de calcita e formação de clorita; 2) Mesodiagênese: caracterizada principalmente pela presença de sobrecrescimento de quartzo, cimentos carbonáticos (calcita ferrosa e dolomita ferrosa) e geração de porosidade secundária, seguida pela formação de uma grande variedade de minerais tardios, que são: caulinita, clorita, quartzo, feldspato, dolomita ferrosa/ankerita, siderita, calcita ferrosa, pirita e minerais de titânio (anatásio, rutilo e esfeno); 3) Telodiagênese: reconhecida pela oxidação de siderita e dolomita ferrosa tardia, bem como dissolução parcial desta última.

As diferentes fases observadas resultaram de uma série de fatores que envolveram, principamente, reações de transformação mineralógica dos constituintes do arcabouço, precipitação a partir do fluido poroso e substituição de fases autigênicas precoces. O relacionamento textural existente entre os minerais autigênicos presentes na Formação Barro Duro demonstra que ocorrem minerais que se formaram em várias etapas, de maneira que o estabelecimento de limites entre os estágios diagenéticos nem sempre é bem definido.

ABSTRACT

The Barro Duro Formation located in the Barreirinhas Basin belongs to the Canárias Group, a thick siliciclastic sequence of Albian age. This formation is constituted mainly of very fine to coarse grained feldspathic sandstones, siltstones, shales and subordinately, intraformacional conglomerates and breccias, and is interpreted as a deltaic system prograding into a marine basin.

The analysis of 6 cores of the eastern portion of the basin revealed 6 distinct faciological associations: a) interdistributary bay/prodelta; b) distal bar; c) mouth bar; d) distributary channel; e) crevasse deposit; f) tidal flat and, probably, shoreface/foreshore. The presence of marine facies as well as thick intervals of sediments with intense bioturbation suggest abandonment phases of the deltaic system, due to the decrease of supply of sediments and/or by the rise of the sea level, which favored reworking processes by wave and tidal currents.

The petrographic evidences obtained in 105 thin sections have shown that the Barro Duro sandstones were submited to the following diagenetic stages: 1) eodiagenesis - represented by mechanical infiltration of clays, quartz overgrowths, local cementation by calcite and neoformation of chlorite; 2) mesodiagenesis - caracterized mainly by the development of quartz overgrowths, carbonate cement (ferroan calcite and dolomite) and generation of secondary porosity, followed by the precipitation of a large variety of late authigenic minerals, that are: kaolinite,

chlorite, ferroan calcite and dolomite, siderite, quartz, feldspar, pyrite and titaniferous minerals (anatase, rutile and sphene); 3) telodiagenesis - recognized by the oxidation of siderite and late ferroan dolomite, as well as by the partial dissolution of the later.

The different phases observed are result of several factors that mainly envolved mineralogical transformation reactions of the framework components, precipitation of new phases from the pore fluid and substitution of early authigenic phases. The textural relationships among the authigenic minerals of the Barro Duro sandstones demonstrated that exists minerals that were formed in distinct phases, being difficult the real establishment of the limits among the diagenetic stages.

AGRADECIMENTOS

A autora deseja expressar seus agradecimentos primeiramente ao Museu Paraense Emílio Goeldi e ao CNPq pela liberação concedida para o programa de treinamento e capacitação, bem como pelo auxílio financeiro que possibilitou uma viagem ao CENPES-PETROBRÁS;

À PETROBRÁS, pelo fornecimento do material estudado, bem como por permitir a consulta aos relatórios internos;

Ao orientador Prof. Dr. Werner Truckenbrodt, pelo apoio e estímulo demonstrado ao longo destes anos de convívio que, sem dúvida, têm influenciado todas as minhas atividades científicas;

Aos professores Rodi Ávila Medeiros, Luíz Fernando De Ros, Mauro Roberto Becker e Carlos H. Bruhn, pela contribuição dispensada durante diferentes etapas deste trabalho, mediante valiosas discussões e sugestões;

À Prof. Ana Maria Góes, pela dedicada amizade e incentivo, indispensáveis ao bom andamento deste trabalho;

Aos geólogos Mariano Stamato e Laércio Aranha, pelo auxílio no relacionamento junto ao DENOR/PETROBRÁS;

Ao Prof. Dr. Mario Vicente Caputo, por ter aceito participar da banca examinadora;

Ao técnico Rafael Nascimento Filho (MPEG), pelo auxílio nas ilustrações;

Enfim, a todos, os meus agradecimentos.

1. INTRODUÇÃO

1.1. Objetivos e Localização da Área:

A Bacia de Barreirinhas localiza-se na região norte do Brasil, mais especificamente entre as cidades de São Luís, no Maranhão, e Parnaíba, no Piaui (fig.01). Sua implantação acha-se vinculada ao processo de abertura do Oceano Atlântico, que representa uma consequência do movimento rotacional do continente sul-americano em relação ao bloco africano, resultando em rifteamento progressivo acompanhado por esforços transtensivos. Este contexto estrutural propiciou a formação de uma depressão onde houve intensa deposição de sedimentos siliciclásticos e carbonáticos, concomitantemente aos movimentos tectônicos. Representando a fase *rift* da bacia, tem-se uma espessa sequência terrígena designada de Grupo Canárias, onde se inserem os sedimentos depositados em ambiente deltaico-marinho de idade albiana, correspondentes à Formação Barro Duro, objeto deste estudo.

Apesar da aparente potencialidade em hidrocarbonetos, havendo vários indícios de gás e óleo ao longo dos poços perfurados, os reservatórios têm-se mostrado, até o momento, sub-produtivos comercialmente. Frente a isto, este trabalho tem por objetivo fornecer uma contribuição para o conhecimento mais detalhado do comportamento faciológico e diagenético da sequência litoestratigráfica em questão, auxiliando em futuras pesquisas exploratórias na Bacia de Barreirinhas. Estudos deste gênero são de grande importância para a avaliação da qualidade dos arenitos co-

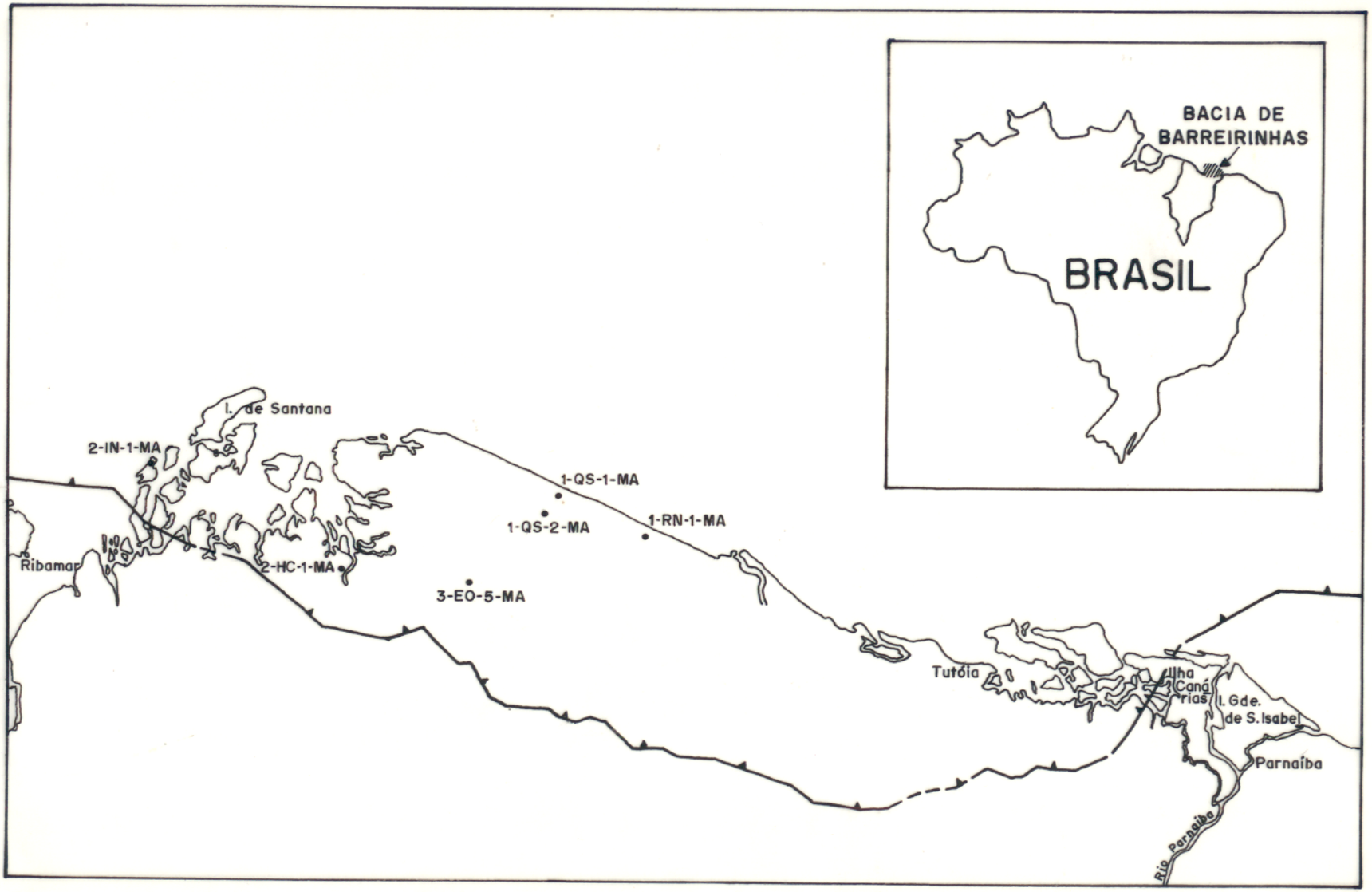


Fig. 1 : Mapa de localização da Bacia de Barreirinhas, com o posicionamento dos poços estudados

mo possíveis reservatórios. Com relação a este aspecto, acredita-se que a Formação Barro Duro apresenta uma série de problemas, entre os quais a freqüente variabilidade de sub-ambientes; a grande quantidade de argilas detríticas, ocorrendo como camadas delgadas intercaladas ou aprisionadas nos arenitos através de estruturas cruzadas do tipo calvagante; a presença de argilas detríticas introduzidas posdeposicionalmente por um conjunto de fatores, incluindo-se bioturbacão, infiltração mecânica, fluidificação e deformacão de clastos dúcteis por processos mecânicos; abundância de minerais autigênicos tardios, que se precipitaram nos espaços intersticiais, causando danos à porosidade e/ou permeabilidade.

1.2. Metodologia:

Para este trabalho foram selecionados seis poços situados na parte oeste da porção emersa da Bacia de Barreirinhas, levando-se em consideração a máxima e/ou melhor testemunhagem disponível. Dentre estes poços, um total de 22 testemunhos, somando 149 metros de amostragem foram descritos e fotografados macroscopicamente junto ao Distrito de Exploração do Norte (DENOR) da PETROBRÁS, em Belém, procurando-se ressaltar suas características estruturais e texturais. Estas informações foram originalmente compostas em escala 1:20, sendo posteriormente transferidas para escala 1:100. Juntamente com as análises dos perfis elétricos e radioativos, estas serviram de base para a interpretação facioló-gica e, consequentemente, para a elaboração do modelo deposicio-

nal proposto.

Durante a descrição dos testemunhos, foram selecionadas amostras que serviram para a confecção de secções delgadas, bem como aquelas destinadas à análise química. Além disto, foram retiradas 25 amostras de arenito para se fazer medidas de porosidade, junto ao Setor de Petrofísica do CENPES-PETROBRÁS, sendo que estes dados foram complementados com as análises já existentes.

O estudo petrográfico e diagenético baseou-se em informações obtidas com a descrição de 105 secções delgadas, sendo parte confeccionada no Setor de Laminação do DENOR e parte advinda do CENPES/PETROBRÁS. Na confecção das lâminas foram empregadas resinas coloridas com o intuito de se ressaltar os aspectos referentes à porosidade destes arenitos. Procedeu-se à contagem de 300 pontos por lâmina, a fim de se determinar as porcentagens dos minerais detríticos, diagenéticos e do espaço poroso. Além destas informações, foram observadas as feições diagenéticas e o relacionamento textural existente entre as diversas fases detectadas, a fim de se estabelecer a sequência evolutiva dos eventos. Os cimentos carbonáticos presentes foram tingidos com solução de alizarina vermelha-S, ferricianeto de potássio e ácido clorídrico diluído em água destilada. Este método permitiu a distinção entre a calcita, calcita ferrosa, dolomita, dolomita ferrosa e ankerita, conforme é apresentado em CARVER(1971). Complementarmente foram efetuadas 30 análises de difração de raios-X, a fim de se determinar os diferentes tipos de argilo-minerais presentes. Para isto, utilizou-se a fracão inferior a 2u orientada, sob condicão

normal, saturada com etilenoglicol e aquecida a 550°C, por 1 hora.

2. GEOLOGIA DA BACIA DE BARREIRINHAS

2.1. Trabalhos Anteriores:

Desde a sua descoberta em 1958/59 através de levantamentos gravimétricos realizados pela PETROBRÁS, a Bacia de Barreirinhas, situada na Margem Atlântica Equatorial Brasileira,vem sendo alvo de intensivos estudos, os quais têm sofrido diversas interrupções através dos anos. Levantamentos geofísicos, geoquímicos, paleontológicos e estudos de subsuperfície têm contribuído para um conhecimento mais detalhado da bacia a qual, a partir de 1979, vem demonstrando boa potencialidade para hidrocarbonetos, embora sua produção seja ainda pouco significativa .

A classificação estratigráfica das rochas desta bacia passou por várias fases de evolução, sendo que as primeiras subdivisões formalizadas em relatórios especiais da Petrobrás foram fornecidas por autores como MESNER & WOOLDRIDGE (1964), BOER (1964) e NOGUTI (1964). Posteriormente foram efetuadas diversas readaptações da coluna, destacando-se as realizadas por LUDWIG (1964), tendo em vista os resultados obtidos através de estudos sedimentológicos, e por BOER (1965) e QUEIROZ (1965), frente a estudos regionais e à integração com novos dados estruturais da bacia. No entanto, somente com o trabalho de síntese feito por PAMPLONA (1969) é que houve a proposição de uma coluna estratigráfica formalizada dentro dos padrões estabelecidos pelo Código Americano de Nomenclatura Estratigráfica. Esta coluna foi utilizada integralmente ou com ligeiras modificações (OJEDA & MOTTA,

1976) em trabalhos subsequentes, ajustando-se às interpretações de sistemas deposicionais e evolução tectono-sedimentar da bacia, visto que individualiza unidades representativas de litofácies diferenciáveis até o nível de formação e membros. Mais recentemente, FIGUEIREDO *et al.*(1982) fazem uma reavaliação geral da Bacia de Barreirinhas, readaptando a coluna frente a novos dados sísmicos e bioestratigráficos, além da ocorrência de importantes variações faciológicas existentes em sua porção imersa, a qual não foi considerada anteriormente por PAMPLONA (op.cit.).

Os primeiros estudos envolvendo aspectos paleoambientais da sequência terrígena da bacia foram realizados em 1969 por RODRIGUES e colaboradores, os quais estabeleceram um modelo deltaico para a porção siliciclástica basal (Grupo Canárias). TIGRE (1970), baseando-se em interpretações de perfis elétricos e alguns mapas faciológicos, sugere um modelo deltaico do tipo altamente construtivo para os sedimentos clásticos da borda oeste da bacia. Esta interpretação acha-se também apresentada nos trabalhos de PAMPLONA *et al.*(1972) os quais, levando em consideração zoneamentos bioestratigráficos (LIMA,1972) e estudos petrográficos, forneceram um detalhamento e aprimoramento do modelo deposicional previamente estabelecido, Um modelo alternativo, onde se considera a influência de ondas e marés durante a sedimentação, foi proposto por BROWN *et al.*(1976) para o Grupo Canárias, embora estes autores aceitem a possibilidade da sedimentação ter se processado mediante o modelo de delta dominantemente construtivo elaborado por PAMPLONA *et al.*(1972).

Dentre os trabalhos que procuram ressaltar os aspectos estruturais e de evolução tectono-sedimentar da Bacia de Barreirinhas destacam-se os de REZENDE & PAMPLONA(1967), REZENDE(1967,1970), REZENDE & ARAÚJO(1970), OJEDA & MOTTA(1976) e BROWN *et al.*(1976). Dos trabalhos mais recentes podem ser citados os de OJEDA(1982), FIGUEIREDO *et al.*(1982), OJEDA & GUAZELLI(1981) e AZEVEDO *et al.*(1985). Dentre as publicações mais abrangentes que tratam ou fazem referências à margem equatorial brasileira, pode-se citar: MIURA & BARBOSA(1972), KUMAR & LADD(1974), GORINE & BRYAN(1975), SIBUET & MASCLE(1978), RABINOWITZ & LaBREQUE(1979), ASMUS & PORTO(1980), AZEVEDO(1987), SZATMARI *et al.*(1987), FRANÇOLIN & SZATMARI(1987) e CAPUTO(1988).

2.2. Estratigrafia:

Neste trabalho adota-se a nomenclatura estratigráfica de CARVALHO(1987, apud BRUHN *et al.* 1988)a qual, apesar de ser bastante semelhante à classificação formalizada anteriormente em PAMPLONA(1969), apresenta modificações com relação à idade dos sedimentos. Nesta coluna, o Grupo Canárias é temporalmente considerado como tendo sido depositado durante o Albiano, enquanto que para PAMPLONA(op.cit.),a sedimentação deste se processou no andar Alagoas A coluna estratigráfica(figura 2) compreende rochas cretáceas e terciárias sedimentadas sobre o embasamento ígneo-matamórfico pré-Cambriano e rochas paleozóicas e juro-triássicas da Bacia do Parnaíba.

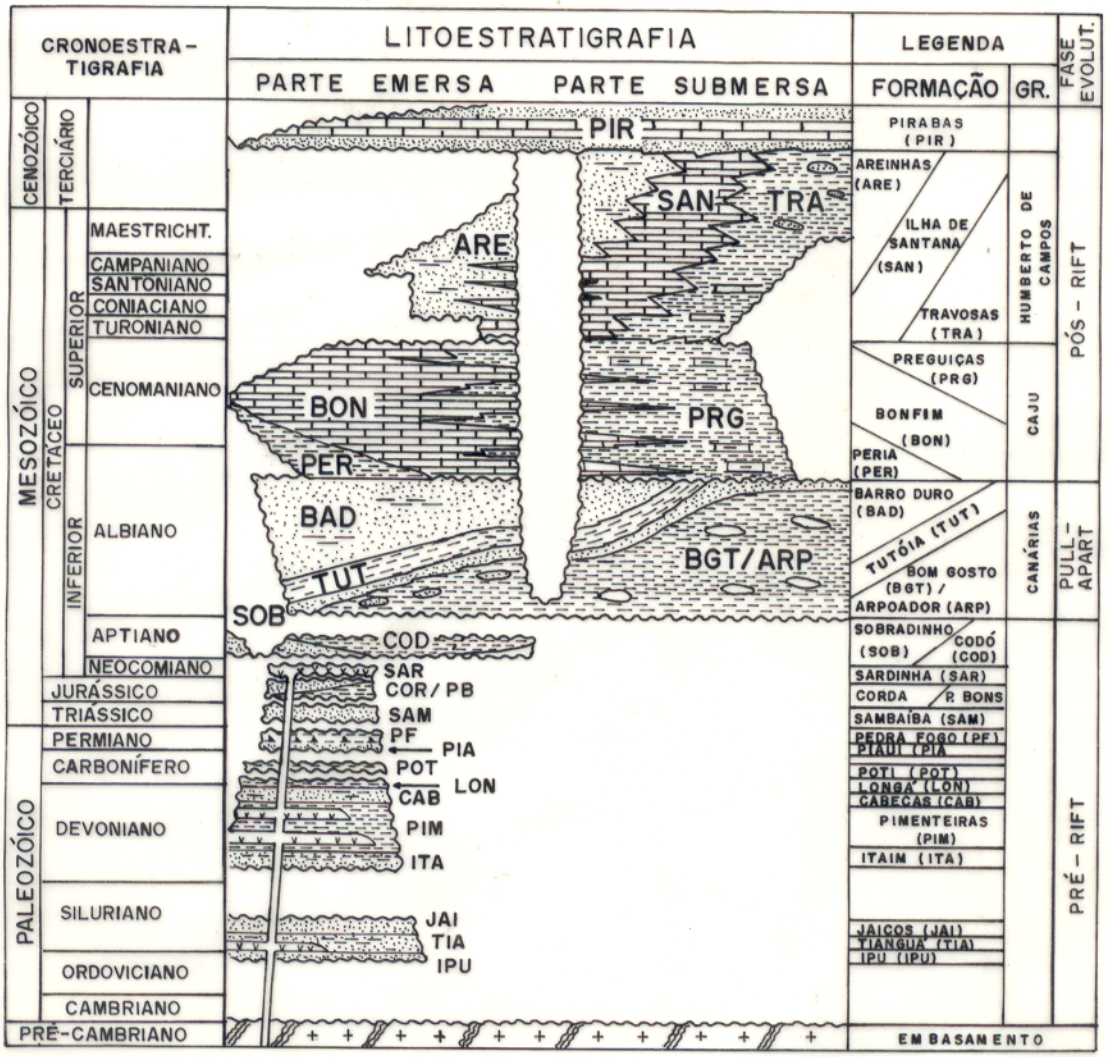


Fig. 2 : Coluna estratigráfica da Bacia de Barreirinhas, de acordo com CARVALHO (1987, apud BRUHN, et al, 1988)

Na coluna apresentada os sedimentos são englobados em três grandes grupos: Canárias, Caju e Humberto de Campos. O Grupo Canárias, representando a porção basal da sequência, é composto por sedimentos siliciclásticos, compreendendo as formações Arpoador, Bom Gosto, Tutóia, Barro Duro e Sobradinho. Posicionada discordantemente sobre o pré-Cretáceo, a Formação Arpoador é constituída essencialmente por folhelhos cinza-escuros a pretos e, subordinadamente, por arenitos creme-escuros a cinza-esverdeados, que se depositaram em águas profundas(talude/bacial). A Formação Bom Gosto é predominantemente arenosa, contendo intercalações de folhelhos dispostos em camadas relativamente espessas e raros conglomerados. Tal fácies, associada à presença de camadas gradacionais e estruturas de escorregamentos, sugerem deposição mediante correntes de turbidez(leques turbidíticos). A Formação Tutóia corresponde a uma secção contínua e espessa de folhelhos escuros, esporadicamente contendo corpos lenticulares de areia dispostos aleatoriamente; representa a deposição pró-deltaica do sistema. A Formação Barro Duro, composta basicamente de arenitos finos a médios com intercalações de folhelhos e siltitos, apresenta grande diversidade em seu arranjo faciológico por incluir sedimentos desde flúvio-deltaicos, prodeltaicos e, possivelmente de talude(FIGUEIREDO *et al.*,1982). Inserida no trato deposicional do Grupo Canárias, a Formação Sobradinho foi formalizada por FIGUEIREDO *et al.*(op.cit.) para designar os arenitos grosseiros a conglomeráticos apresentando características típicas de sedimentação fluvial.

O Grupo Caju, representando o registro sedimentar Albiano a Cenomaniano da bacia, foi depositado através de três grandes ciclos repetitivos que constituem as formações: Bonfim, caracterizada por carbonatos maciços de alta e baixa energia, acumulados em ambiente de plataforma carbonática; Preguiças, composta por carbonatos contendo intercalações de folhelhos e margas correspondentes à sedimentação em plataforma terrígeno-carbonática, talude e bacia carbonática; Periá, compreendendo folhelhos e arenitos depositados em ambiente flúvio-deltaico/prodeltaico e bacial terrígeno.

O Grupo Humberto de Campos abrange sedimentos depositados desde o Turoniano até o Mioceno e é composto pelas formações Areinhas, Ilha de Santana e Travosas. Na Formação Areinhas verifica-se predomínio de sedimentos arenosos e folhelhos, os quais foram depositados através de leques deltaicos, enquanto que as formações Ilha de Santana e Travosas são representadas por carbonatos plataformais e espesso pacote de folhelhos de talude e bacial, respectivamente.

Os três grupos acima descritos são individualizados, na maior parte da bacia, por discordâncias. Entretanto,a parte superior do Grupo Humberto de Campos que acha-se distribuída na área da plataforma continental, é facilmente confundida com os depósitos miocênicos da Formação Pirabas.

2.2. Arcabouço estrutural e evolução tectono-sedimentar:

A Bacia de Barreirinhas corresponde a um *graben* alongado de direção aproximadamente leste-oeste, composto por um segmento terrestre e outro, mais jovem, submerso, os quais se acham separados pelo Alto Queimadas-Arpoador. A bacia é delimitada por falhamentos normais geralmente com direções oeste/noroeste- este/sudeste e nordeste-sudoeste, ambos pertencentes a um único sistema de falhamentos com desenvolvimento contemporâneo à sedimentação(BOER,1965). Ao sul, separa-se da Bacia Paleozóica de Parnaíba através do Arco Ferrer-Urbano Santos, o qual perde sua expressão no sentido leste., enquanto que a oeste individualiza-se da Bacia de São Luís por meio da Plataforma de Ilha de Santana. No limite leste da bacia distingue-se o Alto Atlântico e a Plataforma de Parnaíba.

O arcabouço estrutural da Bacia de Barreirinhas, apesar de ser considerado simples por alguns autores, mostra-se altamente complexo, sendo marcado por falhamentos normais/transcorrentes e dobramentos. A figura 3 mostra as principais feições estruturais da bacia.

A evolução tectono-sedimentar da Bacia de Barreirinhas está diretamente relacionada com a abertura do Atlântico Equatorial, que se deu em função da separação dos continentes sulamericano e africano (fig.04). A movimentação das placas teve início no Neocomiano com rotação, no sentido horário, da América do Sul em torno de um polo situado a aproximadamente 39^{o}W e 7^{o}S(segundo SZATMARI *et al.*, 1985 apud SZATMARI *et al*,1987). Este mesmo autor

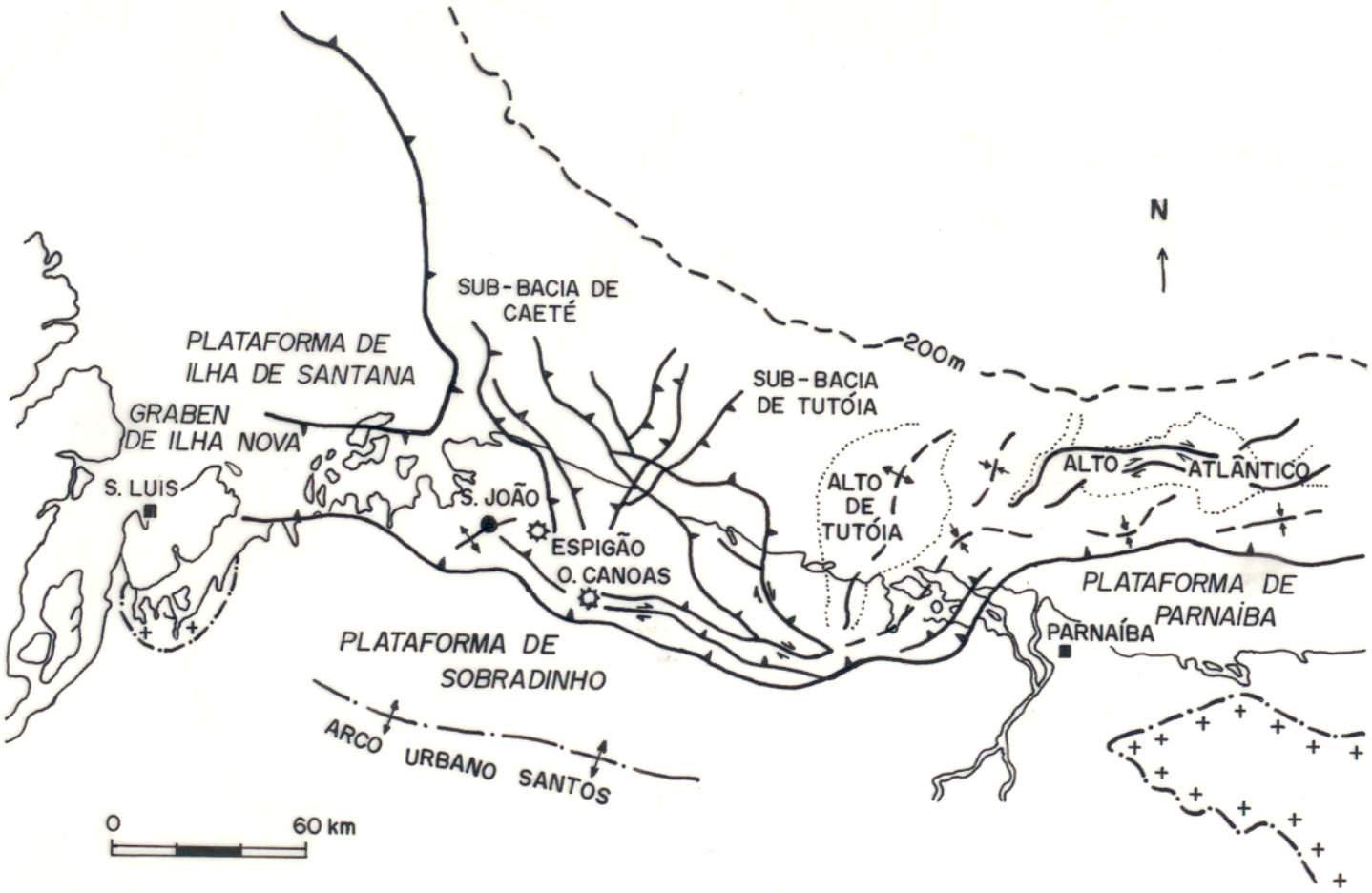


Fig. 3 : Arcabouço estrutural da Bacia de Barreirinhas (modificado de AZEVEDO, 1987).

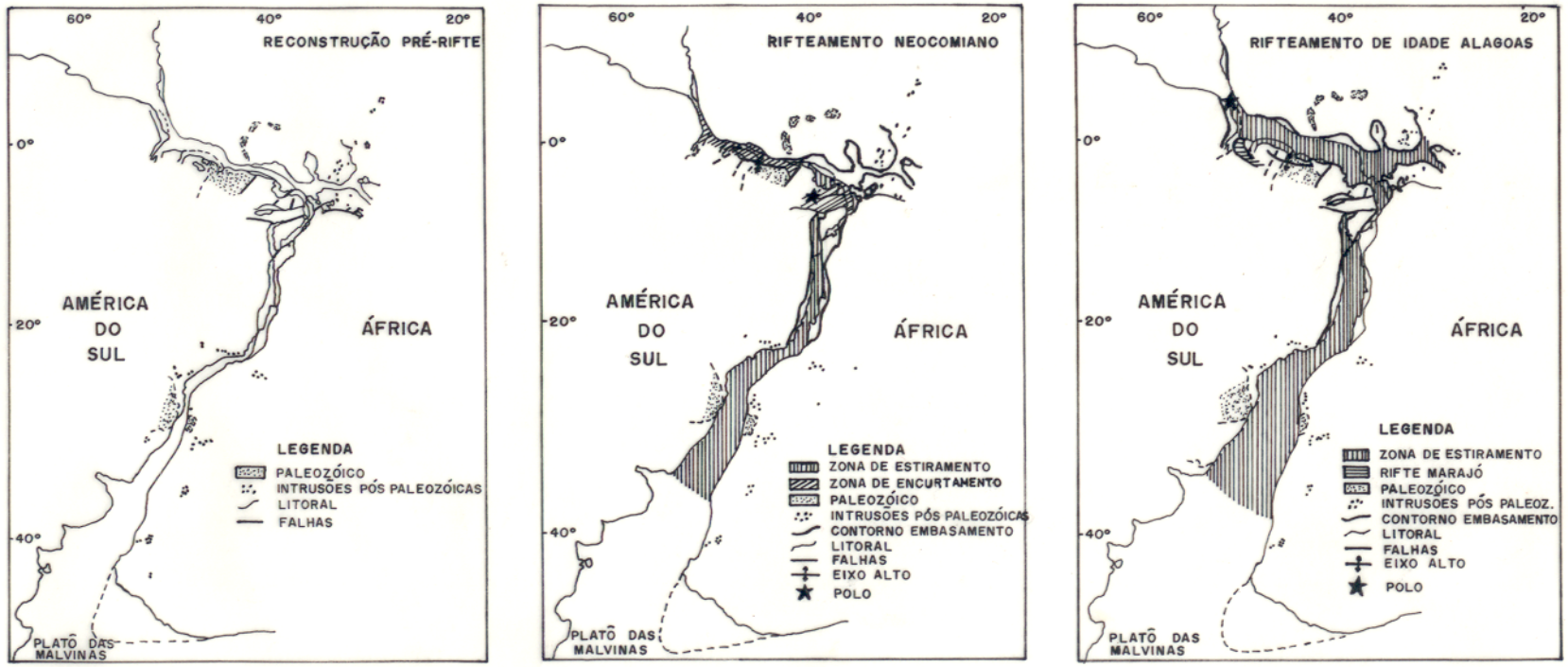


Fig. 4 : Modelo tectônico evolutivo mostrando os principais movimentos que culminaram com a abertura do Oceano Atlântico e implantação da Bacia de Barreirinhas na margem equatorial brasileira, segundo Szatmari et alii, 1987 (para maiores explicações, vide o texto)

explica , ainda, que tal movimentação foi responsável por gerar esforços compressivos este-oeste e distensivos norte-sul nos segmentos da margem equatorial atlântica posicionados a leste de Fortaleza, originando-se inúmeras depressões tectônicas estreitas e profundas, com sedimentação sintectônica. Por outro lado, na porção localizada a oeste de Fortaleza, o movimento inicial das placas foi responsável pela formação do Arco Ferrer-Urbano Santos e provocou forte tectonismo compressivo de direcionamento norte/nordeste-sul/sudoeste. Neste período, caracterizado como *pré-shear* por AZEVEDO *et al.*(1985), houve erosão das rochas juro-cretácicas e paleozóicas remanescentes da Bacia de Parnaíba. CAPUTO(1988) discute o modelo geotectônico de abertura do Oceano Atlântico Equatorial mediante distensão e transcorrência (transtensão) na costa leste brasileira. Para este autor, o processo de abertura teria se desenvolvido apenas por tensão, não envolvendo fase prévia de compressão.

Durante o Aptiano, a margem equatorial brasileira caracterizava-se como uma zona fortemente cisalhante, o que fez com que o rifteamento ocorrente na porção oriental se propagasse até o extremo oeste, com a abertura de um sistema de bacias *pull-apart* ao longo de toda a margem equatorial. O movimento divergente das placas foi acompanhado por intensa transcorrência, tendo inicialmente predominado esforços transtensivos, que resultaram na formação da bacia rômbica de Barreirinhas (fase *pull-apart* de AZEVEDO *et al.*(op. cit.). Durante este período, na depressão gerada desenvolveu-se uma espessa sedimentação sintectônica de águas profundas,

acompanhada por periódicas intercalações de leques turbidíticos. O assoreamento da bacia deu-se por intermédio de um sistema flúvio-deltaico, o qual progradou preferencialmente a partir do oeste. O Grupo Canárias constitui-se no registro sedimentar deste andar, sendo os depósitos baciais de águas profundas representados pelos folhelhos da Formação Arpoador, as intercalações turbidíticas correspondentes à Formação Bom Gosto e os sedimentos arenosos e areno-argilosos relacionados com o sistema flúvio-deltaico das formações Sobradinho, Barro Duro e Tutóia.

No Albiano-Cenomaniano houve efetiva deriva dos continentes e a Bacia de Barreirinhas que encontrava-se, em sua porção nordeste, em forte tectonismo do tipo *wrench*, evoluiu para a fase *drift*, com a abertura do Oceano Atlântico sendo resultante da movimentação do continente sulamericano para o oeste, mediante transcorrência divergente e dextrógira. O movimento de deriva das placas persiste desde o Albiano, sendo acompanhada, na Bacia de Barreirinhas, por uma grande transgressão marinha, a qual tem seu registro nos sedimentos carbonáticos baciais, de talude e plataformais dos grupos Caju e Humberto de Campos. Segundo AZEVEDO *et al.*(1985), os sedimentos costeiros progradantes do Grupo Humberto de Campos, correspondentes à Formação Areinhas, refletem uma fase em que a crosta continental, acoplada à crosta oceânica, subsidiu. Esta situação teria ocorrido em função do resfriamento verificado pela crosta oceânica, quando de seu afastamento relativo ao centro de expansão oceânica. Para CHANG & KOWSMANN(1987), o estágio de subsidência termal da crosta oceânica compreende mais de 85% da história das bacias da margem continental brasileira.

Embora os movimentos predominantes desta fase tenham sido do tipo distensivo, em geral com aproveitamento das direções de fraqueza anteriormente estabelecidas, de acordo com o modelo de SZATMARI *et al.*(1987) do Coniaciano ao Terciário Inferior ocorreram repetidos pulsos de compressão norte-sul, resultantes da colisão da África com a Europa Meridional. Este condicionamento tectônico propiciou dobramentos e falhamentos reversos no Grupo Humberto de Campos, feições estas inicialmente observadas por MIURA & BARBOSA(1972). Entretanto, para CAPUTO(com. verb.) estas feições são plenamente explicáveis utilizando-se apenas o modelo envolvendo tectônica *wrench*.

A partir de então tem-se verificado uma relativa estabilidade tectônica, onde a taxa de subsidência é considerada baixíssima em todas as bacias costeiras equatorias, caracterizando-se como uma fase marinha nitidamente transgressiva. Na Bacia de Barreirinhas, o registro sedimentar representativo deste período corresponde aos depósitos carbonáticos da Formação Pirabas.

3. A FORMAÇÃO BARRO DURO

3.1. Introdução:

A Formação Barro Duro sub-aflora por toda a parte emersa da Bacia de Barreirinhas, sendo caracterizada pela grande heterogeneidade textural dos arenitos, sua litologia predominante. No geral, estes são feldspáticos, micáceos, moderadamente selecionados, de coloração branca, cinza-claro a esverdeada, localmente calcíferos e freqüentemente contendo fragmentos de matéria orgânica vegetal. Associam-se a folhelhos duros, compactos e síltico s, os quais gradam a siltitos micáceos laminados.

Como mostra a figura 5, esta unidade litoestratigráfica possui espessuras que ultrapassam 2000 metros na borda oeste da bacia, sendo que na parte leste as máximas espessuras observadas são inferiores a 500 metros. Acredita-se que diferentes fontes possam ter contribuído para sua deposição, a qual teria se processado preferencilamente no sentido leste da bacia. Estes sedimentos têm sido genericamente interpretados, por diversos autores, como depósitos de frente deltaica do sistema regressivo representado pelo Grupo Canárias. Mais recentemente, FIGUEIREDO *et al.*(1982) têm considerado que os sedimentos correspondentes à Formação Barro Duro apresentam evidências de terem sido depositados tanto por processos trativos, quanto por suspensão ou gravidade, sendo englobados informalmente nos sistemas flúvio-deltaico/leque deltaico e distal-prodelta/talude/bacial que compõem o Grupo Canárias. De acordo com informaçõs palinológicas (REGALI

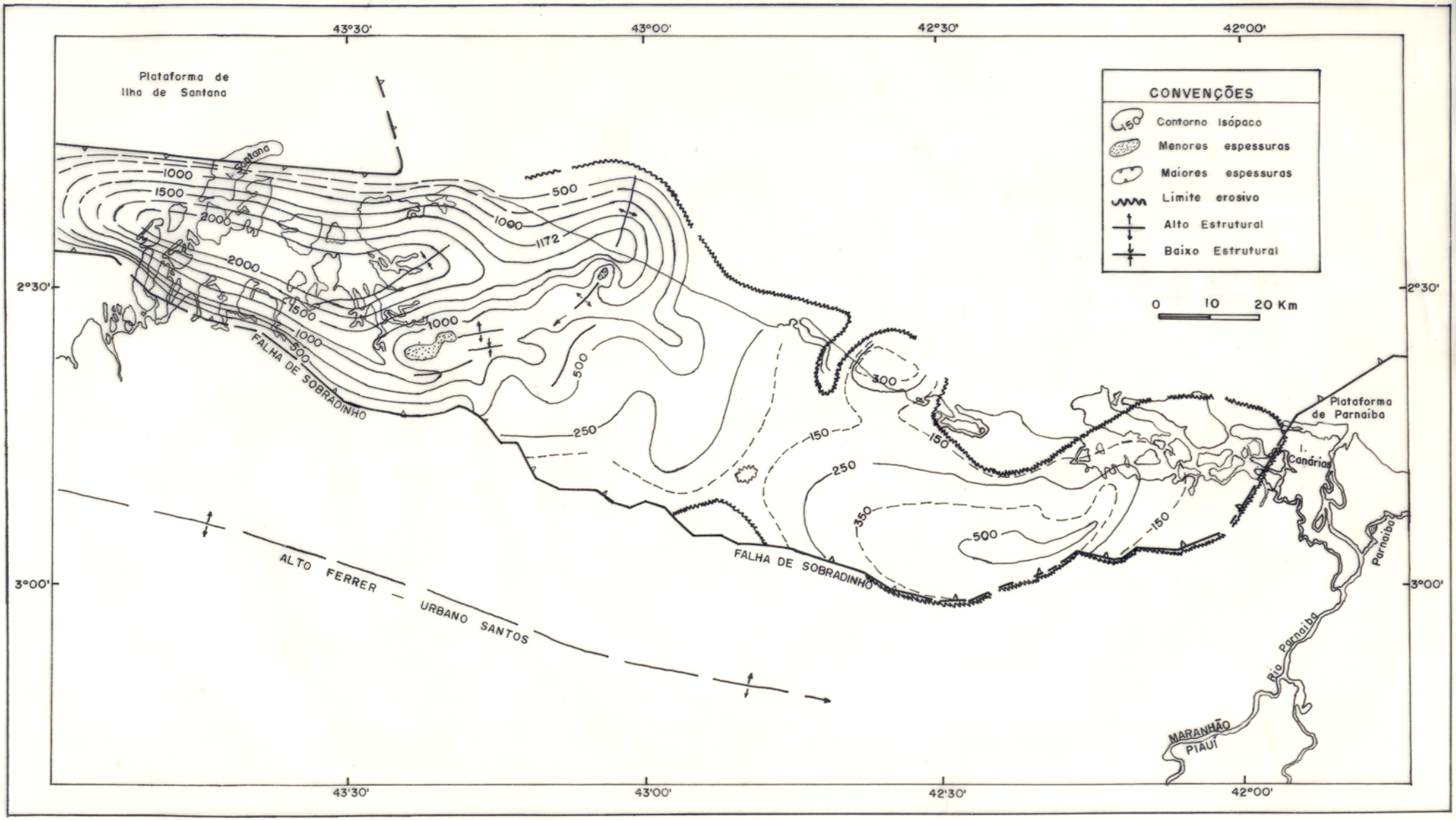


Figura 5 - Isópacas da formação Barro Duro (segundo OJEDA 1982)

et al., 1983), estes sedimentos foram depositados inteiramente no andar Alagoas e a progradação deltaica se deu em ambiente nitidamente marinho, não tendo sido registrados, até o momento, sedimentos lacustres equivalentes à fase inicial do estágio *rift*/protoceânico. Porém, este posicionamento temporal apresenta-se modificado em CARVALHO(1987, apud BRUHN *et al.*, 1988), o qual considera que a sedimentação de toda a sequência siliciclástica correspondente ao Grupo Canárias se deu principalmente no Albiano.

3.2. Fácies e ambiente deposicional:

Neste ítem do trabalho serão apresentados os dados referentes à descrição faciológica dos sedimentos equivalentes à unidade litoestratigráfica Barro Duro. Com base nestas informações tornou-se possível o entendimento dos processos sedimentares responsáveis pela deposição de cada fácies e, procedendo-se ao agrupamento das fácies geneticamente relacionadas, pode-se interpretar os diferentes sub-ambientes presentes no intervalo estudado. Entretanto, ciente das limitações oriundas de uma análise faciológica baseada apenas em testemunhos de sondagem, principalmente por ser impraticável a detecção de variações laterais, este estudo torna-se viável somente frente à integração com informações provenientes da sismoestratigrafia e da análise sistemática de perfis elétricos e radioativos. Assim, pesquisas deste gênero, realizadas pela Petrobrás na Bacia de Barreirinhas, têm conduzido ao reconhecimento de quatro formações sedimentares distintas para os sedimentos siliciclásticos correspondentes ao Grupo Canárias,

os quais são interpretados como pertencentes a um mesmo trato deposicional.

Levando-se em consideração este contexto paleoambiental, tornou-se possível proceder-se à análise faciológica dos sedimentos da Formação Barro Duro, mediante detalhada descrição dos aspectos texturais e estruturais correspondentes a testemunhos de sondagem provenientes de 6 poços perfurados na borda oeste da Bacia de Barreirinhas. No total, doze fácies foram individualizadas, sendo conveniente esclarecer que este termo é utilizado aqui no sentido de READING(1986) e WALKER(1979) para designar rochas sedimentares apresentando cor, acamamento, composição, textura, fósseis e estruturas sedimentares similares. As fácies foram então reunidas em sete associações, as quais são representativas de sub-ambientes específicos.

Nas tabelas I e II são apresentadas, respectivamente, as fácies descritivas identificadas nos testemunhos analisados e um resumo das associações faciológicas. A simbologia utilizada foi inspirada na codificação empregada por MIALL(1977), não tendo qualquer conotação genética. Neste trabalho, a(s) letra(s) maiúscula(s) correspondem à litologia e a minúscula à estrutura que melhor caracteriza a fácies. Os testemunhos estudados são apresentados mediante fotografias e perfis estratigráficos detalhados, os quais podem ser acompanhados nas figuras 6 a 37.

TABELA 1: FÁCIES DEPOSICIONAIS DA FORMAÇÃO BARRO DURO

FÁCIES	DESCRIÇÃO	ESTRUTURAS SEDIMENTARES	PROCESSO DEPOSICIONAL
Conglomerado e/ou brecha intraformacional(Cp).	Oligomítico, de arcabouço aberto, contendo clastos de folhelho cinza-escuro, os quais são alongados, angulosos a subarredondados e têm, em média, 4 a 5 cm de comprimento, com máximo de 10 cm. Matriz arenosa fina, compacta, de coloração cinza-esbranquiçada a amarelada, contendo resíduos vegetais dispersos e palhetas de muscovita. Muito raramente ocorrem seixos de quartzo subangulosos a subarredondados.	Os clastos maiores apresentam orientação paralela a sub-paralela, com a estratificação horizontal ou inclinada. Matriz maciça.	Deposição a partir de correntes trativas contendo energia alta a moderada.
Arenito com estratificação cruzada (Ax).	Arenito variando desde muito fino a grosso, predominando as granulometrias fina a média. Micáceo,com freqüentes fragmentos argilosos dispersos. Estratificação comumente ressaltada por minerais pesados e deposições argilosas milimétricas,associadas com restos vegetais e palhetas de muscovita. Fragmentos de carvão e nódulos ferruginosos dispersos.	Estratificação cruzada, em geral, de alto ângulo (10^{0}),acanalada, tabular e indistinta . Subordinadamente ocorre estratificação cruzada sigmoidal . Acamamento gradacional normal e inverso.	Deposição a partir de correntes trativas,com velocidade moderada a alta (sigmoidal) ou baixa a moderada (acanalada).
Arenito com estratificação/lamina - ção plano-paralela (Ap).	Arenito variando desde muito fino a grosso,predominando granulometria fina a média, geralmente micáceo. Coloração branco amarelada a creme e marrom.	Estratificação ou laminação plano-paralela, horizontal ou inclinada. Lineação de partição.	Deposição a partir de fluxos trativos, sob regime de fluxo superior/inferior.
Arenito com laminação cruzada(Al).	Arenito muito fino a fino, micáceo, com estruturação salientada por filmes milimétricos de argila. Restos vegetais e lhetas de muscovita,além de minerais pesados. Coloração cinza-esbranquiçada.	Laminação cruzada de corrente/ onda, laminação cruzada cavalgante (onda/corrente). Subor - dinadamente, estruturas *flaser* e *mud-drapes*.	Deposição a partir de correntes/ondas, em condições de fluxo moderado, regime inferior.
Arenito maciço(Am).	Arenito com granulometria variando desde muito fina a grossa, predominando fina a média. Contém restos de vegetais, fragmentos argilosos e de carvão dispersos. Localmente com sei - xos de quartzo aleatórios.	Maciça.	Deposição rápida a partir de correntes trativas com energia alta, podendo tratar - se de arenito intensamente fluidizado.
Arenito/pelito deformado(Ad).	Arenito fino a grosso, predominando as granulometrias fina a média, e pelitos associados. Contém restos vegetais dispersos. Coloração cinza-esbranquiçada a creme.	Acamamento perturbado por es - trutura convoluta, carga,*flame* e diques arenonosos.	Deformação causada por compactação e escape de fluidos.

TABELA 1: (cont....)

FÁCIES	DESCRIÇÃO	ESTRUTURAS SEDIMENTARES	PROCESSO DEPOSICIONAL
Folhelho com lentes de arenito (FAl).	Folhelho apresentando lentes muito delgadas de arenito fino a siltico e, subordinadamente, de siltito. Presença de restos de vegetais e esporádicas lentes delgadas de carvão. Coloração cinza-escura.	Acamamento lenticular, normalmente do tipo desconectado. Internamente às lentes ocorrem laminações inclinadas(migração da forma de leito).	Deposição a partir de suspensão, com alguma tração, em ambiente de baixa energia, onde os processos supridores de sedimentos são rítmicos ou periódicos , mais favorável à deposição de lama.
Folhelho/arenito ondulado (FAo).	Alternância proporcional de folhelho e arenito fino a muito fino, dispostos em camadas contínuas e onduladas. Presença de lentes milimétricas de carvão associadas às camadas de folhelho.	Acamamento ondulado (*wavy-bedding*). Nas camadas arenosas ocorrem laminações cruzadas de corrente/onda.	Processos flutuantes , com tração equiparada à suspensão. Ondulação é devida a irregularidades na superfície deposicional.
Folhelho intercalado com arenitos (FAp).	Interacamadamento de folhelho e arenito fino a muito fino , sendo que as camadas de arenito mostram-se delgadas (poucos centímetros) e dispostas de forma paralela e contínua.	Acamamento plano-paralelo, horizontal ou inclinado. Camadas de arenito ocasionalmente com laminação inclinada.	Deposição a partir de fluxos apresentando velocidades variantes.
Folhelho (F).	Folhelho comumente com vegetais bem preservados (ou fragmentos) e palhetas de muscovita nos planos de acamamento. Localmente com lentes delgadas de carvão.	Laminação plano-paralela, horizontal ou inclinada.	Deposição a partir de suspensão, em ambiente de baixa energia.
Siltito maciço (Sm).	Siltito argiloso, siltito e siltito arenoso, maciço e compacto. O siltito arenoso ocorre localmente e é fortemente calcífero.	Maciça.	Deposição rápida por tração ou suspensão (ambiente de baixa energia) ou deformação pedogenética.
Arenito bioturbado (Ab).	Arenito fino a muito fino, localmente com pelito associado , estruturação total ou parcialmente deformada (aspecto mosqueado).	Estrutura biogênica. Incipiente estruturação convoluta e sobrecarga.	Baixo influxo sedimentar, com retrabalhamento biogênico de barras distais e de desembocadura. Deformação compactacional.

3.2.1. Associação A: (fácies FAl, F, FAp, Sm e Ad)

Esta associação diz respeito aos sedimentos que se caracterizam por possuir a granulometria mais fina de todo o intervalo estudado. é constituída dominantemente por folhelhos(fig. 38), comumente apresentando lentes delgadas, normalmente do tipo desconectadas, de siltitos arenosos e arenitos muito finos a síltico(fácies FAl). Pecebe-se que as lentes variam ao longo do intervalo pelítico, ora tendendo a tornarem-se menos espessas e menos freqüentes para cima, ora com tendência oposta. Subordinadamente ocorrem as fácies F, FAp e Sm, bem como feições de sobrecarga, onde delgadas lentes sílticas e arenosas finas "afundam" no material mais argiloso, às quais se associam pequenos dobramentos convolutos(fig.39) e estruturas em chama(*flame*), resultando na deformação parcial de estruturas sindeposicionais(fácies Ad). Nesta associação são raras as bioturbações as quais, quando presentes, constituem-se em traços de muito pequeno porte.

Esta associação faciológica é caracterizada por sedimentos que se depositaram a partir de suspensão, processo comumente verificado quando ocorrem situações de redução do nível de turbulência do fluxo, ou seja, em ambientes sub-aquosos com baixa energia física. Dentro do contexto paleoambiental proposto, estes sedimentos são mais sugestivos de depósitos prodeltaicos(PD) ou de baías interdistributárias(BI). As características litofacioló-gicas verificadas em tais sub-ambientes são bastante similares e, consequentemente, nem sempre é possível proceder-se a sua individualização, o que fez com que se optasse, neste trabalho, pela

inclusão destes em uma mesma associação. Apesar disto, no intervalo estudado, alguns critérios possibilitaram a distinção entre os sedimentos pelíticos depositados em baías interdistributárias (planície deltaica), daqueles correspondentes à porção mais distal das barras de desembocadura, ou seja, no prodelta propriamente dito. Dentre estes, pode-se destacar os seguintes: a) relacionamento vertical com as demais associações faciológicas; b) presença ou não de lentes de carvão, bem como conteúdo em paleoflora.

Deste modo, os sedimentos que foram interpretados como correspondentes à baía interdistributária, em geral apresentam-se associados a corpos arenosos de pequena espessura e contendo estruturas sedimentares sugestivas de depósitos de *crevasse*(ver mais adiante); menos comumente,relacionam-se com intervalos arenosos mais espessos, porém com estruturas e/ou comportamento nos perfis elétricos que poderiam ser atribuídos a depósitos de canais distributários; contém finas lentes de carvão e abundante conteúdo em folhas e outros fragmentos vegetais bem preservados, dispostos nos planos de acamamento. Além disto, em alguns intervalos, estes depósitos incluem sedimentos argilosos/sílticos maciços e fortemente calcíferos, os quais poderiam ter sido resultantes de processos edáficos, indicativos de exposição sub-aérea. Por outro lado, deve-se salientar que, apesar destas evidências serem sugestivas de que houve sedimentação em baías interdistributárias, algumas feições adicionais que seriam esperadas neste sub-ambiente, tais como marcas de raízes, gretas de contração, variação de coloração e extensiva bioturbação, não foram observa-

das nos testemunhos descritos.

Os sedimentos interpretados como prodeltaicos geralmente associam-se a arenitos contendo espessuras maiores e com características elétricas e faciológicas denotando sequências com granocrescência ascendente, representativas dos depósitos de barras de desembocadura sobrejacentes. No intervalo estudado os sedimentos prodeltaicos acham-se pouco característicos, ocorrendo em camadas de pequena espessura, refletindo a interdigitação existente na transição entre este sub-ambiente e a porção distal das barras arenosas. Em alguns testemunhos, camadas arenosas esporádicas intercaladas ,poderiam ser atribuídas a prováveis correntes de turbidez atuando neste sub-ambiente.

A presença, em meio aos folhelhos desta associação, de isoladas lentes sílticas e arenosas muito finas, de pequeno porte e com tendência a tornarem-se mais freqüentes e mais espessas para cima, reflete a existência de esporádicas correntes trativas afetando as baías interdistributárias e/ou prodelta, processo resultante da própria progradação de corpos arenosos(*crevasse* e barras de desembocadura, respectivamente) nestes sub-ambientes.

3.2.2. Associação B: (fácies Ab, FAl, FAp, FAo e Al)

Esta associação é constituída fundamentalmente por arenitos contendo proporções variadas de pelitos, os quais são caracterizados principalmente pelo extremo grau de bioturbação que resultou no mascaramento da estruturação primária (fácies Ab, fig.15b). Subordinadamente ocorrem folhelhos apresentando lentes

e finas camadas arenosas, que se dispõem plano-paralelamente ou em suaves ondulações (fácies FAl/FAp e FAo, respectivamente), bem como ocasionais intercalações de arenito fino a muito fino contendo laminações cruzadas cavalgantes - *climbing-ripple cross lamination* (fácies Al). Nos planos de acamamento são comumente verificados detritos orgânicos muito finos (*coffee-grounds*).

Em geral, observa-se uma tendência de aumento no conteúdo de arenitos para cima, os quais passam a compor camadas relativamente mais espessas. Estes sedimentos, juntamente com os depósitos prodeltaicos, acham-se organizados em pequenas sequências com granocrescência ascendente, atestadas tanto nos testemunhos descritos, como na configuração demonstrada pelos perfis elétricos. Estão associados a camadas arenosas apresentando estruturas sugestivas de terem sido depositados como barras de desembocadura. O extensivo retrabalhamento pelos organismos deixou uma grande quantidade de traços fósseis, principalmente *Ophiomorpha*.

Em função das características acima apresentadas, a associação B foi interpretada como depósitos que se acumularam a alguma distância das barras de desembocadura. De acordo com COLEMAN & PRIOR(1982), este sub-ambiente da frente deltaica(barras distais) constitui-se em um local favorável à atividade biogênica, devido à grande quantidade de nutrientes que é proporcionada pelo influxo fluvial e pela suave taxa de sedimentação, relativamente aos depósitos de barras formadas na desembocadura dos distributários. Como será discutido oportunamente na sequência deste trabalho, o caráter progradante dos sedimentos aqui estudados foi

freqüentemente interrompido, tendo sido estabelecidos períodos de abandono, possivelmente relacionados com a diminuição da carga sedimentar trazida pelos canais, aumento do nível do mar ou subsidência local. Tais fases de abandono, que inclusive possibilitaram a atuação de processos marinhos, teriam favorecido o desenvolvimento de intervalos bioturbados, os quais atingiram espessuras consideráveis.

Nas fácies não afetadas pela bioturbação, as estruturas sedimentares observadas são indicativas da presença de fluxos de baixa energia, o que se coaduna com o sub-ambiente proposto. Esta associação B mostra-se especialmente bem caracterizada no testemunho de número 4 do poço 3-EO-0005-MA(figura 16).

3.2.3. Associação C: (Al, Ax, Ad, Am, FAo e FAp)

Arenitos com granulometrias fina a muito fina e apresentando laminações cruzadas do tipo cavalgante-*climbing-ripple* (fácies Al) constituem-se na fácies volumetricamente mais importante desta associação (fig. 40). Porém, em alguns intervalos verificam-se, também, arenitos finos a muito finos com estratificação cruzada do tipo sigmoidal e ocasional estratificação cruzada indefinida , as quais foram incluídas descritivamente na fácies Ax (fig.41). Subordinadamente ocorrem, ainda, como delgadas camadas intercaladas: arenitos finos a muito finos apresentando estruturação suavemente deformada (fácies Ad); arenitos finos a muito finos, totalmente maciços (fácies Am), o que foi atribuído à elevada intensidade dos processos fluidizantes; folhelhos e

arenitos fino a muito fino interlaminados, apresentando acamamento plano-paralelo(fácies FAp - fig.40) ou suavemente ondulado (fácies FAo).

No perfil de raios gama, estes corpos arenosos representam pequenos pulsos com valores baixos, relativamente aos depósitos de folhelho da baía (fig.06), sendo comumente verificados em associação com sequências de granodecrescência ascendente, atribuídas à presença de canais distributários (ver os testemunhos 1 e 2 do poço 3-EO-0005-MA, fig. 7-10).

A predominância quase que absoluta de estruturas do tipo *climbing-ripples*, como foi verificado nesta associação, é uma feição característica de áreas onde ocorre elevado influxo sedimentar, resultando em rápida deposição, principalmente a partir de suspensão. Dentro do contexto paleoambiental que está sendo proposto, tal situação pode ser atribuída a depósitos verificados tanto na desembocadura de distributários, quanto em pequenos rompimentos de diques que ocorrem marginalmente aos canais. Em função das pequenas espessuras e, principalmente, devido ao seu relacionamento vertical com a associação faciológica interpretada como depósitos de baía interdistributária, acredita-se que estes sedimentos possam ser atribuídos a pequenas barras formadas por canais secundários(*crevasse-splay*).

Completando a sequência, os corpos arenosos representativos do rompimento ativo e que, normalmente, acham-se dispostos em contato brusco com os folhelhos da baía interdistributária,são recobertos por sedimentos pelíticos (fácies FAo e FAp) correspondentes à fase de abandono parcial e/ou total subsequen-

te. Nestes intervalos mais pelíticos podem ser observadas bioturbações de muito pequeno porte, em função da diminuição do influxo sedimentar, contrariamente ao que ocorre com os arenitos.

As fácies representativas de processos deformacionais são condizentes com este sub-ambiente, onde as areias se sobrepõem a argilas plásticas, que prontamente se deformam gerando estruturas de sobrecarga e/ou chamas e, devido à rápida sedimentação, dá-se o aprisionamento de fluidos que resultam em estruturas de escape.

3.2.4. Associação D: (fácies Am, Ad, Ax, Cp, Al, FAo e FAl)

Nesta associação litofaciológica verificam-se arenitos, em geral finos a médios, secundariamente ocorrendo muito finos e grossos, os quais constituem camadas de até 5 metros de espessura. Estes arenitos mostram estruturação comumente conturbada por escorregamentos gravitacionais e diferentes estruturas reotrópicas geradas por processos de fluidização(fácies Ad , fig.42). Também ocorrem arenitos totalmente maciços (fácies Am , fig.43), arenitos com estrutras cruzadas do tipo sigmoidal de médio porte(fig. 44) e estratificações cruzadas indefinidas (fácies Ax), bem como arenitos contendo microestratificações cruzadas cavalgantes- *climbing-ripples* (fácies Al). Além destas fácies, são incluídas ainda, nesta associação, camadas de conglomerados e brechas de natureza intraformacional(fig.45), compostos por clastos de folhelho (fácies Cp), as quais chegam a atingir até 0,65 metros de espessura. Subordinadamente ocorrem delgados in-

tervalos pelíticos, compostos por folhelhos e arenitos apresentando acamamento suavemente ondulado e/ou lenticular(fácies FAo e FAl, respectivamente). Em alguns intervalos os arenitos mostram acamamento gradacional inverso.

Ao longo de toda associação é comum a ocorrência de palhetas de muscovita e resíduos vegetais fragmentados, distribuídos de maneira esparsa. Secundariamente também são verificados pequenos clastos angulosos a subangulosos de folhelho, os quais são dispersos aleatoriamente.

No perfil de potencial espontâneo(sp), esta litofácies apresenta caracteristicamente um padrão em caixa ou em "U" deitado (fig.24), sendo que, no perfil de resistividade e raios gama mostram nítida tendência de granocrescência ascendente, compondo intervalos contendo, em média, 25 a 30 metros de espessura (fig.27).

As características apresentadas são condizentes com depósitos formados na desembocadura de canais distributários, cujo empilhamento sucessivo é o principal fator responsável pelo caráter construtivo das sequências deltaicas. Neste local, a razão de acumulação de sedimentos é extremamente alta, provavelmente mais elevada que em qualquer outro sub-ambiente da frente deltaica, o que se reflete nas estruturas sedimentares sob a forma de estratificações cruzadas sigmoidais e *climbing-ripples*. Com isto,os fluidos sub-aquosos são freqüentemente retidos nos sedimentos, sendo expulsos em consequência do próprio efeito compactacional, o que justifica a abundância de estruturas deformacionais observadas nesta associação. De acordo com MEDEIROS(com.verb.), os

intervalos de conglomerados/brechas intraformacionais presentes nesta associação, possivelmente são resultantes de processos de escorregamentos gravitacionais. Este fenômeno pode ser iniciado por movimentações tectônicas ou ser resultante da própria característica deposicional das barras de desembocadura. O acúmulo dos sedimentos, normalmente formando um ângulo de 0,2 a 2º, em média (segundo READING,1986), associado à sobrecarga produzida pela alta razão de deposição verificada nestes locais, favorecem a instabilidade do talude e, como consequência, são produzidos os movimentos de massa.

As circunstâncias deposicionais atuantes neste sub-ambiente justificam a escassez de bioturbação, sendo as estruturas de escape (*dwelling-structures*) os traços mais comumente esperados, como consequência da rápida sedimentação.

3.2.5. Associação E: (fácies Ax, Ap, Ad, Al, F e FAo)

Esta associação é constituída de arenitos granulometricamente finos a grossos, apresentando estratificações cruzadas acanalada (fig. 46), tabular (fig.47) e indefinida (fig.48), de pequeno a médio porte (fácies Ax), as quais são especialmente bem visualizadas no testemunho 21 do poço 2-IN-0001-MA. A esta fácies associam-se arenitos finos a grossos com estratificação ou laminação plano-paralela, inclinadas e horizontais (fácies Ap), sendo que em algumas delas percebem-se lineações de partição (*parting-lineation*). Em certos intervalos ocorrem arenitos maciços ou deformados contendo es-

truturas de escape de fluidos (diques arenosos - fig.49), sobrecarga e estrutura em chama (fácies Ad-fig.50). Subordinadamente estão presentes, ainda, arenitos finos a muito finos, com laminação cruzada, geralmente do tipo cavalgante (*climbing-ripple*) e *flaser* (fácies Al), delgados níveis de folhelho (fácies F) e folhelhos/arenitos finos a muito finos apresentando acamamento ligeiramente ondulado (fácies FAo). Esporadicamente foi possível verificar alguns níveis apresentando acamamento gradacional do tipo normal.

As estruturas desta associação acham-se comumente salientadas por minerais pesados e, mais raramente, por palhetas de muscovita e restos de matéria orgânica vegetal, os quais também são freqüentemente observados de forma dispersa nestes arenitos. Adicionalmente ocorrem fragmentos de folhelho, geralmente angulosos e com tendência a mostrarem uma disposição aproximadamente paralela ao acamamento, com exceção de alguns intervalos onde distribuem-se aleatoriamente, provavelmente devido à deformação por fluidização. Em associação aos níveis mais pelíticos, localmente foram verificadas finas películas de carvão.

Nos perfis descritos localmente pode-se visualizar pequenos ciclos granodecrescentes, evidenciados por arenitos grossos contendo seixos de quartzo, os quais ascendentemente passam a arenitos médios e finos. Esta tendência granulométrica também pode ser acompanhada no perfil de raio gama , que mostra feições "em sino"(fig.16).

Este conjunto de informações sugere que tais arenitos correspondam a depósitos de canais distributários. Como pode ser acompanhado na figura 10 , os pelitos e arenitos muito finos apresentando estruturas indicativas de baixa energia do fluxo, que se encontram associados, são interpretados como depósitos relacionados a períodos de abandono do canal. As laminações argilosas que se depositaram durante estas fases foram suavemente rompidas, possivelmente em função de exposição sub-aérea e/ou devido ao próprio escape de fluidos, o que resultou em pequenos níveis com aspecto "quebrado", visualizados particularmente no testemunho 2 do poço 3-EO-0005-MA (fig.10).

Dentre os testemunhos descritos, nos intervalos que foram atribuídos a depósitos de canais distributários praticamente não se observaram estruturas de "corte e preeenchimento" (*cut and fill*) ou *lags*, que poderiam contribuir na determinação da base dos canais. Acredita-se que isto se deve à reduzida amostragem disponível, o que impede que a sequência possa ser integralmente visualizada, bem como devido à própria falta de organização que, segundo COLLEMAN & PRIOR(1982) representa uma das características dos depósitos de preenchimento de canais distributários.

3.2.6. Associação F: (fácies FAo, FAl, FAp, Al, Ab, Ap e Ax)

Nesta associação, a fácies mais marcante (FAo) é caracterizada pela constante alternância de folhelhos e arenitos finos e muito finos, apresentando acamamento fortemente ondulado (*wavy*,

fig. 51, 52), caracterizados descritivamente pela fácies FAo; quando se verifica um aumento na proporção de argila, o acamamento torna-se lenticular (FAl - fig.53). Associadamente são observadas camadas de arenito fino a muito fino (fácies Al), sendo que tanto nestas quanto nas frações arenosas que compõem os intervalos ondulados e lenticulares, são comuns laminações cruzadas do tipo cavalgante(*climbing-ripple cross lamination* - fig.54) e *flaser*. É interessante salientar que estas microestratificações cruzadas se caracterizam por apresentar *sets* de lâminas mergulhando em sentidos contrários, os quais são individualizados por superfícies de truncamento que, segundo HARMS *et al.*(1982) refletem a migração de "ôndulas" de oscilação(*climbing-wave-ripples*). Associadas a estas estruturas, em alguns intervalos ocorrem pequenas marcas de onda simétricas (fig. 55), o que condiz com esta interpretação. Camadas de arenito com granulometria fina a muito fina e apresentando laminação plano-paralela e lineações de partição(Ap - fig.56) alternam-se com arenitos laminados cruzados, constituíndo pequenos ciclos indicativos de períodos de maior e menor energia, respectivamente. Raramente observam-se delgados intervalos de arenito com estratificação cruzada indefinida(Ax), bem como de arenitos e pelitos deformados, onde pode-se verificar microdobramentos convolutos, diques arenosos, *flame* e estruturas de sobrecarga, sendo que, em vários locais, estas últimas chegam a configurar pseudo-nódulos e almofadas. Sedimentos areno-argilosos apresentando intensa bioturbação, com a obliteração total ou parcial das estruturas primárias(fácies Ab), também foram registrados em alguns intervalos desta associação. Em geral, as fácies

mostram-se dispostas em pequenos ciclos, ora com tendência de granocrescência ascendente e *thickening upward*, ora com comportamento inverso.

Nos arenitos estão comumente presentes palhetas de muscovita, sendo que junto aos folhelhos pode-se observar esporádicas lentes milimétricas de carvão (fig.57). Ao longo de toda a associação são verificados traços fósseis, os quais são representados basicamente por *Skolithos* e *Teichichnus(?)*. Ocasionalmente verificam-se marcas produzidas pela movimentação de objetos na superfície dos sedimentos(fig.58).

Esta associação faciológica poderia ter sido depositada em ambiente situado próximo à costa, como sugerida especialmente pela presença de películas de carvão em alguns níveis e pelo predomínio de bioturbação do tipo *Skolithos*, sendo que as estruturas sedimentares observadas são condizentes com deposição em planície de maré. Em um perfil vertical idealizado e completo, este subambiente costuma ser caracterizado por ciclos sucessivos com tendência de granodecrescência ascendente, o que reflete a diminuição da energia do fluxo em direção à costa, a partir da zona de inframaré. Diferentes intensidades de bioturbação e uma grande variedade de formas de leito são encontradas no ambiente de planície de maré, predominando estruturas representando regime de fluxo inferior embora, como cita DAVIS JR.(1983), camadas planas de regime de fluxo superior também possam estar presentes. Em estudos feitos com sedimentos modernos, FREY *et al.*(1989) observaram predomínio de acamamento do tipo *wavy* na porção intermediária das planícies de maré, onde localmente também são importantes as

laminações *ripples* e plano-paralelas. Comparativamente, a associação aqui descrita apresenta um comportamento faciológico bastante similar, podendo corresponder dominantemente a depósitos transicionais entre as zonas de infra e supra-maré.

Embora a sequência geral representando uma planície de maré tenha a tendência de granodecrescência ascendente, internamente ao conjunto podem ocorrer ciclos menores de granocrescência ascendente, tal como foi verificado nos testemunhos estudados. WEIMER *et al.*(1985) descreveram depósitos de planícies de maré que são faciologicamente muito semelhantes aos encontrados em alguns testemunhos da Formação Barro Duro e que igualmente apresentam nítidos intervalos com tendência de granocrescência ascendente.

Em alguns testemunhos, os sedimentos aparentemente foram também depositados mediante a atuação de processos marinhos, porém em um sub-ambiente nitidamente diferente do que foi acima descrito(ver figuras 7, 8, 12, 13, 30-33, 35-37). De um modo geral, nestes sedimentos ocorrem arenitos finos a muito finos, apresentando basicamente microestratificações cruzadas (fig. 59, estruturas do tipo *flaser* e laminações plano-paralelas, os quais se acham associados a folhelhos e arenitos/pelitos intensamente bioturbados (fig. 60, 61). Apesar das informações obtidas a partir dos testemunhos e perfis elétricos serem bastante incompletas e pouco elucidativas, podendo até mesmo levar a interpretações ambíguas, acredita-se que seja provável que a deposição tenha se processado em um ambiente marinho mais aberto, talvez na zona de *shoreface/foreshore* adjacente ao sistema deltaico.

TABELA II: DESCRIÇÃO E INTERPRETAÇÃO DAS ASSOCIAÇÕES FACIOLÓGICAS DA FORMAÇÃO BARRO DURO.

ASSOCIAÇÃO FACIOLÓGICA		DESCRIÇÃO	INTERPRETAÇÃO
Fácies dominantes	Fácies secundárias		
FAl	F, FAp, Sm, Ad	Sedimentos dominantemente argilosos, com freqüentes acamamentos lenticulares e, secundariamente, intercalações de folhelho/arenito dispostos plano-paralelamente e arenitos deformados. Esta associação ocorre no topo ou na base de intervalos apresentando granodecrescência ou granocrescência ascendente, respectivamente.	Baía interdistritária/prodelta(BI/PD).
Ab	FAl, FAp, FAo, Al.	Arenitos com proporções variadas de pelitos, apresentando-se fortemente bioturbados ou com estruturas indicativas de ambiente de baixa energia. Fazem parte de intervalos com granocrescência ascendente, estando nas porções inferiores e médias.	Barras distais (BDi).
Al	Ax, Ad, Am, FAo, FAp.	Arenitos dominantemente com estruturas indicativas de altas taxas de sedimentação. A deposição, provavelmente, teria se processado rapidamente, favorecendo o aprisionamento de fluidos e, consequentemente, intervalos deformados e maciços. Associa-se com depósitos sugestivos de planícies deltaicas, estando relacionada com canais e baías interdistributárias.	*Crevasse* (CSa)
Am, Ad Ax	Cp, Al, FAo, FAl.	Arenitos maciços, deformados ou com estratificação/laminação cruzada indicativa de altas taxas de deposição, sugerindo rápido acúmulo sedimentar, com aprisionamento de fluidos em grande escala. Esta associação faz parte de espessas sequências (25-30m) apresentando granocrescência ascendente, o que gera feições "em sino invertido" nos perfis de raios-gama.	Barras de desembocadura de distributários (BDe)
Ax	Ap, Ad, Al, F, FAo.	Arenitos com estratificação cruzada acanalada, tabular e indistinta, subordinadamente com intercalações de pelitos. Esta associação faz parte de intervalos apresentando granodecrescência ascendente, geralmente com bases abruptas e feições "em sino" nos perfis de raios-gama.	Canais distributários (CDa).
FAo	FAl, FAp, Al, Ab, Ap, Ax.	Alternância de folhelhos e arenitos, em geral, com acamento ondulado (subordinadamente lenticular e plano-paralelo), sendo por vezes bioturbado (tornando-se mosqueado). Secundariamente, com intercalações de arenito com laminação/estratificação cruzada plano-paralela ou cruzada. Esta associação tem aspecto "serrilhado" nos perfis de raios-gama.	Planície de maré (PM).

LEGENDA DA SIMBOLOGIA UTILIZADA NOS PERFIS (Figuras 7 a 35)


LAMINAÇÃO LENTICULAR


LAMINAÇÃO ONDULADA ("WAVY")


LAMINAÇÃO CRUZADA CAVALGANTE

LAMINAÇÃO "FLASER"

LAMINAÇÃO OU ESTRATIFICAÇÃO PLANO-PARALELA HORIZONTAL


LAMINAÇÃO OU ESTRATIFICAÇAO PLANO-PARALELA INCLINADA


LAMINAÇÃO CRUZADA POR CORRENTE


LAMINAÇÃO CRUZADA POR ONDA


ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA INDISTINTA


ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA ACANALADA


ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA SIGMOIDAL


ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA TANGENCIAL


ACAMAMENTO GRADACIONAL NORMAL


ACAMAMENTO GRADACIONAL INVERSO


LINEAÇÃO DE PARTIÇÃO


MARCA DE OBJETO


RECOBRIMENTO ARGILOSO ("MUD-DRAPE")


DIQUE DE ARENITO


ESCAPE D'ÁGUA


SOBRECARGA SEDIMENTAR


ESTRUTURA EM CHAMA


LAMINAÇÃO DEFORMADA


PSEUDONÓDULO E ALMOFADA


MACIÇO


FRAGMENTO DE FOLHELHO


FRAGMENTO/LENTE DE CARVÃO

NÓDULO DE FERRO


RESTOS DE VEGETAIS SUPERIORES (FOLHAS, GALHOS, ETC...)


GRÂNULO E SEIXO DE QUARTZO


FÓSSEIS INDISTINTOS


POUCA BIOTURBAÇÃO


MODERADA BIOTURBAÇÃO


INTENSA BIOTURBAÇÃO


ESTRUTURA EROSIVA

C CIMENTO CALCÍTICO (ANÁLISE MACROSCÓPICA)


ARENITO


SILTITO

FOLHELHO


INTERLAMINADO DE ARENITO / SILTITO / FOLHELHO


ARENITO / PELITO MOSQUEADO

SIMBOLOGIA UTILIZADA NAS FIGURAS 6 a 37

1 CSa "CREVASSE" ATIVO

2 CSab ABANDONO DO "CREVASSE"

3 BI BAÍA INTERDISTRIBUTÁRIA (Localmente com possíveis mangues e lagos)

4 CDa CANAL DISTRIBUTÁRIO

5 CDab ABANDONO DE CANAL DISTRIBUTÁRIO

6 BDe BARRA DE DESEMBOCADURA

7 BDi BARRA DISTAL

8 PD PRODELTA

9 PM PLANÍCIE DE MARÉ

10 SH "SHOREFACE" (?)

11 F "FORESHORE" (?)

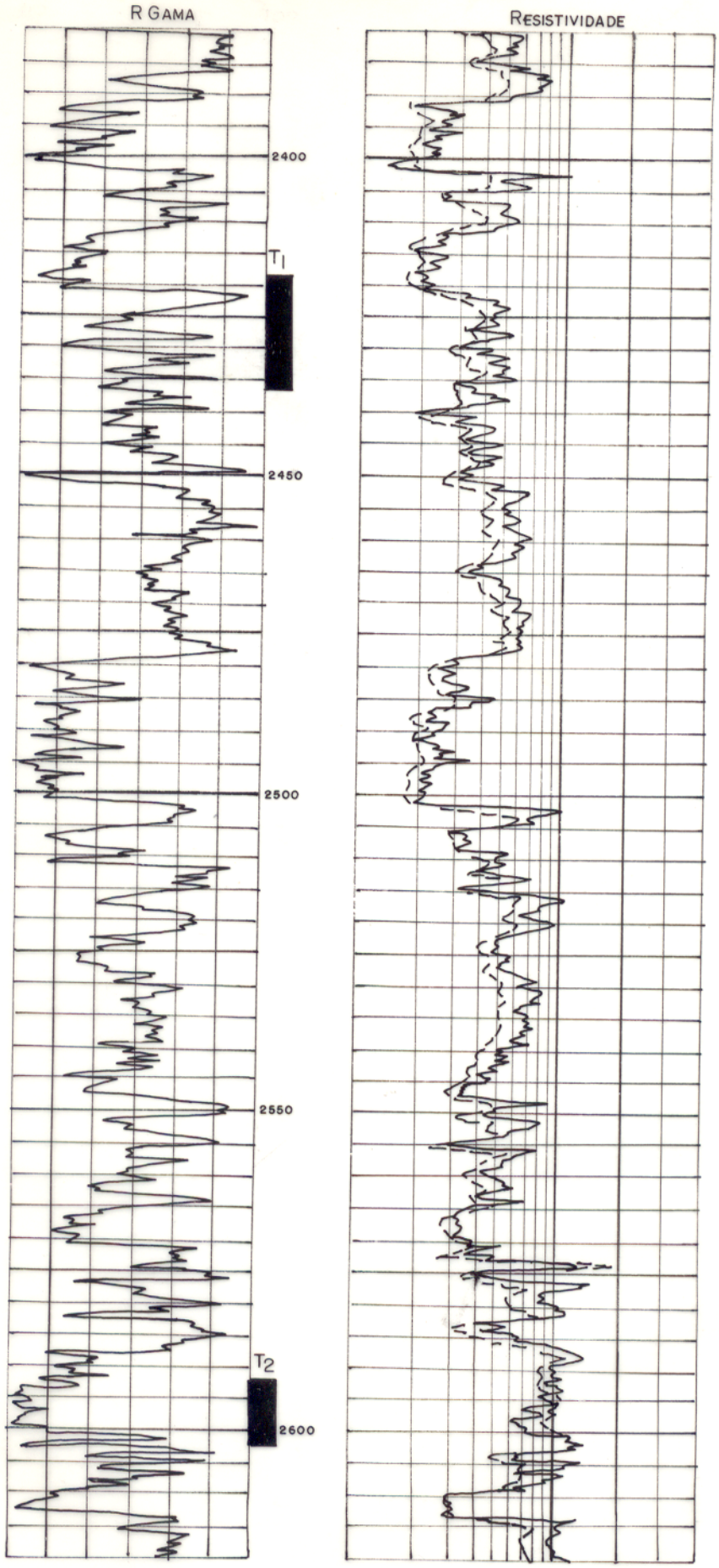


Fig. 6 : Posicionamento estratigráfico dos testemunhos 1 e 2, no poço 3-EO-5-MA

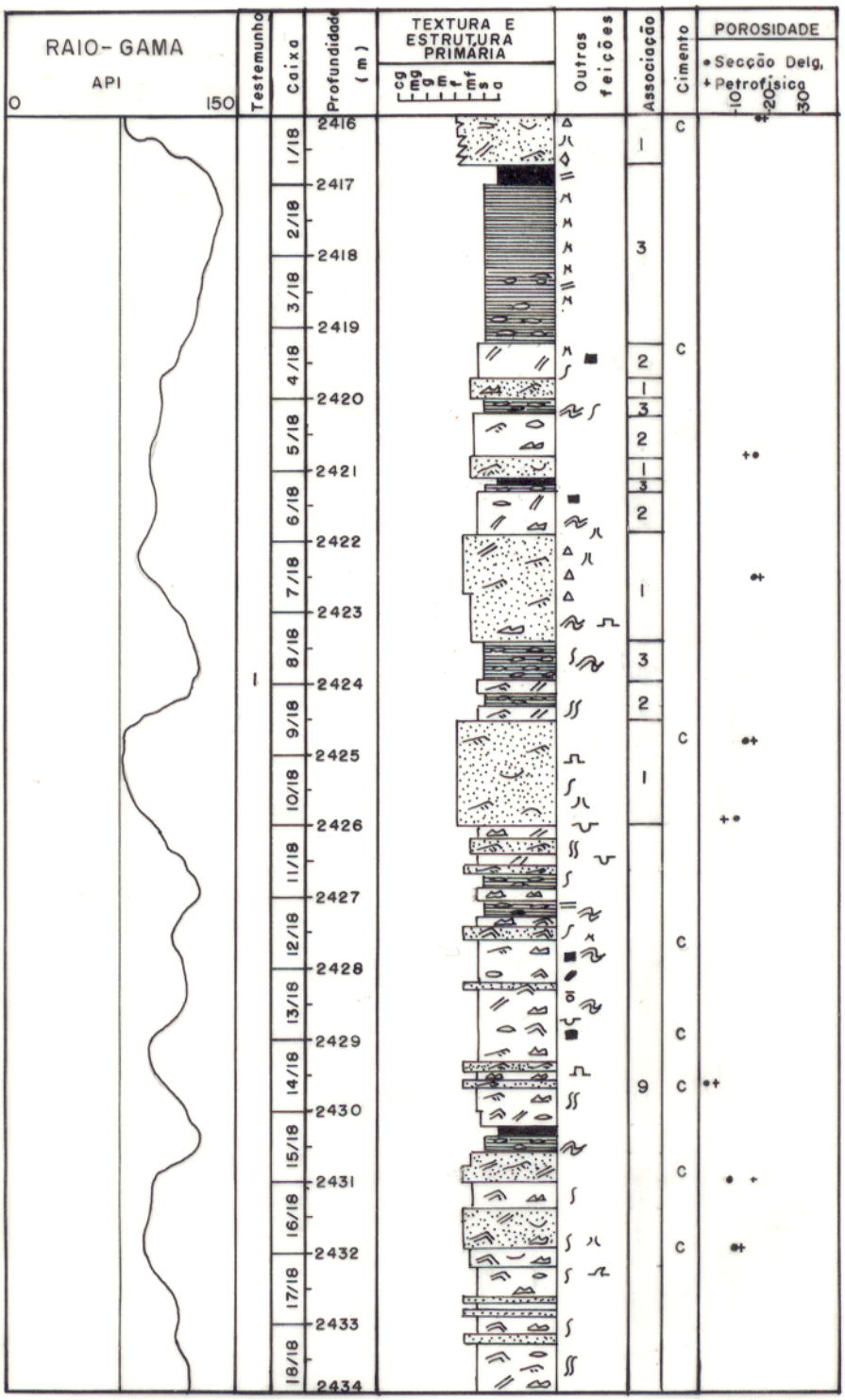


Fig. 7 - POÇO 3-EO-0005-MA (Ver legenda na página 39)

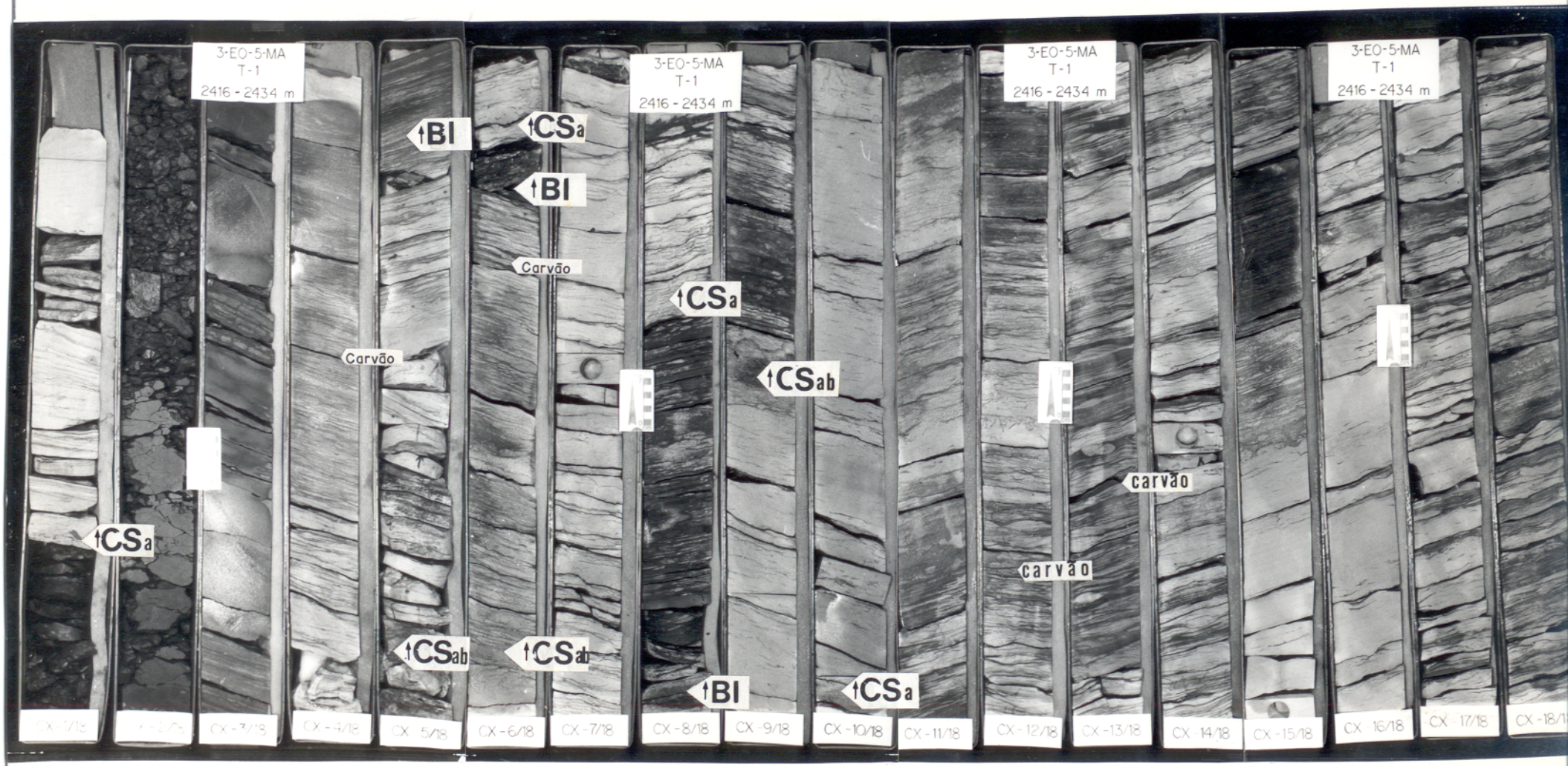


Fig. 8 : Fotos do testemunho 1 da Formação Barro Duro, no poço 3-EO-5-MA (Legenda na pg. 40)

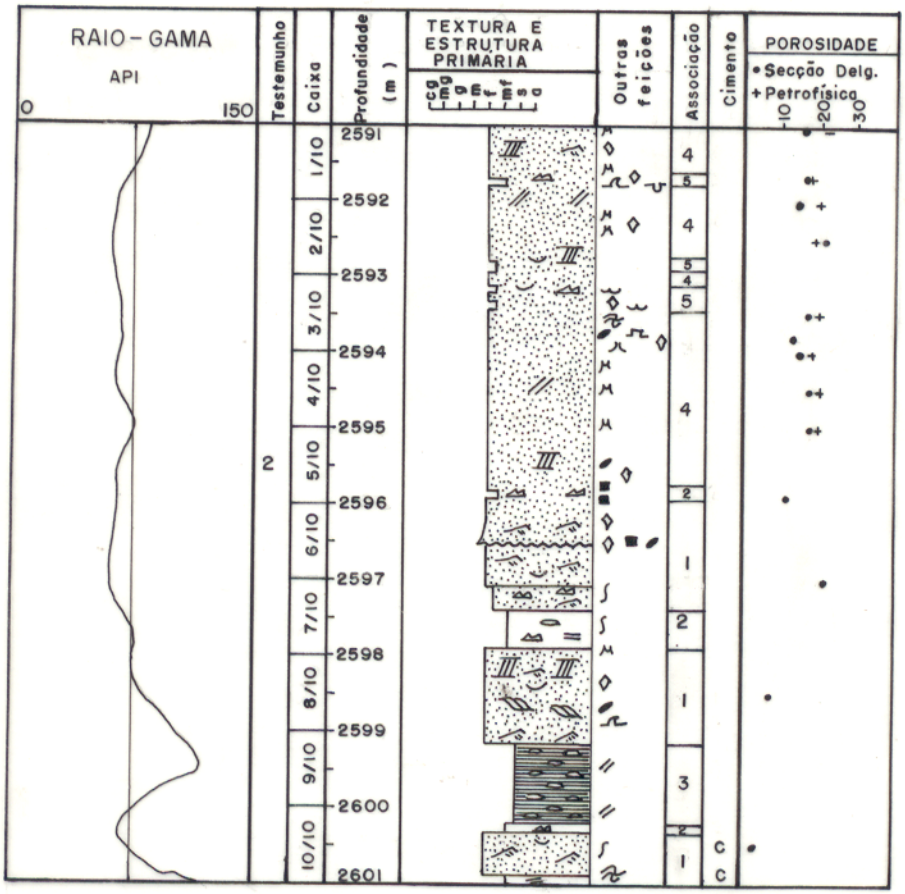


Fig. 9 - POÇO 3-EO-0005-MA (Ver legenda na página 39)

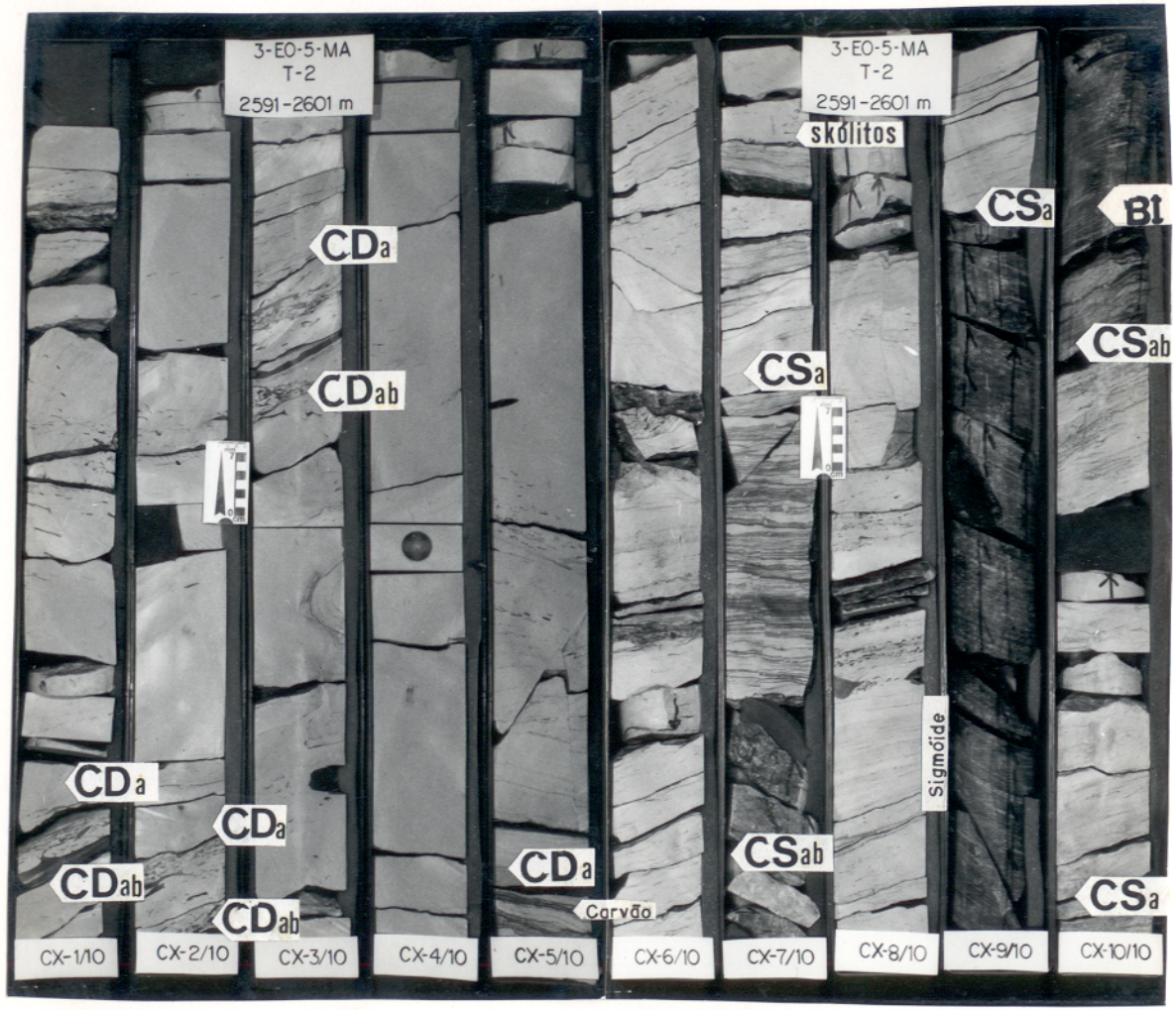


Fig. 10 : Fotos do testemunho 2 da Formação Barro Duro, no poço 3-EO-5-MA
(Legenda na pg. 40)

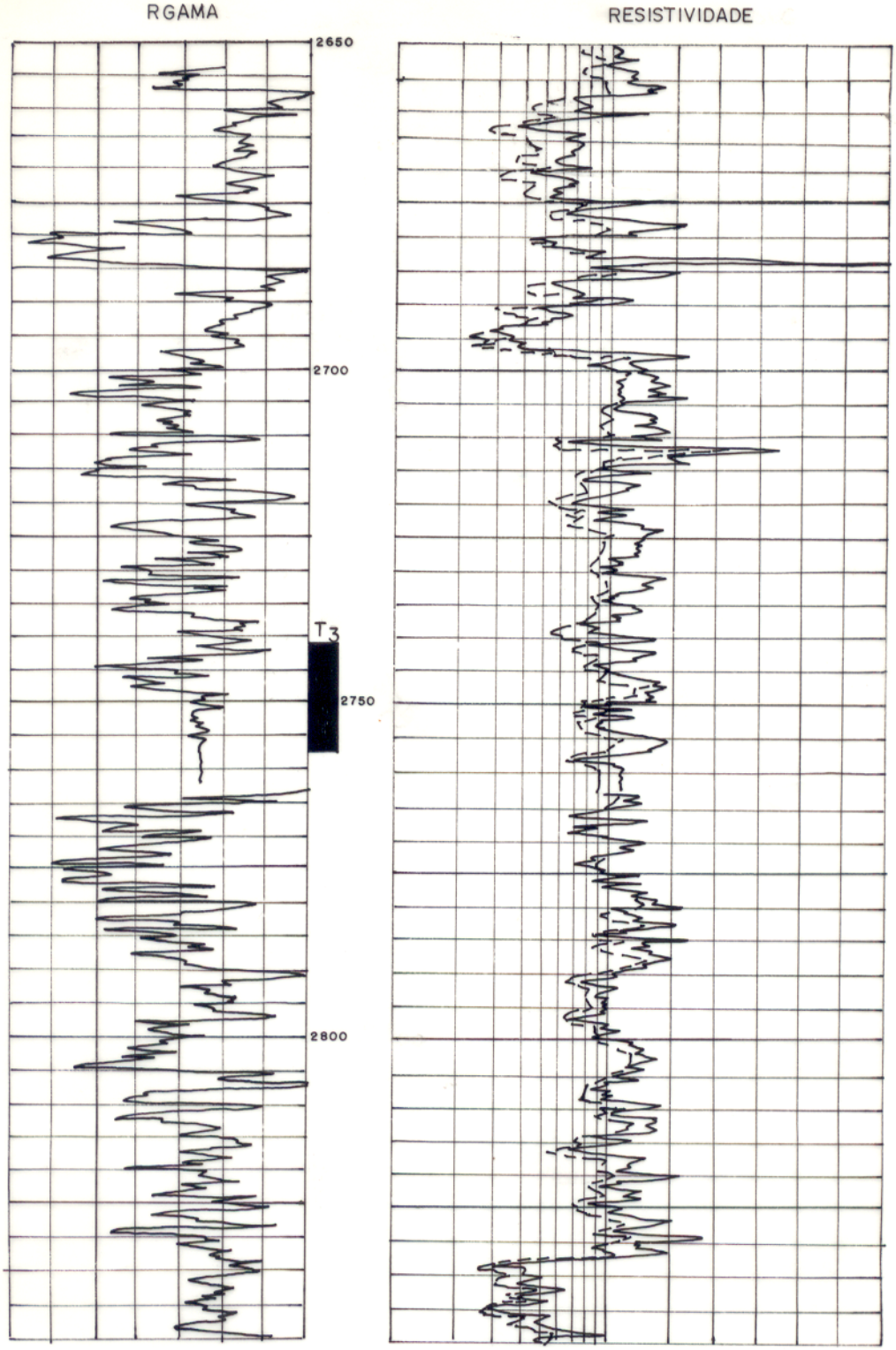


Fig. 11 : Posicionamento estratigráfico do testemunho 3, poço 3-EO-5-MA

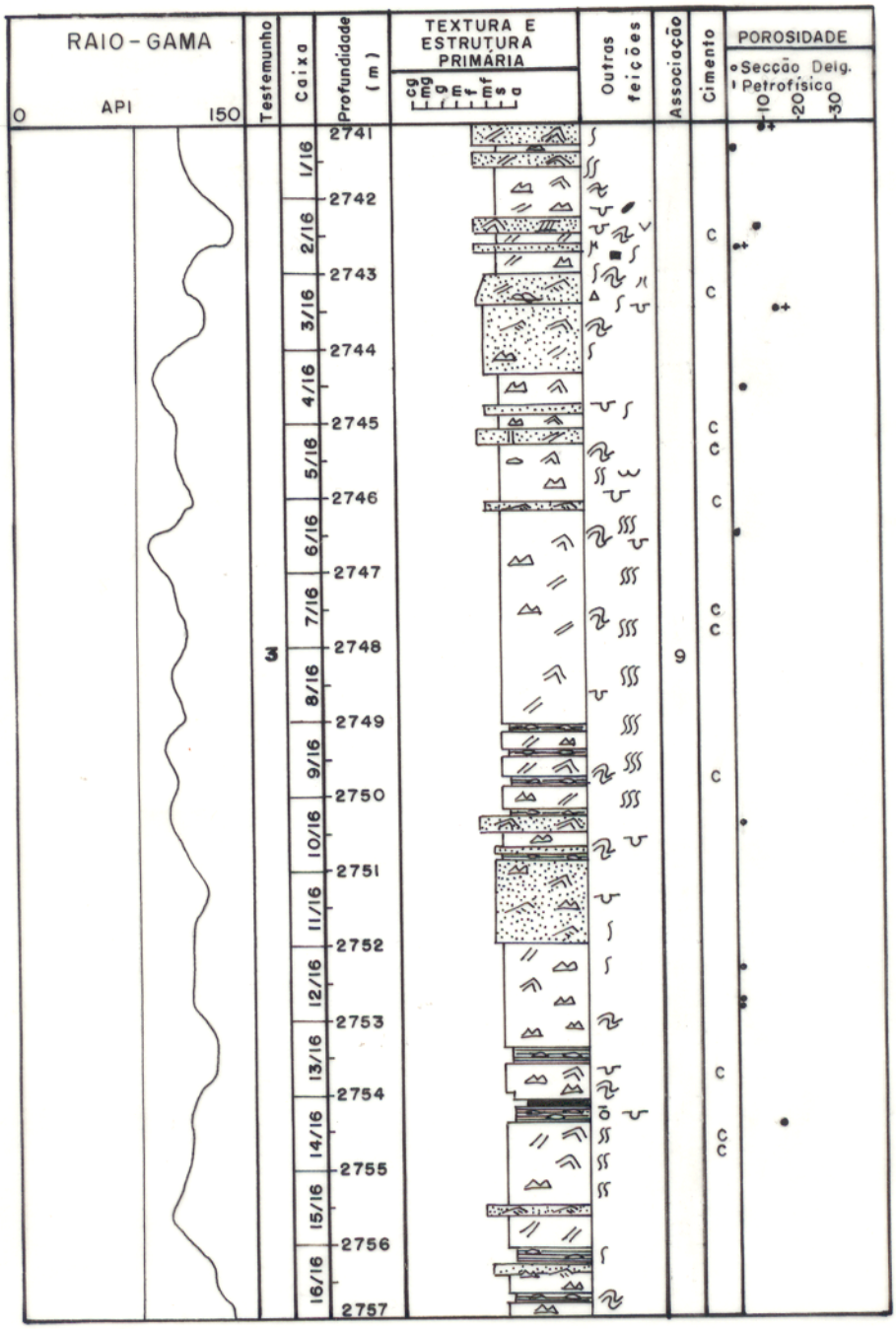


Fig. 12 - POÇO 3-EO-0005-MA (Ver legenda na página 39)

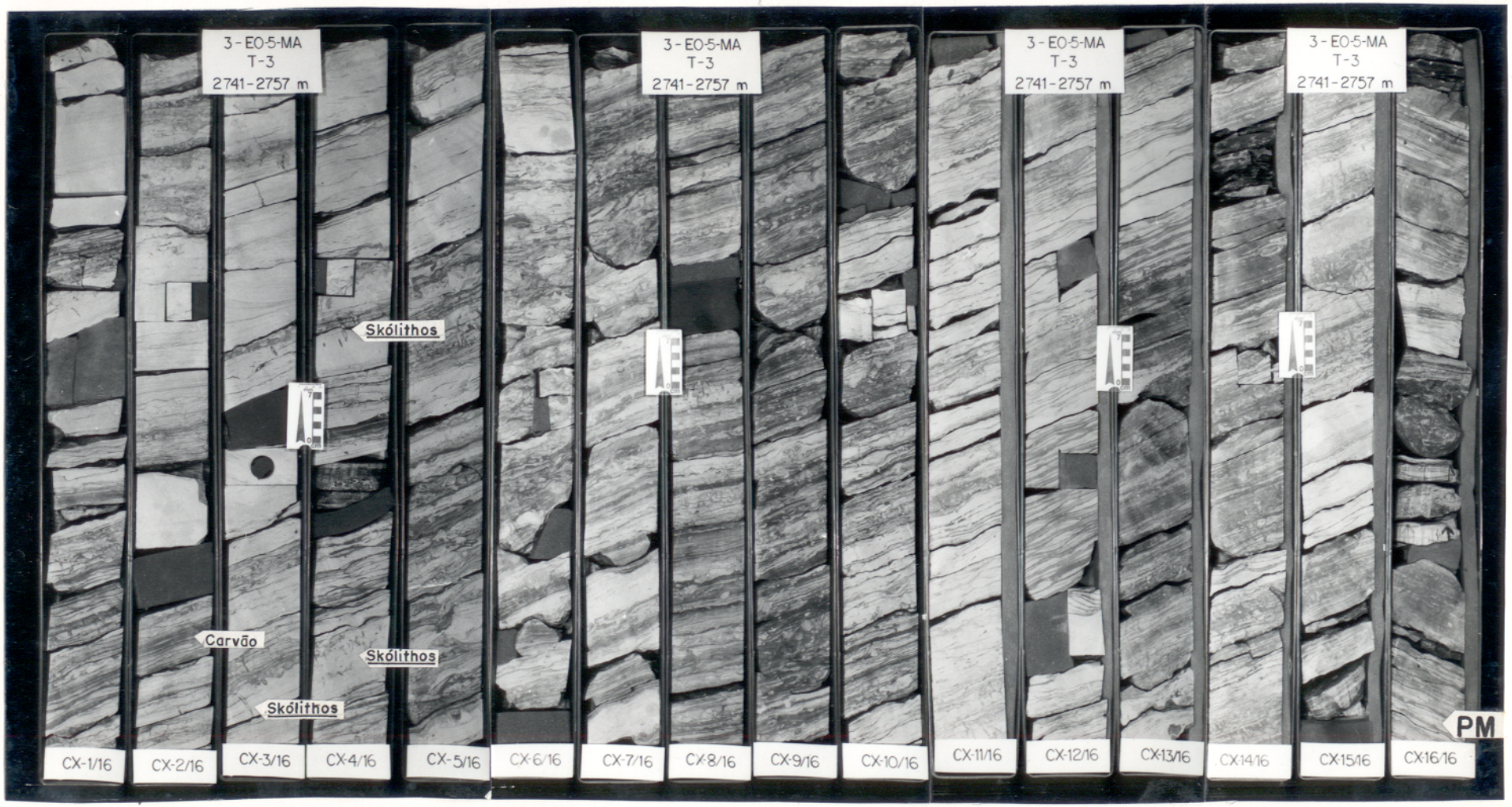


Fig. 13: Fotos do testemunho 3 da Formação Barro Duro, no poço 3-EO-5-MA
(Legenda na pg. 40)

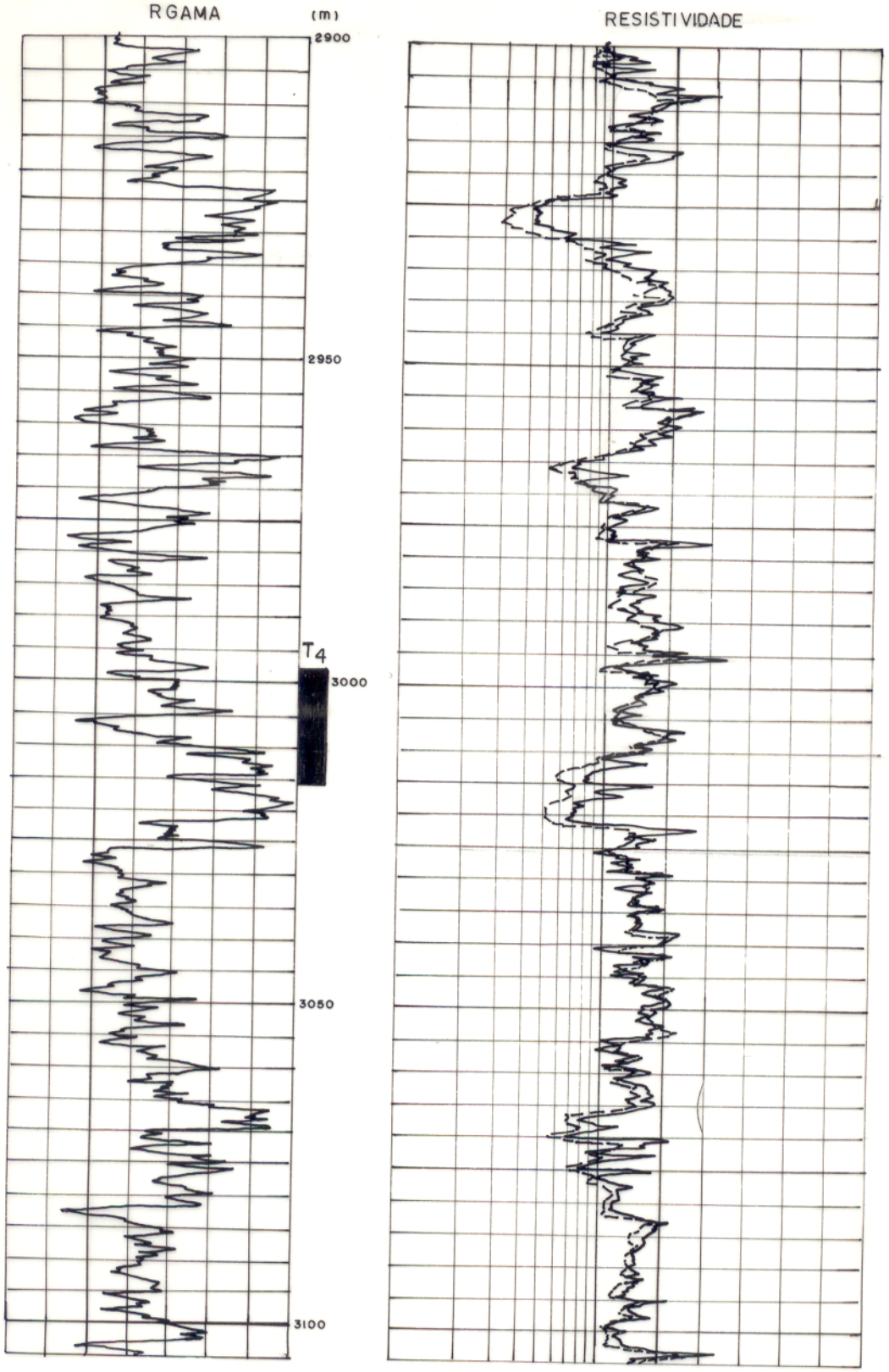


Fig. 14 : Posicionamento estratigráfico do testemunho 4, poço 3-EO-5-MA

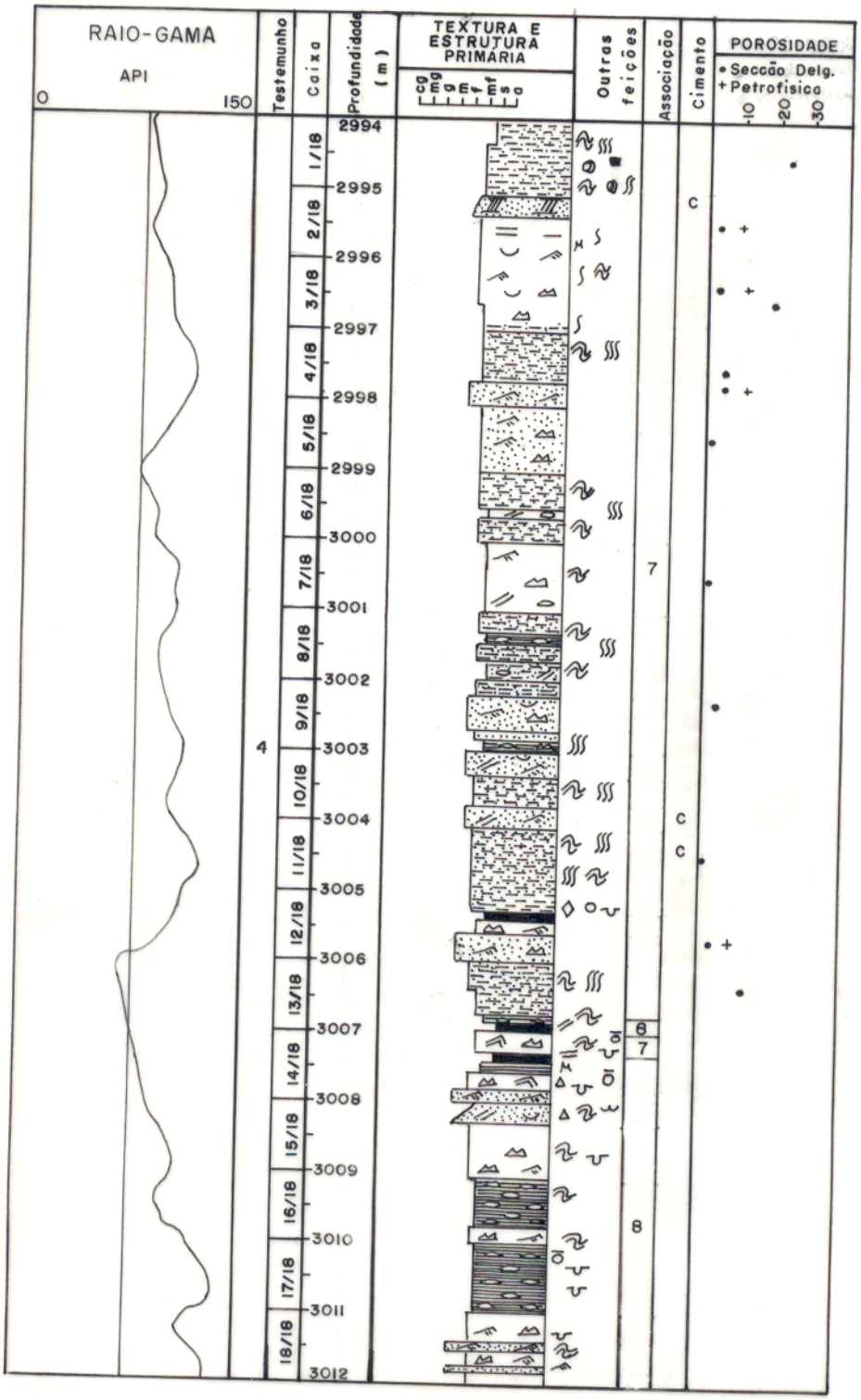


Fig. 15a - POÇO 3-EO-0005-MA (Ver legenda na página 39)

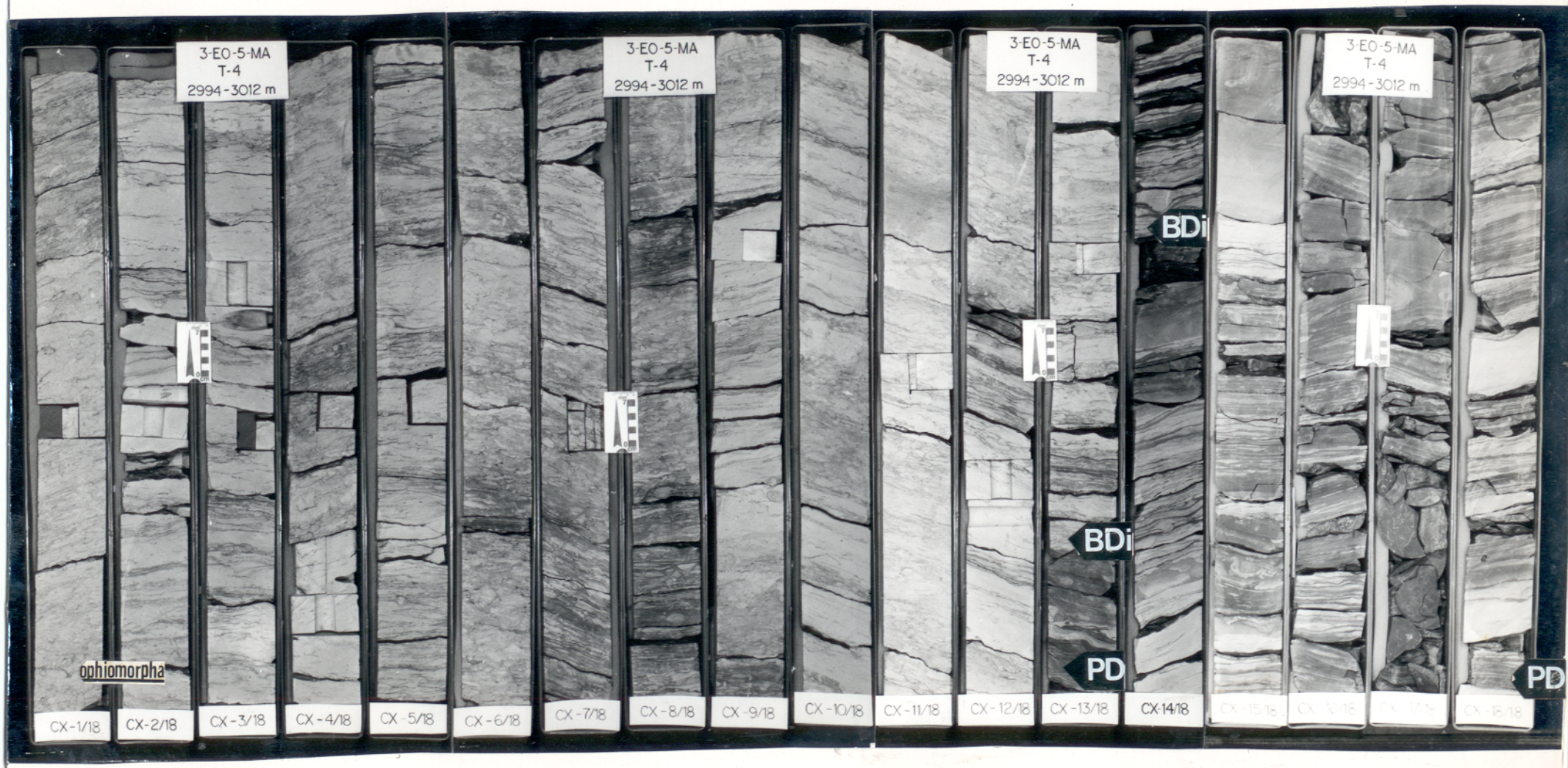


Fig. 15b: Fotos do testemunho 4 da Formação Barro Duro, no poço 3-EO-5-MA
(Legenda· na pg. 40)

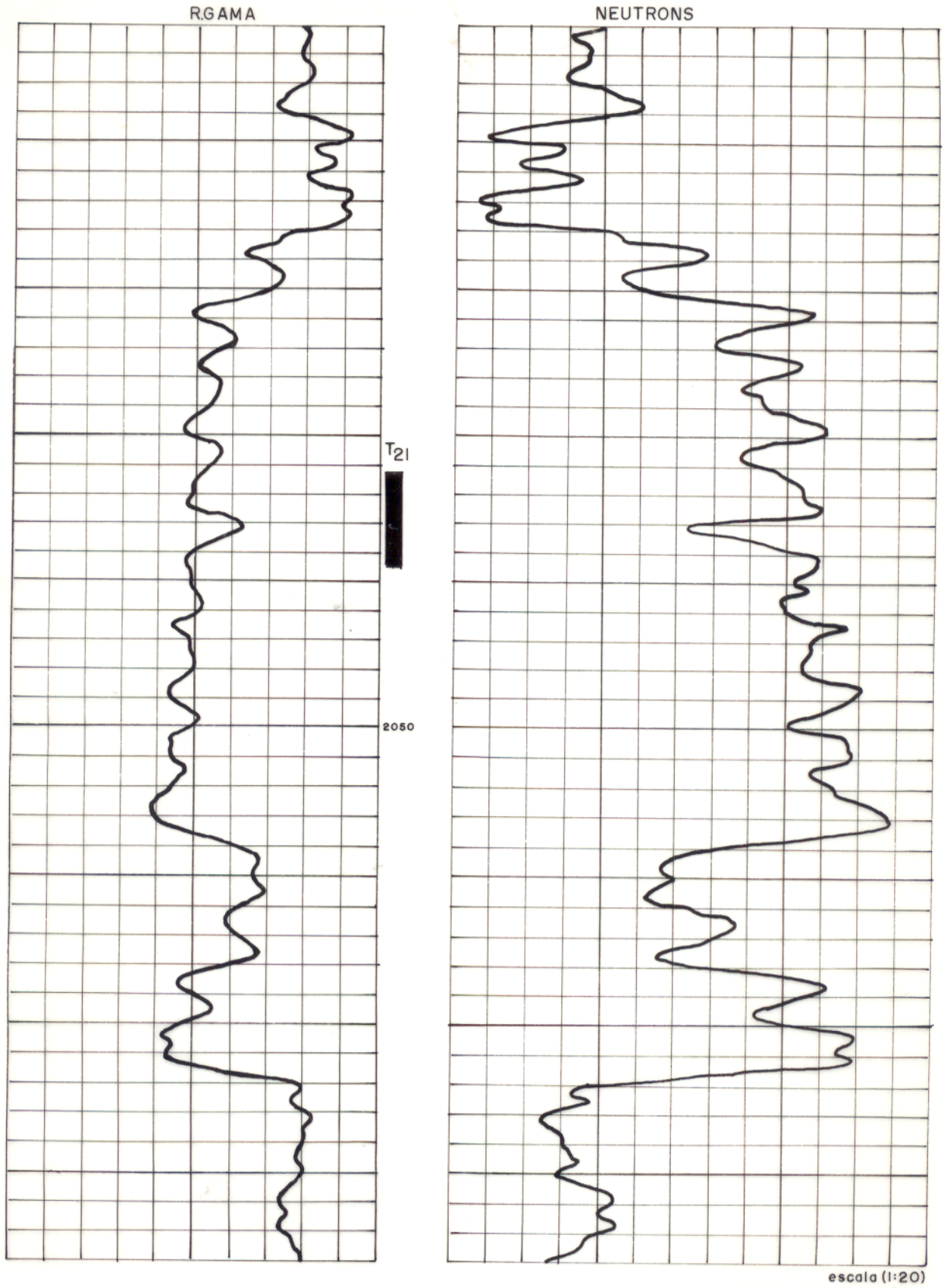


Fig. 16 : Posicionamento estratigráfico do testemunho 21, no poço 2-IN-1-MA

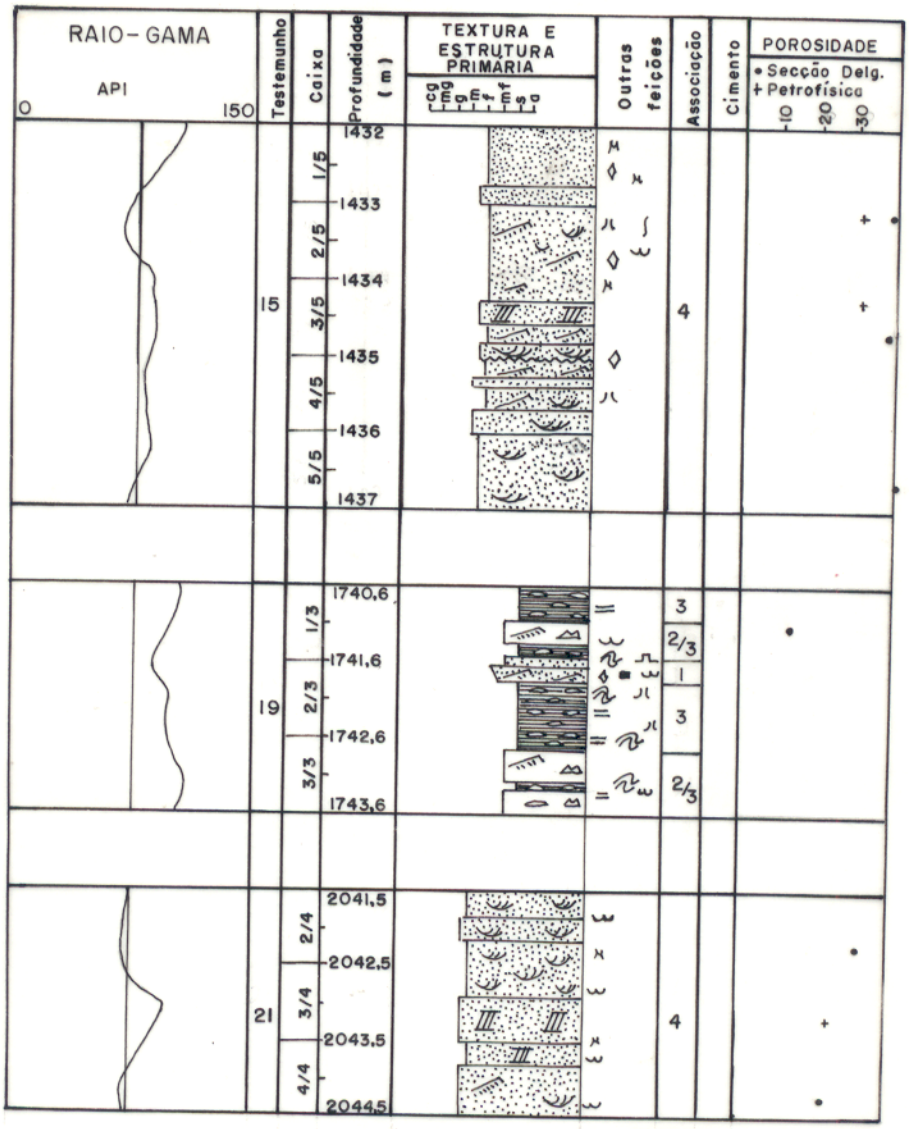


Fig. 17 - POÇO 2-IN-0001-MA (Ver legenda na página 39)

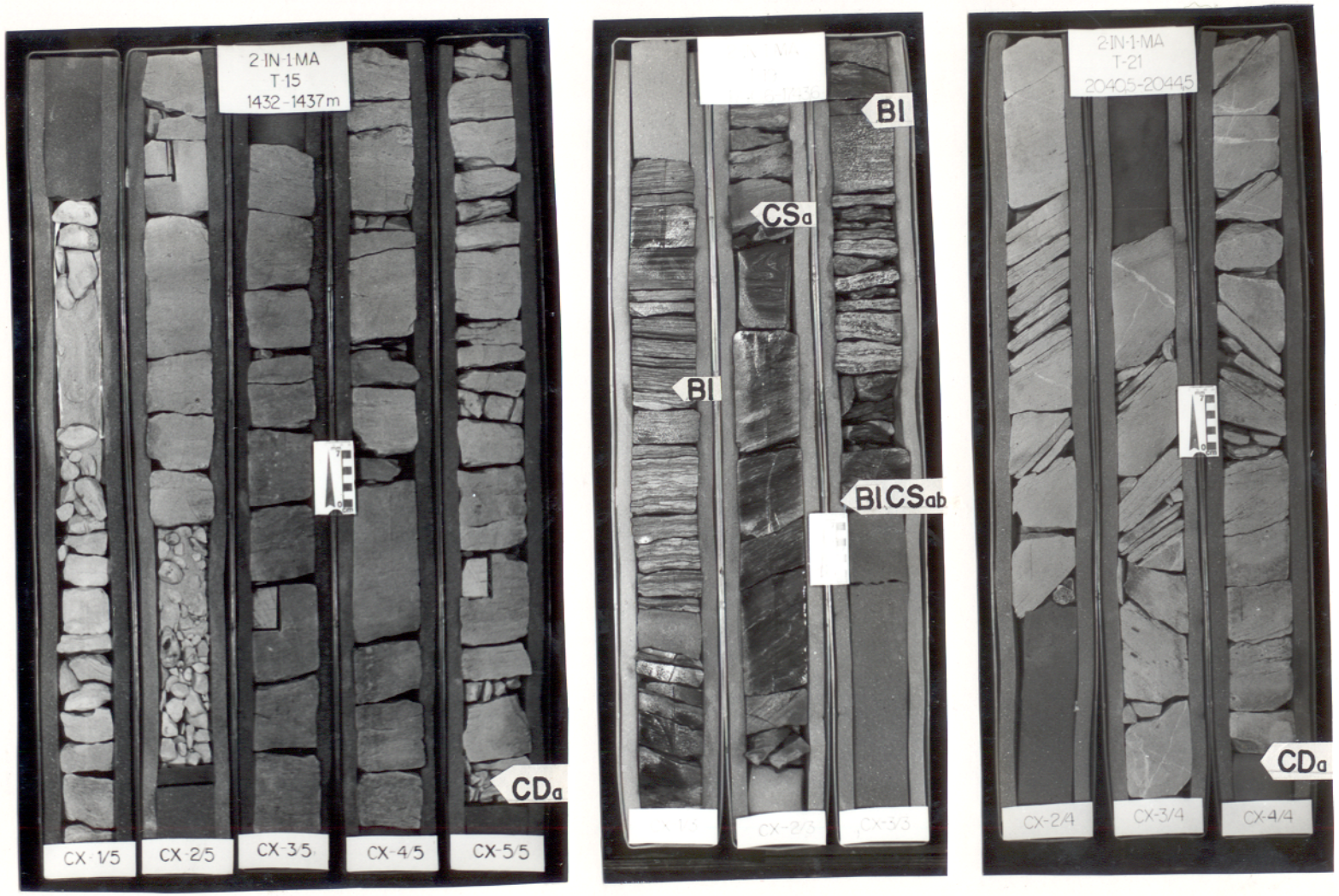


Fig. 18: Fotos dos testemenhos 15, 19 e 21 da Formação Barro Duro, no poço 2-IN-1-MA

(Legenda na pg. 40)

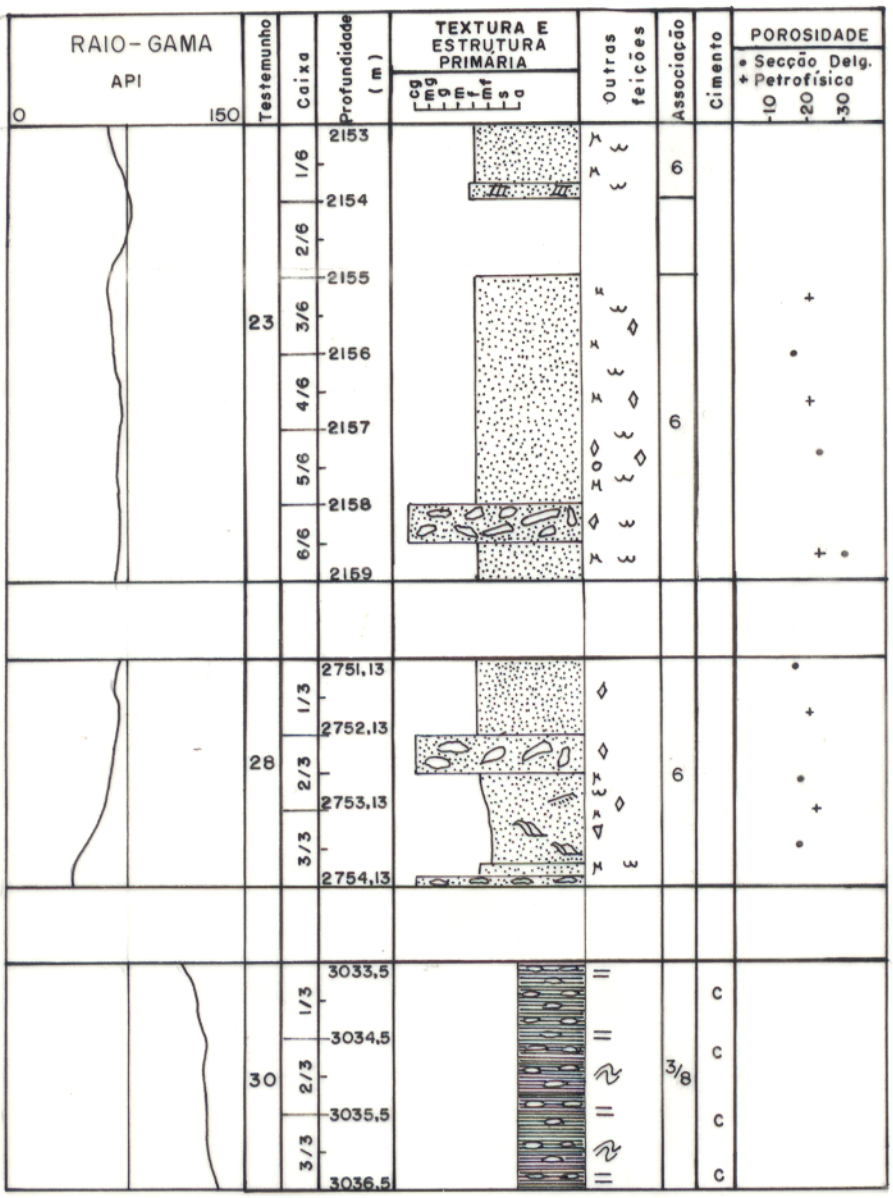


Fig. 19 - POÇO 2-IN-0001-MA (Ver legenda na página 39)

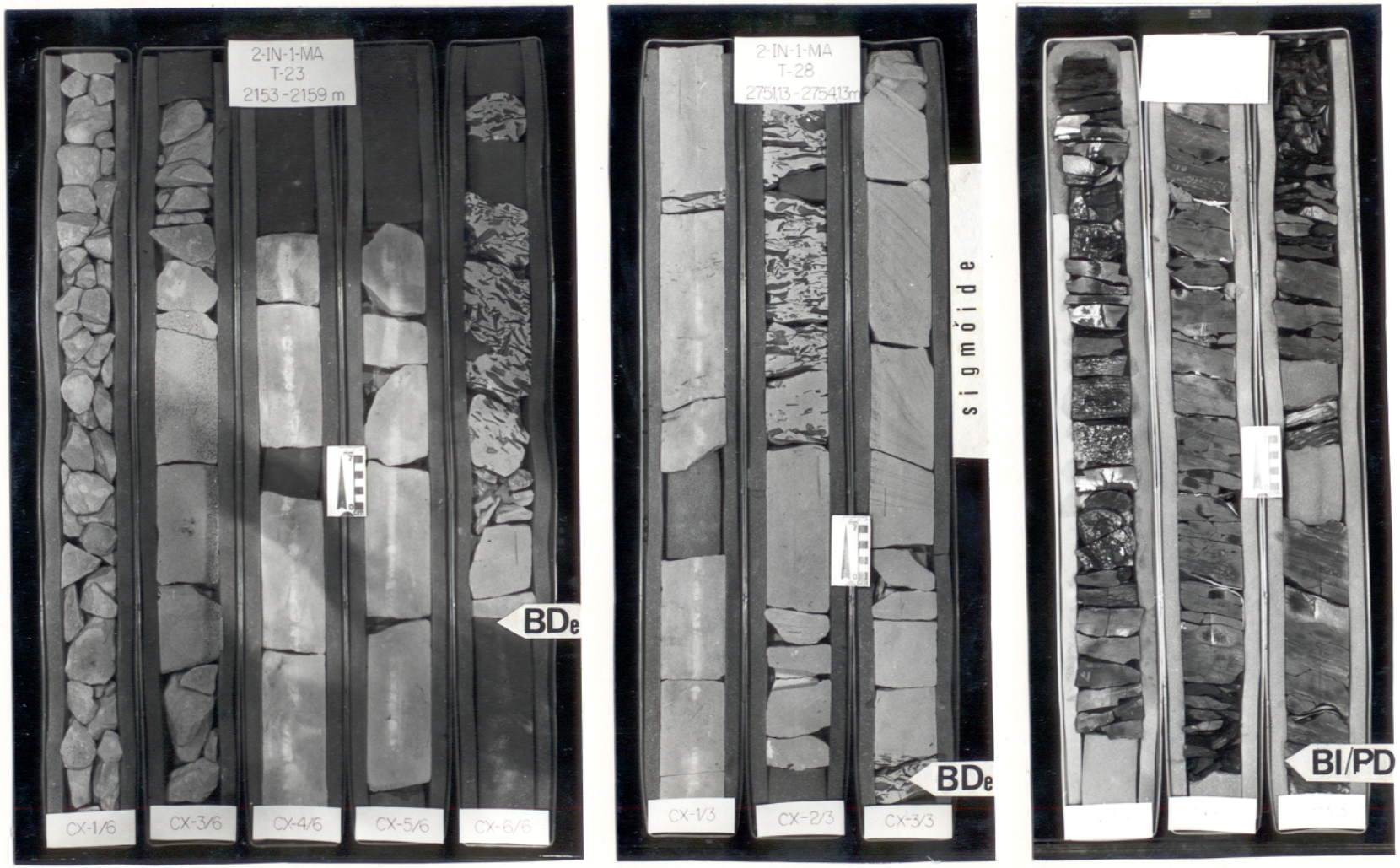


Fig. 20 : Fotos dos testemunhos 23, 28 e 30 da Formação Barro Duro, no poço 2-IN-1-MA
(Legenda na pg. 40)

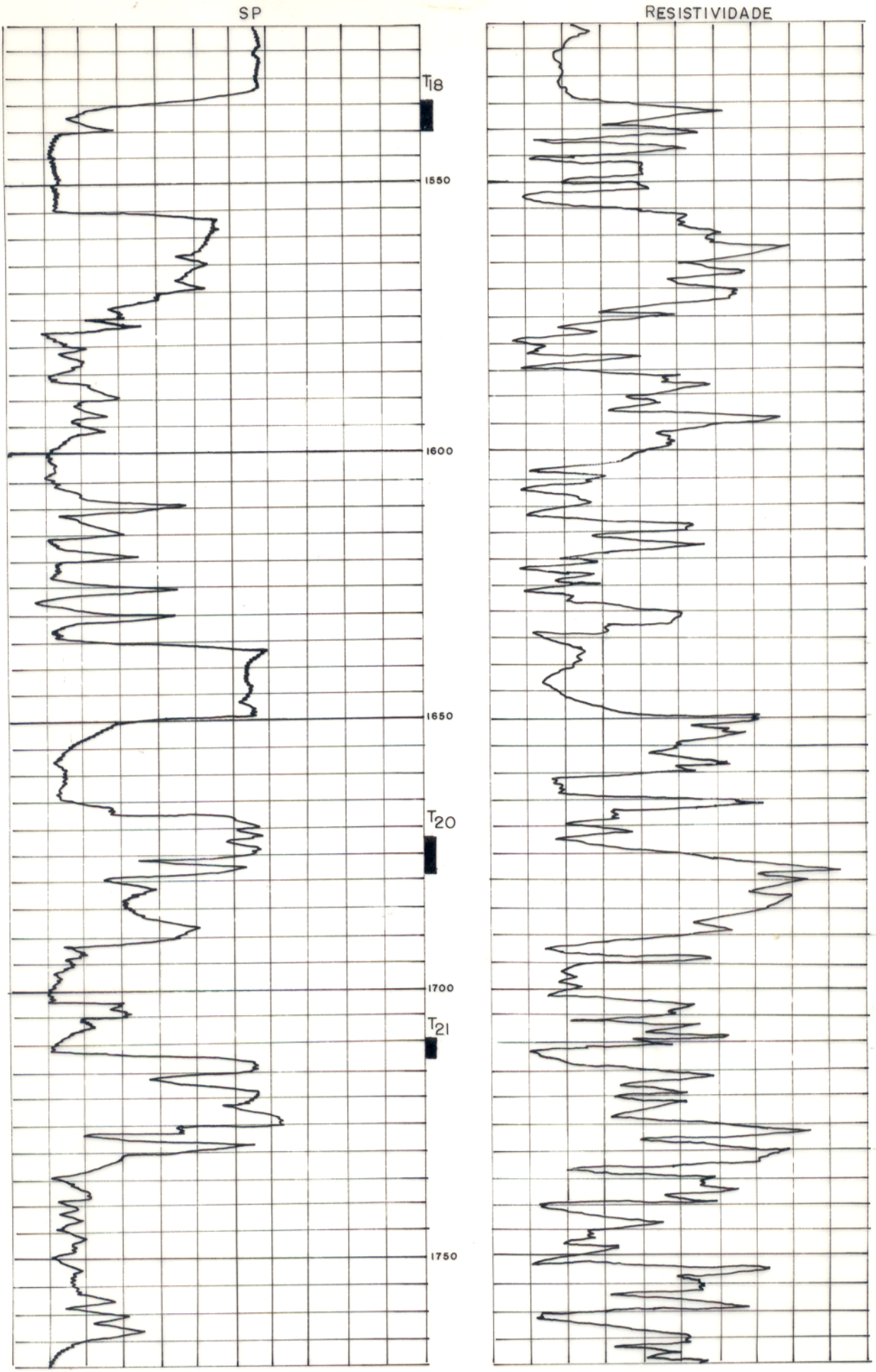


Fig. 21 : Posicionamento estratigráfico dos testemunhos 18, 20 e 21 no poço 2-HC-1-MA

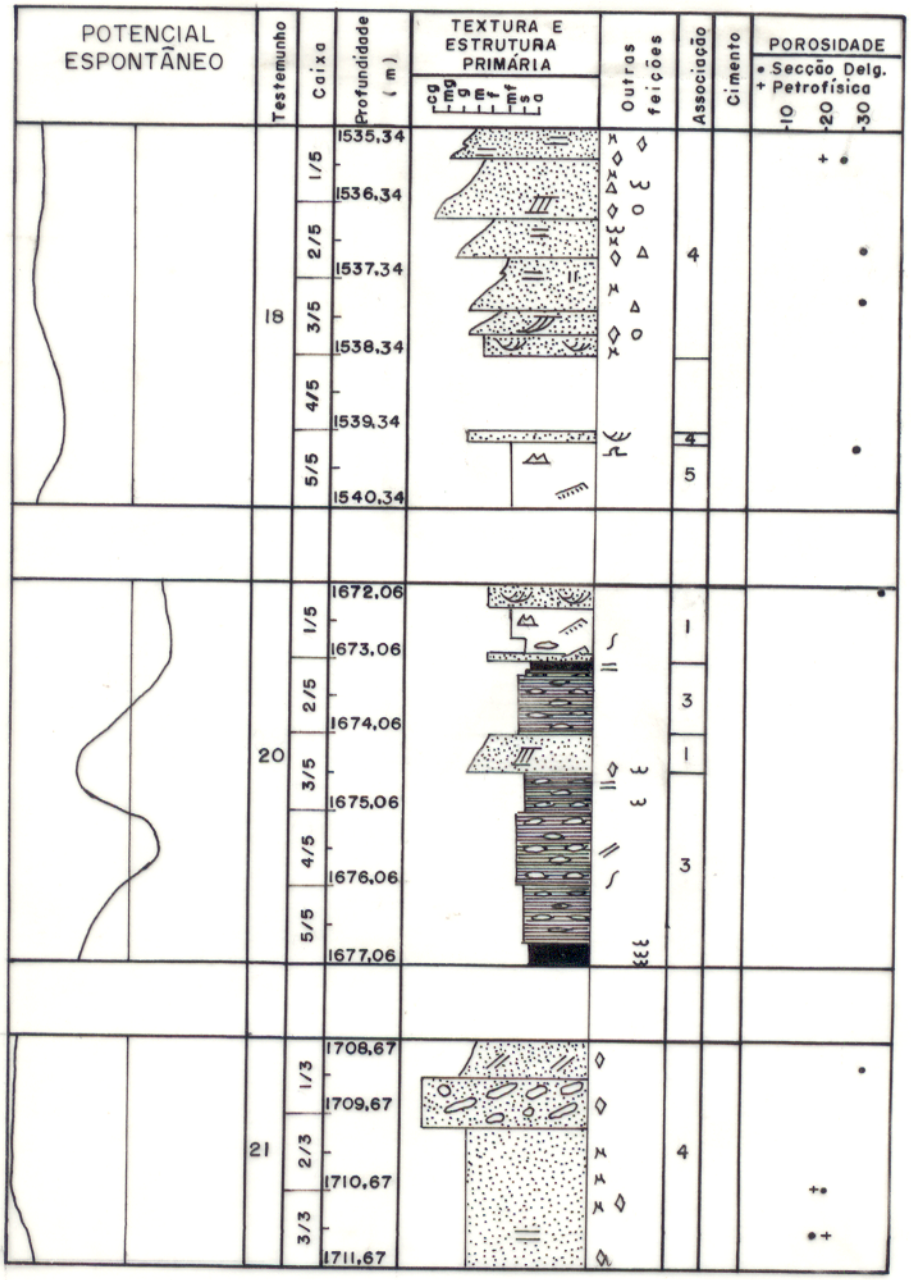


Fig. 22 - POÇO 2-HCst-0001-MA (Ver legenda na página 39)

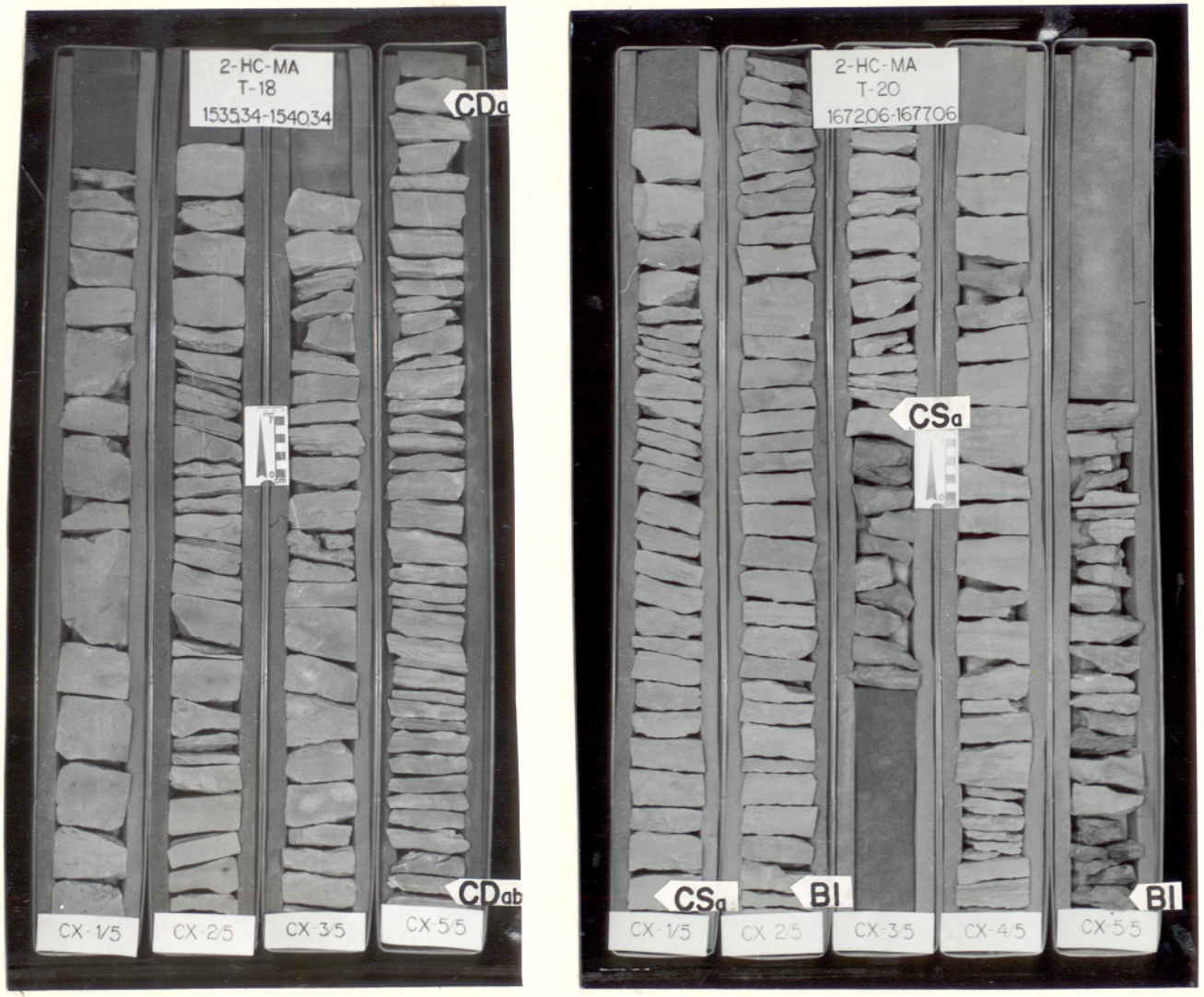


Fig. 23 : Fotos dos testemunhos 18 e 20 da Formação Barro Duro, no poço 2-HC-1-MA
(Legenda na pg. 40)

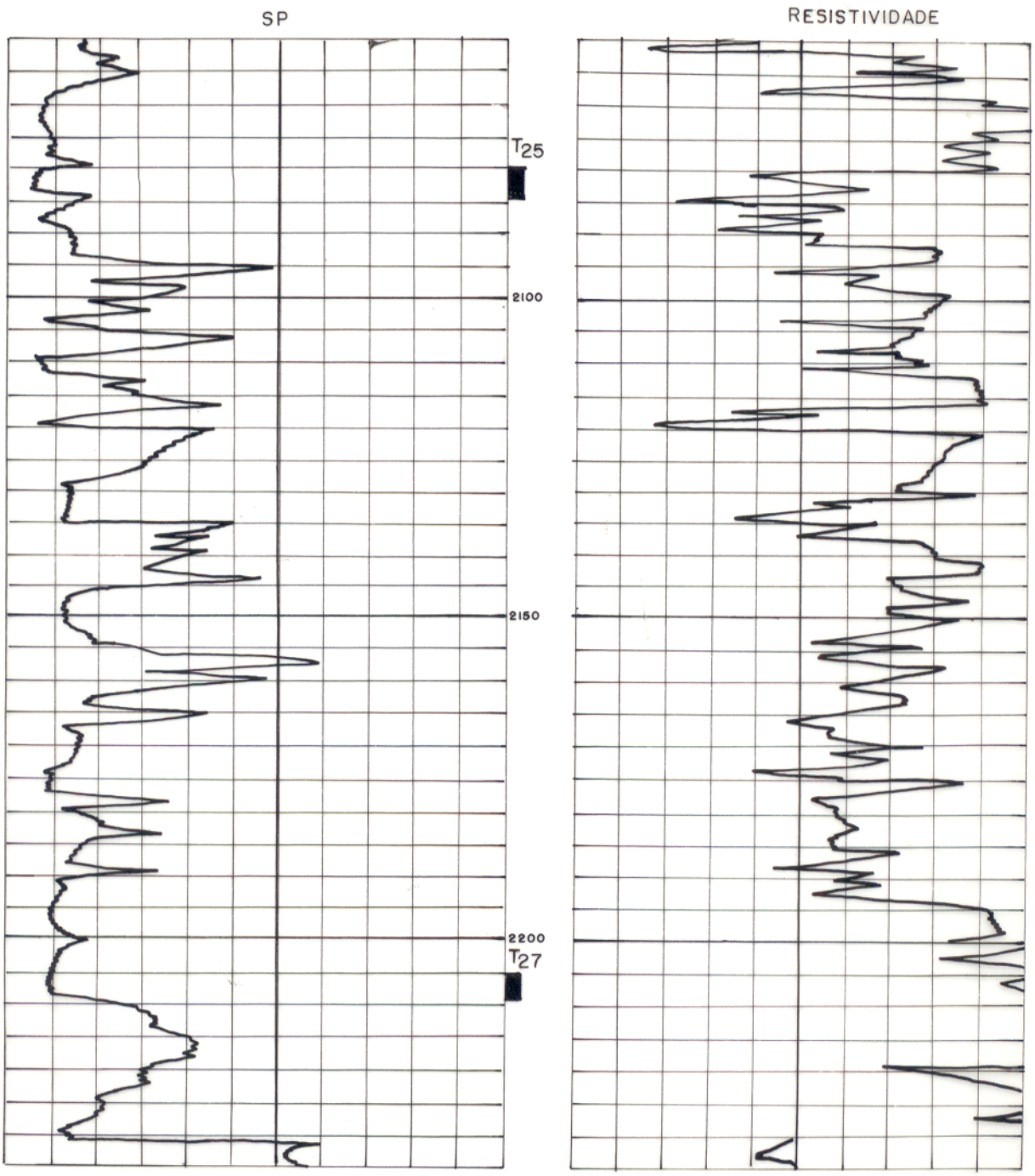


Fig. 24 : Posicionamento estratigráfico dos testemunhos 25 e 27, no poço 2-HC-I-MA

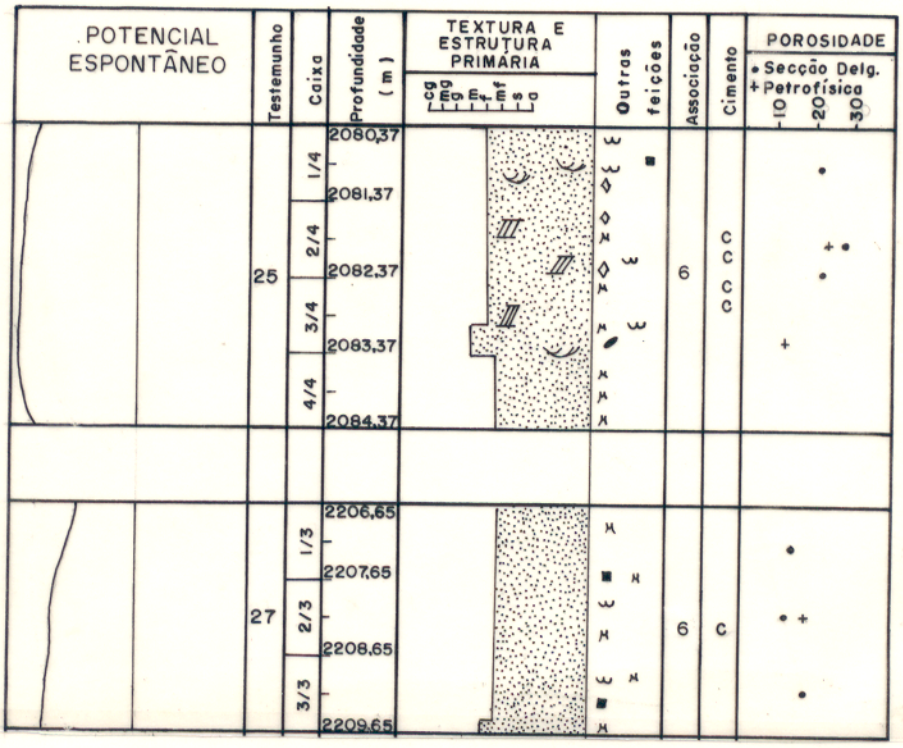


Fig. 25 - POÇO 2-HCst-0001-MA (Ver legenda na página 39)



Fig. 26 : Fotos dos testemunhos 21, 25 e 27 da Formação Barro Duro, no poço 2-HC-1-MA

(Legenda na pg. 40)

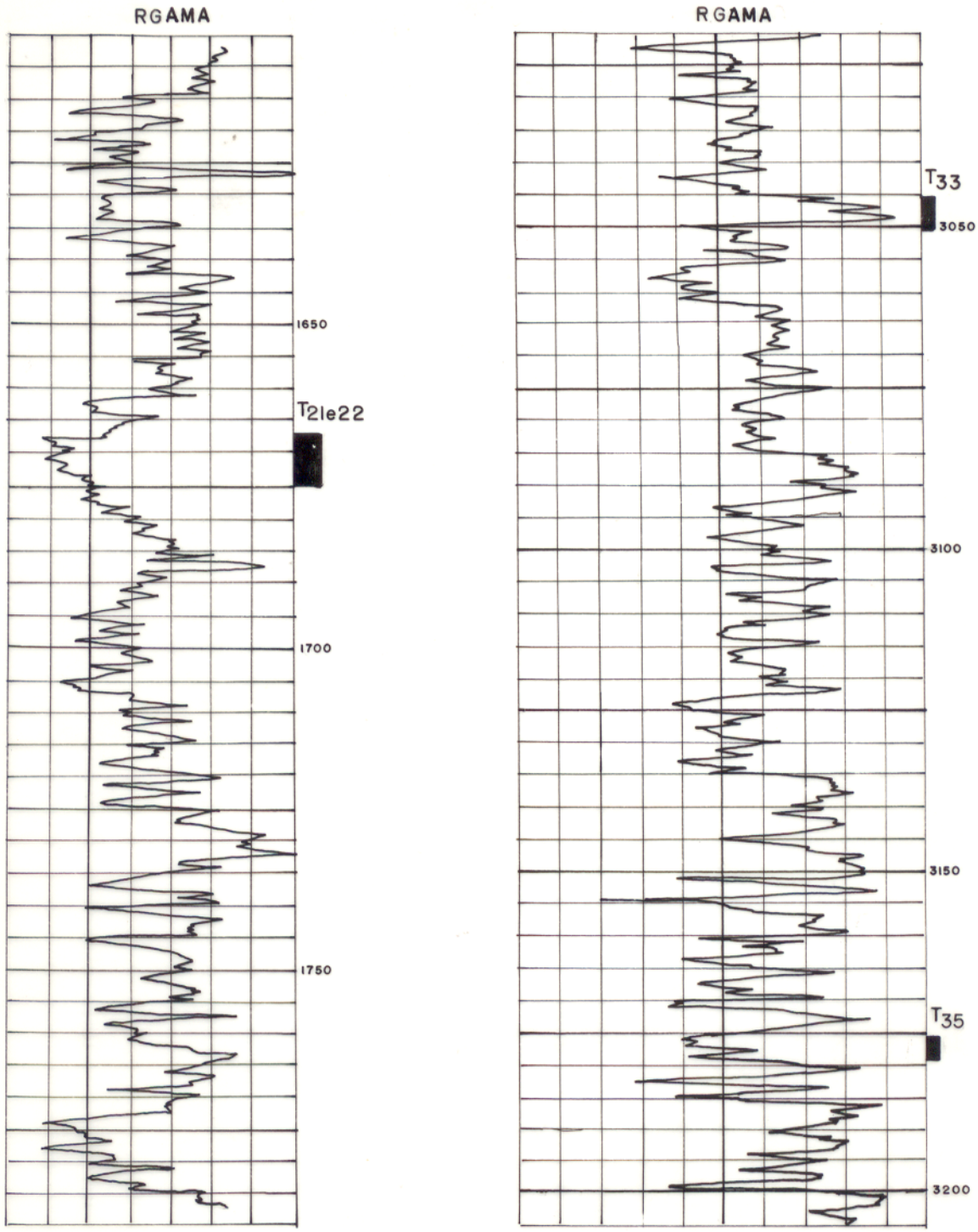


Fig. 27 : Posicionamento estratigráfico dos testemunhos 21, 22, 33 e 35, no poço 1-QS-1-MA

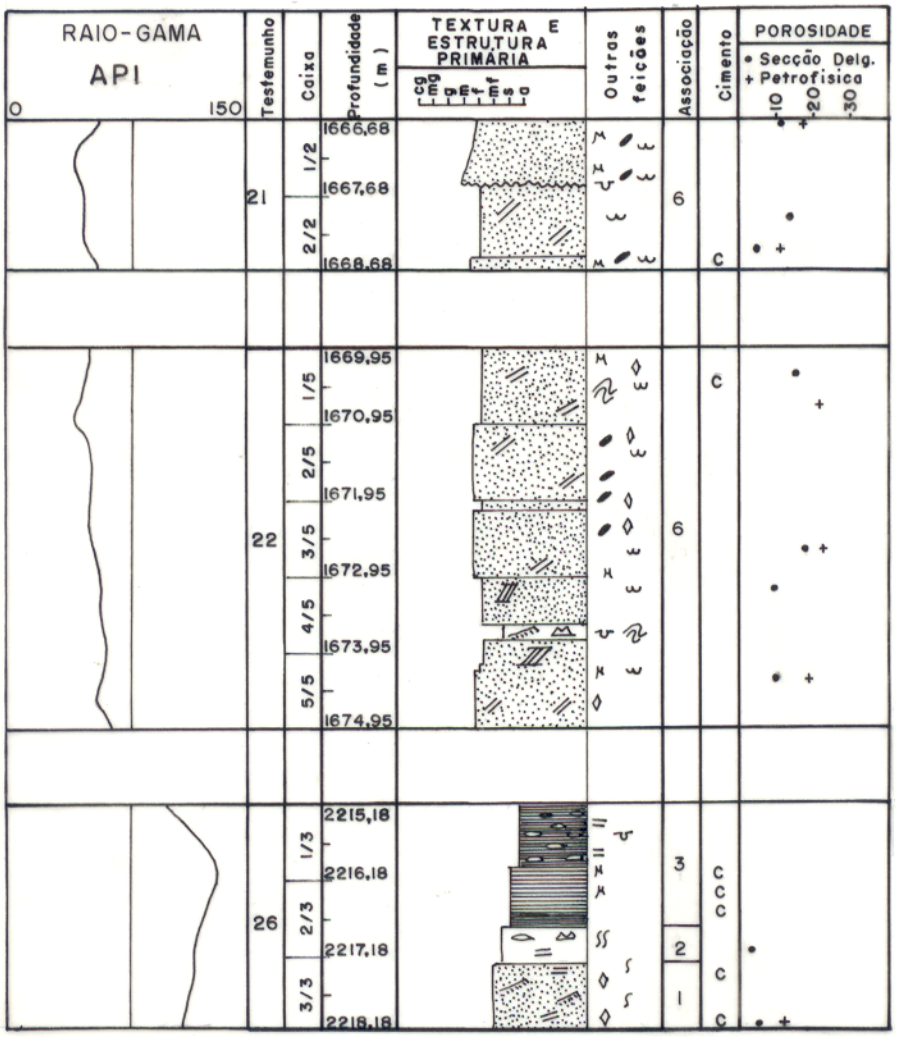


Fig. 28 - POÇO 1-QS-0001-MA (Ver legenda na página 39)

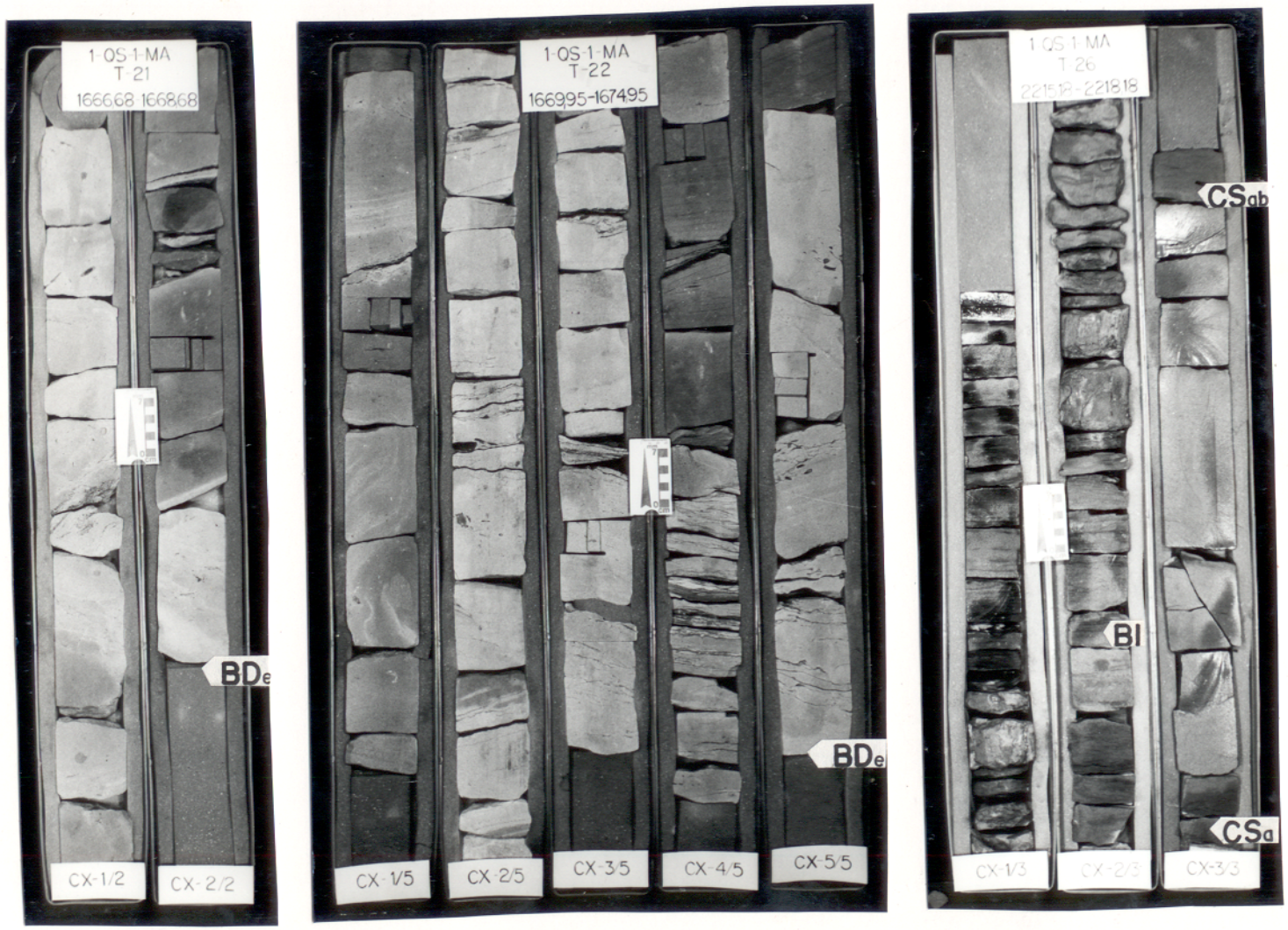


Fig. 29 : Fotos dos testemunhos 21, 22 e 26 da Formação Barro Duro, no poço 1-QS-1-MA
(Legenda na pg. 40)

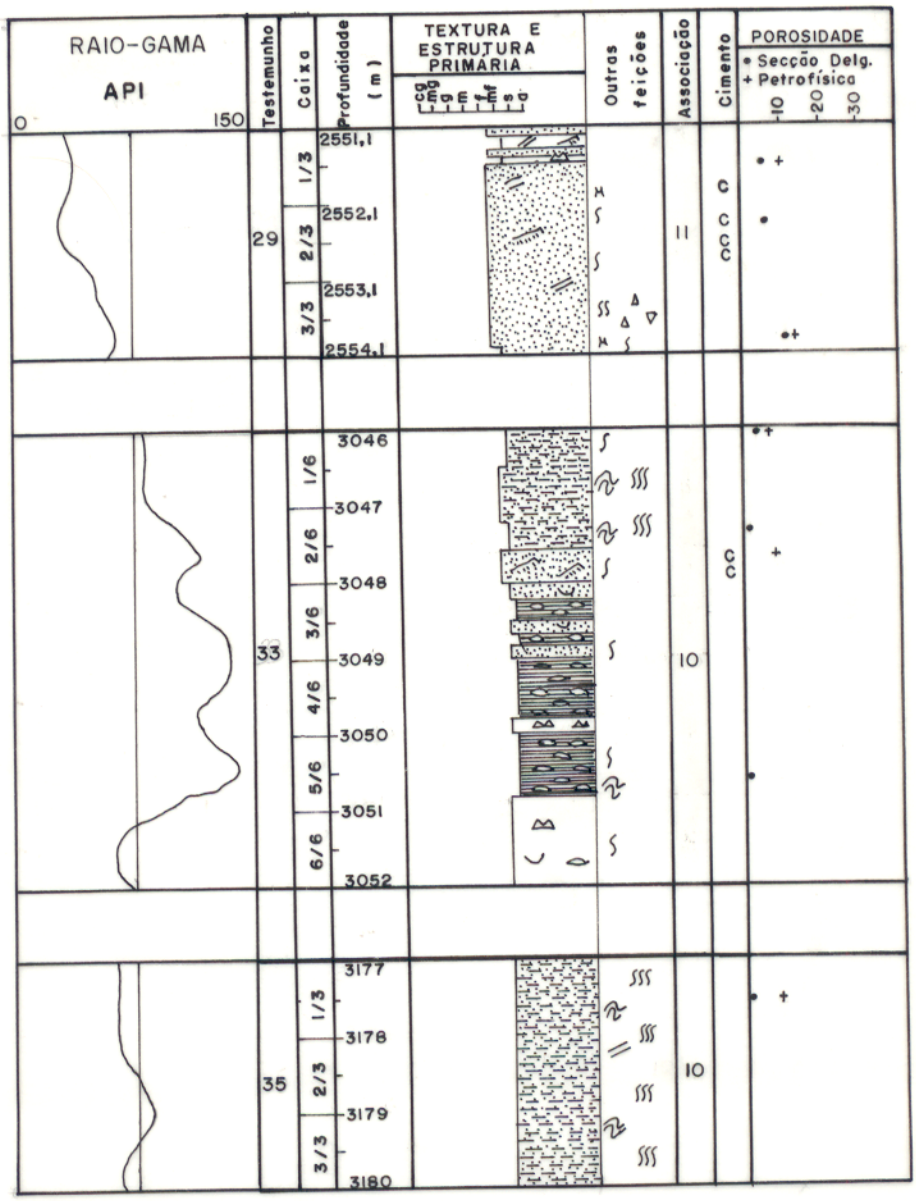


Fig. 30 - POÇO 1-QS-0001-MA (Ver legenda na página 39)

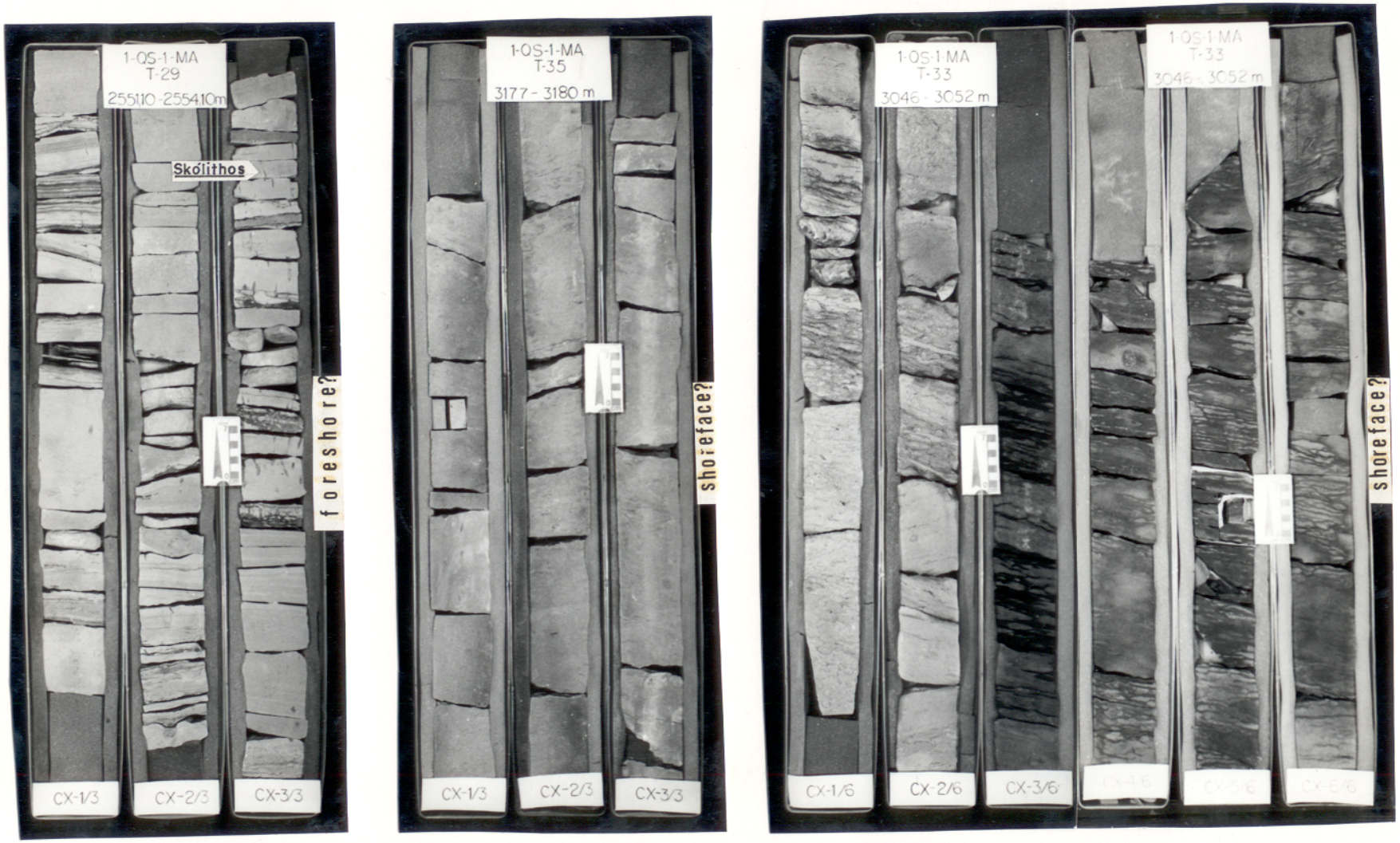


Fig. 31 : Fotos dos testemunhos 29, 33 e 35 da Formação Barro Duro, no poço 1-QS-1-MA
(Legenda na pg. 40)

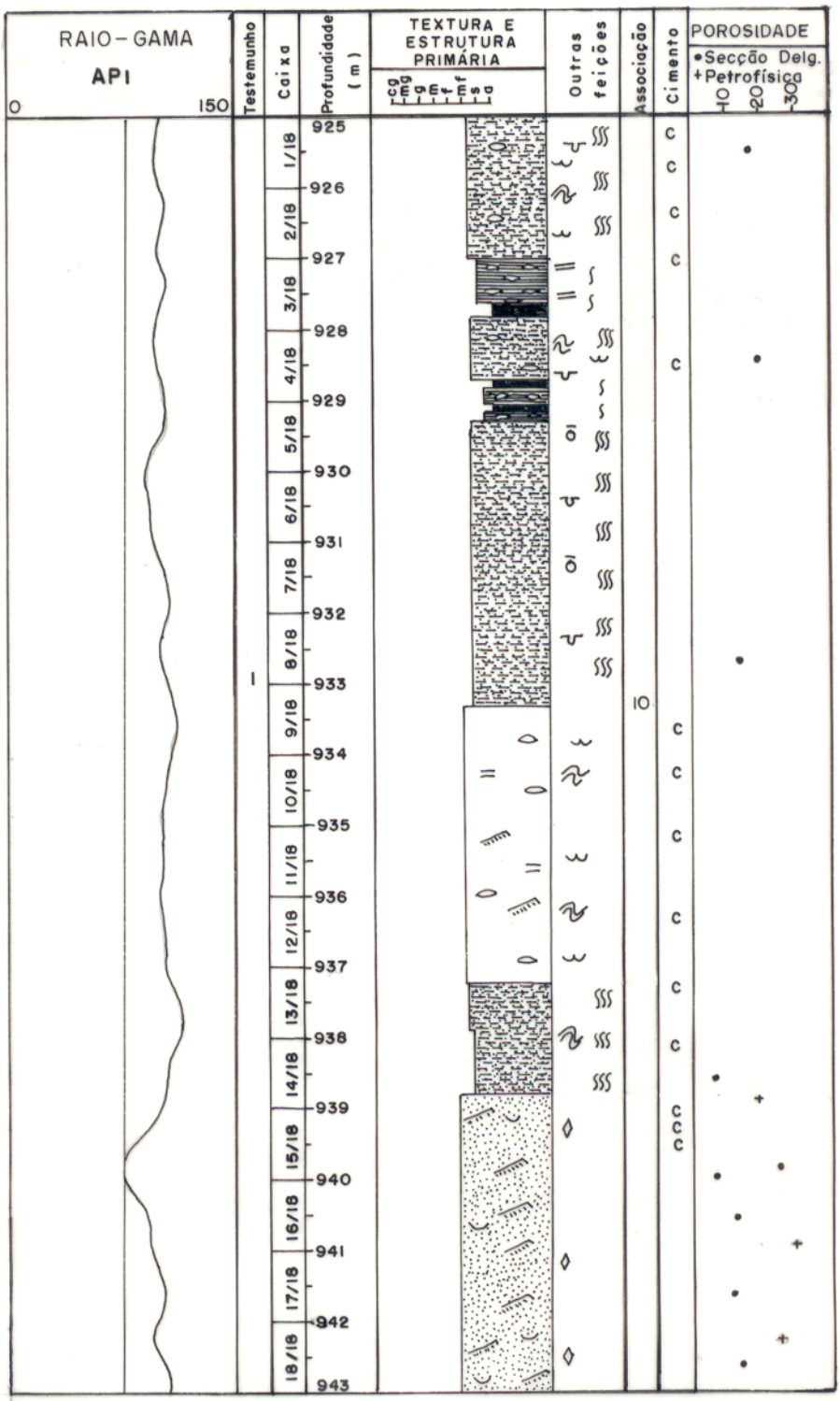


Fig. 32 - POÇO 1-RN-0001-MA (Ver legenda na página 39)



Fig. 33 : Fotos do testemunhos 1 da Formação Barro Duro, no poço 1-RN-1-MA
(Legenda na pg. 40)

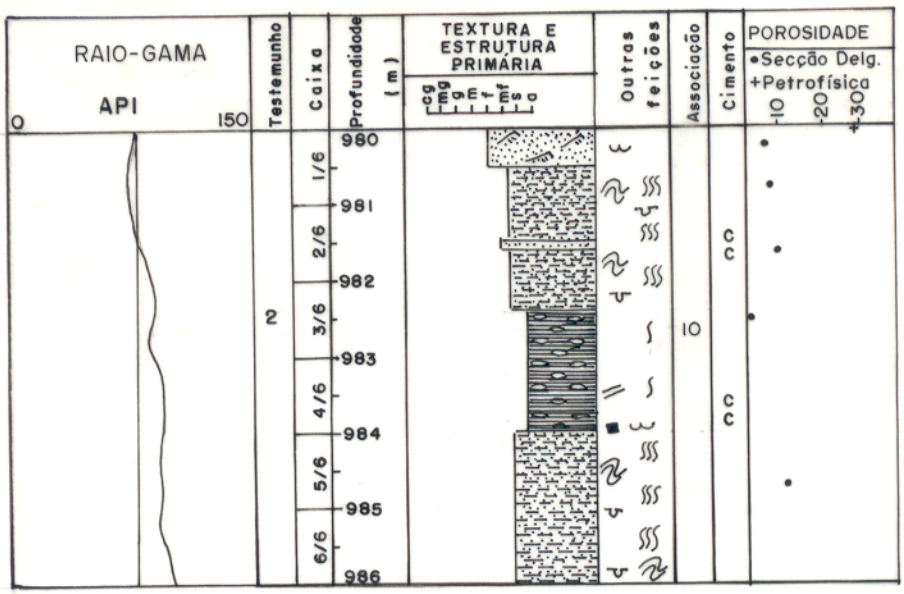


Fig. 34 - POÇO 1-RN-0001-MA (Ver legenda na página 39)

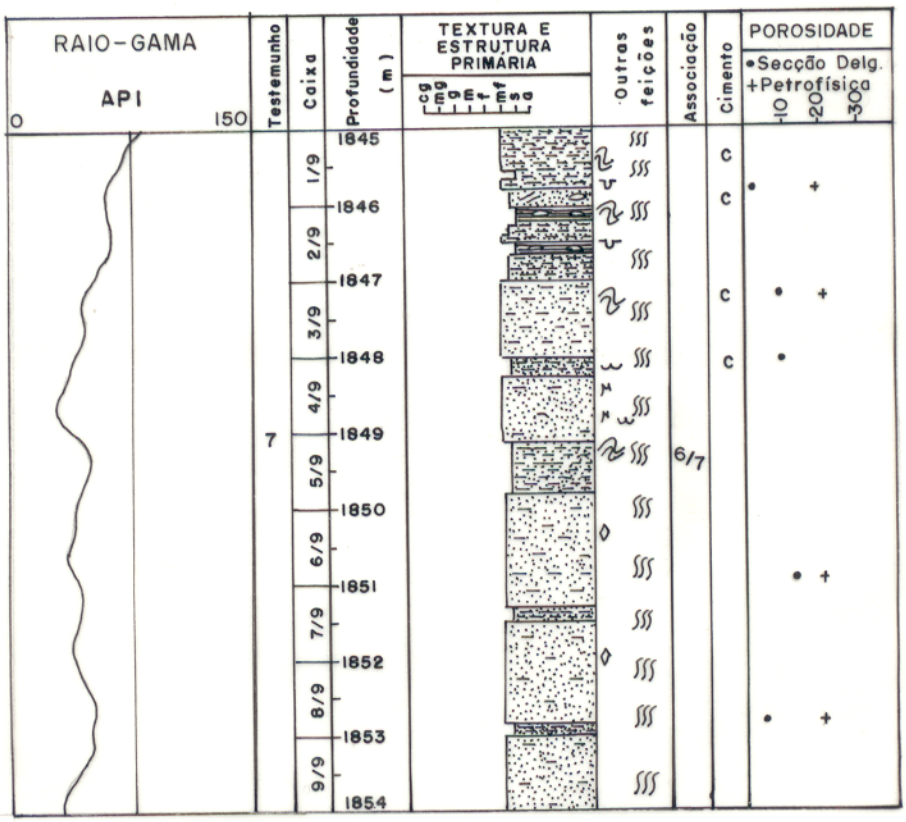


Fig. 35 - POÇO 1-RN-0002-MA (Ver legenda na página 39)



Fig. 36 : Fotos do testemunho 2 da Formação Barro Duro, no poço 1-RN-1-MA
(Legenda na pg. 40)

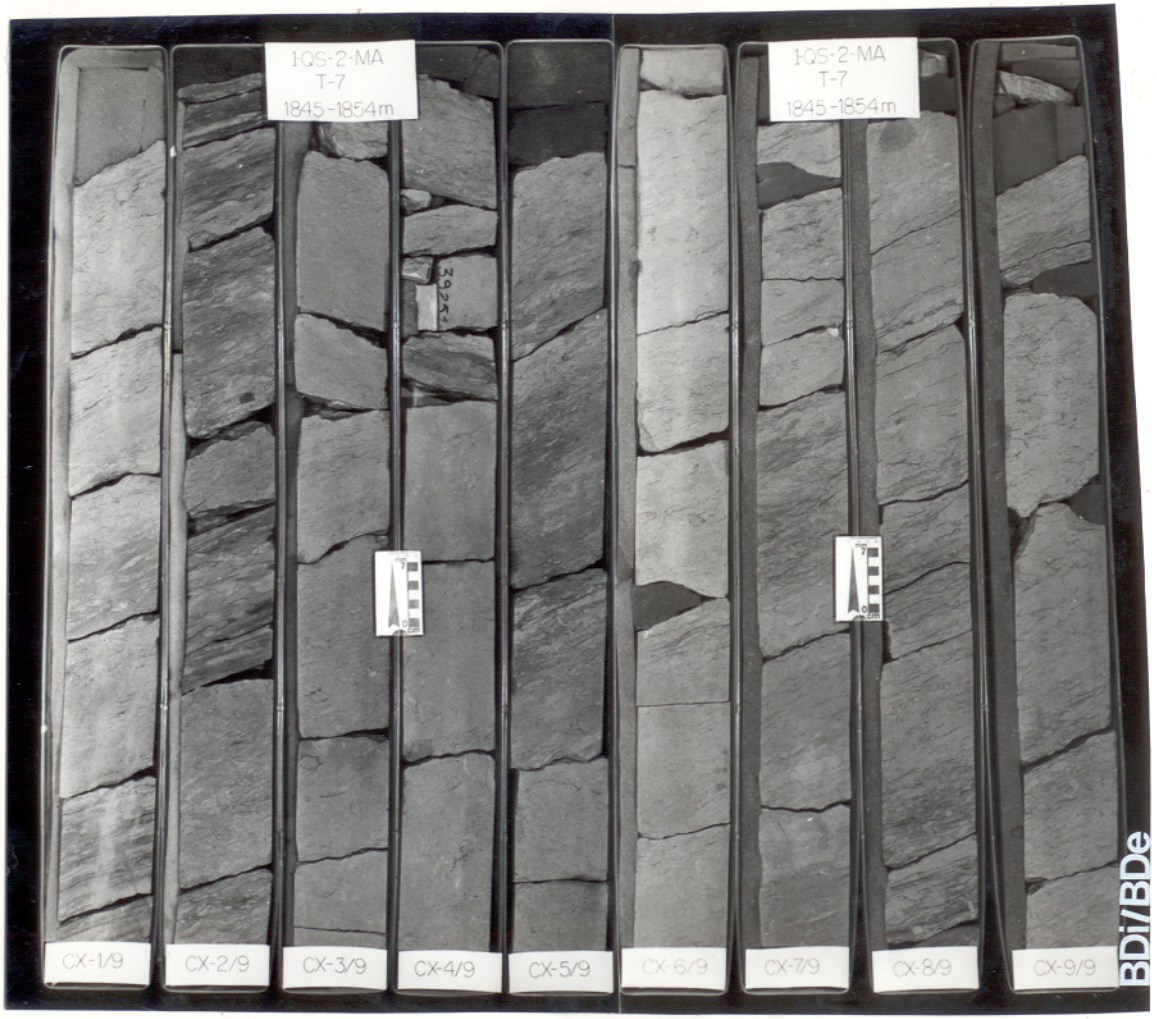
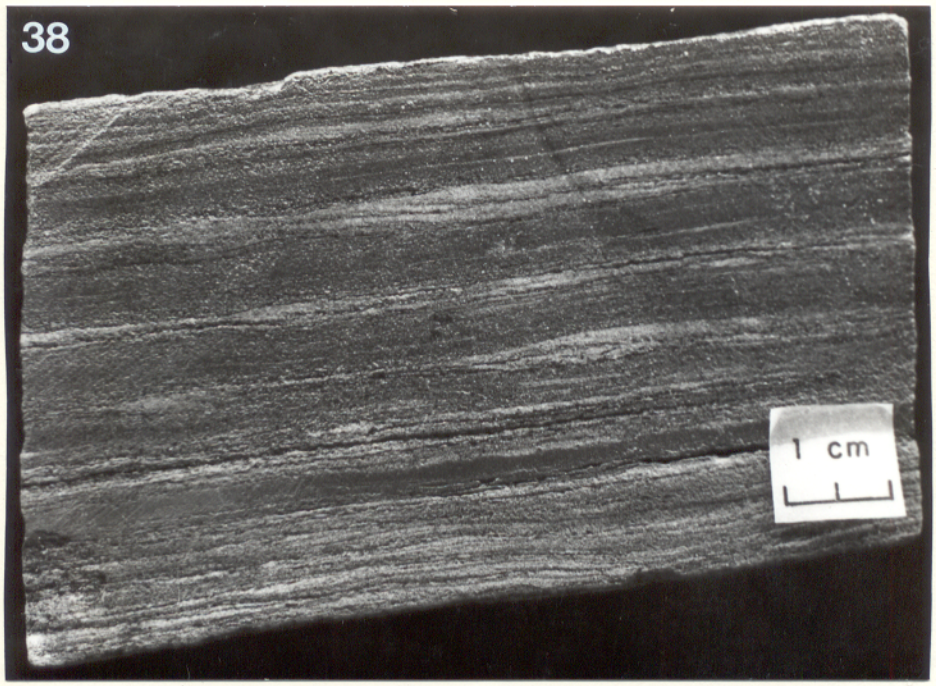


Fig. 37: Fotos do testemunho 7 da Formação Barro Duro, no poço 1-QS-2-MA
(Legenda na pg. 40)



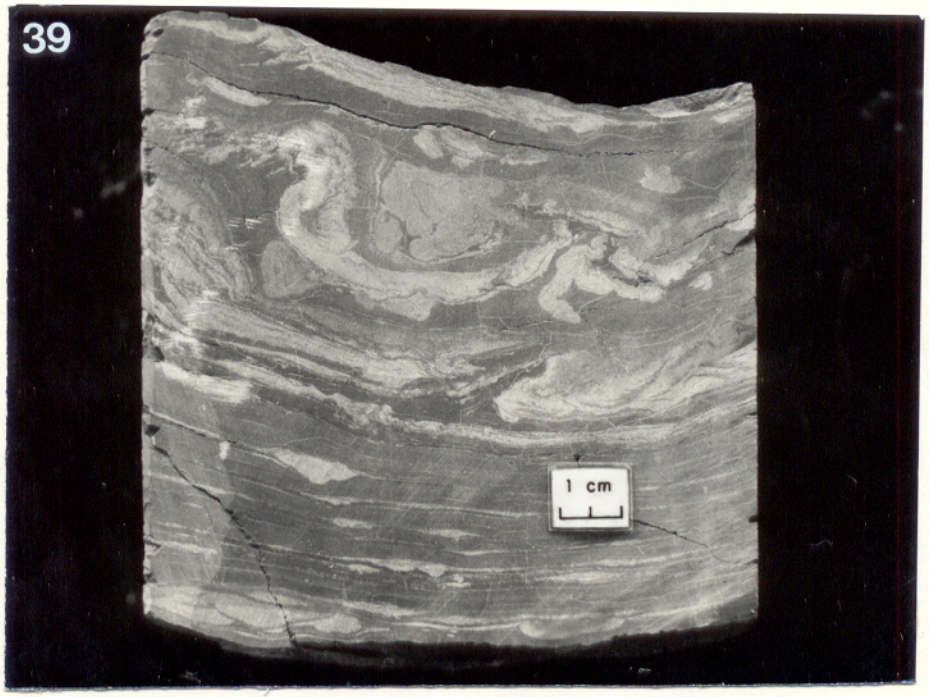
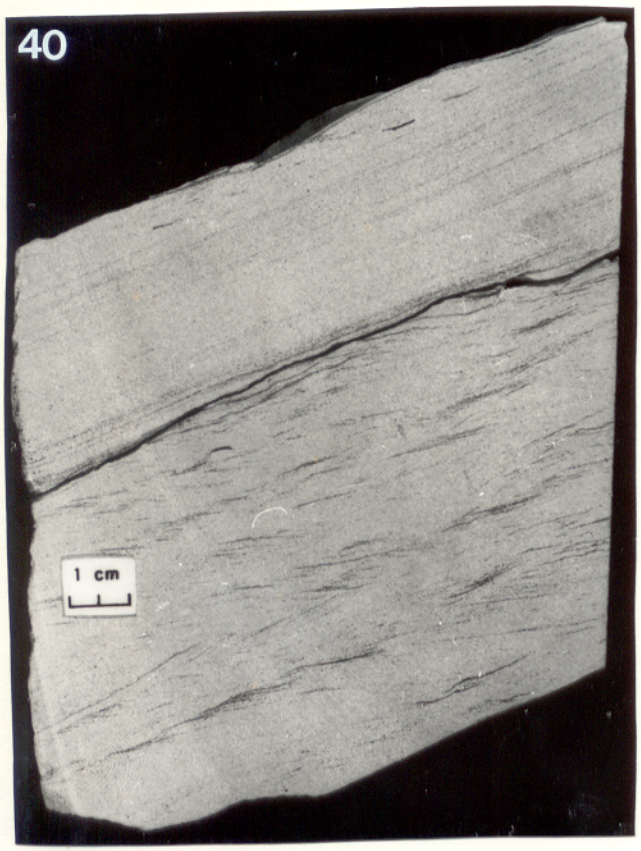


Fig.38: Folhelho apresentando delicadas lentes de arenito fino a muito fino(fácies FA1), predominantemente encontrada na associação correspondente a depósitos de baías interdistributárias. Poço 2-IN-1-MA; Test.19; p=1740,90m. Fig.39: Folhelho com acamamento lenticular deformado por convoluções. Este folhelho acha-se associado a barras distais, sendo interpretado como depósitos prodeltaicos. Poço 3-EO-5-MA; Test.4; p=3008,80m.



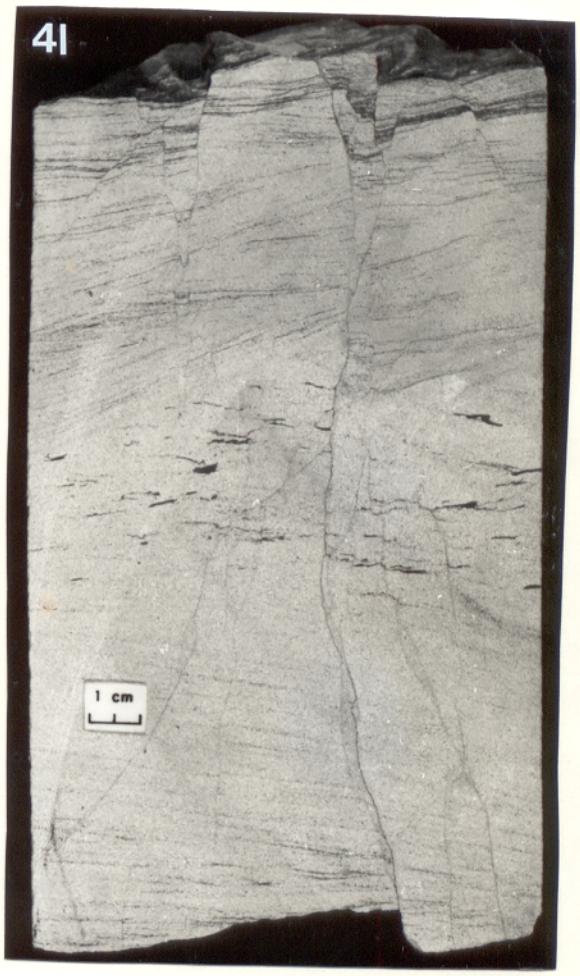


Fig.40: Arenito fino a muito fino com laminação cruzada cavalgante(fácies Al) passando, para cima, a arenito fino com laminação plano-paralela(fácies Ap) e novamente arenito ondulado no topo, o que indica fluxo com energia variável. Poço 3-EO-5-MA; Test.2; p=2599,20m. Fig.41: Arenito fino com estratificação cruzada associada a laminações cruzadas cavalgantes(fácies Ax e Al, respectivamente), onde pode se observar intensos fraturamentos e falhamentos de pequena escala. Estas fácies fazem parte de depósitos interpretados como crevasse. Poço 3-EO-5-MA; Test.2; p=2598,30m.



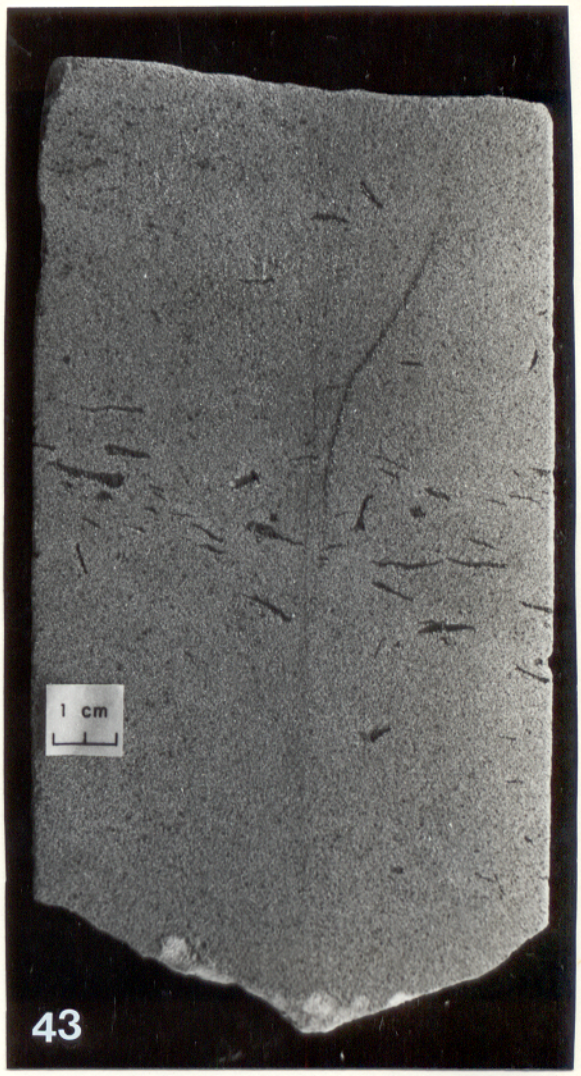


Fig.42: Estrutura reotrópica produzida em arenito fino a médio presente na associação interpretada como depósitos de barra de desembocadura. Poço 2-HC-1-MA; Test.25; p=2081,80m.

Fig.43: Arenito maciço(fácies Am) com pequenos fragmentos de folhelho de disposição aproximadamente sub-paralela, presente em depósitos atribuídos a barras de desembocadura. Poço 2-IN-1-MA; Test.28; p=2751,50m.





Fig.44: Arenito fino a muito fino apresentando estratificação cruzada do tipo sigmoidal(fácies Ax), presente na associação interpretada como depósitos de barra de desembocadura. Notar a freqüência de pontuações escuras, as quais correspondem a vegetais que foram intensamente fragmentados. Poço 2-IN-1-MA; Test.28; p=2753,40m. Fig.45: Brecha de natureza intraformacional, constituída por clastos de folhelho e matriz arenosa fina a média(fácies Cp). O seu relacionamento com barras de desembocadura leva a crer que a sua origem atribui-se a desmoronamentos gravitacionais produzidos pelo grande acúmulo sedimentar característico de tais depósitos. Poço 2-IN-1-MA; Test.23; p=2158,40m.





Fig.46: Arenito fino apresentando estratificação cruzada acanalada de pequeno porte(fácies Ax), correspondente a depósito de canal distributário. Poço 2-IN-1-MA; Test.15; p=1433,10m.

Fig.47: Arenito médio com estratificação cruzada tabular(fácies Ax), presente na associação interpretada como canal distributário. Poço 2-IN-1-MA; Test.21; p=2044,00m.



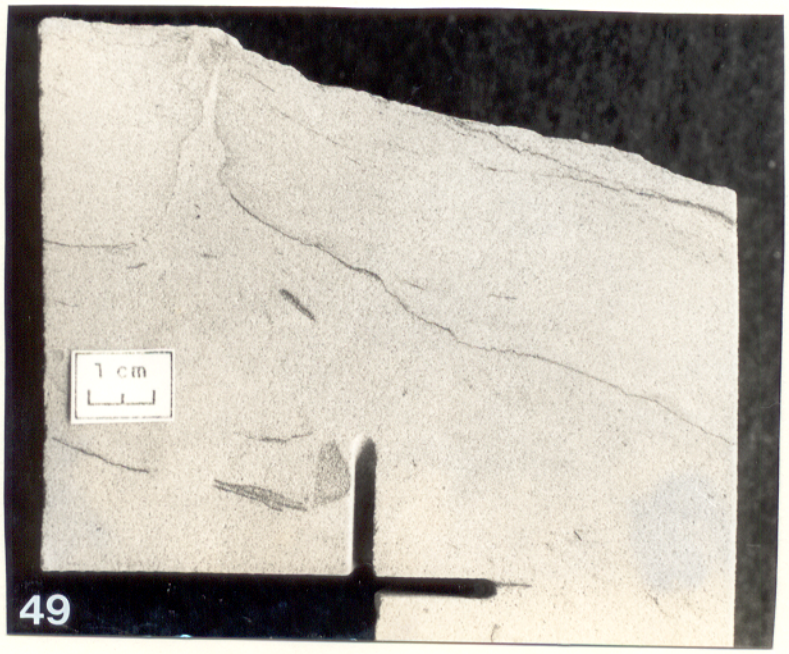
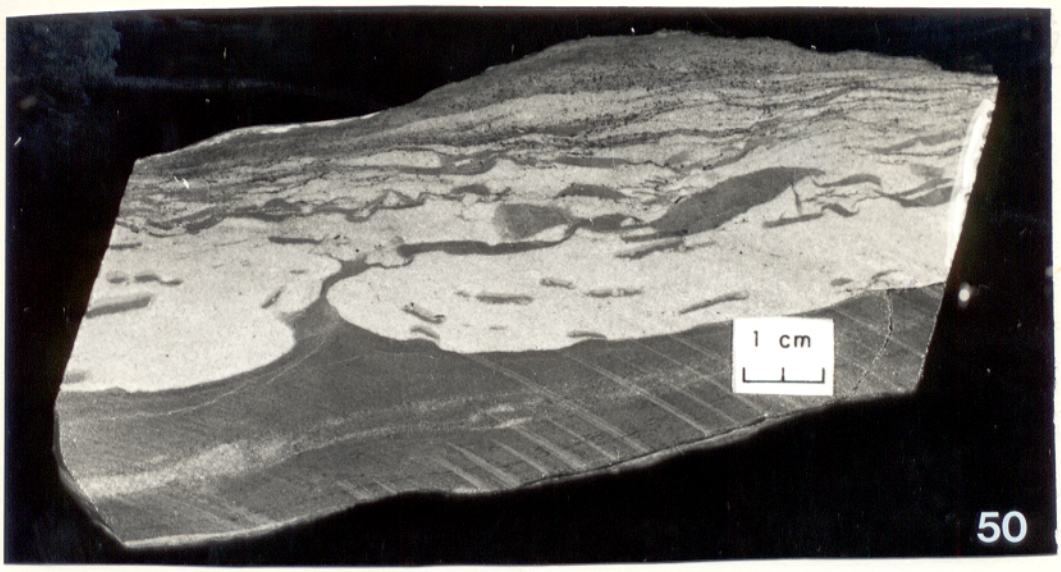


Fig.48: Arenito médio com estratificação cruzada indistinta(tabular?), presente em depósito sugestivo de canal distributário. Poço 2-IN-1-MA; Test.2i; p=2042,6m. Fig.49: Dique arenoso presente em arenito de granulometria fina(fácies Ad) da associação de canal distributário. Poço 3-EO-5-MA; Test.2; p=2592,75m.



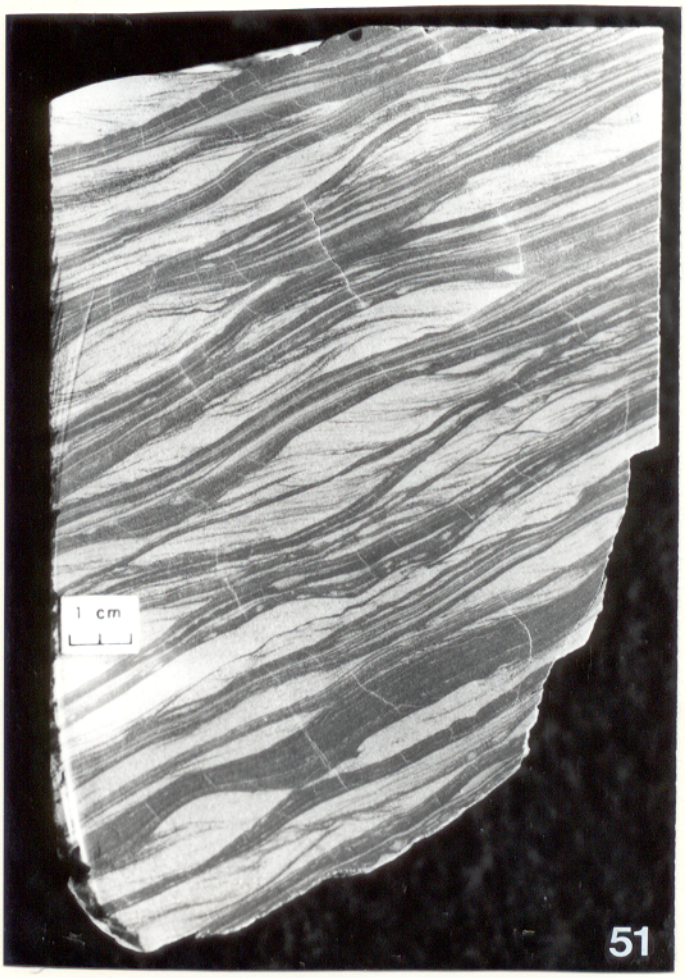
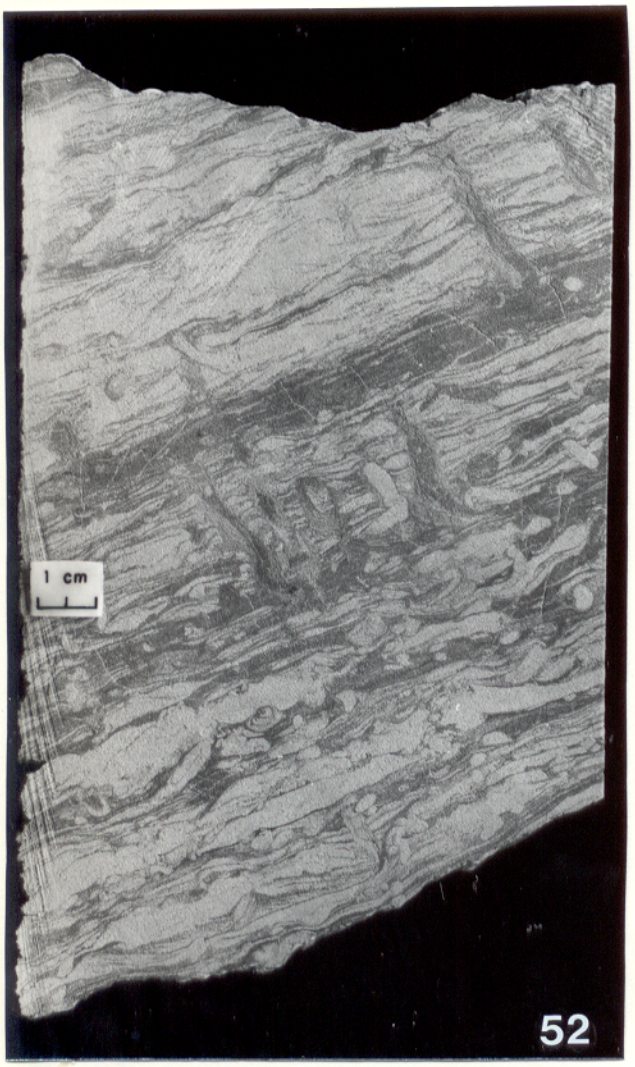


Fig.50: Estrutura em chama(flame) produzida pela sobrecarga na lama que, devido a seu estado plástico, migrou e penetrou no arenito sobrejacente. Poço 3-EO-5-MA; Test.2; p=2591,85m.
Fig.51: Intercalação de folhelho e arenito fino a muito fino, apresentando acamamento ondulado(wavy-bedding - fácies FAo), formado devido à alternância de períodos de tração e suspensão. Nas frações arenosas ocorrem laminações cruzadas geradas pela migração de ripples. Poço 3-EO-5-MA; Test.3; p=2752,70m



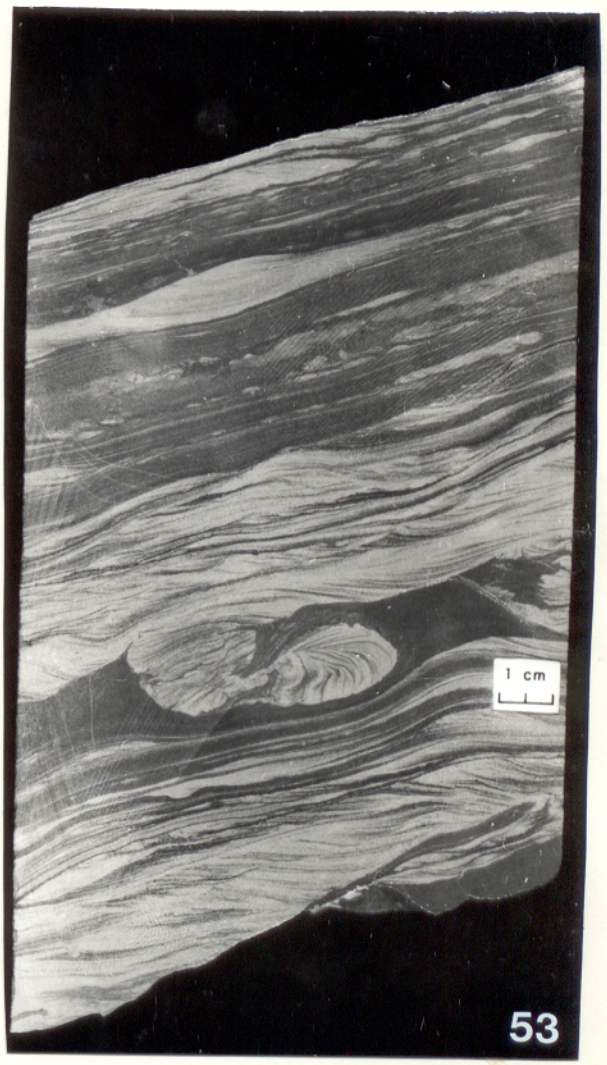
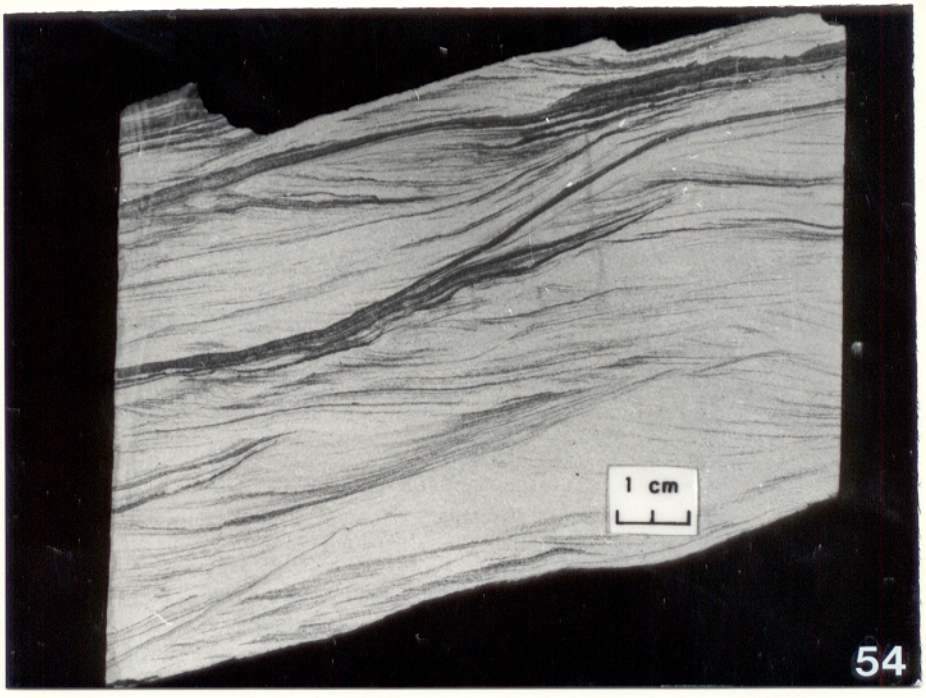


Fig.52: Alternância de folhelhos e arenitos apresentando acamamento ondulado(fácies FAo), sendo interrompido por freqüentes traços fósseis. Esta fácies faz parte da associação que está sendo interpretada como planície de maré. Poço 3-EO-5-MA; Test.3; p=2755,45m. Fig.53: Intercalação de folhelhos e arenitos finos a muito finos apresentando acamamento lenticular(porção superior-fácies FAl) e ondulado(porção inferior-fácies FAo), sendo que, internamente às frações arenosas, observam-se microestratificações cruzadas, salientadas por filmes de argila. Notar estrutura de carga sedimentar, produzida pelo "afundamento", acompanhado por rotação e movimentação lateral, das cristas das ôndulas(ripples) de areia no folhelho. Poço 3-EO-5-MA; Test.1; p=2428,6m.



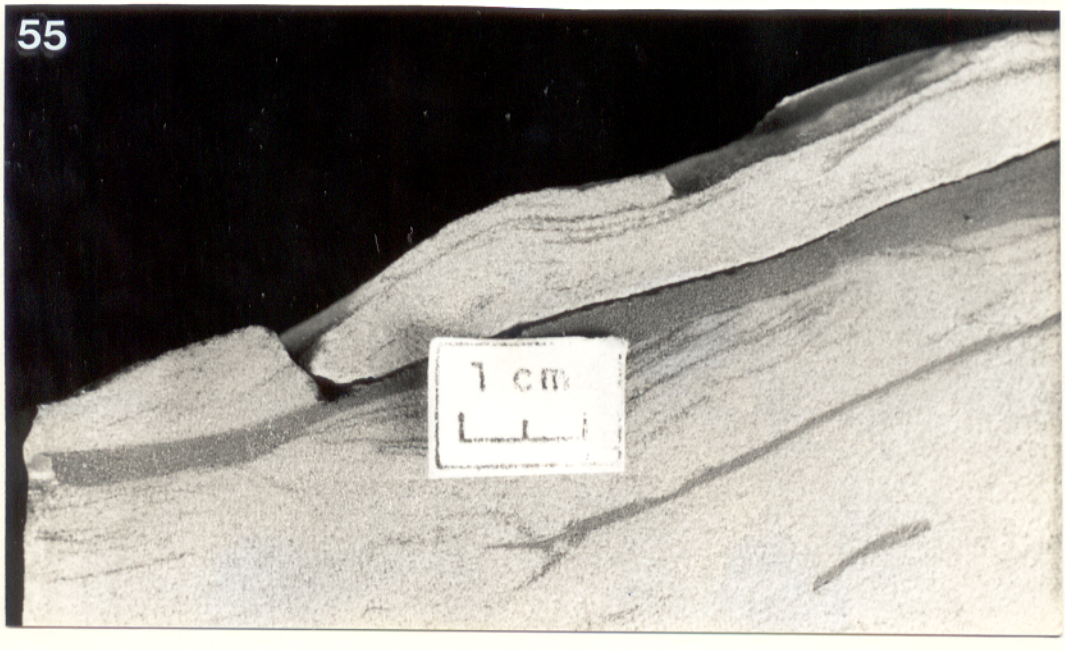


Fig.54: Arenito fino a muito fino apresentando laminações cruzadas cavalgantes de onda(climbing-wave ripple cross lamination), correspondente à fácies A1 da associação sugestiva de depósitos de planície de maré. Poço 3-EO-5-MA; Test.1; p=2428,25m. Fig.55: Marca de onda simétrica presente na associação interpretada como possível depósito de planície de maré. Poço 3-EO-5-MA; Test.1; p=2432,40m.



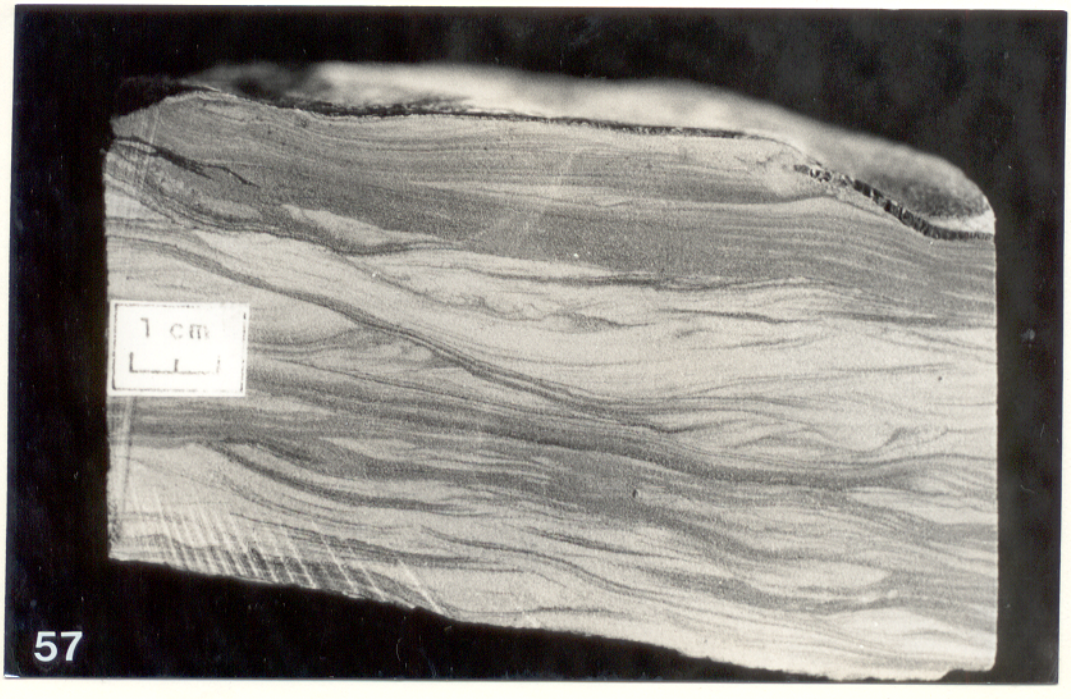


Fig.56: Lineações de partição em arenito fino com estratificação plano-paralela(fácies Ap), presente na associação interpretada como planície de maré. Poço 3-EO-5-MA; Test.3; p=2745,15m.
Fig.57: Laminação cruzada, produzida pela migração de wave-ripples, sendo recoberta por fina lente de carvão. Esta fácies faz parte da associação sugestiva de depósitos de planície de maré. Poço 3-EO-5-MA; Test.1; p=2427,50m.



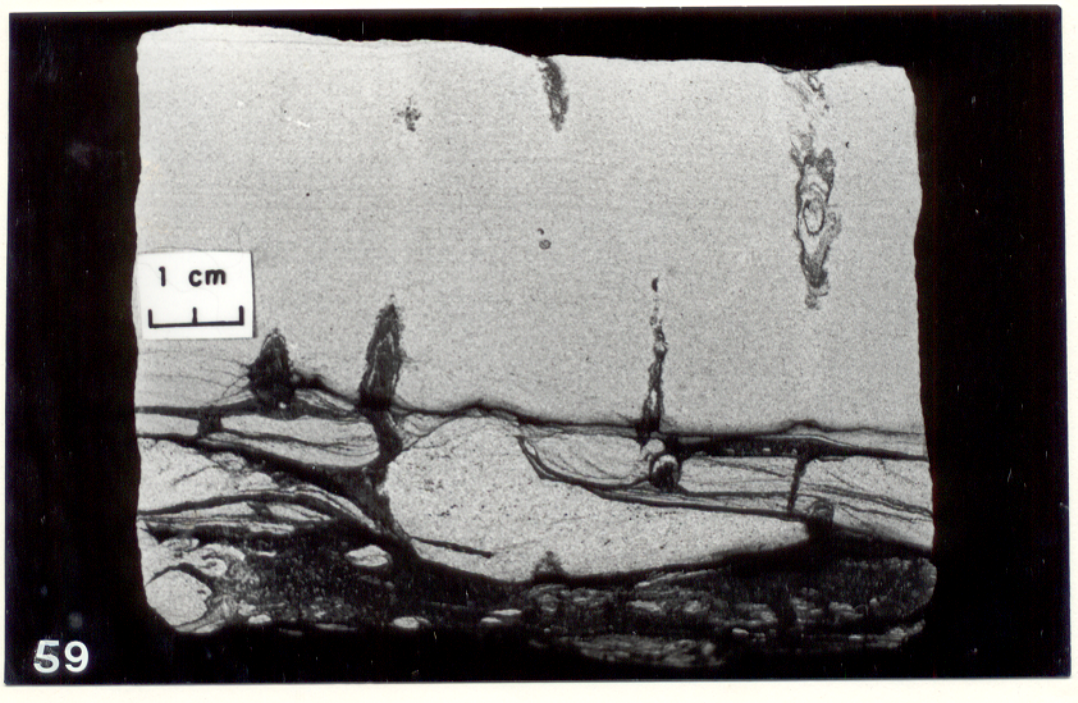
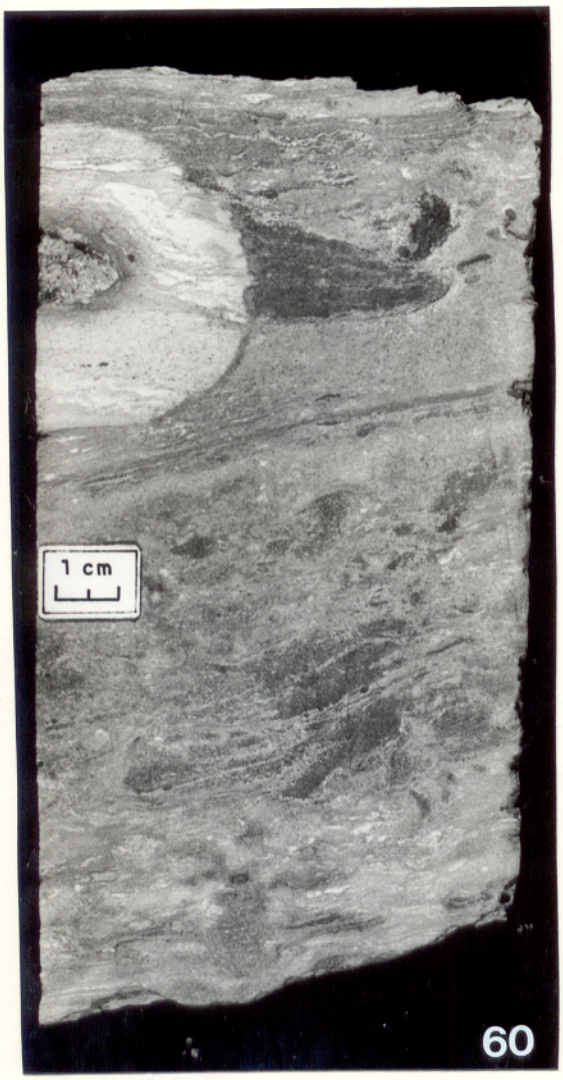


Fig. 58: Marca aparentemente produzida pela movimentação de objetos na superfície de sedimento arenoso fino da associação correspondente a possíveis depósitos de planície de maré. Poço 3-EO-5-MA; Test.3; p=2742,45m. Fig.59: Estrutura de sobrecarga de arenito fino em delgada intercalação de folhelho, presente em sedimentos depositados por processos marinhos, possivelmente no foreshore. Notar laminações cruzadas incipientes internamente à areia que "afundou" na lama, bem como traços fósseis dominantemente verticalizados. Poço 1-QS-1-MA; Test.29; p=2553,27m.



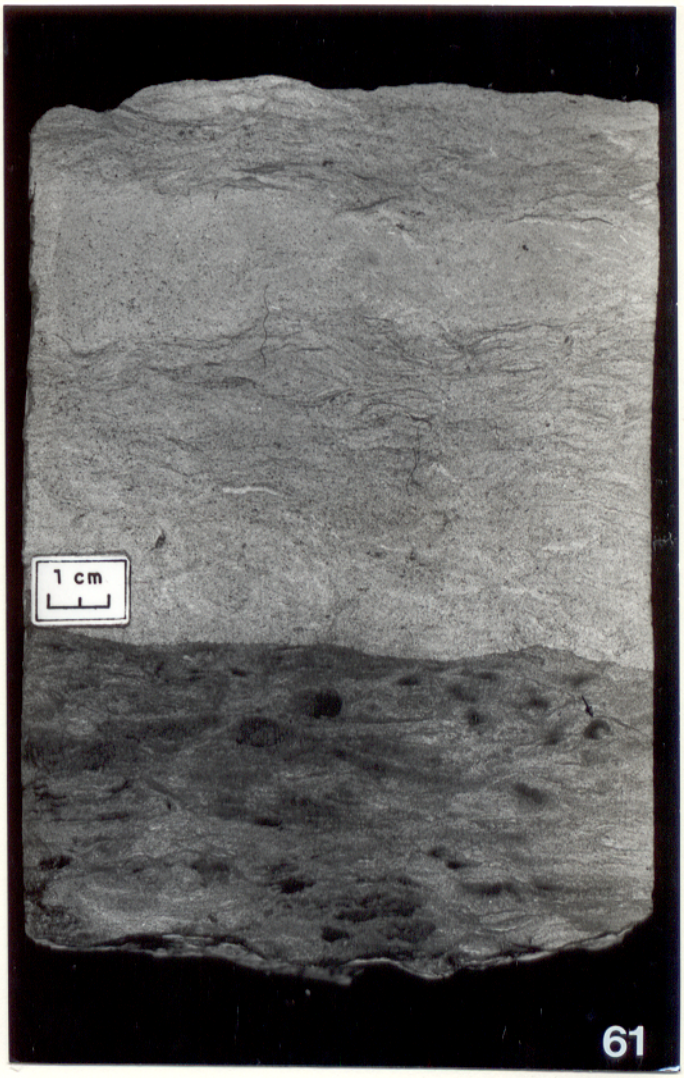


Fig.60: Arenito/pelito com estruturação deformada por intensa bioturbação(fácies Ab), sendo que, na porção superior da foto, ocorre fragmento de rocha carbonática. Notar halo esbranquiçado produzido por intensa cimentação(calcita ferrosa) do sedimento nas proximidades do fragmento. Poço 1-RN-1-MA; Test.1; p=928,90m.

Fig.61: Arenito/pelito bioturbado(fácies Ab) apresentando cimentação diferencial, sendo que na porção superior houve intensa cimentação carbonática, enquanto que na inferior, mais argilosa, esta foi inibida. A seta chama atenção para uma pequena concha de gastrópoda. Poço 1-RN-1-MA; Test.2; p=981,60m.

3.3.Discussão do Modelo Deposicional:

Um modelo deposicional tem por objetivo apresentar, de maneira sucinta, as informações referentes ao ambiente sedimentar de um determinado intervalo estratigráfico. Para isto, é necessário que se proceda à definição das associações faciológicas representativas dos diferentes sub-ambientes, tomando-se por base a interpretação dos processos físicos deposicionais, os quais são revelados pelas características estruturais e texturais presentes nos sedimentos. Entretanto,para um estudo completo, é importante que se leve em consideração não apenas o empilhamento vertical das associações faciológicas, mas também suas variações laterais e a geometria do corpo, o que possibilita a visualização do comportamento espacial existente entre os diferentes sub-ambientes na sequência. O presente trabalho, enfocando os sedimentos da Formação Barro Duro, foi desenvolvido somente mediante informações obtidas a partir de testemunhos de sondagem, uma vez que esta unidade ocorre totalmente em sub-superfície. Além disto, é importante ressaltar que: a) não existe amostragem contínua ao longo dos poços perfurados; b) os poços situam-se a distâncias relativamente consideráveis; c) a bacia apresenta-se estruturalmente complexa; d) as informações advindas dos perfis elétricos existentes,devem ser utilizadas com cautela visto que, aparentemente eles nem sempre refletem características deposicionais(pelo menos em alguns intervalos, os perfis elétricos possuem comportamente algo anômalo, o que foi atribuído a possíveis influências diagenéticas).

Em virtude deste conjunto de fatores, as tentativas de correlação estratigráfica entre os poços analisados mostraram-se infrutíferas, o que dificultou a visualização do relacionamento espacial existente entre os sub-ambientes e, consequentemente, o estabelecimento de um modelo deposicional único, representativo de todo o sistema. Para esta tarefa mais ampla é necessário, inclusive, que os sedimentos da Formação Barro Duro, unidade individualizada com base puramente litoestratigráfica, sejam encarados como parte integrante de uma sequência de escala maior que, de acordo com as informações existentes até o presente, parece englobar todo o intervalo siliciclástico de idade albiana da Bacia de Barreirinhas. Desta forma, apresenta-se aqui, apenas a título de ilustração, um modelo deposicional esquemático, que foi obtido a partir das características litofaciológicas observadas no intervalo analisado, e que pode ser acompanhado pela figura 62. Apesar das restrições acima consideradas, pode-se obter um conjunto de informações a partir da descrição detalhada dos testemunhos de sondagem, bem como do comportamento apresentado pelos perfis elétricos, o que possibilita que se proceda a algumas discussões relativo ao sistema deposicional.

O estabelecimento de um modelo deposicional baseia-se fundamentalmente na comparação entre sistemas modernos e seus equivalentes em sedimentos antigos. Os estudos envolvendo deltas atuais têm conduzido ao reconhecimento de diferentes tipos morfológicos,evidenciando a existência de um relacionamento direto com o regime energético da bacia receptora. De acordo com FISCHER *et al.*(1969, apud READING,1986) o predomínio de processos fluviais

favorece o desenvolvimento de deltas altamente construtivos, enquanto que modelos altamente destrutivos são formados quando predominam ondas e marés. Entretanto, como comentado em READING(1986), esta distinção não é válida pois todos os deltas são, por definição, sistemas construtivos. Assim, aquele autor prefere basear-se no esquema proposto por GALLOWAY(1975), segundo o qual existem deltas dominados por processos fluviais, de ondas e de marés, sendo os dois últimos caracterizados por apresentar fases destrutivas ou de abandono deltaico, iniciadas pela redução na quantidade de suprimento sedimentar ou elevação do nível do mar.

Dentro deste contexto, baseando-se em modelos comparativos apresentados por FISHER & McGOWEN(1969) e levando em consideração a distribuição de fácies, sua sucessão nos vários intervalos de tempo e a ausência de fácies destrutivas, PAMPLONA *et al.*(1972) têm interpretado a história deposicional do Grupo Canárias como correspondente a um sistema continuamente regressivo, sugerindo um modelo deltaico altamente construtivo. Embora esta interpretação tenha sido aceita na maioria dos trabalhos subsequentes, BROWN *et al.*(1976) aventaram a possibilidade de um modelo alternativo, levando em consideração a descrição litológica, caráter textural, padrão dos perfis elétricos e distribuição vertical das fácies areia/folhelho. Para estes autores, o Grupo Canárias representa um complexo deltaico entrelaçado *(braided)*, contendo ação de ondas e, possivelmente, marés.

Nos poços estudados, procedendo-se a uma análise dos perfis elétricos pode-se constatar que, de um modo geral, os intervalos que apresentam comportamento mais sugestivo de depósitos

de barra de desembocadura, configurando pacotes mais arenosos e com tendência de granocrescência ascendente, evidenciada pelo aspecto de "sino invertido" no perfil de raio gama, são bastante esporádicos. Estes ciclos, de espessuras inferiores a aproximadamente 25-30 metros, são seguidos verticalmente por freqüentes intervalos argilosos(indicados pela alta radioatividade no perfil de raio gama e valores elevados de resistividade), os quais comumente são intercalados por litologias mais arenosas, fornecendo aspecto "serrilhado" ao conjunto. Nos testemunhos descritos, este comportamento serrilhado acha-se relacionado, embora não exclusivamente, com sedimentos apresentando características faciológicas sugestivas da presença de processos transgressivos influenciados pela atividade de ondas e marés.

Além disto, significativos intervalos de sedimentos extremamente bioturbados, como os que foram observados,desenvolvem-se, mais comumente, em fases de abandono do sítio deposicional. Períodos de abandono podem existir em qualquer sistema deltaico, porém se o delta é do tipo dominado por processos fluviais, geralmente os intervalos de não deposição ficam registrados sob a forma de finas camadas bioturbadas ou, simplesmente, por superfícies erosivas abruptas recobertas por *lags* transgressivos (READING,1986). Opostamente, em deltas dominantemente afetados por efeitos de ondas e/ou marés, as fácies areno-argilosas fortemente retrabalhadas por organismos são feições que se desenvolvem comumente, representando o constante abandono do caráter progradante, o que favorece a instalação de sistemas de *shoreface/foreshore* e/ou planícies de marés, onde as bioturbações podem ser freqüen-

tes.

Diante dessas considerações acredita-se que, apesar da existência de determinados períodos onde predominaram condições mais fluviais, reponsáveis pela progradação das barras arenosas, aparentemente ocorreram sucessivas etapas destrutivas, em que foi possível haver o retrabalhamento dos sedimentos e instalação de processos marinhos. Porém, para que se possa proceder a uma avaliação mais segura a respeito da representatividade das associações faciológicas assim geradas, é imprescindível que haja a integração destes dados com informações faciológicas detalhadas provenientes de um maior número de testemunhos. Este procedimento poderá fornecer subsídios adicionais para que se verifique se as fases marinhas foram constantes ao longo de toda a sedimentação, ou se refletem apenas esporádicos períodos transgressivos. Como consequência, modelos deposicionais mais completos e representativos, poderão ser estabelecidos.

Portanto, de acordo com as informações presentes, acredita-se que os sedimentos da Formação Barro Duro integram uma sequência progradante que, provavelmente, teve influência de processos marinhos, responsáveis pela destruição e retrabalhamento dos sedimentos. Estas interpretações acham-se apoiadas nas informações e discussões acima consideradas, as quais poderiam ser resumidas da seguinte forma:

- tendência geral de granocrescência ascendente, perceptível nos perfis elétricos;

- a arquitetura estratigráfica das associações litofaciológicas descritas, evidenciando ciclos apresentando características

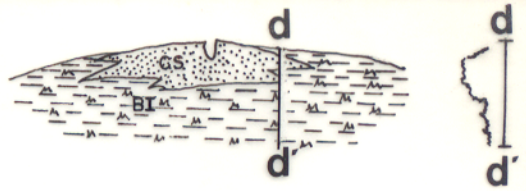
sugestivas de barras de desembocadura, barras distais, baía/prodelta e canais distributários;

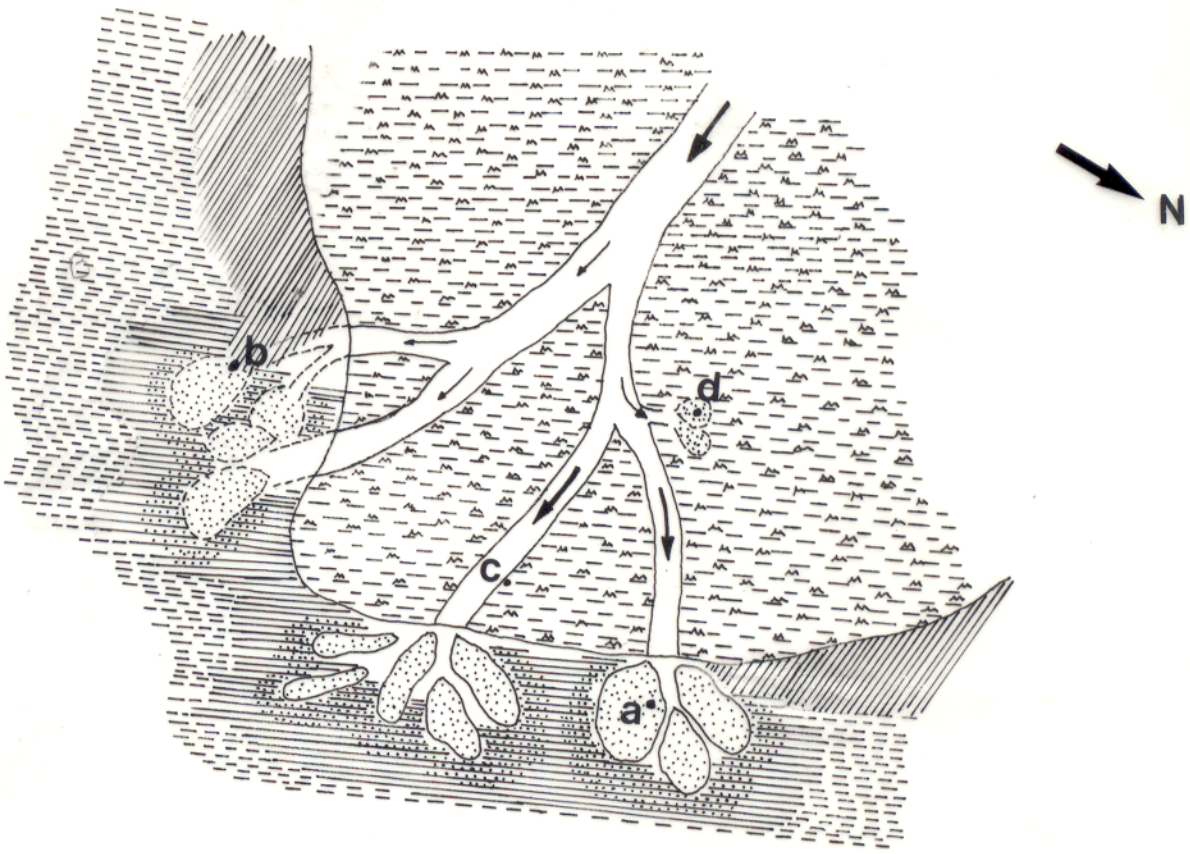
- abundância de estruturas deformacionais decorrentes do aprisionamento de fluidos nos poros, característico de deposição muito rápida e carga sedimentar elevada;

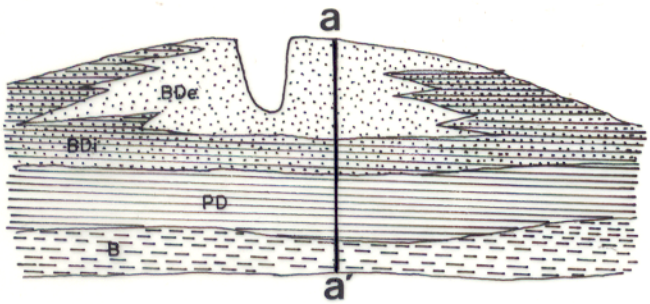
- associações faciológicas sugestivas da presença de freqüentes períodos de abandono da deposição, com retrabalhamento biogênico e atuação de processos marinhos.

- presença de glauconita (ver capítulo 4).

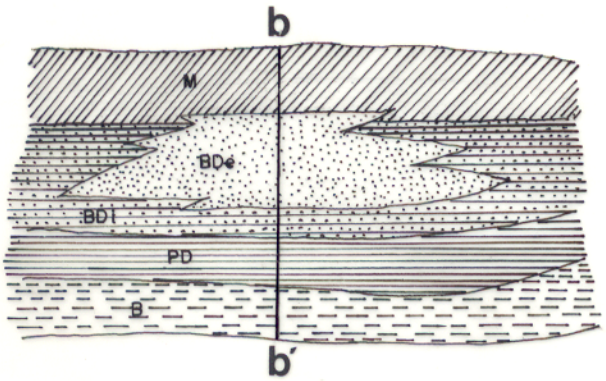
Fig. 62 : Modelo deposicional esquemático da Formação Barro Duro, ilustrando os subambientes reconhecidos a partir dos testemunhos.



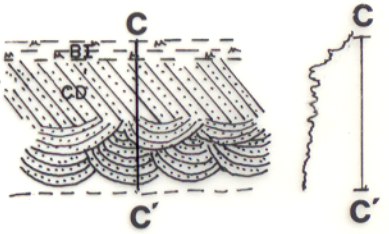














BACIAL (não observado)



BARRA DE DESEMBOCADURA



BARRA DISTAL



BAIA INTERDISTRIBUTÁRIA



"CREVASSE"



CANAL DISTRIBUTÁRIO



MARINHO RASO



PRODELTA

4. PETROGRAFIA

4.1. Introdução:

Este capítulo se propõe a discutir os aspectos relativos à composição mineralógica, propriedades texturais, classificação e produtos diagenéticos da Formação Barro Duro, além de serem feitas algumas considerações a respeito da proveniência desses sedimentos.

A composição mineralógica é primariamente controlada pelo tipo de rocha fonte e seu assentamento tectônico (DICKINSON, 1985). O retrabalhamento dos sedimentos no ambiente deposicional, o intemperismo e processos diagenéticos atuam de forma a impor ao arenito modificações mineralógicas, texturais e químicas que dificultam a determinação de sua proveniência. O transporte deposicional e o intemperismo tendem a tornar os sedimentos terrígenos mais quartzosos, sobretudo quando as razões de erosão e sedimentação são baixas, o que ocorre no craton e na margem continental passiva. Tal não foi o caso para o intervalo estratigráfico estudado, onde a interpretação faciológica revela elevada taxa de deposição em combinação com atividades tectônicas sincrônicas, implicando em curto tempo de residência. Por outro lado, as observações petrográficas demonstraram que os aspectos detríticos foram bastante afetados por processos diagenéticos, os quais modificaram a composição mineralógica e a textura original através da dissolução parcial ou total dos grãos do arcabouço, substituição dos grãos, precipitação de constiuintes autigênicos, adição de

argilominerais por infiltração mecânica, bioturbação e compactação mecânica.

4.2. Aspectos Texturais:

As propriedades texturais, incluindo principalmente o tamanho do grão, arredondamento, seleção e a maturidade são importantes para uma caracterização mais precisa dos sedimentos, contribuindo na delimitação de unidades estratigráficas e na determinação dos aspectos físicos tais como porosidade, permeabilidade e compactação.

A avaliação textural qualitativa da Formação Barro Duro no intervalo estudado demonstra que os arenitos são constituídos por frações finas a muito finas, secundariamente ocorrendo granulações médias e sílticas; muito raramente verificam-se granulometrias médias a grossas e grossas. O arcabouço é suportado pelos grãos, entretanto ocorrem porções de arcabouço aparentemente aberto, com grãos "flutuantes", devido à intensa bioturbação ou cimentação, sendo o suporte feito por argilas detríticas ou calcita poiquilotópica, respectivamente. Geralmente o contato entre os grãos é do tipo tangencial e, mais raramente côncavo-convexo sendo que, em muitos casos,a cimentação carbonática corrosiva mascarou a determinação destes e os sobrecrescimentos sintaxiais de quartzo dão uma idéia errônea da existência de contatos retilíneos.

Em geral, o grau de seleção varia de moderadamente a bem selecionado, ocorrendo intervalos pobremente selecionados on-

de a heterogeneidade granulométrica pode ser atribuída, principalmente,à bioturbação ou a processos fluidizantes.

A determinação do grau de arredondamento é prejudicada em função da presença freqüente de sobrecrescimentos sintaxiais de quartzo e corrosão das bordas dos grãos por cimento carbonático. Apesar disto, a presença de películas argilosas em certas porções demonstra que os grãos são originalmente arredondados a subarredondados nas frações médias a finas e subangulosos a subarredondados nas frações muito finas a síltica s.

De acordo com a conceituação de maturidade textural de FOLK(1980), os arenitos da unidade em questão são, em geral, maturos a submaturos, ocorrendo intervalos extremamente imaturos. A avaliação da maturidade textural deve ser feita com cautela, pois quantidades consideráveis de argilominerais detríticos foram introduzidas por infiltração mecânica, bioturbação, fluidificação e compactação física (pseudo-matriz), sendo que estes processos atuaram isoladamente ou em conjunto, muitas vezes tornando complexa a distinção quantitativa das argilas sindeposicionais. Com isto, embora algumas argilas tenham sido depositadas simultaneamente sob efeito de altas taxas de sedimentação, o que é evidenciado pela presença constante de laminações cruzadas cavalgantes ("climbing-ripples"), acredita-se que os fatores diagenéticos acima relacionados foram decisivos na caracterização da imaturidade textural de alguns intervalos.

4.3. Constituintes Detríticos do Arcabouço:

A mineralogia detrítica da Formação Barro Duro no intervalo estudado é constituída, em média, de 40% de quartzo, 21% de feldspato, 2% de fragmentos líticos e 1% de outros componentes, representados por filossilicatos, inclusive glauconita, minerais pesados, fragmentos vegetais e raríssimos constituintes bioclásticos.

O quartzo , o mineral volumetricamente mais importante do arcabouço, ocorre dominantemente sob a forma de grãos monocristalinos, com extinção uniforme embora, em alguns casos, tenha-se observado quantidades expressivas de grãos policristalinos e extinções ondulantes. As porções marginais mostram-se geralmente corroídas, formando embaiamentos devido à corrosão pelo cimento carbonático e parcial substituição dos grãos por caulinita autigênica. Em geral, tem-se moderado aumento no teor de quartzo proporcionalmente à granulometria, de maneira que, enquanto nos arenitos finos a muito finos o conteúdo de quartzo é de aproximadamente 37%, nos arenitos médios este valor aumenta para 44%. A explicação é dada pela maior concentração de grãos feldspáticos nas granulometrias mais finas.

Os feldspatos, segundo constituinte em abundância, são representados principalmente por feldspatos potássicos(microclínio e ortoclásio) e plagioclásios, os quais atingem um teor médio de 85% e 15% do total de feldspatos, respectivamente. Em geral, os grãos mostram evidências de alteração, sendo comuns os processos de sericitização em graus variados, os quais tendem a afetar

os plagioclásios com maior intensidade. Uma feição comum a praticamente todas as lâminas estudadas é a presença de grãos alveolados, os quais foram originados por processos de dissolução direta ou mediante uma fase carbonática intermediária (substituição); muitas vezes este fenômeno foi tão intenso que resultou na formação de grãos esqueletais. Além disto, poros móldicos e agigantados, pelo menos em sua maior parte, podem ser atribuídos à dissolução de grãos feldspáticos. Outro processo pósdeposicional que afetou localmente os feldspatos, porém com grande intensidade, foi a argilização, feição particularmente expressiva no poço 1-RN-0001-MA.

Os fragmentos líticos são componentes menores nesses arenitos e incluem principalmente rochas graníticas, *chert*, quartzitos, rochas pelíticas e, mais raramente, filitos, xistos, quartzo-arenitos e carbonatos com fósseis (gastrópodas, pelecípodas, algas e ostracodas). Os intraclastos argilosos também foram incluídos como fragmentos de rocha, participando com uma proporção considerável na porcentagem total de líticos. Em certos intervalos, os intraclastos pelíticos se concentram, caracterizando as brechas e conglomerados intraformacionais, onde os clastos chegam a atingir até 10 centímetros de comprimento. Comumente, estes se apresentam deformados por compactação mecânica a qual, em certas regiões, chegou a configurar pseudo-matriz, sendo às vezes confundida com argilas detríticas sindeposicionais ou introduzidas por processos pósdeposicionais, como bioturbação, infiltração mecânica e fluidização. Os intraclastos argilosos, bem como outros fragmentos pelíticos, mostram-se freqüentemente

substituídos por clorita e, mais raramente, ilita e caulinita.

Os filossilicatos presentes nos arenitos em questão são muscovita (mais freqüente), biotita, clorita e glauconita. Os primeiros apresentam-se em palhetas dispostas mais ou menos paralelamente ao plano de acamamento. Com algumas exceções, mostram-se moderada ou extremamente afetados pelos processos de compactação física e apresentam-se em diferentes estágios de alteração, sendo as muscovitas cloritizadas ou caulinizadas e as biotitas comumente cloritizadas ou substituídas por romboedros de sideri-ta. A glauconita mostra-se freqüentemente alterada, sendo comum sua deformação por compactação mecânica, resultando na geração de pseudo-matriz. Sua presença em algumas áreas coaduna-se com a influência de processos marinhos na deposição dos arenitos estudados.

Dentre os minerais pesados, os opacos sobressaem-se em abundância, sendo seguidos pelo zircão, turmalina, rutilo, granada, esfeno, hornblenda(?) e brookita(?). O zircão é dominantemente incolor ou levemente amarelado, de contornos subarredondados e com freqüentes zoneamentos. A turmalina é exclusivamente de coloração esverdeada a levemente amarronzada e apresenta-se com formas prismáticas e subarredondadas. O rutilo tem cor marrom-escura e a granada é exclusivamente incolor, sendo que esta última ocorre muito esporadicamente, do mesmo modo que a horblenda, esfeno e brookita.

Os fragmentos vegetais estão carbonificados e, apesar de não serem expressivos quantitativamente, mostram-se amplamente disseminados nestes sedimentos. Contrariamente, os constituintes

bioclásticos são restritos a níveis específicos, apresentando-se sob a forma de "fantasmas", como fragmentos intensamente deformados e como poros móldicos, preenchidos ou não por caulinita autigênica.

A matriz será tratada no capítulo seguinte, por ter origens diversas, sendo difícil a discriminação quantitativa da matriz sindeposicional.

4.4. Classificação:

Como demonstraram PETTIJOHN *et al.*(1973) e FOLK (1980), a classificação dos arenitos tem sido feita de maneira variada entre diversos autores, salientando-se ora os aspectos descritivos, ora os genéticos. Neste trabalho, procurou-se adotar uma classificação que fosse puramente descritiva e baseada exclusivamente nos constituintes fundamentais do arcabouço, ou seja, quartzo, feldspato e fragmentos líticos. Assim, de acordo com PETTIJOHN *et al.*(op. cit.), os arenitos da Formação Barro Duro são classificados como arcósios e, mais raramente, sub-arcósios (fig.63). Esta composição, reflexo da influência diagenética, foi recalculada com o intuito de se fazer uma aproximação quanto à composição deposicional. Para esta estimativa, considerou-se, como pertencentes ao arcabouço, aqueles grãos com evidências de substituição por cimento carbonático e os que foram parcial ou totalmente dissolvidos. O resultado obtido revela que originalmente os sedimentos mostravam, em média, um conteúdo de feldspatos superior à quantidade presente (fig.64).

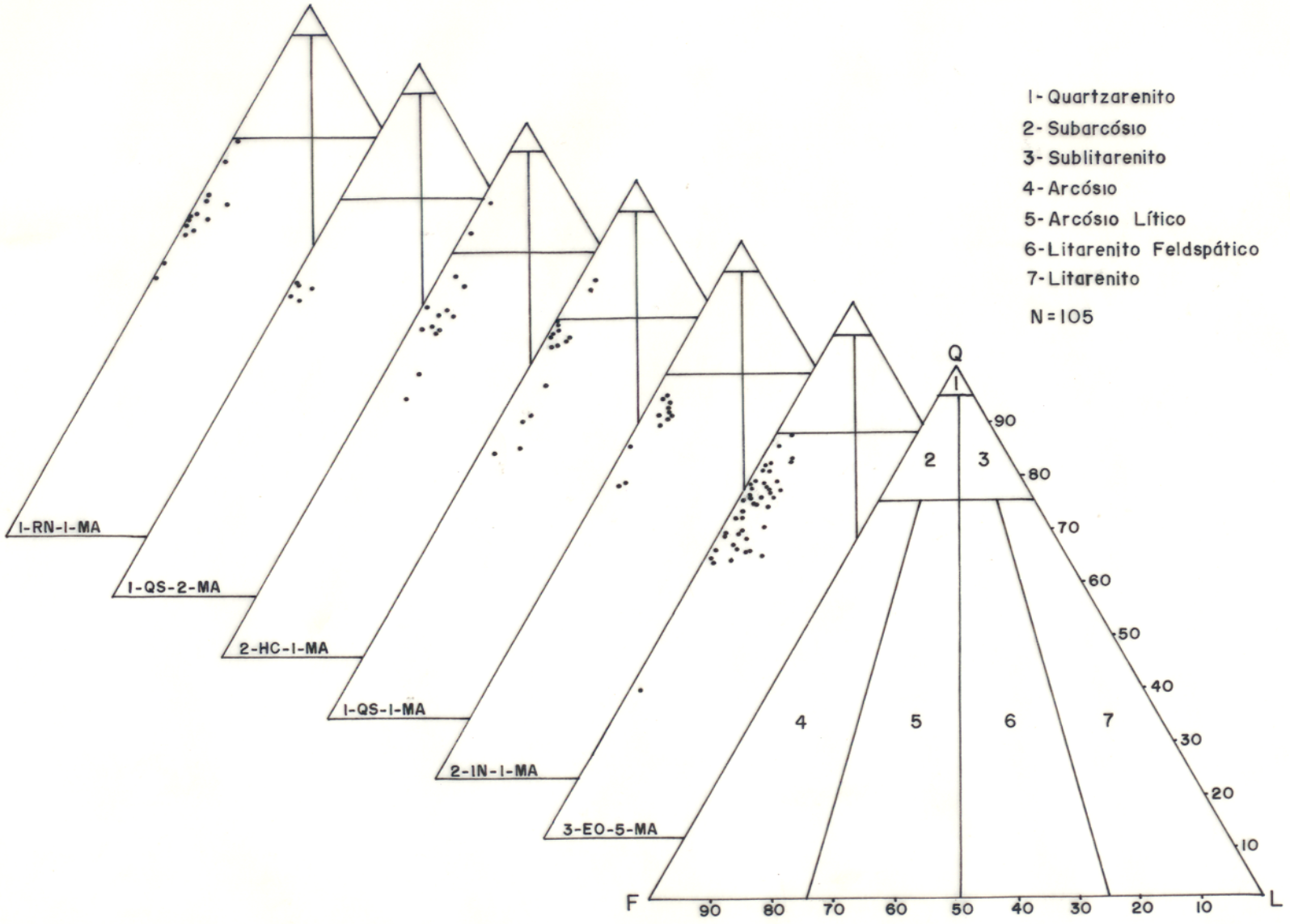


Fig. 63 : Diagrama ternário com a classificação dos arenitos da Formação Barro Duro, de acordo com sua composição diagenética (PETTIJOHN et al., 1973), onde Q = quartzo; F = feldspato; L = fragmentos líticos; N = nº total de amostras.

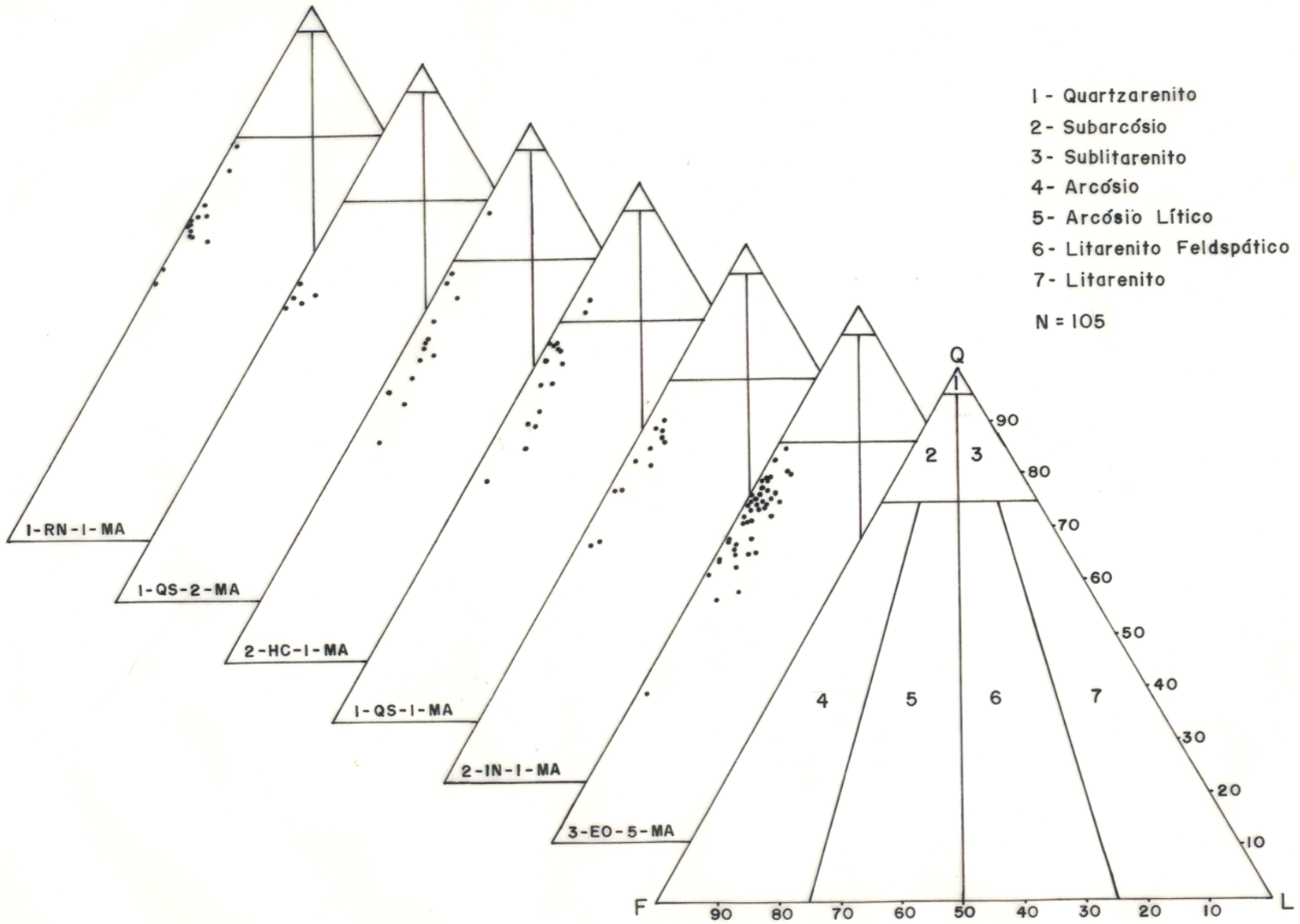


Fig. 64 : Diagrama ternário com a composição deposicional estimada dos arenitos da Formação Barro Duro, desconsiderando-se os efeitos produzidos pela Diagênese (vide explicação no texto). Q=quartzo; F=feldspato; L=fragmentos líticos; N= nº total de amostras.

Com relação à estimativa da composição deposicional, convém esclarecer que: a) em função dos fragmentos líticos ocorrerem geralmente em porcentagens não significativas, atribuiu-se o fenômeno de dissolução total somente a grãos feldspáticos; b) para efeito de cálculo, não foram computados os grãos feldspáticos em processo de argilização, os quais são verificados especialmente nas lâminas correspondentes aos testemunhos do poço 1-RN-0001-MA.

Outro aspecto a ser mencionado é o fator granulométrico como controlador da composição mineralógica dos arenitos estudados. Embora FOLK(1980) cite que os feldspatos, devido à clivagem e instabilidade química, tenham a tendência de estarem presentes em qualquer intervalo granulométrico, observa-se que as amostras com maiores concentrações de feldspatos correspondem àquelas de frações mais finas.

4.5. Proveniência:

A composição mineralógica dos arenitos fornece informações importantes com relação a sua proveniência, desde que os fatores controladores possam ser reconhecidos e o seu grau de influência minimizado. Sabe-se que o tamanho dos grãos tem forte atuação na quantificação dos componentes mineralógicos, sendo este efeito reduzido com a adoção do método de contagem de GAZZI-DICKINSON (ZUFFA,1985). Apesar das vantagens óbvias, as porcentagens composicionais obtidas neste trabalho não foram normalizadas de acordo com o método de GAZZI-DICKINSON, em função da partici-

pação dos constituintes líticos ser volumetricamente pouco significativa, não influenciando no valor total de componentes detríticos.

Deste modo, acredita-se que os percentuais obtidos na contagem realizada são satisfatoriamente concordantes com os valores resultantes da aplicação do método de GAZZI-DICKINSON. Entretanto, a composição detrítica modal destes arenitos foi bastante afetada pelos processos diagenéticos, sendo que no cálculo da composição original estimada(vide figura 64), procurou-se minimizar os efeitos produzidos pela diagênese, de acordo com o que foi comentado anteriormente. Assim, levando-se em consideração o posicionamento dos constituintes detríticos maiores no diagrama da figura 65, os arenitos da Formação Barro Duro podem ser interpretados como resultantes de movimentações internas a blocos continentais; provenientes do embasamento soerguido ao longo de cinturões (do tipo *rift*) incipientes e rupturas transformantes; e, menos significativamente, do craton. Além disto, a composição arcosiana revela que não houve um longo período de transporte dos sedimentos. Estes dados coadunam-se com o tipo de bacia de deposição em questão, uma vez que a Bacia de Barreirinhas é conhecida como tendo sido gerada por efeitos transtensivos, os quais produziram uma depressão do tipo *pull-a-part*, onde sincronicamente houve elevada taxa de sedimentação. A assembléia de minerais pesados presentes nestes arenitos apontam como fonte rochas graníticas, metamórficas e sedimentares.

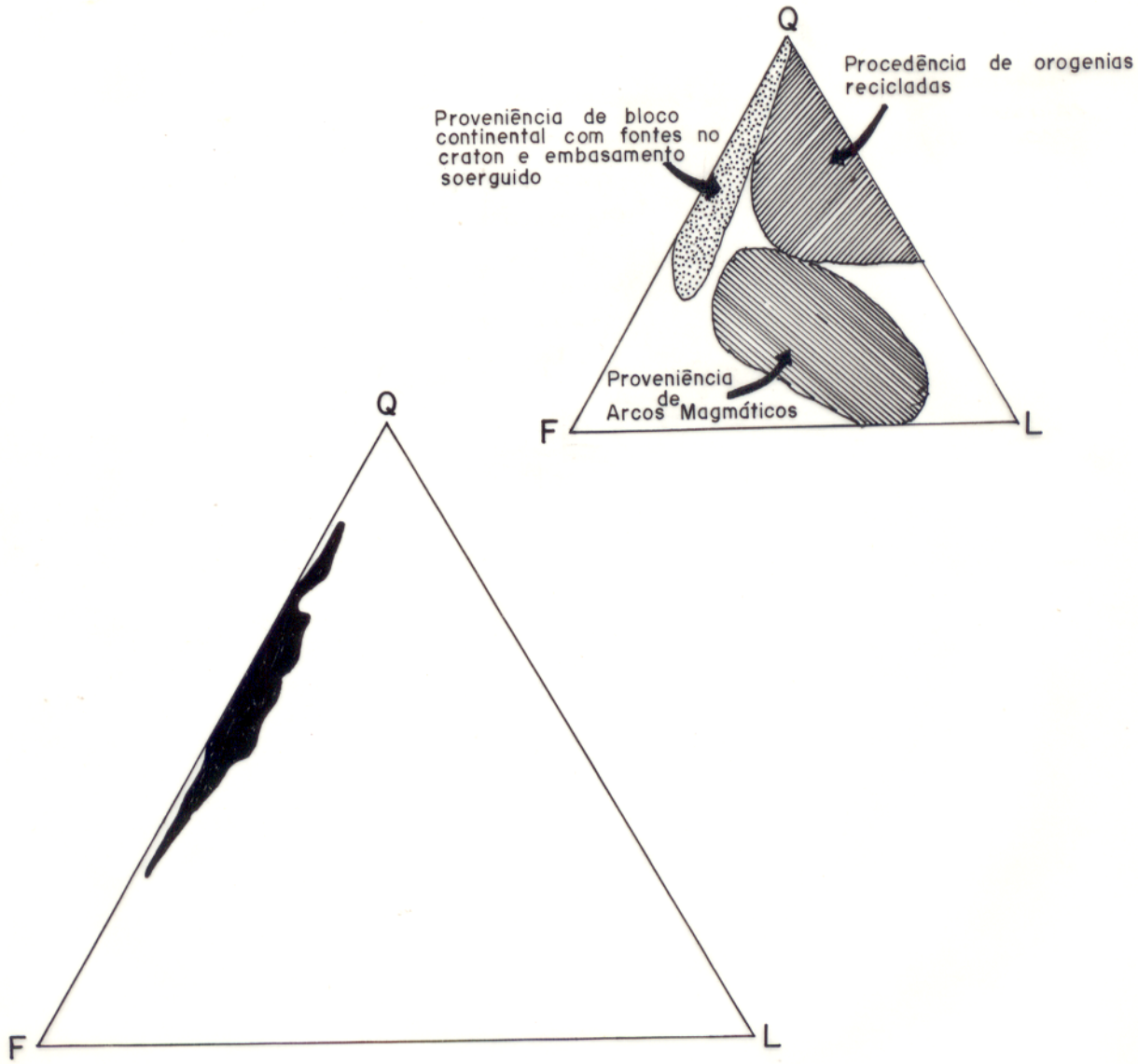


Fig. 65 : Interpretação da proveniência dos Arenitos da Formação Barro Duro, de acordo com o diagrama de Dickinson (1985); os dados plotados (em preto) representam a composição deposicional estimada para o conjuto de poços analisado.

Q = Quartzo ; F = Feldspato ; L = Fragmento Lítico

5. DIAGÊNESE

5.1. Conceitos e Considerações Gerais:

A diagênese engloba todas as transformações físicas e químicas que se processam entre a deposição de um sedimento numa bacia, até uma profundidade de cerca de 5 a 7 km, quando então as condições de temperatura e pressão aproximam-se de 200^{o}C e 2000 atm (segundo BLATT *et al.*, 1980), ultrapassando-se gradualmente para o campo do metamorfismo. Durante o soterramento, os sedimentos são geralmente litificados em função da atuação de processos que envolvem a compactação, dissolução de grãos por pressão e precipitação de cimentos, resultando genericamente em rochas contendo menor porosidade e fases diagenéticas mais estáveis.

CHOQUETTE & PRAY(1970), SCHMIDT & McDONALD(1979a) discriminaram três estágios diagenéticos: eo, meso e telodiagênese. A eodiagênese é um processo ocorrente na ou próximo à superfície de sedimentação, havendo grande controle das reações pelo ambiente superficial. A mesodiagênese atua em sub-superfície durante o soterramento efetivo, desde profundidades suficientes para isolar a rocha da influência superficial, até a passagem para a zona do metamorfismo. Esta etapa foi, ainda, subdividida em quatro estágios, de acordo com critérios petrográficos: 1) imaturo - domínio de compactação mecânica; 2) semi-maturo - compactação química e redução da porosidade primária por cimentação; 3) maturo - geração de porosidade secundária, seguida de sua gradual redução ; 4) super-maturo - ausência de porosidade efetiva. A telodiagênese

corresponde aos processos ocorrentes nas proximidades ou na superfície de erosão e está relacionada com soerguimento de rochas anteriormente soterradas.

Uma série de fatores pré e pós-deposicionais pode intervir na evolução diagenética, produzindo sequências individualizadas e, por vezes, complexas dentro de uma mesma bacia de sedimentação. A proveniência, o ambiente deposicional, a tectônica e o clima influenciam diretamente na composição mineralógica do arcabouço e na textura dos sedimentos. Estas, sob condições de pressão e temperatura crescentes, irão interferir na composição dos fluidos intersticiais e, consequentemente, no desenvolvimento das fases diagenéticas. Assim, para o estabelecimento de modelos diagenéticos de uma dada bacia é necessário ter-se um controle dos parâmetros envolvendo não apenas a constituição mineralógica, mas toda a sua história evolutiva.

Um dos aspectos diagenéticos de grande importância é o conhecimento do fluido presente nos poros, sua natureza e capacidade de transportar materiais dissolvidos, os quais influenciarão diretamente nas reações. De acordo com GALLOWAY(1984), os fluidos intersticiais de uma bacia deposicional subsidente passam basicamente por três diferentes regimes: meteórico, compactacional e termobárico. O regime meteórico ocorre nas porções rasas da bacia, sob a ação de águas superficiais, caracterizando-se por apresentar razão de fluxo relativamente alta e moderada razão de reação mineral/água, devido à baixa temperatura. O regime compactacional atua em locais onde as águas aprisionadas no sedimento durante a deposição são expulsas dos poros, com o soterramento,

migrando para regiões mais superiores. Este processo é caracterizado por uma baixa razão de fluxo e mais alta razão de reação mineral/solução, quando comparada com o regime meteórico, uma vez que a temperatura é mais elevada (aproximadamente 70ºC). O regime termobárico atua nas porções profundas da bacia, sob influência de temperaturas e pressões mais elevadas, onde ocorre liberação de volumes significativos de água a partir de reações de desidratação de certos minerais, principalmente de argilas. Dentre outros autores, GALLOWAY (op. cit.), reconhecendo as limitações quanto ao suprimento das águas compactacionais e termobáricas, utiliza o conceito de células convectivas (WOOD & HEWETT, 1982) como um possível mecanismo para explicar os problemas de transferência de massa. Entretanto, BJØRLYKKE & SAIGAL(1989) citam que para ocorrer a convecção termal é necessário a existência de isotermas relativamente abruptas. Segundo estes autores, o fato destas condições não poderem ser mantidas quando influenciadas pela circulação de água convectiva, implica que a convecção termal não é um processo ativo em grande escala. Para eles, o fluxo de água meteórica nas bacias sedimentares tem-se mostrado, muitas vezes, mais importante do que se imaginava inicialmente, sendo que, segundo GILES(1987, apud BJØRLYKKE & SAIGAL, op. cit.) sua circulação efetua-se a razões provavelmente várias vezes maior do que a água compactacional.

Em uma bacia de sedimentação, a água meteórica pode penetrar a distâncias consideráveis na plataforma ou ser posteriormente introduzida nos espaços intersticiais, devido ao soerguimento de blocos falhados. Através de evidências advindas de ra-

zões de isótopos estáveis, sabe-se que a água meteórica pode percolar até profundidades superiores a 1 km (KHARAKA *et al.*, 1985), sendo recarregada a partir de áreas localizadas a distâncias superiores a 100 km (MENHEIM & SAYES, 1974 apud KHARAKA *et al.*, op. cit.), o que torna bastante complexa a discriminação dos cursos tomados pelos processos físicos e químicos com a profundidade.

Como discutido anteriormente, a Formação Barro Duro representa uma espessa sequência de arenitos e, subordinadamente, folhelhos depositados em ambiente transicional deltaico marinho, de uma bacia do tipo direcional (*pull-a-part*), sendo caracterizada por movimentações transtensivas concomitantes à sedimentação. Neste contexto tectônico desenvolvem-se , por efeitos distensivos, sistemas de blocos, os quais podem ser rotacionados, favorecendo a presença de discordâncias localizadas. Em tais bacias também pode ocorrer soerguimento, com o desenvolvimento de superfícies erosivas. Em alguns poços estudados, o perfil *dipmeter* permite a individualização de intervalos com quebras abruptas nos mergulhos, os quais podem ser atribuídos à presença de discordâncias. Consequentemente, supõe-se que a evolução dos processos diagenéticos na Formação Barro Duro pode ter sido significativamente controlada por águas meteóricas que teriam penetrado através destas superfícies. Os testes de formação também revelam a presença de água doce em certos intervalos, o que se coaduna com esta hipótese. Assim, como será discutido na sequência do trabalho, acredita-se que algumas fases diagenéticas reconhecidas petrograficamente, possam ser atribuídas à atuação de águas meteóricas.

5.2. Discriminação das Fases Diagenéticas:

Muitas fases diagenéticas puderam ser reconhecidas nos arenitos estudados, sendo estas as seguintes: adição de argilas nos poros por infiltração mecânica, fluidização e bioturbação; cimentação carbonática precoce; compactação mecânica; sobrecrescimento de quartzo; sobrecrescimento de feldspatos; compactação química; precipitação de franjas de clorita(2 fases distintas) e cloritização de argilas e biotitas detríticas ; cimentação carbonática mesodiagenética, com substituição total ou parcial de constituintes do arcabouço; precipitação de barita; dissolução de cimento carbonático e barita, com geração de porosidade secundária em grande escala; formação de minerais tardios como caulinita, clorita, quartzo, feldspato, calcita ferrosa, siderita, dolomita ferrosa/ankerita e minerais de titânio (anatásio, rutilo e esfeno).

A riqueza de processos pode ser atribuída, principalmente, aos seguintes fatores: a) composição detrítica dominantemente arcosiana, o que favoreceu a dissolução dos grãos feldspáticos(mais instáveis) e, portanto, a solubilização de constituintes sólidos no fluido percolante; b) presença de quantidades significativas de argilas detríticas de origem sin-deposicional ou introduzidas por processos diagenéticos, as quais forneceram elementos que resultaram na precipitação de certas fases autigênicas; c) intensa atividade tectônica, o que facilitou a percolação do fluxo fluido através de fraturamentos e falhamentos.

Alguns processos diagenéticos se restringiram a determinadas porções da bacia e/ou fácies deposicionais, enquanto que outros ocorreram mais amplamente, como por exemplo o desenvolvimento do sobrecrescimento de quartzo, observado em quase todas as lâminas estudadas. Na figura 66 mostra-se a distribuição dos principais cimentos no poço 3-EO-0005-MA, de acordo com a profundidade.

5.2.1. Argilo-minerais:

Neste ítem serão tratados os argilo-minerais autigênicos e argilas detríticas que compõem a matriz. Deve-se esclarecer que, aqui, a utilização do termo "matriz" é empregado no sentido textural, correspondendo ao material apresentando granulometria inferior a 0,03 milímetros, de acordo com a conceituação dada em McBRIDE(1985). A avaliação petrográfica demonstrou que, embora ocorra argila sindeposicional, grande parte das argilas detríticas intersticiais foi introduzida nos arenitos estudados por processos pósdeposicionais, o que justifica sua inclusão neste ítem.

As argilas autigênicas ocorrem em graus variados, participando com uma média de 3% do volume total, tendo amplitude desde ausente até 17%. A origem autigênica dos argilo-minerais foi interpretada, basicamente, pelo reconhecimento da morfologia em franjas de lamelas dispostas perpendicularmente à superfície dos grãos ou pela presença de delicados cristais preenchendo poros, além de outros critérios discutidos em WILSON & PITTMAN(1977). Estas feições as diferenciam das demais argilas que,

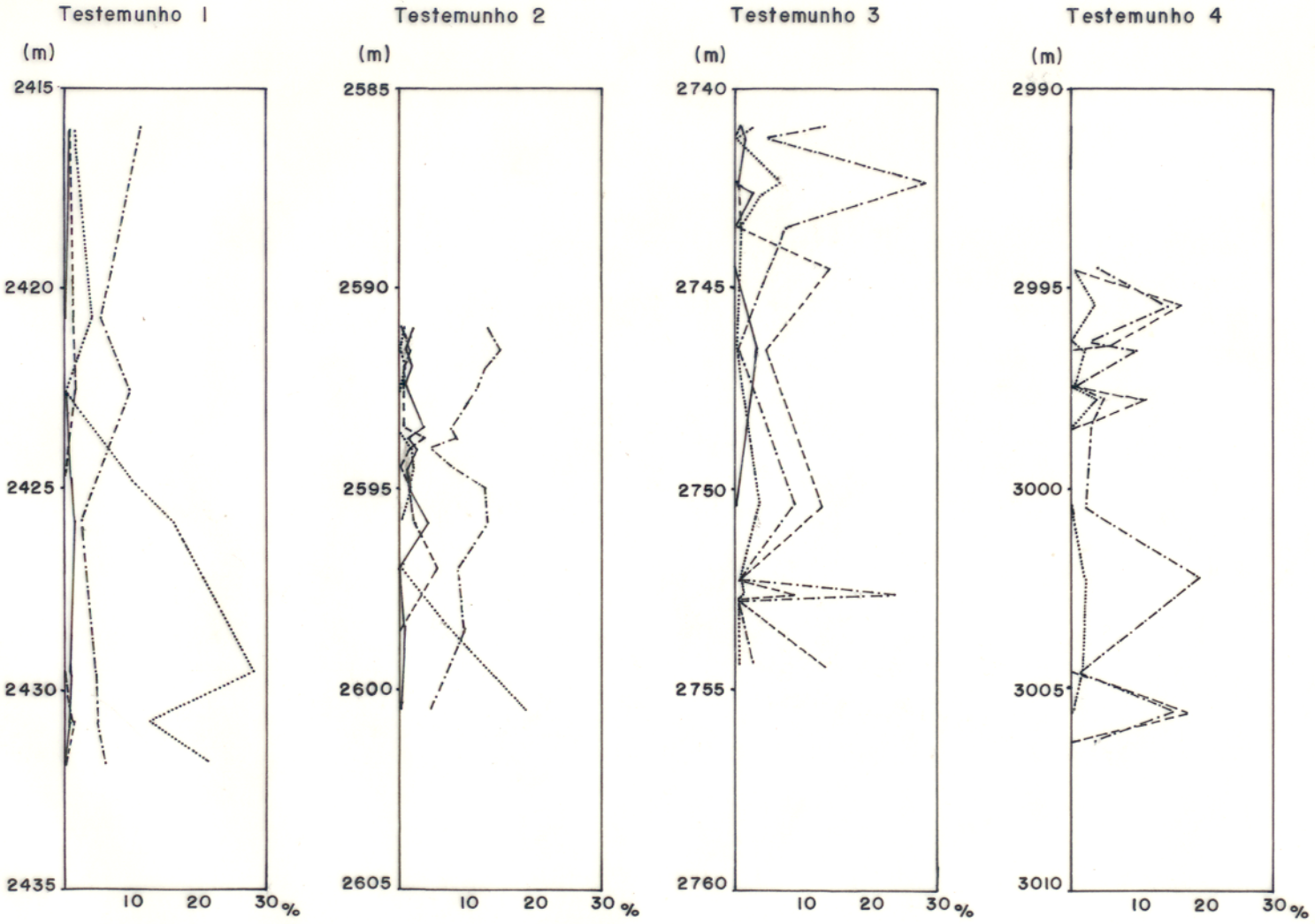


Fig. 66 : Distribuição dos cimentos volumétricamente mais significativos da Formação Barro Duro no poço 3-EO-5-MA, de acordo com a profundidade. Esses valores foram obtidos por contagem de pontos em seções delgadas.

..... Carbonato
– – – – Clorita
——— Caulinita
—·—·— Quartzo

embora tenham sido em grande parte introduzidas por processos diagenéticos, são nitidamente detríticas.

A ocorrência de argilo-minerais autigênicos nos arenitos se dá devido a processos de neoformação, ou seja, pela precipitação direta a partir de soluções percolantes e pela regeneração de constituintes detríticos na presença dos fluidos intersticiais (WILSON & PITTMAN, op. cit.). Acredita-se que este último processo tenha tido uma participação significativa, embora não exclusiva, na formação das argilas autigênicas dos arenitos analisados, uma vez que grande parte das argilas detríticas (esmectitas?) introduzidas em fases iniciais da diagênese, foram posteriormente regeneradas, resultando principalmente em caulinita, clorita, ilita e ilita/esmectita (fig.67).

5.2.1.1. Caulinita:

Este argilo-mineral é comumente observado nos arenitos estudados sob a forma de livretos ou frágeis agregados vermiculares de, em média, 10 a 20 u (fig.68). é freqüentemente verificado como preenchimento de poros intersticiais, tendo sido formado por precipitação direta (fig.88) ou como substituição de argilas detríticas. Este segundo processo gerou exclusivamente agregados de cristais dispostos de forma muito compacta, normalmente apresentando impurezas internas (fig.69, 70). Secundariamente, a caulinita ocorre em embaiamentos profundos nos grãos de quartzo, como pseudomorfos de feldspato ou preenchendo poros intragranulares, provavelmente produzidos por dissolução de grãos e/ou fósseis. Em algumas amostras observam-se cristais de tamanhos excepcionais

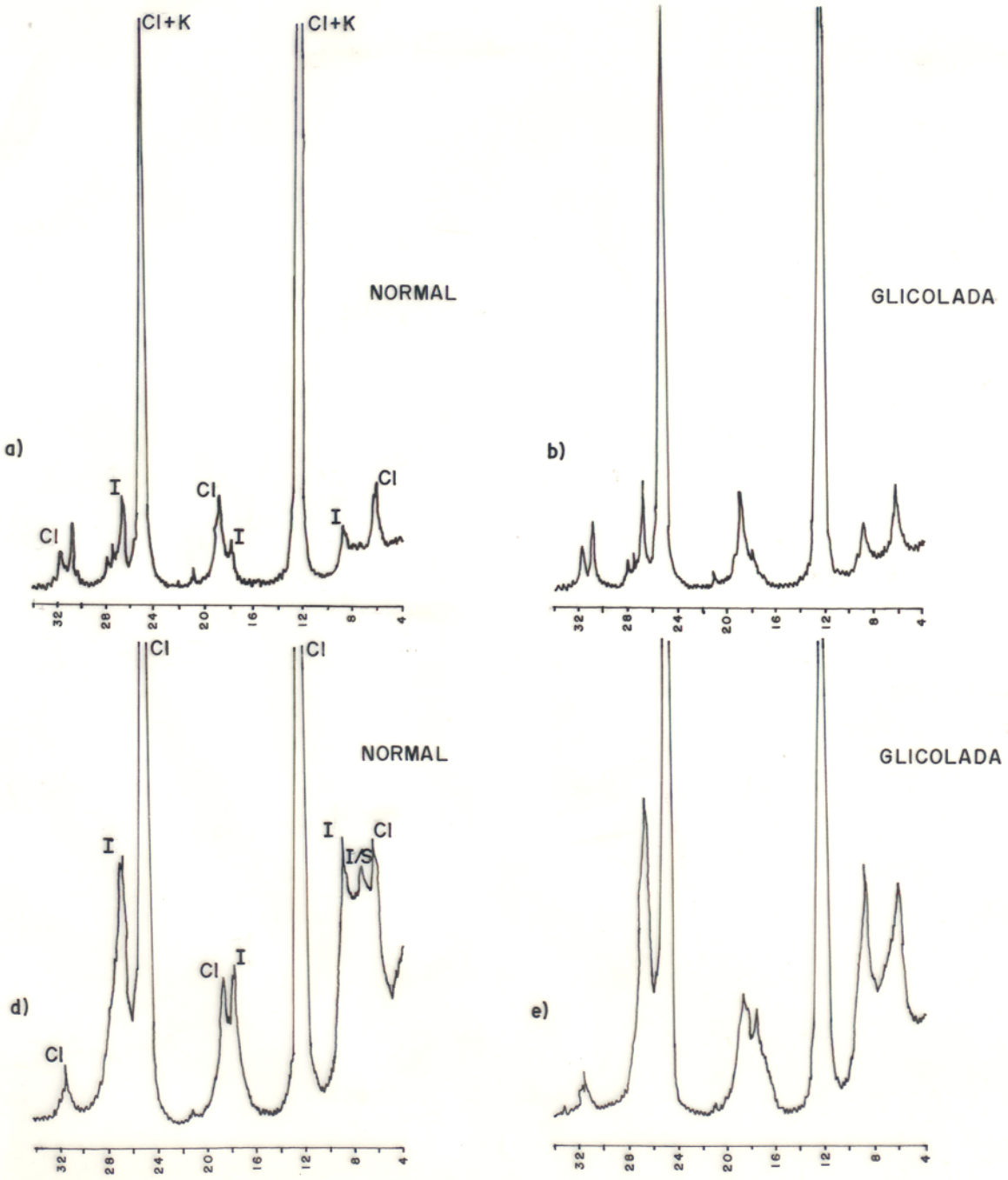


Fig.67 : Difratogramas representativos dos principais argilo-minerais presentes na Formação Barro Duro.
fração < 2μ , 2θ(CuKα)
Poço 3-EO-5-MA (a, b, c)
Poço 1-RN-1-MA (d, e)

(60u), relacionados particularmente com a substituição de muscovita detrítica (fig.7i).

O relacionamento temporal da caulinita é difícil de ser determinado precisamente, uma vez que esta se apresenta sob diferentes formas, podendo estar vinculada a processos e fontes diversas. A caulinita que ocorre como livretos microporosos dispersos aleatoriamente em poros secundários, mostra características de precipitação direta, a partir do fluido intersticial, sendo nitidamente posterior à fase de dissolução carbonática. Por outro lado, a caulinita que se apresenta preenchendo toda a porosidade intersticial, sob a forma de livretos ou, mais comumente, indivíduos vermiculares densamente cristalizados, são mais condizentes com fenômenos de substituição de argilas detríticas. Esta interpretação acha-se sustentada pelas seguintes observações petrográficas:

- ocorrência, em um mesmo poro, de argilas detríticas e, inclusas nelas, caulinita bem cristalizada;
- presença de caulinita autigênica com "sujeiras";
- passagem gradativa de argila para a caulinita bem cristalizada.

Os agregados de caulinita, em cristais vermiculares ou livretos compactos, que apresentam contorno de grãos resultaram possivelmente, da substituição de feldspatos detríticos e intraclastos argilosos, sendo que neste último caso, apresentam resquícios da argila detrítica.

Apesar da autigênese da caulinita ser comumente atribuída à atuação de águas meteóricas, diversos autores têm advoga-

do que a sua formação se dá a grandes profundidades, onde os sedimentos acham-se protegidos da influência superficial.

De acordo com modelos propostos por SURDAM *et al.*(1984) e KHARAKA *et al.*(1985), assim que os fluidos ácidos atravessam os arenitos, promovem a dissolução dos minerais carbonáticos e grãos aluminossilicáticos do arcabouço, especialmente feldspatos. Com isto, se o alumínio (liberado direta ou indiretamente) for organicamente complexado, sua solubilidade fica sensivelmente aumentada, havendo o seu transporte para outras áreas onde, assim que o pH do fluido sofrer um rebaixamento, poderá se precipitar sob a forma de caulinita. Caso contrário, isto é, se não houver migração do alumínio, a caulinita poderá ser precipitada juntamente com o quartzo, assim que o pH do fluido for ligeiramente aumentado, sendo que, de acordo com CURTIS (1982, apud CURTIS 1983) esta situação poderá ser proporcionada pelo início da dissolução do carbonato. Os cálculos elaborados por CURTIS (1983) demonstram que, com o aumento do pH, cada dm^3 de água que penetra na porosidade dos arenitos, poderá propiciar a precipitação de 1 grama de caulinita.

De acordo como o relacionamento textural observado, não existem dúvidas de que houve precipitação de caulinita em profundidade nos arenitos da Formação Barro Duro, a qual poderia ser justificada conforme o modelo apresentado acima. Entretanto, é difícil de se afirmar se toda a caulinita, presente sob a forma de cristais esparsos e microporosos, foi gerada em sub-superfície. Certas evidências texturais deixam margens a dúvidas pois, apesar da precipitação ter ocorrido preferencialmente nos espaços

intersticiais, existem áreas com precipitação nos poros intragranulares e não no espaço poroso que os contornam.

Estas texturas, aparentemente contraditórias, podem ser explicadas se for considerado que a precipitação da caulinita processou-se simultaneamente à dissolução do carbonato e a partir do mesmo fluido, como cita STANTON (1977), o que poderia resultar na sobreposição dos eventos diagenéticos. Por outro lado, aquele autor acredita que tais feições poderiam corresponder a fases precoces de precipitação, em associação com caulinita tardia. No caso da caulinita compacta, formada pela substituição de argilominerais e feldspatos detríticos, o posicionamento temporal na sequência diagenética pode ser considerada igualmente polêmica, podendo ter ocorrido tanto precocemente quanto em profundidade.

Evidências petrográficas indicando a formação de caulinita por substituição de muscovita, grãos de quartzo e argilas, foram verificadas nos arenitos da Formação Barro Duro. A caulinita resultante apresenta-se geralmente como cristais muito bem formados e em tamanhos anômalos. Em função disto, sugere-se que a sua formação ocorreu, mais possivelmente, em profundidade, onde as reações se processam mais lentamente e os minerais gerados podem ser mais bem cristalizados.

5.2.1.2. Clorita:

Como os demais argilo-minerais, a clorita tem distribuição bastante heterogênea, chegando a participar com até 17% no volume total, sendo opticamente identificada por sua coloração esverdeada e baixa birrefringência. Freqüentemente apresenta-se

preenchendo espaços intersticiais ou sob a forma de franjas finas e descontínuas, constituídas por cristais dispostos perpendicularmente à superfície dos grãos ou ao redor de poros móldicos (fig.72). Em algumas amostras, ocorrem películas que serviram de núcleo para a precipitação de clorita ou foram cloritizadas dentro dos poros, evidenciando a presença de películas de argila que se descolaram da superfície dos grãos por desidratação (conversão de esmectita para ilita e/ou clorita, fig.77). São também comuns cloritas substituíndo parcialmente fragmentos pelíticos; presentes em pequenas fraturas ou planos de clivagem de feldspatos detríticos; como alteração de grãos de glauconita; como delicados cristais precipitados sob a forma de uma "nuvem" no interior dos poros; como alteração de biotita detrítica e como intercrescimentos entre as folhas de muscovita.

As observações petrográficas são sugestivas de que, nem toda a clorita neoformada presente nos arenitos da Formação Barro Duro, tem equivalência temporal, sendo proposto pelo menos duas fases de precipitação. Numa primeira etapa, teria havido a neoformação de franjas de clorita posteriormente ao desenvolvimento dos sobrecrescimentos de quartzo e anteriormente à fase de carbonatização. Este posicionamento foi estabelecido tomando-se por base os seguintes critérios:

- presença de lamelas isópacas de clorita, dispostas perpendicularmente à superfície externa dos sobrecrescimentos de quartzo;

- presença de clorita, com esta mesma geometria, no contato entre os grãos do arcabouço e/ou sobrecrescimentos de quartzo e o

carbonato mesodiagenético.

Subsequentemente, teria havido uma outra fase de precipitação de clorita, bem mais extensiva, que se verificou em maior profundidade, sendo posterior à geração de porosidade secundária. Esta interpretação acha-se apoiada na presença de cristais de clorita dispostos como *pore linings* ou *pore-fillings*, que obliteraram parcialmente os poros secundários. Além disto, em um mesmo poro de origem secundária, é possível perceber-se coexistência de clorita com cristais euhédricos de quartzo tardio, muitas vezes sendo anterior a estes. Um outro fator sugestivo de fase tardia para a formação da clorita é a observação de películas contraídas envoltas por franja de clorita, sendo que aquelas se encontram em poros de dissolução de carbonato.

A estabilidade da clorita no campo diagenético é favorecida pelo aumento de temperatura verificada com a profundidade, o que possibilita a liberação de Fe e Mg no fluido poroso, a partir de reações de ordenamento das ilitas no folhelho adjacente (HOWER *et al.*, 1976). A caulinita também pode participar no processo de formação da clorita autigênica, uma vez que a temperaturas superiores a aproximadamente 120-150°C, sofre degradação (HOFFMANN & HOWER, 1979; BJØRLYKKE, 1984), fornecendo constituintes adicionais que, na presença de Fe e Mg, podem produzir clorita.

Nos arenitos da Formação Barro Duro, parte da clorita nitidamente coexiste com a caulinita porém, de um modo geral, percebe-se uma diminuição no volume desta com a profundidade, enquanto que a clorita, contrariamente, torna-se mais freqüente.

Este fenômeno pode ser acompanhado especialmente no poço 3-EO-0005-MA (figura 66) onde a caulinita, que atinge valores de 5%, desaparece totalmente a uma profundidade de aproximadamente 2750 metros, a partir da qual a clorita torna-se volumetricamente mais expressiva, apresentando-se em quantidades de até 17% do total de constituintes. A fonte para o ferro e magnésio poderiam ter sido os próprios folhelhos, além de que algum ferro adicional poderia ter sido liberado no fluido mediante reações mineralógicas desenvolvidas no próprio arenito, como por exemplo substituições de óxidos de ferro por titanita, anatásio e rutilo.

A clorita, cuja formação se deu anteriormente à dissolução do carbonato mesodiagenético, certamente teve uma origem diferente. Os processos e fontes para a sua geração permanecem obscuras, podendo aventar-se a possibilidade de influências externas. Neste tipo de bacia, em que o tectonismo mostra-se ativo durante o preenchimento, a penetração de fluidos a partir de fontes externas à formação é favorecida pela presença de fraturamentos e falhamentos, os quais funcionam como vias de percolação.

A cloritização e/ou ilitização da biotita tem sido registrada em arenitos submetidos a uma diagênese relativamente avançada (CRAW *et al.*, 1982, apud ALDAHAN & MORAD, 1986a). Dentre as lâminas estudadas, a biotita foi observada junto à clorita, porém não com a ilita. Neste caso, é possível que o potássio da biotita tenha sido utilizado, talvez indo contribuir para a precipitação de feldspatos tardios.

A glauconita é um constituinte esparso, porém amplamente disseminado nos arenitos estudados. Em muitos casos, este mi-

neral mostra-se alterado para clorita ou é contornado marginalmente por ela. O relacionamento de cloritas autigênicas com a glauconita também foi verificada por RANGANATHAN & TYE (1986), os quais sugeriram que a clorita poderia ter sido localmente derivada a partir da alteração da glauconita. As evidências petrográficas fazem crer que alguma clorita neoformada presente nos arenitos da Formação Barro Duro, pode ter sido formada de maneira similar, embora o momento em que a alteração teria se processado seja difícil de posicionar.

A substituição de argilo-minerais por clorita e/ou ilita é um processo ativo a temperaturas superiores a aproximadamente 100^{o}C (BJØRLYKKE, 1980 apud BJØRLYKKE & SAIGAL, 1989) sendo que, em ambos os casos, pode-se verificar contração, resultante da liberação de água das camadas de argila. As feições de contração foram reconhecidas através do "encolhimento" de alguns fragmentos argilosos, da matriz e/ou pseudo-matriz e, particularmente, das cutículas mecanicamente infiltradas durante a eodiagênese. A princípio, cutículas cloritizadas podem ser confundidas com cloritas neoformadas. Isto porque, à medida em que ocorre a regeneração diagenética das argilas, verifica-se uma modificação do arranjo de seus cristais, sendo que estes passam a apresentar uma disposição perpendicular à superfície dos grãos. Porém, de acordo com MORAES & DE ROS(1988), mesmo nestes casos é possível sua distinção das cloritas neoformadas, mediante a observação de suas características geométricas(cutículas apresentando espessuras variáveis), feições de contração(como comentado acima) e presença de impurezas.

Nos arenitos em questão, pode-se afirmar que o estágio de regeneração das cutículas não chegou a alcançar um grau muito avançado. Em função disto, o reconhecimento do processo de formação destas (infiltração mecânica na zona vadosa) é, ainda, facilmente reconhecido através da disposição das lamelas paralelamente à superfície dos grãos.

5.2.1.3. Ilita, Ilita/esmectita e Clorita/esmectita:

A ilita mostrou-se presente em praticamente todas as amostras submetidas à difração de raios-X. Sob o microscópio apresenta-se, embora raramente, sob a forma de delicados "cabelos", como substituição de argilas detríticas (esmectitas) e grãos de feldspatos. Interestratificados clorita/esmectita e ilita/esmectita não são comuns, tendo sido verificados em poucas amostras submetidas à difracão de raios-X. Nos arenitos Barro Duro, a ocorrência destes argilo- minerais, provavelmente deve-se a processos envolvendo a regeneração de argilas detríticas, como comentado no ítem anterior.

5.2.1.4. Argilas Infiltradas e outras argilas detríticas:

As observações petrográficas revelaram a freqüência de argilas detríticas em alguns intervalos dos sedimentos estudados, as quais localmente tiveram uma grande influência no desenvolvimento dos processos diagenéticos, inibindo a cimentação carbonática e o desenvolvimento de porosidade secundária, além de favorecer processos de substituição. Por muito tempo, as argilas detríticas presentes nos arenitos foram interpretadas como sendo

exclusivamente sindeposicional, no entanto, mais recentemente inúmeros trabalhos têm demonstrado que a ocorrência de argilas primárias é uma feição que se acha vinculada a determinados processos de caráter bastante específico, como comentam DE ROS & CESERO(1986).

Embora não seja possível discriminar quantitativamente, parte das argilas detríticas presentes nos arenitos da Formação Barro Duro teve sua origem ligada a laminações cruzadas cavalgantes(*climbing-ripples cross lamination*), sendo as partículas aprisionadas junto aos grãos de areia fina a muito fina. Como apontado por WILSON & PITTMAN (1977), outras formas de argila sindeposicional podem ocorrer, como é o caso da concentração em lâminas muito finas depositadas por diminuição da energia do fluxo e intraclastos argilosos(*mud rip-up clasts*). Entretanto, de acordo com observações feitas por WALKER *et alii*,(1978), WILSON & PITTMANN (op. cit.), ANDREIS(1981), DE ROS & CESERO(1986), MOLENAAR(1986), MORAES & DE ROS(1988) e MATLACK *et al.*(1989), pode-se interpretar que uma porcentagem volumetricamente expressiva das argilas detríticas que compõem a matriz existente nos arenitos da Formação Barro Duro, está relacionada com diferentes processos pós-deposicionais, tais como fluidificação, compactação, bioturbação e infiltração mecânica. Estes dois últimos fenômenos atuaram em um curto intervalo de tempo que se seguiu à deposição.

A infiltração mecânica das argilas pode ser reconhecida, sob o microscópio petrográfico, principalmente pela presença de cutículas anisópacas em forma de lamelas com distribuição

tangencial aos grãos (fig 74 A,B) e pela presença de agregados compactos que ocupam totalmente os poros, os quais representam o espessamento das cutículas sob condições de abundante e/ou continuada infiltração(MORAES & DE ROS, 1988). As causas advogadas na literatura para explicar o fenômeno de infiltração mecânica são bastante diversas.

A introdução de argilas está mais comumente relacionada com sedimentos aluviais grosseiros de clima árido a semi-árido. Nestes locais, ocorre rebaixamento do lençol freático a níveis profundos permitindo que, durante enxurradas temporárias, um grande volume de água contendo elevada carga em suspensão possa ser infiltrada, favorecendo a adesão de lamelas em torno dos grãos assim que houver uma diminuição da vazão do fluxo. Desta forma, DE ROS (1987) explica a presença de abundantes volumes de argila intersticial em arenitos grosseiros e conglomerados da Formação Sergi, na Bacia do Recôncavo. No entanto, contrariamente, as películas argilosas verificadas nos arenitos da Formação Barro Duro mostram-se pobremente desenvolvidas e são independentes do caráter textural, ocorrendo indiscriminadamente em granulometrias desde muito finas a médias. Além disto, o ambiente deposicional deltaico-marinho proposto para estes sedimentos, descarta qualquer possibilidade destas películas terem sido formadas através do processo acima descrito. Por outro lado, o contexto paleoambiental proposto para a Formação Barro Duro coaduna-se com os experimentos de laboratório e análise dos sedimentos arenosos holocênicos da Costa do Golfo, feitas por MATLACK *et al.* (1989). Opostamente ao que tinha sido registrado na literatura

até então, estes autores verificaram ser possível a introdução efetiva de argilas na zona vadosa de ambientes caracterizados por uma alta concentração de sedimentos suspensos, flutuação do nível de água e com um mínimo de retrabalhamento do sedimento, como é o caso de barras em pontal e planícies deltaicas. Associadamente, os autores atestaram a presença de películas de argila em algumas amostras provenientes de sedimentos deltaicos retrabalhados por ondas e marés, embora ressaltando que, nestes casos, elas tenham se mostrado pobremente desenvolvidas. De acordo com as interpretações faciológicas apresentadas neste trabalho, o desenvolvimento de películas argilosas em alguns níveis do intervalo estudado, pode ser atribuída aos fatores ambientais acima descritos. Os processos de bioturbação que foram verificados de forma bastante intensa em determinados intervalos da Formação Barro Duro, em pequena escala também podem ter contribuído para a adição de argilas . Além disto, é possível que, em alguns casos, muitas destas bioturbações estejam relacionadas com processos edáficos, uma vez que parece ter havido o desenvolvimento de solos relacionados com alguns sub-ambientes da planície deltaica, como comentado no capítulo 3. Segundo ANDREIS (1981), películas em torno dos grãos, tais como foram discutidas aqui, são um dos indicadores mais persistentes na detecção de paleossolos. Nestes casos, a infiltração se processa ao longo dos canais criados pela pedoturbação ou bioturbação, podendo estar frequentemente associada com componentes férricos, como observado por MOLENAAR (1986).

Em síntese, as características apresentadas pelas películas argilosas presentes nos arenitos estudados, fazem crer que

sua formação esteja associada a três fatores principais: 1) infiltração na zona vadosa, controlada pelo ambiente deposicional; 2) processos de bioturbação; 3) desenvolvimento de superfícies edáficas.

As películas de argilas infiltradas foram subsequentemente submetidas a processos de substituição, gerando ilita, clorita e interestratificado de esmectita-ilita, como atestado pelos difratogramas apresentados na figura 67. Durante este processo, ocorreu a liberação da água intracamadada, resultando em feições de contração, o que fez com que as cutículas fossem descoladas das superfícies dos grãos, permanecendo no interior dos poros.

Em muitos casos, as películas serviram como pontos de nucleação para a precipitação de cloritas autigênicas tardias. Em locais onde as argilas infiltradas foram melhor desenvolvidas, chegando a preencher toda a porosidade, a evolução da diagênese se deu de forma diferenciada com a inibição da precipitação do sobrecrescimento de quartzo ou de fases cimentantes carbonáticas.

5.2.2. Precipitação de Quartzo:

O quartzo autigênico é comum na maior parte das amostras estudadas e representa 6,8% do volume total da rocha, porém sua distribuição é extremamente heterogênea, chegando a atingir 27,7% em algumas amostras. Precipita-se dominantemente sob a forma de sobrecrescimentos sintaxiais em torno dos grãos de quartzo, encontrando-se especialmente bem desenvolvidos em áreas onde o arenito mostra bom selecionamento. Os sobrecrescimentos são reco-

nhecidos por apresentarem terminações externas muito retilíneas e por serem geralmente separados dos grãos de quartzo por argilo-minerais, óxidos de ferro ou vacúolos. Os contatos de compromisso gerados pelos sobrecrescimentos podem ser erroneamente interpretados como contatos entre grãos. Em áreas onde houve intensa introdução de argilo-minerais, os sobrecrescimentos foram inibidos, ocorrendo apenas sobre grãos esparsos, sendo muito mal desenvolvidos.

Distingue-se, ainda, um outro tipo de precipitação de quartzo, sob a forma de diminutos cristais com faces prismáticas bem desenvolvidas, que se projetam para o interior dos poros.

5.2.2.1. Sobrecrescimento de quartzo:

Os sobrecrescimentos sintaxiais (*overgrowths*) de quartzo (fig.75) apresentam-se como uma das primeiras e mais bem desenvolvidas fases autigênicas verificadas no intervalo estudado da Formação Barro Duro, sendo constatado em um grande número de lâminas. De um modo geral, observaram-se volumes significativos de sobrecrescimentos de quartzo em associação com feições de compactação mecânica, tais como deformação de micas e intraclastos argilosos, evidenciando que o seu desenvolvimento foi posterior a esta. Entretanto, apesar de ser bastante raro, acredita-se que localmente a sua precipitação tenha se iniciado ainda precocemente, imediatamente precedendo a infiltração de argilas detríticas, como sugerido pela presença de micas detríticas pouco ou não deformadas em porções onde ocorreu forte cimentação silicosa

(quartzo). É interessante citar, ainda, que em uma mesma lâmina,onde são freqüentes os sobrecrescimentos de quartzo, ocorrem micas não deformadas e outras extremamente contorcidas, se relacionadas com níveis argilosos que se depositaram sob a forma de *drapes* ou *flaser*. Portanto, nestes casos a atuação dos processos compactacionais é perceptível somente localmente, devido à maior plasticidade das argilas, sendo que onde ocorrem os sobrecrescimentos de quartzo, houve proteção dos constituintes do arcabouço. Além disto, existem locais onde os sobrecrescimentos são anteriores às películas de argila. Em função destes fatores e associado à presença de mais do que um sobrecrescimento em torno de um mesmo grão, acredita-se que a precipitação se processou em várias etapas.

Por outro lado, foi constatado que contatos do tipo retilíneo e suturados, presentes subordinadamente em arenitos ricos em cimento de quartzo, podem representar contatos de compromisso de sobrecrescimento. Ainda, verificou-se que aparentes contatos côncavo-convexos correspondem, na verdade, ao encontro de fartos sobrecrescimento com grãos arredondados adjacentes. Assim, torna-se evidente que a geração dos sobrecrescimentos foi, pelo menos em grande parte, anterior à compactação química e, como indicado pela presença de freqüentes corrosões marginais, foi também anterior à fase extensiva de cimentação carbonática (fig. 76).

HEALD & LARESE (1974) citam que a presença de películas de argila em torno dos grãos é um fator inibidor da nucleação de sobrecrescimentos. No entanto, no intervalo aqui estudado, tem-se observado que estas são normalmente descontínuas, o que permitiu

o desenvolvimento dos sobrecrescimentos, facilitando sua distinção dos grãos de quartzo ao redor dos quais se processou a nucleação. Somente em locais onde a infiltração mecânica de argila foi volumetricamente mais significativa, preenchendo o espaço poroso sob a forma de matriz, é que houve inibição dos sobrecrescimentos em função da baixa permeabilidade desta, que reduziu a percolação dos fluidos contendo sílica.

Se considerarmos que a precipitação dos sobrecrescimentos de quartzo presentes nos arenitos analisados se processou através de fases múltiplas, é de se esperar que a fonte de sílica deve ter sido variada. No caso de precipitação precoce, a fonte é normalmente atribuída a alterações químicas dos constituintes mineralogicamente instáveis do arcabouço, sob ação de água meteórica, o que pode ter sido atuante nestes arenitos arcosianos. Neste caso, a dissolução de 1 cm^3 de feldspato potássico poderia resultar em 0,46 cm^3 de potássio e 0,43 cm^3 de sílica, de acordo com a seguinte reação (LEDER & PARK,1986):

$$2K\,Al\,Si_3O_8 + 2\,H^+ + H_2O = Al_2Si_2O_5(OH)_4 + 4\,SiO_{2(aq.)} + 2K^+$$

Segundo alguns autores, tais como MOLENAAR (1986), SMOSNA (1988) e BROWN *et al.*(1989) a própria água meteórica, contendo uma concentração de cerca de 13 ppm de sílica, pode ser responsável pela precipitação de quartzo, uma vez que, em condições superficiais, os valores de saturação equivalem a 6 ppm. BROWN *et al.*(op. cit.) acredita que, em função do intemperismo químico de rochas clásticas, as águas continentais sejam enriquecidas em até 30 ppm de sílica, podendo participar como fonte para

o quartzo precipitado precocemente. A sílica necessária para a formação das pequenas quantidades da primeira geração de sobrecrescimentos de quartzo poderia ser atribuída a pelo menos uma dessas fontes.

Entretanto não há dúvidas de que a fase mais ampla e bem desenvolvida dos sobrecrescimentos de quartzo ocorreu após a compactação mecânica, no final da eo e início da mesodiagênese. Nestes casos, acredita-se que a sílica possa ter sido precipitada a partir de soluções ascendentes provenientes da substituição generalizada de grãos e cimentos silicáticos por carbonatos, especialmente calcita. Segundo este modelo, em regiões mais superficiais, os fluidos submetidos a temperaturas mais inferiores, seriam resfriados, favorecendo a precipitação do quartzo. Tem-se observado que, entre os autores que discutem este tema, existe tendência de aceitação deste mecanismo como sendo o mais provável pelo fornecimento de sílica, como é o caso de WALKER (1960), SCHMIDT & McDONALD (1979a), DE ROS & MORAES (1984), DE ROS (1987) e BRUHN (1986).

Outra fonte que tem sido advogada para a sílica é a dissolução por pressão de grãos de quartzo e feldspatos, porém BLATT (1979) mostrou que esta é insuficiente para produzir volumes significativos. No caso da Formação Barro Duro, devido ao predomínio de contatos do tipo pontual ou ao arcabouço frouxo, a dissolução por pressão apenas ocorreu em áreas restritas, sendo indicada principalmente por feições estilolíticas(relacionadas com níveis argilosos e micáceos) e, mais raramente, contatos do tipo côncavo-convexos. Assim, mesmo sendo localmente atuante,

certamente a dissolução por pressão não foi responsável pelo fornecimento de grandes quantidades de sílica.

Reações minerais envolvendo a maturação da matéria orgânica também são aventadas como fontes adicionais para a sílica. As esmectitas, após a deposição, passam durante o soterramento por vários estágios de desidratação (PERRY & HOWER, 1970), sendo substituídas por caulinita ou ilita. Segundo SIEVER(1962), para cada grama de caulinita precipitada, seria produzido 0,65 g de sílica, sendo que 0,56 g de ilita geraria 0,28 g de sílica.Apesar de SIBLEY & BLATT (1976) e BLATT (1979) citarem que pouca sílica alcançaria os arenitos, devido à precipitação de ilita durante a diagênese dos folhelhos, cálculos feitos por BOLES & FRANKS (1979) demonstraram que as reações de desidratação das argilas seriam suficientes para liberar grandes volumes de sílica. Do mesmo modo, FARIAS (1987) atribui esta mesma origem para a sílica precipitada como sobrecrescimentos na Formação Pendência.

MONCURE *et al.*(1984) explicam que as soluções provenientes das reações de substituição de esmectita por ilita consomem grande quantidade de alumínio. Com isto, quando tais soluções atingem os arenitos, causam dissolução dos grãos do arcabouço, com a liberação de alumínio, sílica e outros íons. Nestas condições, para a precipitação de quartzo ocorrer é necessário que haja inibição da precipitação de caulinita, possível somente se o alumínio for complexado por ácidos orgânicos.

Os arenitos da Formação Barro Duro acham-se intercalados com camadas de folhelhos e sobrepõem-se a uma espessa sequência depositada dominantemente em ambiente pró-deltaico/bacial.

Este contexto permite aventar tal fonte para a sílica embora não se tenha constatado qualquer incremento dos sobrecrescimentos nos arenitos localizados próximo ao contato dos folhelhos, como seria de se esperar se estes fossem a fonte exclusiva para a sílica.

Em qualquer um dos processos acima citados, existem problemas referentes ao conhecimento dos mecanismos responsáveis pela remoção de sílica, uma vez que sua solubilidade em sub-superfície é de 100 ppm a 150ºC (MORAY *et al.*, 1962 apud BJORLYKKE & SAIGAL, 1989), sendo necessários grandes volumes de fluidos para sua precipitação. A solução parece emergir da teoria de circulação de fluidos por correntes convectivas (WOOD & HEWELT, 1982) atuando em sub-superfície,em função do gradiente térmico. Até mesmo BJORLYKKE & SAIGAL(1989), apesar de discutirem a impossibilidade de existência de fluxo convectivo em grande escala, admitem este como sendo o único mecanismo capaz de permitir a circulação e precipitação de sílica em volumes significativos. Para o caso da Formação Barro Duro, este processo de reciclagem talvez seja o único capaz de explicar os elevados valores do cimento quartzoso.

5.2.2.2. Quartzo Tardio:

A presença de uma fase tardia de precipitação de quartzo é aventada para os arenitos estudados, em função de terem sido encontrados cristais com terminações perfeitas, não mostrando qualquer sinal de corrosão pelo carbonato (fig.72). Além disto, a ocorrência destes em poros de origem secundária, inter e intra-

ranular, é igualmente sugestiva de sua cristalização no estágio diagenético avançado. Percebe-se que, localmente, houve certa contemporaneidade entre a precipitação desta fase e a neoformação de clorita tardia, como fica evidenciado pela presença de cristais de quartzo ora precipitados sobre a clorita, ora sendo parcialmente recobertos por ela.

Cristais de quartzo tardios têm sido descritos comumente na literatura, sendo que a fonte de sílica poderia estar relacionada com a dissolução de grãos aluminossilicáticos do arcabouço, quando da percolação de soluções ácidas provenientes dos folhelhos adjacentes, além do que a própria degradação da esmectita (resultando em ilita) presente nestes folhelhos, libera uma certa quantidade de sílica. No caso da Formação Barro Duro, a geração de rutilo/anatásio a partir de esfeno também poderia ter contribuído com sílica adicional, porém o relacionamento temporal existente entre a formação destes e os cristais de quartzo tardios não foi possível de se estabelecer petrograficamente.

5.2.3. Precipitação de Feldspato:

A observação de feldspato autigênico é bastante discreta nestes arenitos, ocorrendo apenas traços, sendo que estes apresentam-se sob forma de sobrecrescimento nucleado em torno de grãos de plagioclásio e feldspato potássico. Este crescimento secundário está em continuidade óptica com o grão, mostrando aspecto não alterado e cristais com faces bem formadas. Cristais euhédricos de albita e feldspato potássico foram também observados,

precipitados em poros inter e intragranulares, estes últimos relacionados com a dissolução de grãos de feldspatos.

5.2.3.1. Sobrecrescimento de feldspato:

Como ocorre com o sobrecrescimento de quartzo, o sobrecrescimento de feldspato é anterior à fase extensiva de cimentação carbonática mesodiagenética. No entanto, em função de sua presença extremamente rara, torna-se difícil verificar o seu relacionamento com as demais fases autigênicas. De acordo com MORAES (1986), feldspatos autigênicos costumam ser contemporâneos com os sobrecrescimentos de quartzo, havendo uma tendência daqueles se desenvolverem primeiro.

Por muito tempo se acreditou que a ocorrência de feldspatos autigênicos nos arenitos só seria possível a temperaturas elevadas, portanto vinculada a processos mesodiagenéticos tardios. Entretanto, atualmente observa-se concordância entre os autores com relação à formação de feldspatos também no início da mesodiagênese ou, até mesmo, durante a eodiagênese (WAUGH, 1978; MORAD *et al.*, 1989).

Na Formação Barro Duro, foram observadas feições diagenéticas de dissolução de grãos de feldspatos e substituição por argilo-minerais, as quais podem ter se iniciado ainda precocemente, liberando elementos necessários à formação dos sobrecrescimentos de feldspatos. Adicionalmente poderia ser aventada a possível participação de elementos provenientes de processos de substituição de biotita e muscovita detrítica para clorita e cau-

linita, respectivamente. Entretanto, quanto a este assunto, apesar de WILSON & DUTHIE (1981) citarem que é possível haver alteração precoce de biotita por soluções intraestratais, aqui se faz uma ressalva por ser difícil de determinar o momento em que se deu o início de tais processos nos arenitos estudados. Acredita-se que os processos de alteração tenham se desenvolvido em profundidade, não contribuíndo para a precipitação dos sobrecrescimentos de feldspatos, embora possam ter influenciado na formação de fases tardias.

5.2.3.2. Feldspato Tardio:

Uma fase tardia de feldspato autigênico foi reconhecida pela presença de cristais bem formados precipitados em poros de origem secundária (fig.77). Alem disto, do mesmo modo que o quartzo tardio, estes cristais de feldspato não apresentam qualquer evidência de dissolução pelo cimento carbonático.

Os elementos necessários à precipitação desta fase podem ter advindos da própria dissolução dos grãos de feldspato potássico e plagioclásio, feição comumente verificada nos arenitos estudados. Certa quantidade adicional de potássio poderia ter sido resultante das reações de substituição de muscovita para caulinita, a qual parece ter ocorrido em estágio mesodiagenético avançado.

5.2.4. Compactação mecânica:

Durante toda a história de soterramento, os arenitos são submetidos a processos de compactação mecânica, cuja atuação é bem mais significativa nas fases iniciais da diagênese em virtude da maior disponibilidade de grãos instáveis química ou mecanicamente. Segundo SCHMIDT & McDONALD (1979a), uma acentuada redução na porosidade por compactação mecânica caracteriza o estágio mesodiagenético imaturo, enquanto que para DE ROS & MORAES (1984), tais processos atuariam preferencialmente no campo eodiagenético.

Um dos fatores que controlam a intensidade de compactação mecânica atuante nos sedimentos com a profundidade é a sua composição.Assim, areias contituídas por uma grande quantidade de grãos dúcteis, como por exemplo fragmentos de folhelho, são mais facilmente compactadas do que aquelas compostas basicamente por grãos de quartzo e feldspato. Os clastos dúcteis, nos quais os efeitos compactacionais são mais facilmente perceptíveis, são prontamente deformados, muitas vezes resultando no preenchimento total ou parcial do espaço intersticial sob a forma de pseudo-matriz (DICKINSON, 1970). Assim, arenitos contendo um elevado volume de clastos dúcteis podem perder uma porcentagem considerável de sua porosidade por processos compactacionais.

Nos arenitos com arcabouço basicamente constituído por clastos com comportamento rígido, a compactação mecânica pode produzir rotação, deslizamento e ruptura de grãos. O rearranjo do arcabouço é mais efetivo onde os grãos são bem arredondados (FÜ-

CHTBAUER, 1967, apud ALI, 1981), sendo possível haver perda de até 12% da porosidade inicial por meio deste processo (ENGELHARDT 1960 apud ALI, 1981). A fragmentação de grãos afeta principalmente feldspatos e bioclastos.

Nos arenitos da Formação Barro Duro, freqüentemente observa-se pseudo-matriz, resultante da deformação de intraclastos argilosos (*mud rip-up clasts*, fig.78), bem como de grãos de glauconita (fig.79). Além disto, ocorre também deformação das argilas que foram depositadas como *flaser* e *drapes*. As micas e a clorita que acompanham esses níveis argilosos ou encontram-se dispersas nos arenitos, também mostram sinais de compactação mecânica, estando contorcidas ou rompidas. Os grãos de feldspato foram ocasionalmente fraturados e, nos locais onde ocorrem bioclastos, estes se mostram deformados ou fraturados.

Portanto, a compactação mecânica apresenta-se bastante intensa, com exceção daquelas áreas onde os arenitos foram protegidos por cimentos precoces (sobrecrescimentos de quartzo e cimento carbonático).

5.2.5. Compactação química:

A compactação química corresponde à redução da porosidade em função da atuação de processos de dissolução por pressão ao longo de contatos entre os constituintes minerais ou de superfícies estilotíticas. Este processo baseia-se no "princípio de Riecke" (TRURNIT, 1968 apud ALI, 1981), segundo o qual ocorre aumento de solubilidade em pontos submetidos a maior pressão. A

dissolução por pressão atinge o seu auge no início da mesodiagênese (estágio mesodiagenético semi-maturo de SCHMIDT & McDONALD, 1979a), embora seu início ocorra no final da eodiagênese, podendo persistir ao longo de toda a história de soterramento (DE ROS & MORAES, 1984).

A compactação química é reconhecida mediante a observação dos tipos de contato existente entre os grãos do arcabouço. Assim, à medida que ocorre a interpenetração entre os grãos são gerados contatos côncavo-convexos e suturados os quais, de um modo geral, tendem a aumentar com a profundidade, como mostra TAYLOR (1950). Entretanto, além da profundidade, a intensidade de dissolução por pressão é controlada por fatores como granulometria, grau de arredondamento e composição. De um modo geral, arenitos granulometricamente mais finos, com grãos subangulosos e/ou com composição quartzosa são mais suceptíveis à dissolução por pressão.

Diversos autores citam que a presença de películas de argila favorece significativamente o desenvolvimento de feições de dissolução por pressão, como é o caso de DE ROS(1987) que atribuiu a menor incidência de compactação química no Intervalo Inferior da Formação Sergi(Bacia do Recôncavo) à ausência de argilas precoces.

No intervalo estudado, os arenitos da Formação Barro Duro foram submetidos a uma profundidade de soterramento que varia de 925 a 3180 metros, desconsiderando-se possíveis soerguimentos. Portanto, situam-se em uma faixa diagenética normalmente suceptível à atuação de dissolução por pressão. Contrariamente,

nota-se que esta não foi muito efetiva, tendo sido reconhecidos raros contatos dos tipos côncavo-convexo e suturados sendo que, de um modo geral, o arcabouço é caracterizado por grãos que se sustentam mediante contatos tangenciais ou são sustentados pela matriz. Mesmo em áreas onde ocorrem películas argilosas, opostamente ao comentado acima, predominam contatos pontuais. Neste caso e naquele em que os arenitos são desprovidos de matriz, a compactação química é ausente ou incipiente devido à presença de fases cimentantes precoces, as quais protegeram o arcabouço . Este aspecto de arcabouço pouco afetado pela compactação química, faz crer que a cimentação carbonática extensiva ocorreu nos estágios iniciais da mesodiagênese.

Feições estilolíticas foram observadas nos arenitos estudados, porém essencialmente em associação com níveis argilosos e micáceos (fig.80). GJELSVIK & BJØRKUM (1984 apud BJØRLYKKE & SAIGAL, 1989) citam que a presença de micas e níveis argilosos aumenta a dissolução por pressão, favorecendo o crescimento dos estilólitos. Segundo BJØRLYKKE *et al.*(1986) a formação dos estilólitos é favorecida a profundidades maiores do que 2500 metros, o que mais ou menos corresponde às observações feitas nos arenitos da Formação Barro Duro. Tais feições ocorrem de forma incipiente ou são ausentes nas porções mais superiores dos perfis estudados.

5.2.6. Carbonatos:

Embora representando apenas 4,4% do total de minerais presentes, a cimentação carbonática foi volumetricamente bastante expressiva no decorrer da história diagenética dos arenitos da Formação Barro Duro, o que fica evidenciado pela grande quantidade de porosidade secundária resultante da dissolução de cimento corrosivo. Sua distribuição deu-se de forma heterogênea, de maneira que, enquanto em algumas amostras os valores atingem 27,7%, em outras os carbonatos ocorrem apenas como traços ou são ausentes, principalmente em regiões onde o conteúdo de argilo-minerais detríticos é elevado. Os carbonatos ocorrem como preenchimento de porosidade intersticial ou poros de fratura, sendo comuns substituições marginais ou totais dos grãos do arcabouço (*replacement*).

O tingimento realizado permitiu a identificação dos seguintes carbonatos: calcita ferrosa, dolomita ferrosa, siderita, dolomita, calcita, calcita pobremente ferrosa e ankerita (de acordo com a tabela apresentada em CARVER,1971). A calcita ocorre sob a forma de cristais espáticos, mostrando textura localmente poiquilotópica. A dolomita ferrosa ocorre como uma fase de substituição da calcita e/ou calcita ferrosa, apresentando-se igualmente em cristais espáticos, muitas vezes poiquilotópicos, ou como cristais romboédricos de até 400u de comprimento, precipitados nos poros, entre os planos de clivagem da biotita ou sobre argilo-minerais detríticos. Estes cristais romboédricos de dolomita ferrosa acham-se, por vezes, parcial ou totalmente substituídos por ankerita. A siderita, identificada por sua coloração amarron-

zada, cristalizou-se como romboedros de 50u de comprimento médio, dispostos isoladamente ou como agregados, normalmente precipitados em poros secundários; este mineral acha-se comumente oxidado, alterando-se para limonita(?). Tal como a dolomita ferrosa, a siderita está presente também entre os planos de clivagem da biotita. A dolomita e calcita não ferrosas ocorrem muito subordinadamente, a primeira associada à calcita ferrosa, a qual provavelmente representa sua fase precedente, e a segunda relacionada à calcita ferrosa/dolomita ferrosa, sendo encontrada apenas localmente.

5.2.6.1. Carbonato precoce:

Dentre as lâminas analisadas, existem áreas em que houve inibição do sobrecrescimento de quartzo, o arcabouço mostra-se extremamente aberto, com grãos flutuantes em meio à calcita ferrosa, e a mica é fracamente ou não deformada. Isto é sugestivo da existência de uma fase carbonática cimentante ainda precoce na história evolutiva da Formação Barro Duro (fig.81). Através dos tingimentos realizados observa-se predomínio quase que absoluto de calcita ferrosa e calcita pobremente ferrosa. A calcita não ferrosa ocorre apenas subordinadamente, entretanto sua presença é sugestiva de ter sido esta a composição original do cimento calcítico, cuja composição, com o soterramento, foi sendo enriquecida com ferro oriundo, provavelmente, de um conjunto de reações diagenéticas, tais como: substituição de esmectitas para ilitas, alteração de glauconita, clorita e biotita detríticas.

Segundo BJORLYKKE & SAIGAL(1989), grande parte dos cimentos carbonáticos observados nos arenitos precipitam-se precocemente, sendo posteriormente dissolvidos e reprecipitados como fases equivalentes mais estáveis .

A fonte de íons dos carbonatos pode ter sido a dissolução parcial ou total de constituintes bioclásticos; a percolação de água marinha e/ou meteórica; a dissolução de feldspatos detríticos; a degradação bacteriana da matéria orgânica presente nos folhelhos.

5.2.6.2. Carbonatização generalizada:

O cimento carbonático presente nos arenitos analisados foi seguramente precipitado em mais de um episódio, embora muitas vezes seja difícil de determinar o seu exato posicionamento com relação às demais fases diagenéticas. Entretanto, afora o carbonato precoce verificado subordinadamente em algumas lâminas, os arenitos foram genericamente submetidos a uma fase extensiva de carbonatização, que resultou em redução significativa da porosidade ainda não afetada pela introdução de argilas detríticas, compactação e/ou cimentos precoces. Este carbonato é posicionado no início da mesodiagênese, devido ao arcabouço mostrar-se pouco afetado pelos efeitos de compactação química.

Mesmo onde o carbonato encontra-se ausente, a existência original desta fase é revelada pela corrosão marginal dos grãos do arcabouço e/ou dos sobrecrescimentos de quartzo e restos de grãos flutuando nos poros. Apenas nas áreas onde houve intro-

dução de argila em quantidade significativa, a carbonatização foi incipiente ou totalmente ausente, em funçao da maior dificuldade de percolação dos fluidos.

O carbonato mesodiagenético ocorre sob a forma de cristais grandes, comumente poiquilotópicos, cuja composição corresponde pricnipalmente a calcita ferrosa (fig.82) e dolomita ferrosa (fig.83). Além do preenchimento da porosidade remanescente, em geral houve intensa substituição dos grãos de feldspato e quartzo. Observou-se que existe maior tendência de substituição dos grãos quando a composição do carbonato é dominantemente dolomítica(dolomita ferrosa).

Na Formação Barro Duro, a cimentação e substituição carbonática foram bastante intensas, resultando num arcabouço extremamente frouxo em algumas áreas, quando então os grãos apresentam-se "flutuando" em meio aos carbonatos,tornando-se duvidoso o seu posicionamento na mesodiagênese, podendo tratar-se de cimentação precoce. A origem destes cimentos carbonáticos mesodiagenéticos poderia ser atribuída a fases carbonáticas precoces, fragmentos de rochas carbonáticas e bioclastos e aos arenitos serem arcosianos e sub-arcosianos. Neste último caso, a liberação de cálcio é favorecida com a dissolução de grãos de plagioclásio.

Entretanto, a quantidade de elementos liberada por esses processos é insuficiente para justificar o grande volume de carbonato envolvido na fase mesodiagenética. Em função disto, comumente advoga-se que outras fontes participaram no fornecimento do carbonato, tais como rochas carbonáticas subjacentes e, particularmente, reações orgânicas e inorgânicas que se processam nos

folhelhos associados. O grande volume de carbonato ferroso presente nos arenitos estudados pode ser justificada mediante a participação de fontes externas como fornecedoras do ferro necessário. A dolomita ferrosa grosseiramente cristalizada e poiquilotópica presente nos arenitos Barro Duro foi, provavelmente, originada por substituição de cimento calcítico em fases posteriores, como evidenciam as relações texturais.

5.2.6.3. Carbonatos tardios:

Na diagênese avançada, sob condições de temperatura e pressão mais elevadas, houve a precipitação e/ou recristalização de fases carbonáticas representadas por dolomita ferrosa/ankerita, calcita ferrosa e siderita. No caso da dolomita ferrosa/ankerita, a individualização da existência de uma etapa tardia foi feita com base na observação de romboedros, que ocorrem isolados no interior de poros gerados pela dissolução do carbonato mesodiagenético (fig.84 e 85) ou nas bordas de restos destes (fig.86), que não foram dissolvidos. Possivelmente, a precipitação daquelas se deu a partir de fluido intersticial, enquanto que estas foram interpretadas como sendo resultantes da substituição de calcita ferrosa e recristalização de dolomita ferrosa. Os cristais euhédricos de dolomita ferrosa que ocorrem sobre glauconita e argilas detríticas (fig.87), possivelmente foram formados concomitantemente a esta fase tardia. Pelo menos em alguns casos, houve primeiramente a precipitação e/ou recristalização de dolomita ferrosa com subsequente substituição parcial por ankerita,

porém é possível que tenha havido também a precipitação direta desta.

Advoga-se, ainda, a existência de uma fase diagenética tardia de precipitação de calcita ferrosa, pouco expressiva, localmente definida mediante as seguintes evidências petrográficas:

- presença de caulinita englobada por calcita ferrosa, sendo que esta caulinita acha-se bem cristalizada em livretos microporosos e dispersos livremente nos poros;

- presença de fraturamentos preenchidos por calcita ferrosa, sendo que estes cortam carbonatos mesodiagenéticos dolomitizados.

O posicionamento temporal tardio da siderita na sequência diagenética, deve-se por esta se apresentar sob a forma de romboedros bem cristalizados (fig.88), que ocorrem em poros de origem secundária. O seu relacionamento com carbonatos mesodiagenéticos é sugestivo de que estes podem ter sido localmente substituídos pela siderita. Propõe-se, ainda, que a siderita que ocorre como cristais dispostos ao longo de planos de clivagem da biotita, bem como associada à clorita, minerais opacos detríticos e fragmentos vegetais, foi formada simultaneamente pois, no geral, apresenta-se igualmente bem cristalizada.

A precipitação e/ou recristalização de carbonatos ferrosos tardios é frequentemente atribuída à liberação de ferro e magnésio oriundos da transformação das esmectitas e formação de ilitas; simultaneamente, reações orgânicas nos folhelhos podem fornecer o CO_2. Entretanto, adicionalmente, alterações mineralógicas dos grãos detríticos forneceram elementos que igualmente resultaram na precipitação de algum carbonato. O relacionamento

textural localmente existente entre grãos de glauconita e argila detrítica, com romboedros de dolomita ferrosa é sugestivo de que estes teriam derivado a partir da alteração daqueles. Esta mesma observação foi feita por AL-SHAIEB & SHELTON (1978), os quais citam que, durante os processos de alteração, o Fe da glauconita pode ser reduzido e utilizado na formação de romboedros de dolomita e alguma pirita.

No caso da siderita, sua associação com grãos de biotita, clorita, minerais opacos ou fragmentos vegetais permite sugerir que houve contribuição de Fe liberado por processos de alteração destes. Com relação à calcita ferrosa, é possível que a sua presença esteja associada à percolação de soluções ácidas pelos poros dos arenitos. Tais soluções podem dissolver grãos de feldspatos, como discutido anteriormente, o que, de acordo com BJØRLYKKE (1984) resultaria, inclusive, na produção de alguma calcita tardia, como demonstra a reação:

$$\text{albita} + 2Ca^{++}_{(aq)} + 4HCO_{3(aq)}^{-} = Na_{(aq)}^{+} + Al(OH)_{2(aq)}^{+} + 2HCO_{3(s)}^{+} + \text{quartzo} + \text{calcita}$$

O ferro disponível no fluido poroso pode ter sido utilizado adicionalmente, resultando em calcita ferrosa, como foi observado nos arenitos estudados.

5.2.7. Barita:

Nos arenitos estudados, a barita (fig.89) ocorre apenas como traços e apresenta um relacionamento textural similar ao carbonato mesodiagenético, ou seja, é posterior ao sobrecrescimento de quartzo e anterior à precipitação de caulinita. Além disto, da mesma forma que o cimento carbonático, mostra freqüentes feições de dissolução, comumente substitui os grãos silicáticos e também foi afetada por processos de dolomitização.

Devido a essas características, sugere-se que sua precipitação tenha ocorrido contemporaneamente à calcita, similarmente ao que foi observado por DE ROS (1987) na Formação Sergi, Bacia do Recôncavo. DARDENE & CAMPOS(1984, apud DE ROS, 1987) explicam sua presença nos arenitos a partir da dissolução de feldspato potássico, os quais seletivamente poderiam liberar o bário necessário. Nos arenitos Barro Duro, esta mesma fonte poderia ser advogada, porém as informações obtidas a partir do estudo petrográfico são insuficientes para se tecer considerações mais definitivas.

5.2.8. Porosidade secundária:

A porosidade secundária resulta principalmente da dissolução total ou parcial dos grãos do arcabouço e cimentos. Foi considerada como sendo volumetricamente significativa somente após os trabalhos de SCHMIDT & McDONALD (1979a,b), os quais estabeleceram critérios para o seu reconhecimento e afirmaram que,

no mínimo, 1/3 da porosidade total dos arenitos era produzida pós-deposicionalmente. Segundo estes autores a porosidade secundária é gerada principalmente durante o regime mesodiagenético maturo, pela dissolução de cimento carbonático na presença de ácido carbônico derivado da maturação da matéria orgânica dos folhelhos. Do mesmo modo, HAYES (1979) cita que uma grande porcentagem da porosidade presente nos arenitos é de origem secundária, estando relacionada com reações químicas promovidas pelas soluções oriundas da desidratação dos folhelhos intercalados.

Segundo os critérios propostos pelos autores supra-citados,bem como aqueles apresentados em SHANMUGAM (1985), pode-se afirmar que a maior parte da porosidade observada nos arenitos da Formação Barro Duro é de origem secundária, tendo sido produzida, em ordem decrescente de abundância, pela: dissolução de carbonato mesodiagenético e precoce; dissolução de grãos do arcabouço, especialmente feldspatos; contração de películas ou agregados de argila detrítica e intraclastos argilosos e fraturamento. Esta afirmação acha-se fundamentada pela observação das seguintes evidências petrográficas: 1) presença de grãos do arcabouço e sobrecrescimentos contendo bordas corroídas e reentrâncias (fig.77); 2) presença de grãos de feldspatos alveolados e esqueletais (fig.90, 91 e 92); 3) restos de carbonato que resistiram à dissolução (fig.68); 4) poros móldicos, atribuídos à dissolução direta ou indireta (com fase intermediária de carbonato) de grãos silicáticos do arcabouço, sendo seu contorno evidenciado por películas de argila ou franjas de clorita; 5) presença de poros agigantados (fig.93); 6) poros alongados; 7) fraturas intragranulares,

particularmente em grãos de feldspatos e micas, e fraturas com maior continuidade; 8) contração das argilas (fig.69); 9) restos de grãos soltos no interior dos poros.

A média da porosidade total verificada nestes arenitos é de 12,6% , porém sua distribuição é extremamente heterogênea, tendo-se observado lâminas em que a porosidade é quase nula, enquanto em outras chega a apresentar até 41% de porosidade total. Do valor médio, 10,2 % corresponde à porosidade intergranular e 2,4% diz respeito à porosidade do tipo intragranular.

Não parece haver um único fator controlando a dissolução do cimento carbonático e grãos silicáticos do arcabouço. De um modo geral, os cimentos carbonáticos presentes nos arenitos com granulometrias mais finas foram mais facilmente dissolvidos do que em arenitos grossos, possivelmente porque os contatos existentes entre o grão e o cimento são mais freqüentes nas frações mais finas, o que resultou numa aceleração do processo. Porém, independentemente da granulometria, em arenitos contendo abundante pseudo-matriz ou argilas detríticas , a cimentação carbonática foi fortemente inibida pela dificuldade de percolação dos fluidos e, consequentemente, a porosidade total é muito baixa ou nula.

Apesar de SCHMIDT & McDONALD (1979a) considerarem o CO_2 como proveniente da maturação da matéria orgânica, LUNDEGARD *et al.*(1984) e BJØRLYKKE (1984) têm verificado que, mesmo no caso do querogênio húmico, onde ocorre maior liberação de CO_2, este tem se mostrado insuficiente para promover significativo aumento de porosidade secundária. De acordo com SURDAM *et al.*(1984) e KHARA-

KA *et al.*(1985), a porosidade secundária resulta da dissolução de cimento carbonático e grãos aluminossilicáticos do arcabouço, sendo influenciada pela interação de reações orgânicas e inorgânicas que se processam no interior dos folhelhos geradores.

Comumente a dissolução de grãos instáveis do arcabouço, particularmente feldspatos, tem sido considerada como um processo indireto, ou seja, passa por uma fase intermediária onde se verifica a substituição do grão por carbonato. Por outro lado, HEALD & LARESE (1973) reconheceram que a dissolução direta de grãos do arcabouço têm contribuído para um aumento significativo da porosidade secundária.

Do mesmo modo, SIEBERT *et al.*(1984) citam que, para arenitos contendo cerca de 10 a 15% de constituintes feldspáticos e fragmentos de rocha, pelo menos 30% da porosidade média é gerada pela dissolução direta destes grãos instáveis em subsuperfície. Esta interpretação foi feita tomando-se por base: 1) a observação de estruturas delicadas remanescentes dos processos de dissolução (grãos alveolados e esqueletais) não afetadas pela compactação, como seria de se esperar se a dissolução tivesse ocorrido próximo à superfície; 2) a presença de franjas intactas de minerais autigênicos ao redor de poro móldico, indicando que a dissolução ocorreu após significativa compactação.

Para SIEBERT *et al.* (op.cit.), a dissolução de grãos do arcabouço ocorre em profundidade e está relacionada com as reações orgânicas e inorgânicas dos folhelhos, sendo particularmente favorecida pela substituição de esmectita por ilita, o que diminui a atividade do alumínio. Com isto, quando os fluidos são

expelidos para os arenitos adjacentes, verifica-se a dissolução dos feldspatos e outros componentes aluminossilicáticos. Se os folhelhos apresentarem carbonato, estes serão dissolvidos pelo primeiro CO_2 gerado de modo que, se existir um excesso de calcita, o primeiro fluido a penetrar no arenito estará em equilíbrio com o carbonato e, consequentemente, não o dissolverá, porém dissolverá o feldspato e precipitará calcita tardia.

Deste modo, os autores acima citados explicam aquelas feições em que feldspato dissolvido está em contato com cimento calcítico, que não penetra na porosidade gerada, indicando que a dissolução ocorreu após a cimentação e que o solvente afetou apenas o grão, não produzindo efeitos no carbonato.

Com relação aos arenitos estudados, 2,4% da porosidade total foi produzida por dissolução de grãos feldspáticos. A observação de resquícios de carbonato não dissolvido internamente aos limites de grãos parcialmente dissolvidos é uma evidência segura de que, pelo menos em parte, a dissolução se processou por meio indireto. Entretanto, verificou-se também locais onde os poros foram circundados pelo carbonato, sendo que em seu interior não existe qualquer vestígio dele. Em função disto, é possível ter havido, adicionalmente, dissolução direta de alguns grãos, como explicado acima. DE ROS (com. verb.) acredita que seja mais provável o grão ter sido totalmente substituído pelo carbonato sendo que este, por motivos ainda não compreendidos, apresentam-se mais sensíveis à dissolução do que o cimento intersticial circundante.

Grãos esqueletais intactos e franjas de minerais autigênicos ou películas de argila não deformadas contornando poros de dissolução de grãos do arcabouço, são feições comumente verificadas nos arenitos da Formação Barro Duro o que, de acordo com SIEBERT *et al.*(op. cit.) são critérios seguros para se posicionar o processo de dissolução em sub-superfície. Porém BJØRLYKKE & SAIGAL(1989) citam que a água liberada pela compactação é insuficiente para produzir um fluxo suficiente, além de ser rapidamente neutralizada pelos minerais devido a sua alta razão de reação e temperaturas elevadas. Para eles, grande parte da porosidade de dissolução de feldspatos é gerada em profundidades rasas, sob a ação de águas meteóricas, as quais possuem fluxo ilimitado. Assim, acredita-se que, se a dissolução de grãos instáveis do arcabouço, em parte se processou próximo à superfície deposicional, suas evidências foram mascaradas pela superposição de fases diagenéticas posteriores. Por outro lado, seguramente pode-se afirmar que houve uma fase de dissolução atuante em profundidade.

5.2.9. Minerais de Titânio:

Embora os minerais autigênicos de titânio ocorram em quantidades inferiores a 1,4% nos arenitos da Formação Barro Duro, acham-se disseminados em um número significativo de amostras. Apresentam-se basicamente sob forma de anatásio, rutilo e esfeno, porém, devido ao tamanho diminuto, nem sempre foi possível se fazer distinção entre estas espécies. Os cristais comumente são rômbicos ou prismáticos, isolados ou em agregados, estando dis-

tribuídos dentro dos poros ou sobre os grãos do arcabouço e carbonatos autigênicos. Além disto, ocorrem cristais em associação com grãos de minerais opacos (ilmenita ?, fig.94), rutilo e esfeno.

A formação de minerais de titânio é volumetricamente pouco expressiva em rochas sedimentares, porém tem-se constatado que, em especial, anatásio, rutilo e esfeno autigênicos são freqüentemente verificados como constituintes traços em diversas seqüências. Recentemente, diversos trabalhos têm discutido os processos de formação dos minerais titaníferos no campo diagenético, tais como: MORAD (1988, 1989); MORAD & ALDAHAN (1982, 1985, 1986); ALDAHAN & MORAD (1986b). De acordo com estes autores, minerais de titânio se formam autigenicamente, em geral, a partir da alteração de ilmenita (um constituinte comumente verificado em rochas sedimentares). Neste caso, o titânio pode ser mobilizado, pelo menos em escala microambiental, principalmente por meio de dissolução ou através de substituição deste mineral por calcita, quartzo e argilo-minerais (MORAD & ALDAHAN, 1986). Durante este processo, o Fe^{++} liberado contribui na formação de pirita (se houver enxofre disponível) ou clorita (MORAD & ALDAHAN, 1982). Além disto, esfeno detrítico também pode representar uma fonte de titânio, o qual formará anatásio ou brookita , a temperaturas mais inferiores, e rutilo a temperaturas mais elevadas (MORAD & ALDAHAN, 1985), tendo como sub-produto calcita e/ou quartzo.

Nos arenitos estudados, as observações petrográficas permitem advogar que, pelo menos parte dos minerais titaníferos autigênicos, bem como alguma pirita e clorita, teriam se formado

de uma maneria similar ao que foi apresentado acima, ou seja, através da alteração de ilmenita, esfeno e, possivelmente, rutilo detríticos. Esta sugestão acha-se apoiada no íntimo relacionamento existente entre estes minerais e as fases autigênicas, sendo comum a observação de cristais de anatásio, rutilo e esfeno (juntos ou isolados), projetando-se a partir destes em direção aos poros.

Porém, adicionalmente acredita-se que os cristais isolados ou em agregados que ocorrem principalmente na porosidade intersticial, não relacionados com minerais de titânio detríticos, poderiam ter sido resultantes da formação a partir de organocomplexos, os quais possibilitam maior mobilidade e transporte do titânio.

As relações texturais observadas não foram suficientes para que o posicionamento temporal da autigênese dos minerais de titânio pudesse ser conclusivamente estabelecido, porém algumas considerações podem ser feitas a este respeito. Tem sido sugerido que a alteração de óxidos de titânio e ferro detríticos pode se processar ainda em estágios diagenéticos precoces (IXER *et al.*, 1979; MORAD & ALDAHAN, 1986; ALDAHAN & MORAD, 1986b), sendo que a estabilidade do anatásio é favorecida a baixas temperaturas, enquanto que o desenvolvimento de rutilo e esfeno é promovido pelo aumento de temperaturas (MORAD & ALDAHAN, 1982). Do mesmo modo, MORAD (1989) advoga que a decomposição do esfeno gerando pseudomorfos de anatásio/rutilo, calcita e quartzo, ao contrário do que se admitia até então, ocorre igualmente nos estágios iniciais da diagênese. Assim, é possível que a alteração dos óxidos

de Fe e Ti, esfeno e, até mesmo, rutilo detríticos, produzindo anatásio, esfeno e rutilo autigênicos, tenha se processado na eodiagênese, porém é certo que nem todo mineral titanífero formou-se precocemente nos arenitos estudados. Observou-se tendência de precipitação destes minerais sobre o cimento carbonático ou em poros de dissolução destes, sugerindo que são ao menos posteriores à carbonatização. A presença de alguns indivíduos relativamente grandes também permite advogar que houve precipitação em fases tardias. Além disto, se ficar provado que houve participação adicional de titânio liberado a partir da substituição de biotitas e muscovitas por cloritas/sideritas e caulinitas, respectivamente, então seguramente existiram fases bastante tardias, já que tais reações, como discutido anteriormente, aparentemente teriam ocorrido no estágio mesodiagenético avançado nestes arenitos.

5.2.10. Pirita:

A pirita (fig.95) tem distribuição disseminada em muitas das amostras estudadas, embora ocorra somente como traços. Apresenta-se sob a forma de cristais euhédricos, isolados ou em agregados, normalmente framboidais. Este mineral relaciona-se, mais comumente, com os argilo-minerais presentes como matriz e níveis delgados intercalados, formando-se sobre estes. Porém, ocorre pirita precipitada nos espaços intersticiais, sobre cloritas detríticas e preenchendo feições tubulares, possivelmente produzidas por organismos.

É difícil de se estabelecer o exato posicionamento temporal da pirita, tendo em vista a ocorrência apenas como traços nos arenitos analisados. Entretanto, sua apresentação, geralmente sob a forma de cristais cúbicos bem formados, é sugestiva de que a geração se processou em estágios avançados da diagenêse. Além disto, o freqüente relacionamento com minerais autigênicos de titânio e com argilo-minerais detríticos intersticiais, fazem crer que a formação da pirita esteja vinculada com processos de alteração destes, os quais podem resultar na liberação do ferro necessário.

5.2.11. Oxidação e dissolução de carbonatos tardios:

Em determinados intervalos do poço 1-QS-1-MA romboedros de siderita, geralmente em agregados, encontram-se oxidados, adquirindo coloração amarelo-avermelhada, provavelmente devido à alteração para limonita (fig.88). Do mesmo modo, a dolomita ferrosa, inclusive nos casos em que se apresenta sob forma de cristais euhédricos, interpretados como tendo sido gerados em fases tardias, adquire coloração fortemente amarelada em algumas lâminas, devido à oxidação do ferro. Além disto, existem evidências de dissolução parcial destes carbonatos tardios (fig.88).

Apesar da água meteórica poder ser introduzida a grandes profundidades, em função de fraturamentos e/ou falhamentos, acredita-se que soerguimentos tectônicos sejam os principais responsáveis por propiciarem as modificações observadas nos minerais mesodiagenéticos dos arenitos analisados. Esta interpretação

coaduna-se com o comportamento apresentado pelo perfil *dipmeter* , o qual possibilita inferir a presença de discordâncias inseridas no intervalo denominado litoestratigraficamente de Formação Barro Duro.

5.3. Modelo Diagenético:

O estabelecimento de modelos diagenéticos é uma tarefa bastante difícil, principalmente quando se tem em mente que os processos e reações mineralógicas que se desenvolvem com o soterramento, atuam sob a influência de um sistema dominantemente aberto. Com isto, vários fatores podem intervir na compoisção dos fluidos porosos e nas condições sob as quais são geradas as diferentes fases diagenéticas. Para o caso específico dos arenitos da Formação Barro Duro, a carência de informações complementares, incluindo particularmente o conhecimento mais detalhado do comportamento estrutural e faciológico englobando toda a sequência, prejudica substancialmente o dicernimento dos processos que atuaram ao longo da história de soterramento. Apesar disto, as etapas diagenéticas que foram observadas no intervalo estudado, poderiam ser organizadas preliminarmente da seguinte forma:

Estágio eodiagenético

Considera-se que, assim que os sedimentos foram depositados, houve introdução, em volumes significativos, de argilas detríticas nos espaços intersticiais por processos diversos, incluindo a deformação de clastos dúcteis(pseudo-matriz) , bio-

turbação, infiltração mecânica e fluidização. Em determinados intervalos, uma fase importante foi a precipitação de cimentos carbonáticos de aspecto poiquilotópico e composição originalmente calcítica não ferrosa(também calcita ferrosa?).

Apesar de que a compactação mecânica pode atuar ao longo de todo o período de soterramento, nos arenitos analisados ela parece ter sido mais efetiva durante a fase intermediária/final deste estágio. Mesmo aqui, em geral, sua intensidade foi leve a moderada, com exceção de áreas onde existem expressivas quantidades de argila detrítica nos poros, o que favoreceu o desenvolvimento de estilólitos.

Estágio eodiagenético tardio/mesodiagenético

Apesar dos sobrecrecimentos de quartzo terem se precipitado de forma episódica, iniciando-se provavelmente até mesmo contemporaneamente à deposição, estes foram nitidamente mais expressivos no final da eodiagênese e/ou início da mesodiagênese, especialmente devido à presença de fluidos ascendentes ricos em sílica, oriundos da substituição de grãos e cimentos silicáticos pelo carbonato. Sobrecrescimentos de feldspatos foram anteriores e/ou simultâneos a esta fase, tendo se formado possivelmente pela precipitação de constituintes resultantes da dissolução de alcali-feldspatos e plagioclásios detríticos ou substituição destes por argilo-minerais. Ainda, contemporaneamente, houve a neoformação de franjas de clorita em determinados intervalos e cloritização/ilitização de películas de argila introduzidas precocemente.

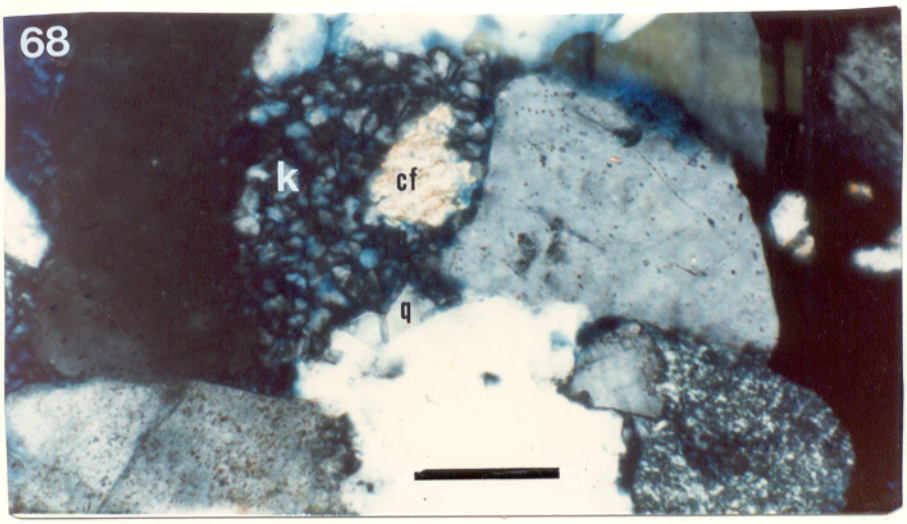
Posteriormente, deu-se intensa precipitação de carbonato e, subordinadamente, de barita, nos espaços intergranulares, acompanhada, em ambos os casos, por substituição parcial ou total dos grãos silicáticos do arcabouço. Subsequentemente, os carbonatos foram parcialmente dolomitizados(inclusive aqueles que se precipitaram no início da eodiagênese), o mesmo ocorrendo com a barita. A fase de carbonatização parece ter se desenvolvido preferencialmente nos estágios iniciais da mesodiagênese, logo após os sobrecrescimentos de quartzo, inibindo os efeitos da compactação química.

Os constituintes necessários à formação de carbonato foram liberados principalmente a partir da interação de reações orgânicas e inorgânicas que se processaram no interior dos folhelhos adjacentes. Estas reações foram também responsáveis pela acidificação dos fluidos porosos que, possivelmente, provocaram a dissolução dos grãos aluminossilicáticos, do cimento carbonático e da barita. Como consequência da dissolução de grãos e cimento, houve a formação de caulinita e caulinização de intraclastos argilosos e matriz(pseudo-matriz).

Sob condicões de pressão e temperatura mais elevadas, e com a adição de Fe e Mg no fluido intersticial, deu-se precipitação de clorita e carbonatos ferrosos tardios, bem como adição de Fe na estrutura dos carbonatos que resistiram à dissolução. A alteração de minerais opacos, além de substituições de biotita , clorita, rutilo e esfeno detríticos favoreceram, direta ou indiretamente, a formação de cristais de anatásio, rutilo e esfeno.

Telodiagênese

É inferido que, após os sedimentos terem sido submetidos a soterramento profundo, houveram períodos de instabilidade tectônica, o que fez com que as rochas fossem expostas a condições oxidantes, relacionadas com superfícies erosivas. A penetração de água meteórica, de natureza ácida, favoreceu a dissolução de carbonatos precipitados em profundidade, e a presença de oxigênio produziu oxidação de siderita e do ferro presente na estrutura da dolomita ferrosa tardia.



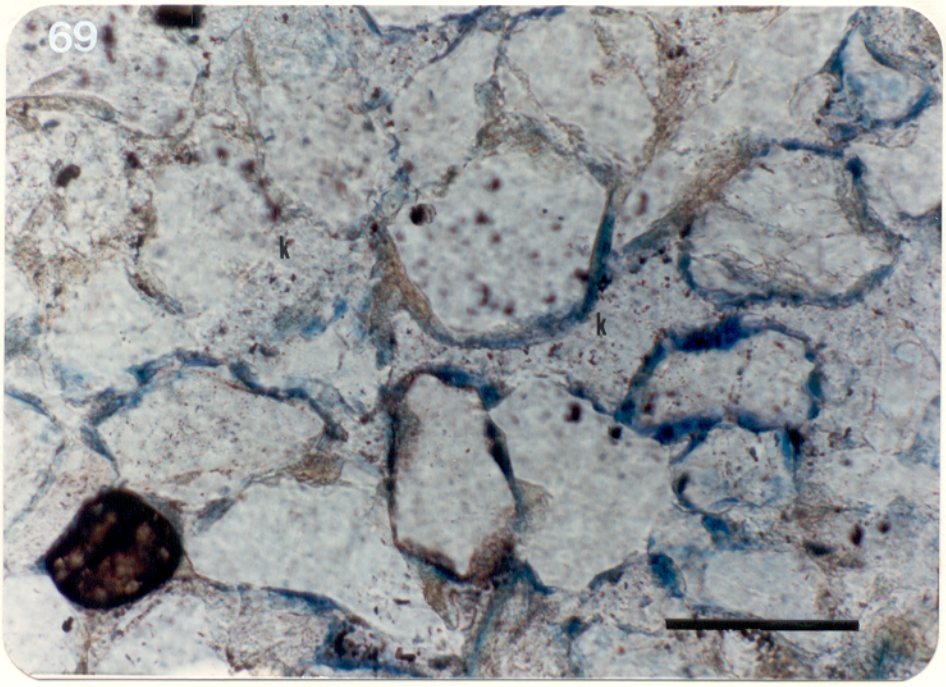
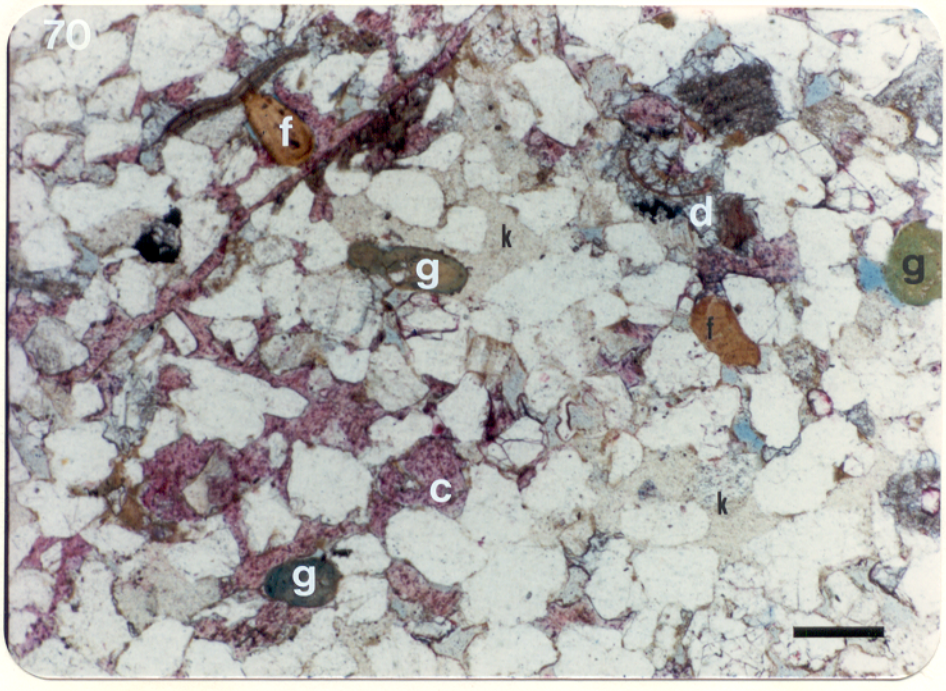


Fig.68: Precipitação de livretos microporosos de caulinita(k) na porosidade de dissolução parcial de carbonato. Notar que as bordas dos grãos estão corroídas e ocorre resquício de calcita ferrosa(cf) que resistiu à dissolução. Observar tambem cristais de quartzo tardio(q). NX, barra=125u ;69: Caulinita densamente cristalizada, formada por substituição de argilo-minerais detríticos que ocorrem como matriz. Notar que anteriormente à caulinização, teria havido desidratação da argila, o que produziu porosidade de contração em torno dos grãos, sendo que em alguns destes poros houve precipitação de clorita. No canto esquerdo-inferior, grão de rutilo. N//, barra=125u .



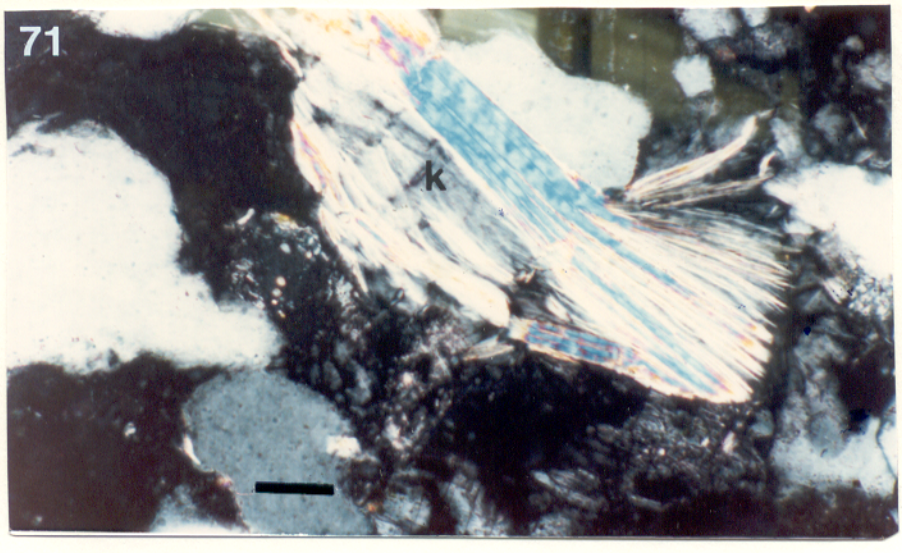
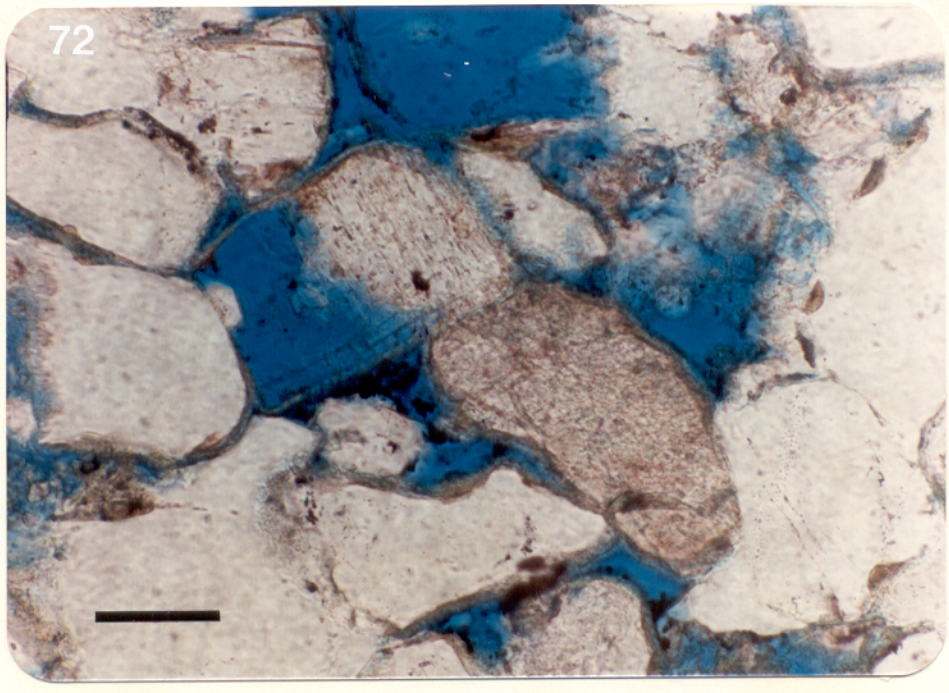


Fig.70: A) Porosidade intersticial obliterada por calcita não ferrosa(c), localmente dolomitizada(d), e caulinita do tipo compacta(k), provavelmente gerada por substituição de argilo-minerais detríticos(pseudo-matriz). Notar também oóides de glauconita(g) e constituintes esqueletais fosfatizados(f). N//, barra=150u; 71: A) Grão de muscovita deformada (com abertura em leque) devido à substituição por caulinita(k), o que resulta em birrefringência anômala. NX, barra=125u .



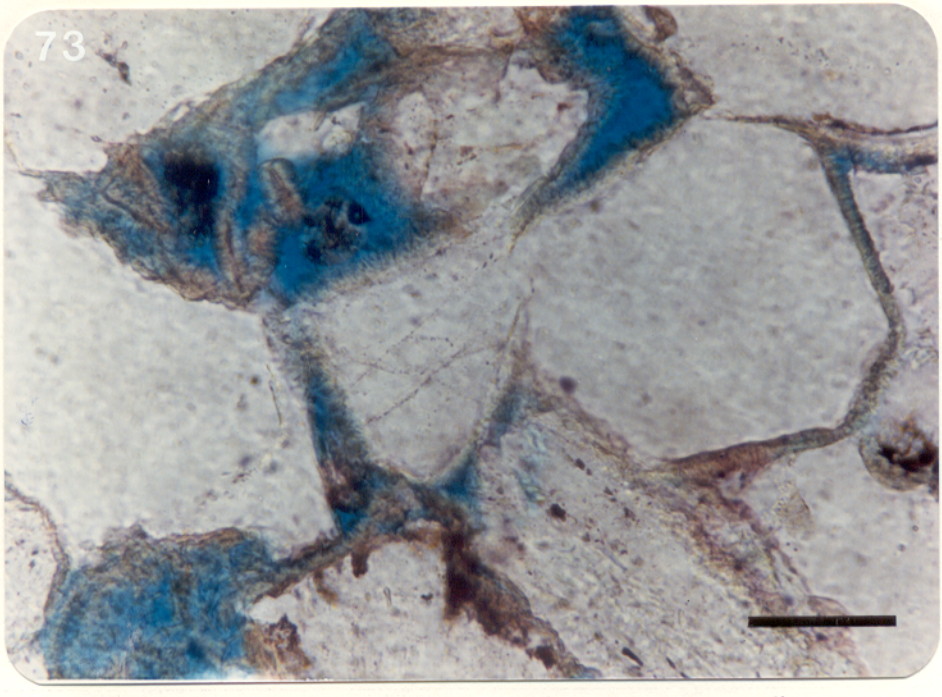


Fig.72: De acordo com estas fotos, as seguintes sequências temporais são sugeridas: A) franjas de clorita-->sobrecrescimentos de quartzo-->cimento carbonático(corrosão de grãos e sobrecrescimentos)-->dissolução total do cimento corrosivo, com formação de porosidade secundária inter e intragranular--> cristais de quartzo tardio em poros de dissolução de feldspato detrítico. Notar que a dissolução de grãos ocorreu pós-compactação, pois as franjas de clorita permanecem intactas. N//, barra=150u ; 73; Introdução de cutículas de argila por infiltração mecânica, com posterior contração-->franjas de clorita-->sobrecrescimentos de quartzo-->cimento carbonático(corrosão de grãos e sobrecrescimentos) -->porosidade secundária-->clorita tardia(pore-filling, esquerda-inferior). Observar que a clorita nucleia películas que estão em torno dos grãos ou foram descoladas. N//, barra=125u .

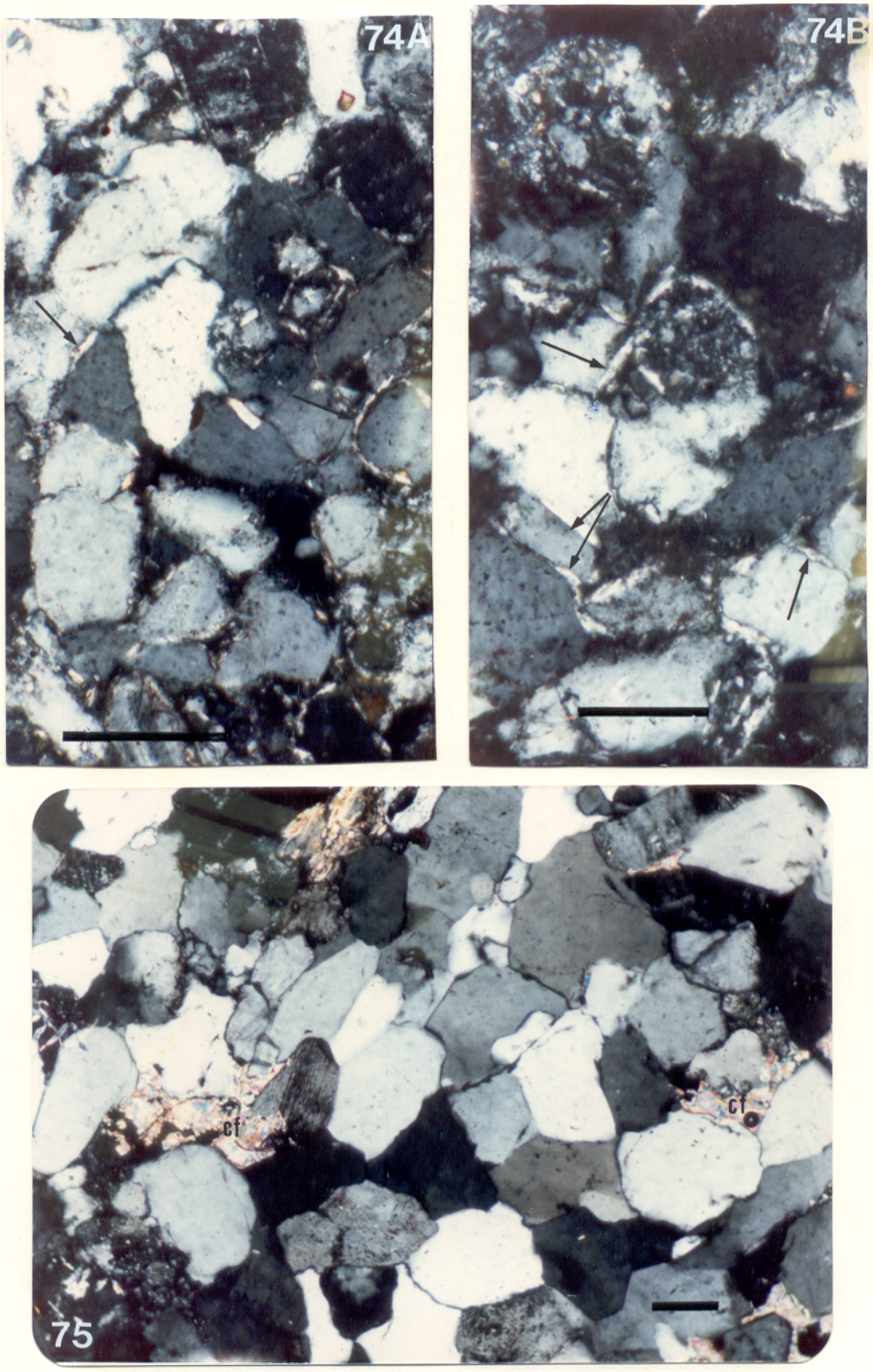
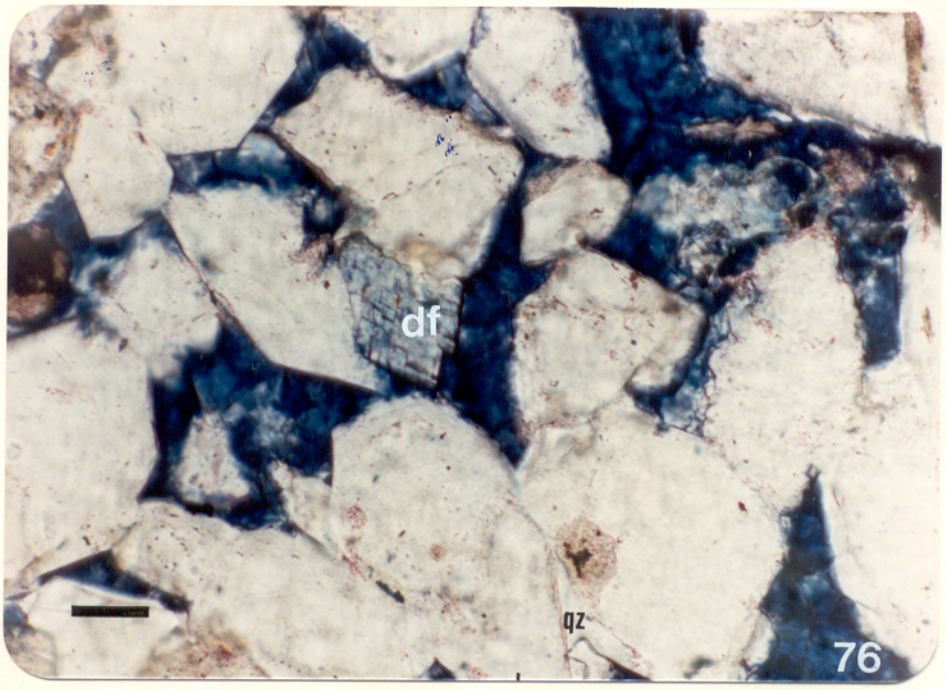


Fig.74: A,B) Cutículas de argila mecanicamente infiltradas(setas). Notar que estas apresentam disposição em lamelas paralelas à superfície dos grãos e são ausentes nos pontos de contato. NX, barra=100u ; 75: Intenso sobrecrescimento de quartzo, o qual preencheu praticamente toda a porosidade intersticial, gerando falsos contatos retilíneos e côncavo-convexos. Presença de calcita ferrosa nos poros remanecentes(direita-inferior). NX, barra=125u .



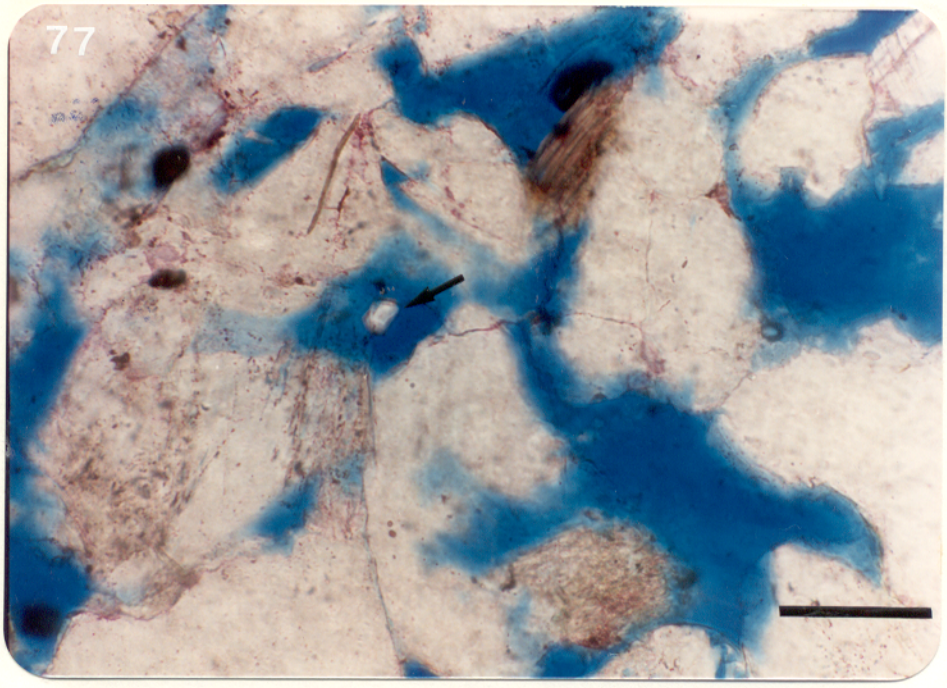


Fig.76: Cimento de calcita ferrosa posterior à precipitação de sobrecrescimentos sintaxiais de quartzo(qz) e subsequente substituição parcial por romboedro de dolomita ferrosa(df). N//, barra=100u; 77: Porosidade secundária gerada por dissolução de grãos e cimento. Observar cristal de feldspato tardio(seta) e biotita detrítica levemente deformada(bi). N//, barra=125u .

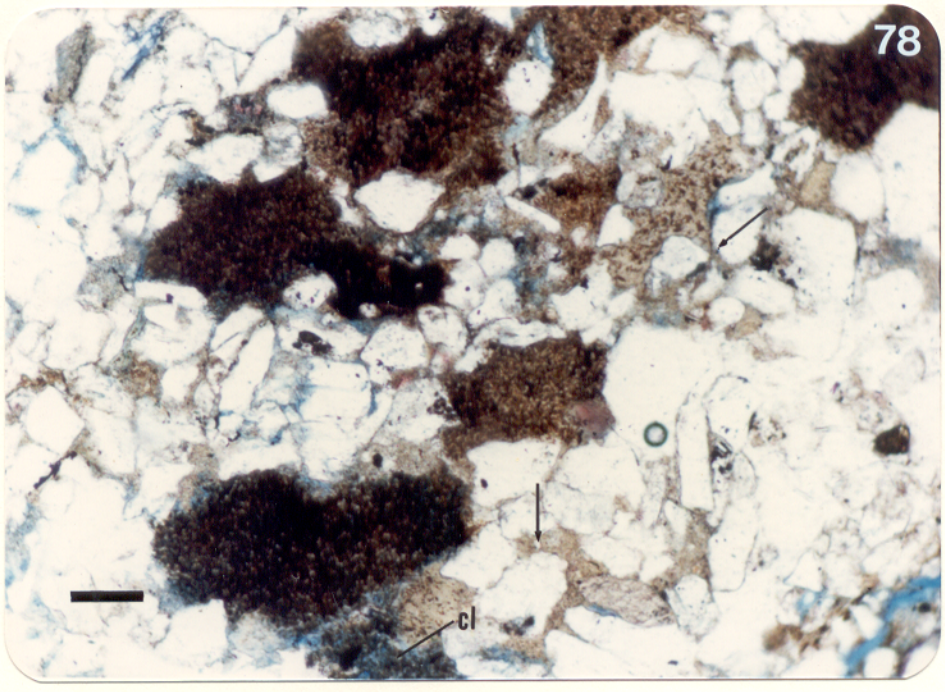
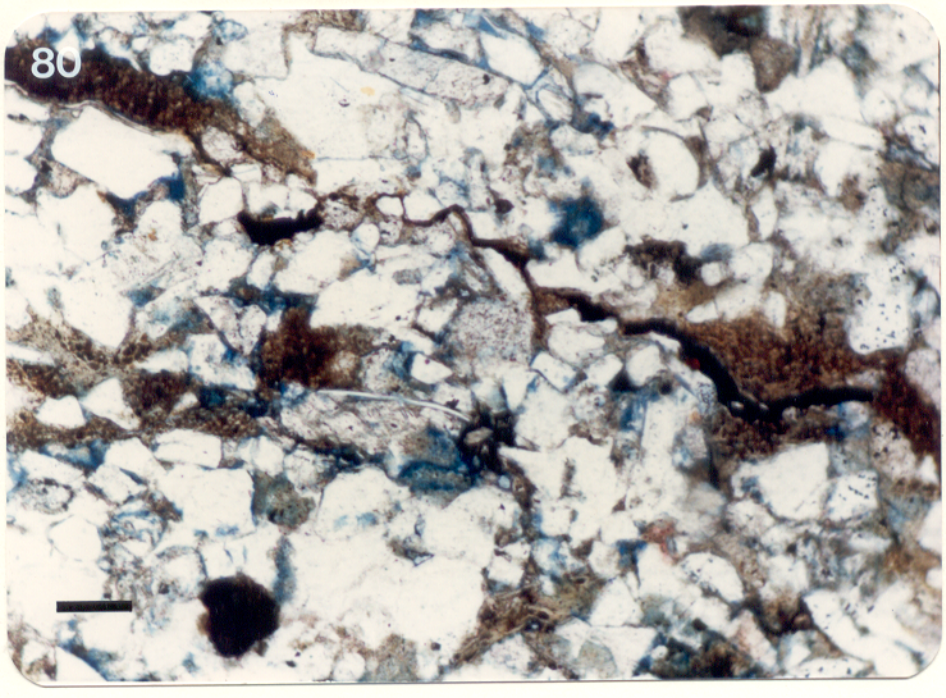




Fig.78: Intraclastos argilosos parcialmente deformados, gerando pseudo-matriz(seta). Observar substituição parcial por clorita(cl). N//, barra=150u ; 79: Arenito muito fino apresentando um grande fragmento de concha, deformada pela compactação. Notar grãos de glauconita(g), frequentemente deformados resultando em pseudo-matriz. NX; barra=800u .



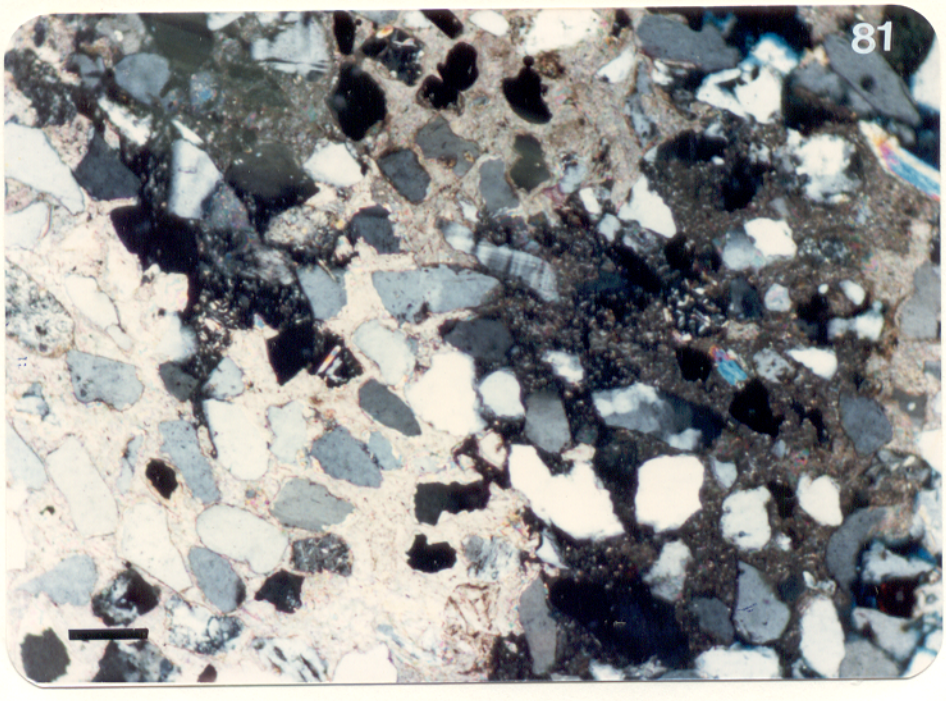
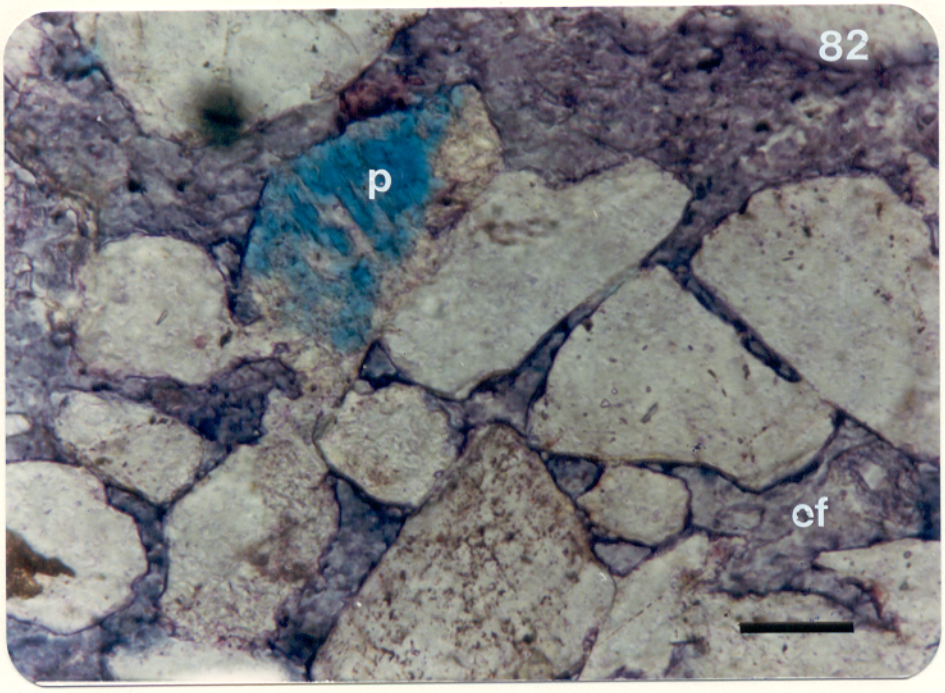


Fig.80: Desenvolvimento de feição estilolítica, relacionada com níveis argilosos e micáceos. N//, barra=150u ; 81: Cimentação por calcita ferrosa poiquilotópica precoce. Notar o arcabouço frouxo, com grãos flutuantes. NX, barra=150u .



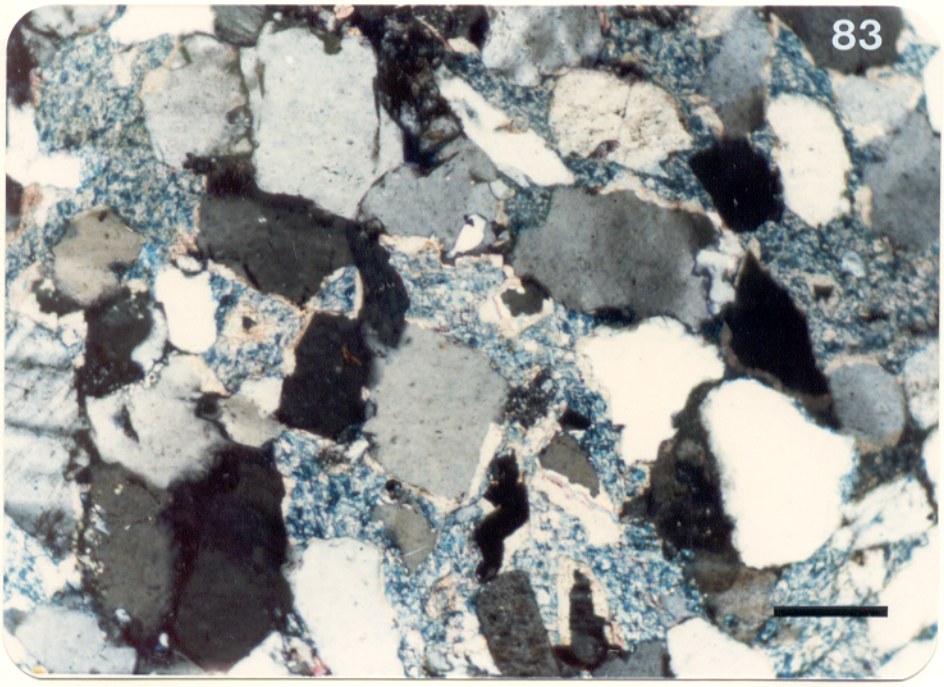
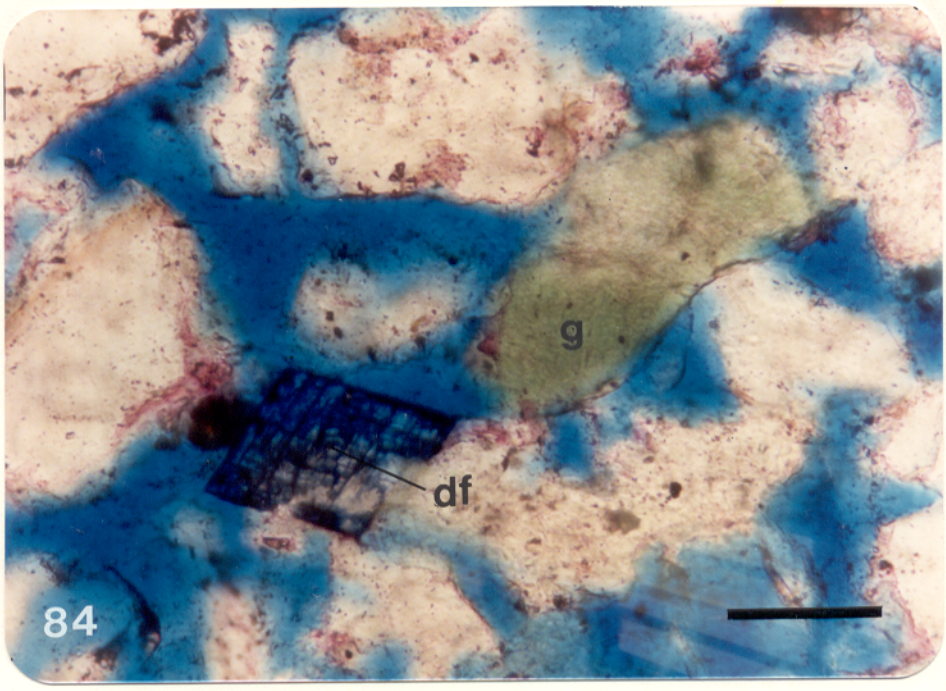


Fig.82: Porosidade intragranular(p) resultante da dissolução parcial de feldspato detrítico. Observar que o processo desenvolveu-se de modo diferencial, não afetando a calcita ferrosa intersticial(cf). NX, barra=75u ; 83: Dolomita ferrosa como cimento intersticial e como substituição de grãos aluminossilicáticos . Notar que, por vezes, o processo de corrosão foi intenso, o que resultou em arcabouço localmente frouxo. NX, barra=150u .



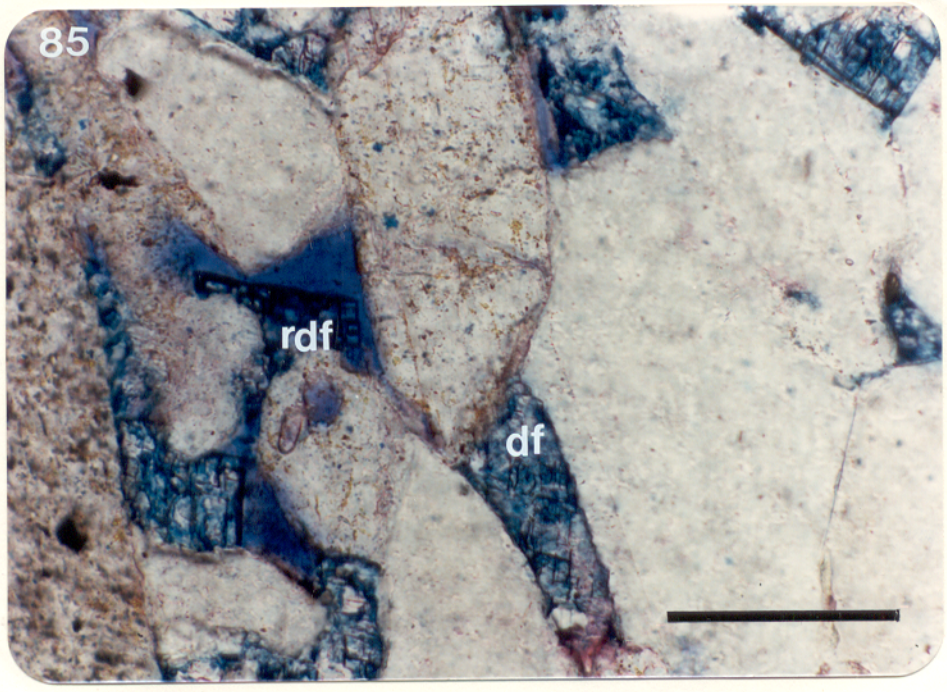
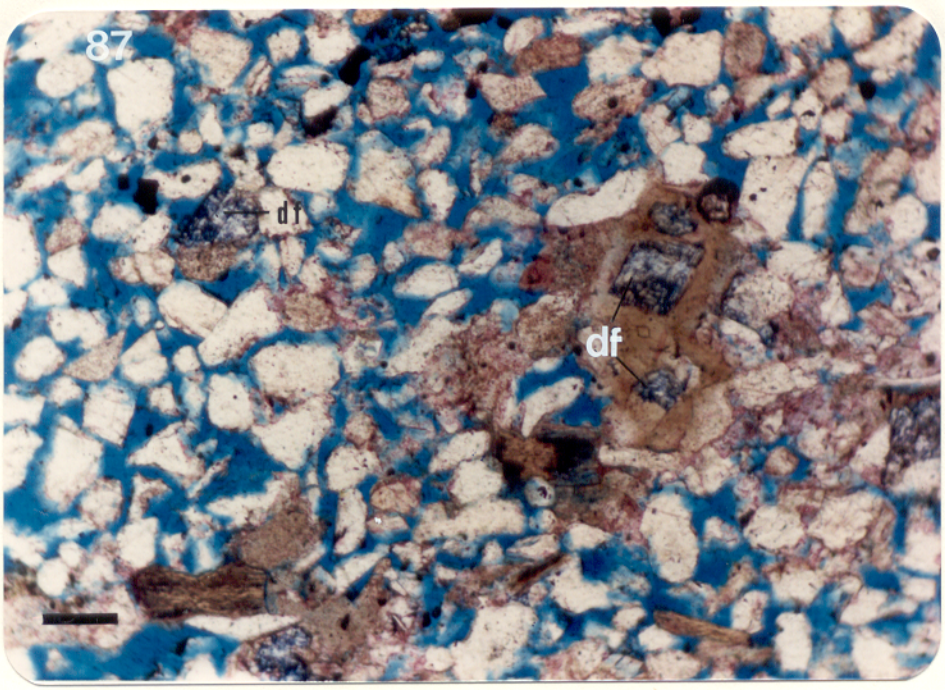


Fig.84: Romboedro de dolomita ferrosa/ankerita(df), precipitado durante a mesodiagênese tardia. À direita, grão de glauconita suavemente deformado(g). N//, barra=100u ; 85: Sobrecrescimento de quartzo anterior à dolomita ferrosa(df), sendo que esta se encontra parcialmente dissolvida. Na porosidade ocorre romboedros de dolomita ferrosa/ankerita tardia.(rdf). N//, barra=125u.



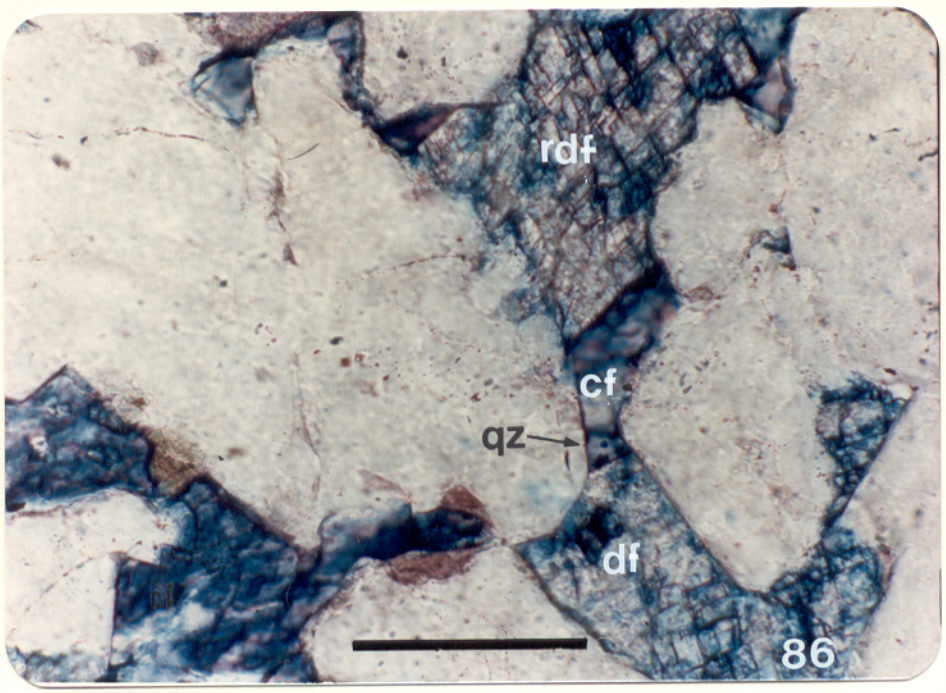
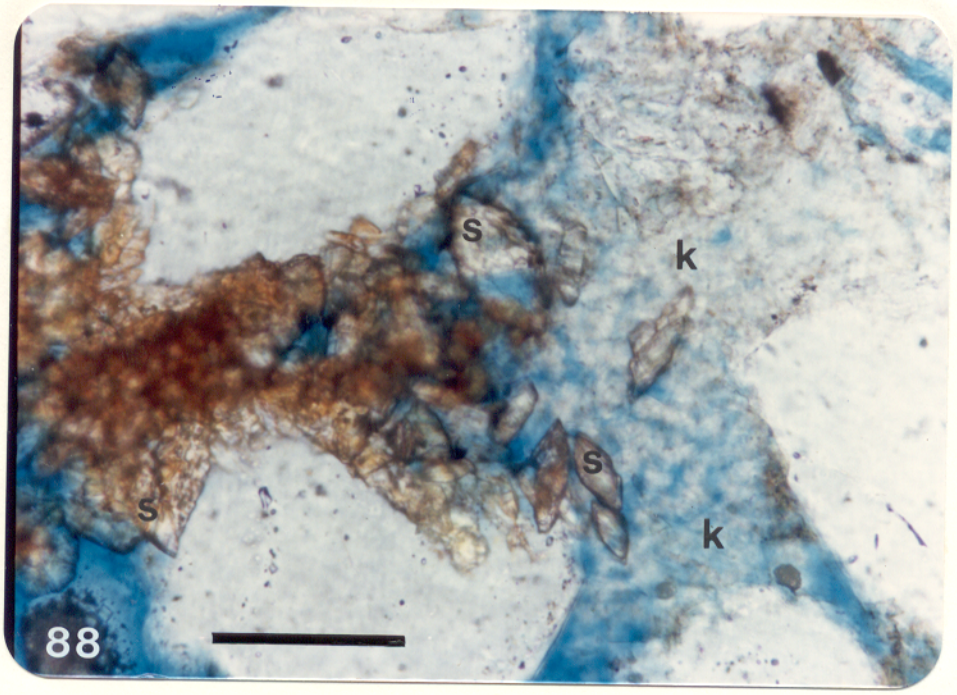


Fig.86: Formação de romboedros de dolomita ferrosa tardia(rdf), a partir da substituição de calcita ferrosa(cf). Notar que ambos os carbonatos são posteriores aos sobrecrescimentos de quartzo(qz). N//, barra=125u; 87: Romboedros de dolomita ferrosa(df) formando-se a partir de intraclastos argilosos. Notar também que a porosidade é em grande parte, de origem secundária, resultante da dissolução de cimento e grãos silicáticos. N//, barra=200u .



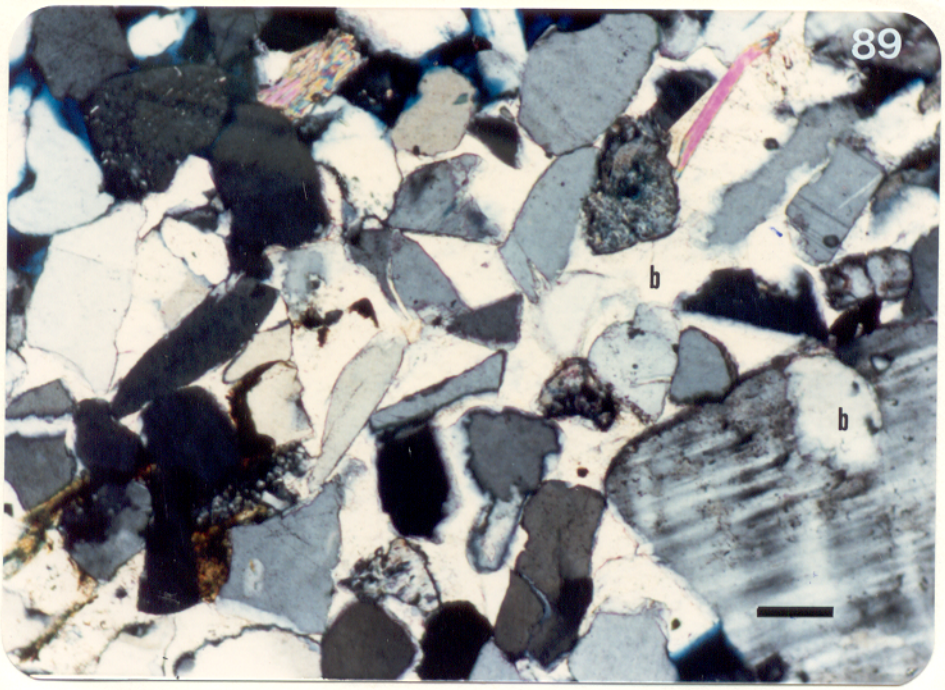
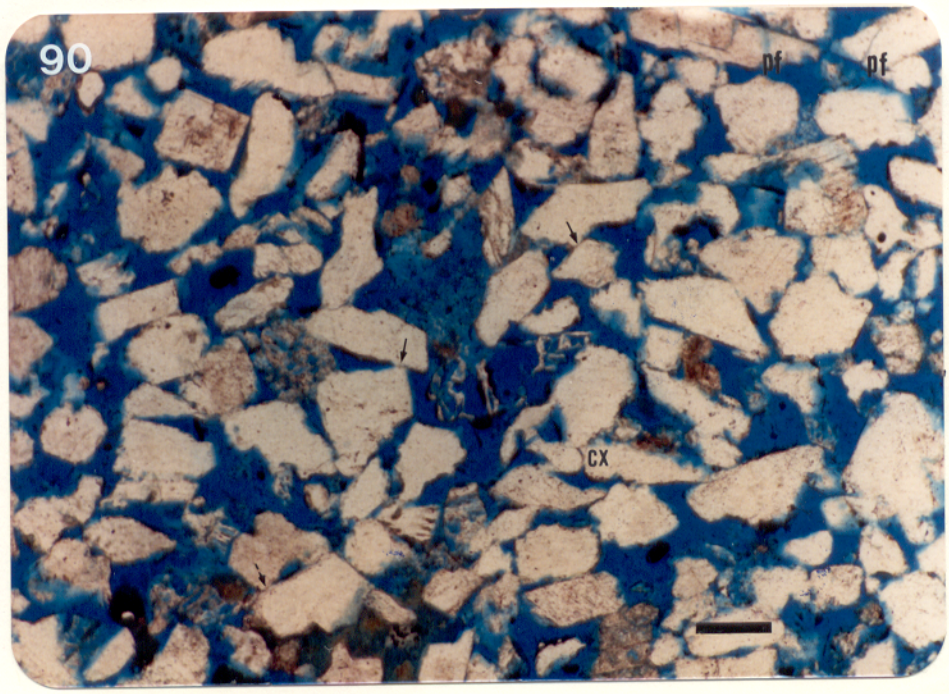


Fig.88: Agregado de cristais de siderita oxidada, em coexistência com caulinita(k). N//, barra=125u; 89: Arenito mal selecionado cimentado por barita. Notar que ocorre substituição dos grãos de quartzo e feldspato. NX, barra=125u .



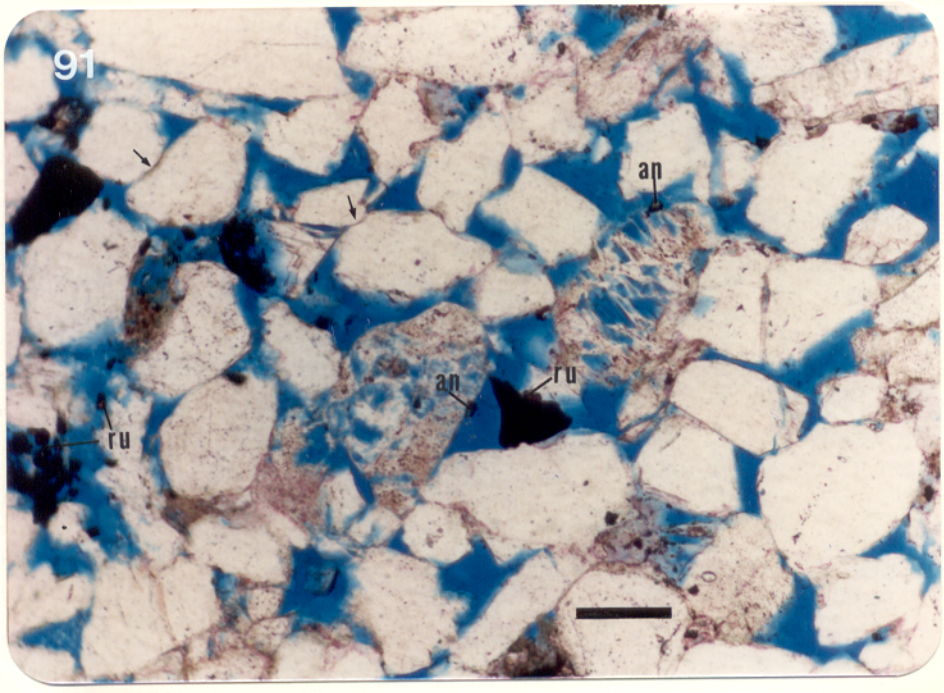
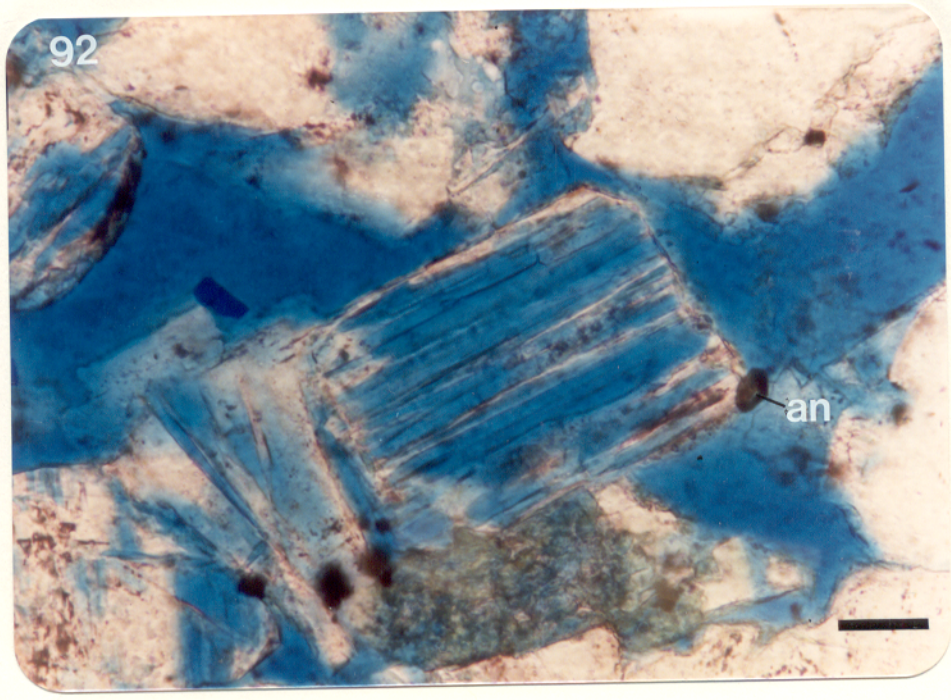


Fig.90: Arcabouço pouco afetado pela compactação, predominando contatos pontuais(seta), sendo raros os côncavo-convexos(cx). Notar que a distribuição da porosidade é heterogênea, com poros agigantados resultantes da dissolução total dos constituintes detríticos e, no canto direito-superior, poros de fratura de grãos(pf). N//, barra=300u ; 91: Grãos de feldspato alveolado(centro). Notar contatos do tipo retilíneo e levemente côncavo-convexo(setas), freqüentemente resultante do encontro de sobrecrescimentos. Dois cristais de anatásio(an) precipitaram-se na superfície dos grãos alveolados e rutilo(ru) se forma a partir de opaco detrítico(centro) ou forma agregado(esquerda-inferior). N//, barra=150u



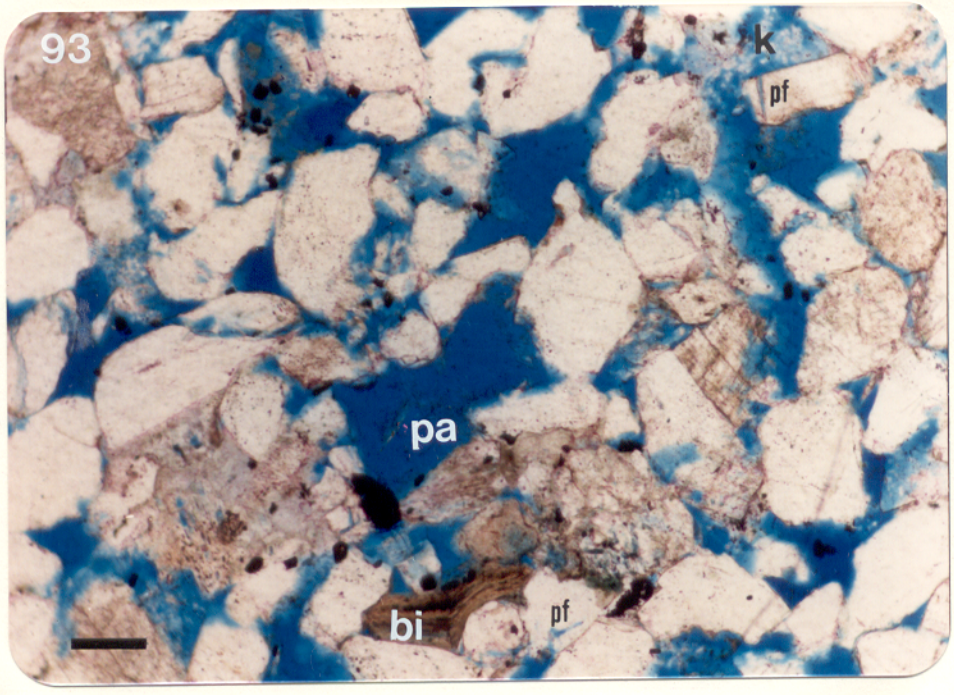
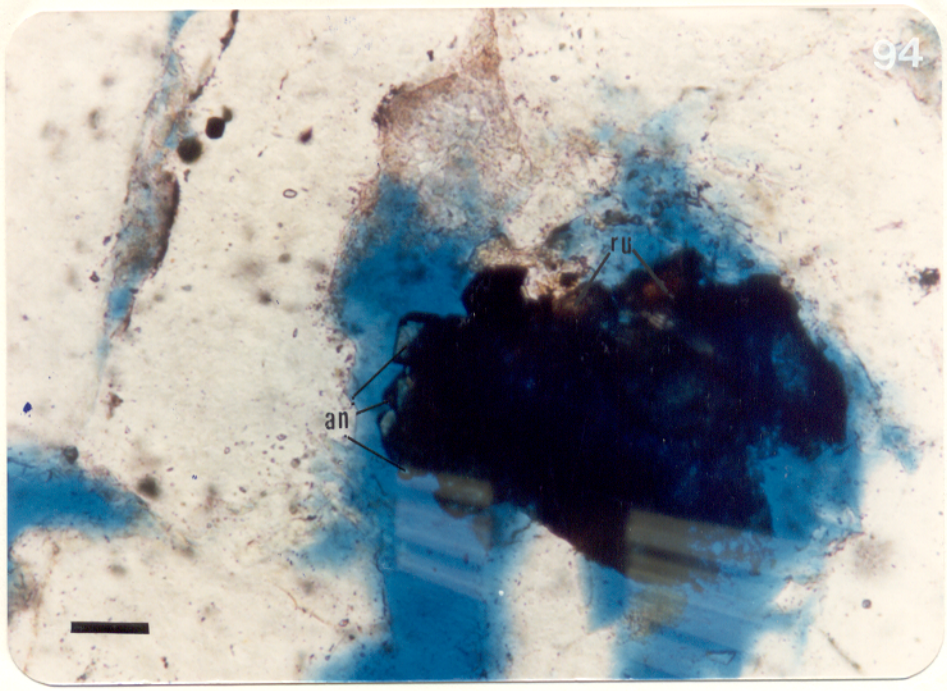


Fig.92: Grão esqueletal originado pela dissolução de feldspato(centro) e grão alveolado(esquerda-superior), registrando diferentes intensidades no processo de dissolução intragranular. Notar diminuto cristal de anatásio(an) em uma das arestas do grão esqueletal. N//, barra=100u ; 93: Arenito com elevada porcentagem de porosidade secundária, resultante da dissolução total (poros agigantados-pa) ou parcial de grãos, dissolução total de cimento corrosivo, ou fraturamento intragranular(pf). Notar a precipitação de livretos microporosos de caulinita(k) e biotita fortemente deformada(bi). N//, barra=125u.



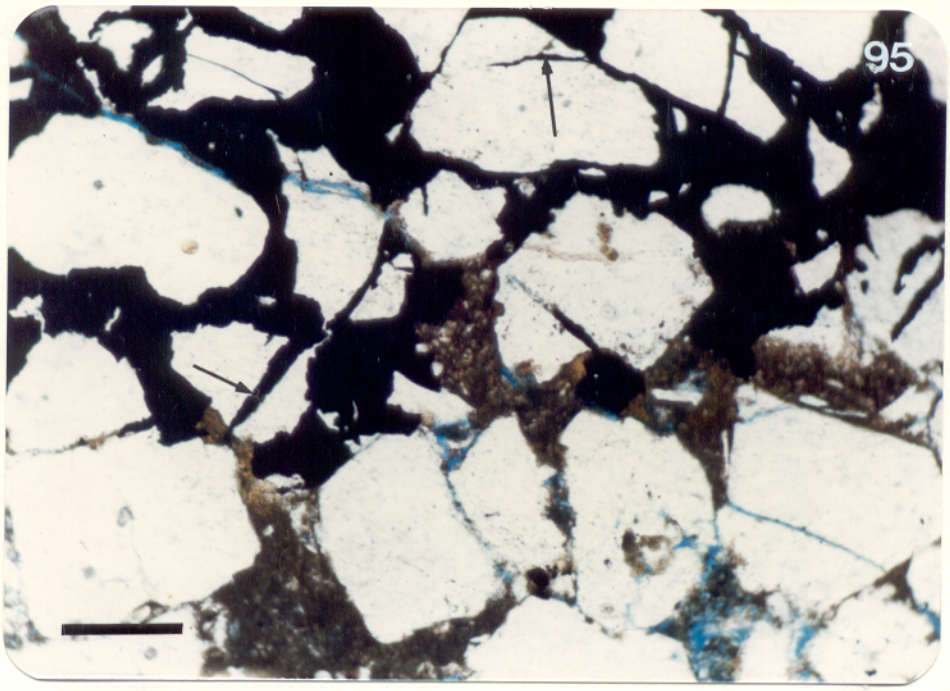


Fig.94: Cristais de anatásio(an) e rutilo(ru) formando-se pseudomorficamente a partir de grão de opaco(possivelmente ilmenita). N//, barra=100u ; 95: Pirita autigênica formada por substituição de argilo-minerais detríticos intergranulares. Observar que a pirita também precipitou-se em poros de fraturamento intragranular(setas). N//, barra=250u .

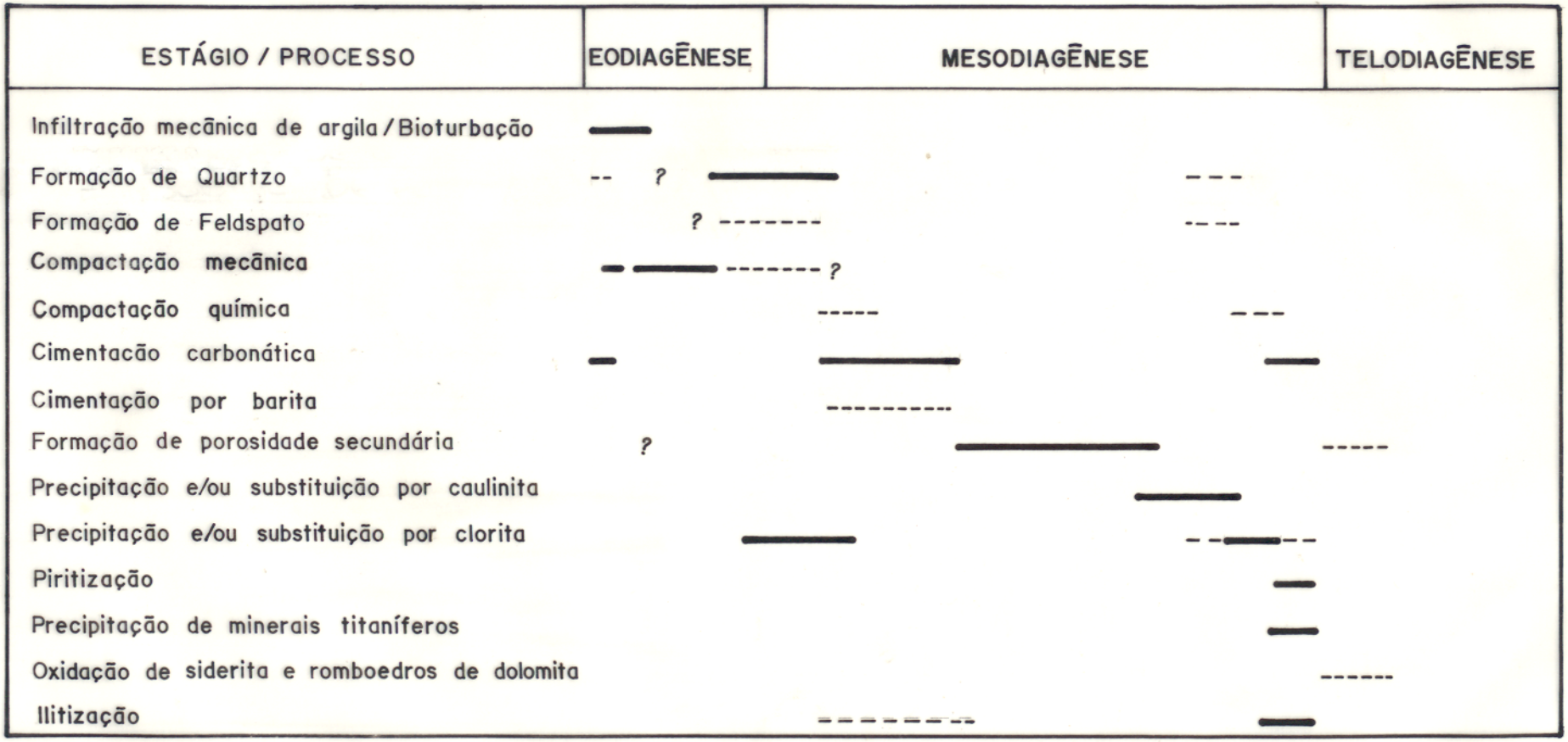


Fig. 96 : Sequência diagenética dos Arenitos da Formação Barro Duro (Bacia de Barreirinhas)

6. CONCLUSÕES

1) A caracterização faciológica detalhada do intervalo estudado da Formação Barro Duro levou ao reconhecimento de seis associações, que foram interpretadas como sendo correspondentes aos seguintes sub-ambientes: a) baía interdistributária/prodelta (folhelhos com laminação plano-paralela e acamamento lenticular); b) barras distais (arenitos/pelitos intensamente bioturbados ou com estruturação gerada em regime de fluxo inferior); c) depósito de *crevasse* (arenitos finos com estratificação cruzada gerada sob condições de altas taxas de sedimentação; d) barra de desembocadura de distributário (arenitos finos e médios, em geral maciços ou com estruturas reotrópicas produzidas pelo rápido acúmulo sedimentar); e) canal distributário (arenitos médios com estratificação cruzada acanalada, tabular e indistinta); f) planície de maré (intercalação de arenito fino e folhelhos, com acamamento ondulado e presença de laminações cruzadas de onda) e, possivelmente *shoreface/foreshore*.

2) As feições texturais e estruturais observadas, bem como a arquitetura estratigráfica demonstrada pelas associações faciológicas descritas, tanto nos testemunhos quanto nos perfis elétricos analisados, sugerem um sistema deposicional do tipo deltaico. Este apresenta influência significativa de processos marinhos, documentado pela presença de espessos intervalos bioturbados e associações faciológicas atribuídas a ambientes litorâneos, os quais ocorrem intercalados aos depósitos de frente deltaica.

3) Os arenitos da Formação Barro Duro foram petrograficamente classificados como arcósios e, secundariamente, sub-arcósios, cuja granulometria varia de muito fina a grossa, com predomínio de frações finas e médias. O arcabouço é constituído essencialmente por quartzo(mono e, subordinadamente, policristalino); alcali-feldspato e plagioclásio; fragmentos líticos, principalmente rochas graníticas, *chert*, quartzitos, rochas pelíticas, filitos e xistos. Os outros componentes são representados por micas (muscovita, biotita), clorita, minerais pesados (opacos, zircão, turmalina, rutilo, granada, esfeno e hornblenda); glauconita; fragmentos vegetais e raros bioclastos.

4) A composição deposicional dos sedimentos e a sua textura foram fortemente modificadas devido à atuação de uma grande diversidade de eventos diagenéticos: a) introdução de argilas por infiltração mecânica,bioturbação e fluidização; b) compactação mecânica;c) sobrecrescimentos de quartzo e, secundariamente, feldspato; d) compactação química; e) cimentação carbonática; f) cimentação de barita; g) dissolução de cimento carbonático; h) autigênese de caulinita(substituição/neoformação); i) autigênese de clorita(substituição/neoformação); precipitação de cristais de quartzo e feldspato; j) autigênese de pirita e minerais de titânio(anatásio, rutilo e esfeno); k) cimentação por carbonatos tardios(siderita, dolomita ferrosa/ankerita e calcita ferrosa); l) oxidação de siderita e romboedros de dolomita ferrosa; m) dissolução parcial de romboedros de dolomita ferrosa.

5) O modelo diagenético proposto considera que os arenitos analisados são diageneticamente maturos, tendo em vista a

diversidade de fases autigênicas registradas, particularmente nos estágios mesodiagenéticos avançados, o predomínio de porosidade de origem secundária, o grau de transformação das esmectitas, dominando argilas de composição clorita e ilita, mesmo nos intervalos cronoestratigraficamente mais novos.

6) A presença de volumes significativos de argilo-minerais detríticos introduzidos por um conjunto de fatores como infiltração mecânica, bioturbação, fluidização e, especialmente, resultante da compactação mecânica de intraclastos argilosos, foi decisiva no controle da distribuição dos cimentos e poros secundários, existindo um relacionamento inversamente proporcional entre eles.

7) As reações que resultaram na geração de porosidade secundária ocorreram em maior profundidade, sendo possivelmente influenciadas pela progressiva maturação da matéria orgânica presente nos folhelhos adjacentes, principais responsáveis pelo fornecimento de CO_2 e ácidos orgânicos.

8) A oxidação da siderita e oxidação/dissolução parcial de romboedros de dolomita ferrosa tardia revelam que movimentações tectônicas resultaram em soerguimento de blocos, favorecendo a introdução de águas meteóricas. Estas feições telodiagenéticas são condizentes com discordâncias que foram inferidas a partir do perfil *dipmeter*, no intervalo analisado

9) A qualidade dos arenitos da Formação Barro Duro como reservatórios para hidrocarbonetos acha-se prejudicada principalmente pelos seguintes fatores: características deposicionais, sendo freqüentes as intercalações de arenitos e folhelhos em pe-

quena escala; introdução de grandes volumes de argila detrítica nos estágios diagenéticos precoces, o que obstruiu total ou parcialmente os espaços intersticiais em diversas intervalos; a grande diversidade e a intensidade das fases cimentantes que se precipitaram ao longo de toda a história de soterramento, em particular nas fases tardias, posteriormente à geração de porosidade secundária.

BIBLIOGRAFIA

ALDAHAN, A.A. & MORAD, S. 1986a. Chemistry of detrital biotites and their phyllosilicate intergrowths in sandstones. Clay and Clays Minerals, 34(5):539-548.

ALDAHAN, A.A. & MORAD, S. 1986b. Authigenic sphene in sandstones of the Bröttum Formation (Norway) and the Dala Formation (Swe - den). N.Jb.Miner.Mh., 3:135-144.

ALI, S.A. 1981. Sandstone diagenesis applications to hydrocarbon exploration and production. Pittsburgh, Gulf Science & Tecnology Company, 221 p.

AL-SHAIEB, Z. & SHELTON, J.W. 1978. Secondary ferroan dolomite rhombs in oil reservoirs, Chadra sands, Gialo Field, Lybia. Am. Assoc. Petrol. Geol., 62(3):463-468.

ANDREIS, R.R. 1981. Identificación e importancia geológica de los paleosuelos. Porto Alegre, UFRGS, 67 p. (Livro Texto, 2).

ASMUS, H.E. & PORTO, R. 1980. Diferenças nos estágios iniciais da evolução da margem continental brasileira: Possíveis causas e implicações. In: Congr. Bras. Geol., 31, Camboriú, 1980. Anais. .. Camboriú, SBG. v. 1, p. 225-239.

AZEVEDO, R.P.; ROSSETTI, E.L.; NEPOMUCENO, F.; CAPUTO, M.V. 1985. Modelamento tectônico, origem e evolução da Bacia de Barreiri - nhas. In: Simpósio de Geol. da Amazônia, 2, Belém, SBG, Núcleo Norte, v. 1, p. 208-221.

AZEVEDO, R.P. 1987. Bacia de Barreirinhas: Um rifte não convencional. In: Seminário de rifts intracontinentais, Rio de

Janeiro, 1987. Anais...Rio de Janeiro, PETROBRÁS. DEPEX. p.140-159.

BJØRKUM, P.A. & GJELSVIK, N. 1988. An isochemical model for formation of authigenic kaulinite, K-feldspar, and illite in sediments. Journ. Sedim. Petrol., 58(3):506-511.

BJØRLYKKE, K. 1984. Formation of secondary porosity: how important is it?. In: McDONALD, D.A. & SURDAM, R.C. eds. Clas - tic diagenesis. Tulsa, Am. Assoc. Petrol. Geol.. p. 277-286(Memoir, 37).

BJØRLYKKE, K.; AAGAARD, P.; DYPVIK, H.; HASTINGS, D.S.; HARFER,A. S. 1986. Diagenesis and reservoir propertiers of Jurassic sandstones from the Haltenbanken area, offshore Mid Norway. In: GRAHAM & TROTMAN. ed. Habitat of hydrocarbons on the Norwegian continental shelf. Norway, Norwegian Petroleum Society. , p. 275-286.

BJØRLYKKE, M.R. & SAIGAL, G.C. 1989. Sandstone diagenesis and porosity modification during basin evolution. Geologische Runds - chau, 78(1):243-268.

BLATT, H. 1979. Diagenetic processes in sandstones. In: SCHOLLE , P.A. & SCHLUGAR, P.R. eds. Aspects of diagenesis. Tulsa, SEPM . p.209-225 (Spec. Publ., 26).

BLATT, H.; MIDDLETON, G.; MURRAY, R. 1980. Origin of sedimentary rocks. 2 ed. New Jersey, Prentice Hall, 782 p.

BOER, N.P.de 1964. Notes on the stratigraphy of the São Luís and Barreirinhas Basin. Rel. Interno. Belém, PETROBRÁS/RENOR.

BOER, N.P. de 1965. Relatório sobre a estratigrafia e estrutura regional da Bacia de Barreirinhas.Rel.Interno. Belém,

PETROBRÁS/RENOR 2173, 33 p.

BOLES, J.R. & FRANKS, S.C. 1979. Clay diagenesis in Wilcox sandstones of southwest Texas: implications of smectite diagenesis on sandstone cementation. Journ. Sediment. Petrol., 49(1):55-70

BROWN, L.F.Jr.; FUJITA, A.M.; TSUBONE, K. 1976. Depositional systems and petroleum potential in the Barreirinhas Basin. Rel.Interno. Rio de Janeiro, PETROBRÁS/DEPEX 5270, 64 p.

BROWN, D.M.; McALPINE, K.D.; YOLE, R.W. 1989. Sedimentology and sandstone diagenesis of Hibernia Formation in Hibernia Oil Field, Grand Banks of Newfoundland. Amer. Assoc. Petrol. Geolo. Bull., 73(5):557-575.

BRUHN, C.H.L. 1986. Relações entre a diagênese dos arenitos e carbonatos associados; um exemplo do Membro Gomo/Formação Candeias, Bacia do Recôncavo, BA. In Congr. Bras. Geol., 34, Goiânia, 1986. Anais... Goiânia, SBG, v.1, p.8-94.

BRUHN, C.H.L.; CAINELLI, C.; MATOS, R.M.D. 1988. Habitat do petróleo e fronteiras exploratórias nos *rifts* brasileiros. Bol. Geoc. PETROBRÁS, Rio de Janeiro, 2(2/4):217-253.

CAPUTO, M.V. 1988. Análise do modelo geotectônico de Rabinowitz e LaBreque. In: Congresso Bras. Geol., 35, Belém, 1988. Anais... Belém, SBG, v.5, p. 2278-2292

CARVER, R.E. 1971. Procedures in sedimentary petrology. New York, Willey Interscience. 653 p.

CHANG, H.K.; KOWSMANN, R.O. 1987. Interpretação genética das sequências estratigráficas das bacias da margem continental brasileira. Rev. Brasil. Geoc., 17(2):74-80.

CHOQUETTE, P.W. & PRAY, L.C. 1970. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 54(2):207-250.

COLEMAN, J.M. & PRIOR, D.B. 1982. Deltaic sand bodies. Tulsa , AAPG, 171p. (Short Course, 15).

CURTIS, C.D. 1983. Link between aluminium mobility and destruction of secondary porosity. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 67(3):380-393.

DARDENE,M.A. & CAMPOS, E.G. 1984. Geologia e geoquímica do depósito de barita de Camamu-Bahia. In: Congr. Brasil. Geol. , 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais...Rio de Janeiro, SBG, p.894-904.

DAVIS Jr., R.A. 1983. Depositional systems: A genetic approach to sedimentary geology. New Jersey, Prentice-Hall, 669 p.

DE ROS, L.F. 1987. Petrologia e características de reservatório da Formação Sergi(Jurássico) no campo de Sesmaria, Bacia do Recôncavo, Brasil. Ciência, Técnica, Petróleo, 19:1-107.

DE ROS, L.F. & CESERO, P. 1986. Argila em arenitos- bases para a interpretação petrogenética. In: Congr. Bras. Geol., 34, Goiânia, 1986. Anais... Goiânia, v. 4, p. 1663-1670.

DE ROS, L.F. & MORAES, M.A.S. 1984. Sequência diagenética em arenitos; uma discussão inicial. In: Congr. Brasil. Geol. 33 , Rio de Janeiro, 1984. Anais...Rio de Janeiro, SBG, v.2, p. 894-904.

DICKINSON, W.R. 1970. Interpreting detrital modes of greywackes and arkoses. Jour. Sed. Petrol., 40(2):695-707.

DICKINSON, W.R. 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In: ZUFFA, G.G. ed. Provenance of arenites, Reidel, Dordrecht, D. Rudil Publishing Company , p. 333-361.

DICKINSON, W.R.; BEARD, L.S.; BRAKENRIDGE, G.R.; ERJAVEC, J.L.; FERGUSON, R.C.; INMAN, K.F.; KNEPP, R.A.; LINDBERGERG, E.A.; RYBERG, P.T. 1983. Provenance of North american phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. Geol. Soc. Americ. Bull., 94:222-235.

FARIAS, P.R.C. 1987. Formação Pendência, Bacia Potiguar emersa : correlação entre as diagêneses dos arenitos reservatórios e folhelhos adjacentes. Ouro Preto, UFOP, 140 p. (Dissert. Mestr.).

FIGUEIREDO, A.M.F.; TEIXEIRA, L.; AMORIM, J.; CARMINATTI, M. 1982 Projeto Barreirinhas, reavaliação da Bacia Cretácea: Área terrestre e marítima. Rel. Interno. Belem, PETROBRÁS/DEPEX.58p.

FISHER, W.L. & McGOWEN, J.H. 1969. Depositional systems in the Wilcox Group (Eocene) of Texas and their relation to ocurrence of oil and gas. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 53(1): 30-54.

FOLK, R.L. 1980. Petrology of sedimentary rocks. Austin, Hemphil Publishing , 184 p.

FRANÇOLIN, J.B.L. & SZATMARI, P. 1987. Mecanismos de rifteamento da porção oriental da margem norte brasileira. Rev. Bras.Geoc., 17(2):196-207.

FREY, R.W.; HOWARD, J.D.; HAN, S.; PARK, B. 1989. Sediments and sedimentary sequences on a modern macrotidal flat, Inchon, Korea. Jour. Sediment. Petrol., 59(1):28-44.

GALLOWAY, W.E. 1975. Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional sys -

tems. In: BROUSSARD, M.L. ed. Deltas: models for exploration. England, Houston Geolog. Society. p. 87-98.

GALLOWAY, W.E. 1984. Hydrogeologic regimes of sandstone diagene - sis. In: McDONALD, D.A. & SURDAM, R.C. eds. Clastic Diagenesis. Tulsa, Amer. Assoc. Petrol. Geol., p. 3-13. (Memoir,37).

GORINE, M.A.; BRYAN, G.M. 1975. The tectonic of Equatorial Atlantic and adjoining continental margins: Gulf of Guinea to nor - theastern Brazil. Anais da Academia Brasileira de Ciências,48: 110-119. (Suplemento).

HARMS, J.C.; SOUTHARD, J.B.; WALKER, R.G. 1982. Structures and sequences in clastic rocks. Tulsa, SEPM. (Short Course, 9).

HAYES, J.B. 1979. Sandstone diagenesis: The hole truth. In:SCHOLLE, P.A. & SCHLUGER, P.R. eds. Aspects of diagenesis. Tulsa , SEPM. p.127-139 (Spec. Publ. 26).

HEALD, M.T.; LARESE, R.E. 1973. The significance of the solution of feldspar in porosity development. Jour. Sediment. Petrol.,43 (2):458-460.

HEALD, M.T. & LARESE, R.E. 1974. Influence of coatings on quartz cementation. Jour. Sediment. Petrol., 44:1269-1274.

HOFFMAN, J. & HOWER, J. 1979. Clay mineral assemblages as low grade metamorphic geothermometers: Application to the thrust faulted disturbed belt of Montana, USA. Tulsa, SEPM. p. 55-79 (Spec. Publ., 26)

HOWER, J.; ESLINGER, E.V.; HOWER, M.E.; PERRY, E.A. 1976. Mecha - nism of burial metamorphism of argillaceous sediments: 1. Mineralogical and chemical evidence. Geol. Soc. Amer. Bull., 87: 725-737.

tems. In: BROUSSARD, M.L. ed. Deltas: models for exploration. Houston Geolog. Society. p. 87-98.

GALLOWAY, W.E. 1984. Hydrogeologic regimes of sandstone diagene - sis. In: McDONALD, D.A. & SURDAM, R.C. eds. Clastic Diagenesis. Amer. Assoc. Petrol. Geol., p. 3-13. (Memoir,37).

GORINE, M.A.; BRYAN, G.M. 1975. The tectonic of Equatorial Atlantic and adjoining continental margins: Gulf of Guinea to nor - theastern Brazil. Anais da Academia Brasileira de Ciências,48: 110-119. (Suplemento).

HARMS, J.C.; SOUTHARD, J.B.; WALKER, R.G. 1982. Structures and sequences in clastic rocks. SEPM. (Short Course, 9).

HAYES, J.B. 1979. Sandstone diagenesis: The hole truth. In:SCHOLLE, P.A. & SCHLUGER, P.R. eds. Aspects of diagenesis. Tulsa , SEPM. p.127-139 (Spec. Publ. 26).

HEALD, M.T.; LARESE, R.E. 1973. The significance of the solution of feldspar in porosity development. Jour. Sediment. Petrol.,43 (2):458-460.

HEALD, M.T. & LARESE, R.E. 1974. Influence of coatings on quartz cementation. Jour. Sediment. Petrol., 44:1269-1274.

HOFFMAN, J. & HOWER, J. 1979. Clay mineral assemblages as low grade metamorphic geothermometers: Application to the thrust faulted disturbed belt of Montana, USA. Tulsa, SEPM. p. 55-79 (Spec. Publ., 26)

HOWER, J.; ESLINGER, E.V.; HOWER, M.E.; PERRY, E.A. 1976. Mecha - nism of burial metamorphism of argillaceous sediments: 1. Mineralogical and chemical evidence. Geol. Soc. Amer. Bull., 87: 725-737.

IXER, R.A.; TURNER, P.; WAUGH, B. 1979. Authigenic iron and titanium oxides in Triassic red beds: (St. Bees Sandstone), Cumbria, Northern England. Geology Journal, 14(2):179-192.

KHARAKA, Y.K.; HULL, R.W.; CAROTHERS, W.W. 1985. Water-rock interactions in sedimentary basins. In: GAUTIER, D.L.; KHARAKA, Y.K.; SURDAM, R.C. eds. Relationship of organic matter and mineral diagenesis. Tulsa, SEPM. p. 79-174 (Short course, 17).

KUMAR, N. & LADD, J.W. 1974. Origin of compressional structures on the shelf of Brazil and Ghana formed during the opening of equatorial atlantic. Geol. Soc. Amer. Abstract with Progr., v.5

LEDER, F. & PARK, W.C. 1986. Porosity reduction in sandstone by quartz overgrowth. Americ. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 70(11):1713-1728.

LIMA, E.C. 1972. Bioestratigrafia da Bacia de Barreirinhas. In: Congr. Bras. Geol., 26, Belém. Anais... Belém, SBG, v. 3, p.81-93.

LUDWIG, G. 1964. Interpretação e correlação de fácies dos depósitos cretáceos da Bacia Costeira de Barreirinhas, Norte do Bra - sil. Rel. Interno. Belem, PETROBRÁS/DENOR 2145, 20 p.

LUNDEGARD, P.D.; LAND, E.S.; GALLOWAY, W.E. 1984. Problem of se - condary porosity Frio Formation (Oligocene), Texas Gulf Coast. Geology, 12:399-402.

MATLACK, K.S.; HOUSEKNECHT, D.W.; APPLIN, K.R. 1989. Emplacement of clay into sand by infiltration. Jour. Sed. Petrol., 59 (1):77-87.

McBRIDE, E.F. 1985. Sandstone diagenesis. Tulsa, Americ. Assoc. Petrol. Geol. 33 p. (AAPG Convention Short Course)

MESNER, J.C. & WOOLDRIDGE, L.C.P. 1964. Maranhão Paleozoic Basin and Cretaceous Coastal Basin, 0Nnorth Brazil. Americ. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 48(9):1475-1512.

MIALL, A.D. 1977. A review of the braided river depositional environment. Earth Science Reviews, 13:1-62.

MIURA, K. & BARBOSA, J.C. 1972. Geologia da plataforma continental do Maranhão, Piauí, Ceará e Rio Grande do Norte.In: Congr. Bras. Geol., 26, Belém, 1972. Anais... Belém, v.2, p. 57-66.

MOLENAAR, N. 1986. The interrelation between clay infiltration , quartz cementation, and compaction in Lower Givetian terres - trial sandstones, Northern Andennes, Belgium. Jour. Sed. Petrol., 56(3):359-369.

MONCURE, G.K.; LAHANN, R.W.; SIEBERT, R.M. 1984. Origin of secon- dary porosity and cement distribution in a sandstone/shale sequence from the Frio Formation (Oligocene). In: McDONALD, D.A. & SURDAM, R.C. eds. Clastic diagenesis. Tulsa, Americ. Assoc. Petrol. Geol., p. 151-161.

MORAD, S. 1988. Diagenesis of titaniferous minerals in jurassic sandstones from the Norwegian Sea. Sedim. Geol., 57:17-40.

MORAD, S. 1989. Alteration of detrital sphene in sandstone. Bul - letin of the Geological Institutions of the University of Up - psala, N.S., 12:123-133.

MORAD, S. & ALDAHAN, A.A. 1982. Authigenesis of titanium minerals in two proterozoic sedimentary rocks from Southern and Central Sweden. Jour. Sediment. Petrol., 52(4):1295-1305.

MORAD, S. & ALDAHAN, A.A. 1985. Leucoxene-calcite-quartz aggregates in sandstones and the relation to decomposition of sphene. N. Jb. Miner. Mh., 10:458-468.

MORAD, S. & ALDAHAN, A.A. 1986. Alteration of detrital Fe-Ti oxides in sedimentary rocks. Geol. Soc. Americ. Bull., 97: 567- 578.

MORAD, S.; MARFIL, R.; LA PEÑA, J.A. 1989. Diagenetic K-feldspar pseudomorphs in the Triassic Buntsandstein Sandstones of the Iberian Range, Spain. Sedimentology, 36:635-650.

MORAES, M.A.S. 1986. Relações químicas na diagênese dos arenitos. In: Congr. Bras. Geol. 34, Goiânia, 1986. Anais... Goiânia, SBG, v. 1, p. 435-448.

MORAES, M.A.S. & DE ROS, L.F. 1988. Caracterização e influência das argilas de infiltração mecânica em reservatórios fluviais da Bacia do Recôncavo, nordeste do Brasil. Bol. Geoc. PETROBRÁS, 2(1):13-26.

MURAVYOV, V.I. 1970. Formation of carbonate-cement in clastic rocks. Sedimentology, 15:139-145.

NOGUTI, J. 1964. Introdução à estratigrafia da Bacia de Barreirinhas. Rel. Interno. Belém, PETROBRÁS/DENOR 2009, 22 p.

OJEDA, H.A. 1982. Integração de dados e perspectivas exploratórias da Bacia de Barreirinhas (parte emersa). Rel. Interno. Rio de Janeiro, PETROBRÁS/DEPEX 1249, 47p.

OJEDA, H.A. & MOTTA, S. 1976. Bacia de Barreirinhas- Piauí-Ceará: Geologia regional e perspectivas petrolíferas. Rel.Interno. Rio de Janeiro, PETROBRÁS/DEPEX 5086, 46p.

OJEDA, H.A. & GUAZELLI, W. 1981. Plataforma de Sobradinho, Bacia de Barreirinhas: Integração geológica e programa exploratório (Relatório de Progresso). Rel. Interno. Rio de Janeiro, PETROBRÁS/DEPEX 1295, 16p.

PAMPLONA, H.R.P. 1969. Litoestratigrafia da Bacia cretácea de Barreirinhas. Bol. Téc. PETROBRÁS, 12(3):261-290.

PAMPLONA, H.R.P.; PORTO, R.; LIMA, E.C. 1972. Evolução geológica do Grupo Canárias- Bacia de Barreirinhas. In: Congr. Bras. Geol.,26, Belém. Anais... Belém, SBG, v. 2, p. 93-106.

PERRY, E.A. & HOWER, J. 1970. Burial diagenesis in Gulf Coast pelitic sediments. Clay and Clays Minerals, 18(3):165-177.

PETTIJOHN, F.J.; POTER, D.E.; SIEVER, R. 1973. Sands and sandstones. New York, Spring Verlag. 618 p.

QUEIROZ, J. 1965. Contribuição das correlações detalhadas ao estudo da Bacia de Barreirinhas. Rel. Interno. Belém, PETROBRÁS/SEO, 25p.

RABINOWITZ, P.D. & LABREQUE, J. 1979. The Mesozoic South Atlantic Ocean and evolution of its continental margins. Jour. of Geophisycal Research., 84:5973-6002.

RANGANATHAN, V. & TYE, R.S. 1986. Petrography, diagenesis, and facies controls on porosity in Shannon Sandstone, Hartzog Draw Field, Wyoming. Americ. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 70(1):59-69.

READING, H.G. 1986. Sedimentary environments and facies. Oxford , Blackwell Scientific Publications. 615 p.

REGALI, M.S.P.; UESUGUI, N.; LIMA, E.C. 1983. Projeto Barreirinhas. Reavaliação palinológica e paleoambiental. Rel. Interno

Rio de Janeiro, PETROBRÁS/CENPES/SINTEP 3378, 51 p.

REZENDE, W.M. 1967. Estudos de geologia de petróleo da bacia cretácea de Barreirinhas, litoral norte do Brasil. Rel. Interno Belem, PETROBRÁS/RENOR 2841, 7p.

REZENDE, W.M. 1970. Estudo do desenvolvimento do Arco Ferrer-Urbano Santos. Bol. Téc. PETROBRÁS, 13(1/2):5-14.

REZENDE, W.M. & ARAÚJO, E. 1970. Integração geológica regional das áreas continental e oceânica da Bacia de Barreirinhas. Rel. Téc. Rio de Janeiro, PETROBRÁS/DEPEX 3516, 36 p.

REZENDE, W.M. & PAMPLONA, H.R.P. 1967. Síntese atualizada dos estudos geológicos da bacia cretácea de Barreirinhas, litoral norte do Brasil. Rel. Interno. Belem, PETROBRÁS/DEPEX 2795, 32 p.

RODRIGUES, R.; VASCONCELOS, D.N.N.; CASTRO, J.C. 1969. Estudo sedimentológico das formações albianas e cenomanianas da Bacia de Barreirinhas. Rel. Tnterno . Belem,PETROBRÁS/RENOR/SESTRA 3382, 51 p.

SCHMIDT, V. & McDONALD, D.A. 1979a The role of secondary porosity in the courses of sandstone diagenesis. In: SCHOLLE, P.A. & SCHLUGAR, P.R. eds. Aspects of diagenesis. Tulsa, SEPM, p. 175-207 (Spec. Publ. 26).

SCHMIDT, V. & McDONALD, D.A. 1979b. Textures and recognition of secondary porosity in sandstones. In: SCHOLLE, P.A. & SCHLUGAR, P.R. eds. Aspects of diagenesis. Tulsa, SEPM, p. 209-225(Spec. Publ. 26).

SHANMUGAN, G. 1985. Significance of secondary porosity in inter - preting sandstone composition. Americ. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 69(3):378-384.

SIBLEY, D.F. & BLATT, H. 1976. Intergranular pressure solution and cementation of the Tuscarona Orthoquartzite. Jour. Sed. Petrol., 46:881-896.

SIBUET, J.C. & MASCLE, J. 1978. Plate kinematic implications of Atlantic Equatorial fracture zone trends. Jour. Geophysical Research, 83:3402-3421.

SIEBERT, R.M.; MONCURE, G.K.; LAHANN, R.W. 1984. A theory of framework grain dissolution in sandstones. In: McDONALD, D.A. & SURDAM, R.C. eds. Clastic diagenesis. Tulsa, Americ. Assoc. Petrol. Geol., p. 163-175.

SIEVER, R. 1962. Silica solubility, 0-200°C and the diagenesis of siliceous sediments. Jour. of Geology, 70: 127-150.

SMOSNA, R. 1988. Low-temperature, low-pressure diagenesis of cretaceous sandstones, Alaskan North Slope. Jour. Sediment. Petrol., 58(4):644-655.

STANTON, G.D. 1977. Secondary porosity in sandstones of the Lower Wilcox (Eocene), Karnes Country, Texas. Trans. Gulf Coast Assoc. Geol Soc., 27:197-207.

SURDAM, P.C.; BOESE, S.W.; CROSSEY, L.J. 1984. The chemistry of secondary porosity. In: McDONALD, D.A. & SURDAM, R.C. eds.Clastic diagenesis. Tulsa, Americ. Assoc. Petrol. Geol., p. 127-150 (Memoir 37).

SZATMARI, P.; FRANÇOLIN, J.B.L.; ZANOTTO, O.; WOLFF, S. 1987. Evolução tectônica da margem equatorial brasileira. Rev. Bras. Geoc., 17(2):180-188.

TAYLOR, J.M. 1950. Pore space reduction in sandstones. Americ. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 34:701-716.

TIGRE, C.A. 1970. Um estudo da área oeste da Bacia de Barreirinhas, com a caracterização do diápiro de folhelho de São João/Queimadas. Rel. Interno. Belem, PETROBRÁS/SIEX 3698, 24p.

WALKER, T.R. 1960. Carbonate replacement of detrital crystalline silicate minerals as a source of authigenic silica in sedimentary rocks. Geol. Soc. Americ. Bull., 71:145-152.

WALKER, R.G. 1979. Facies and facies models. General Introduction. In: WALKER, R.G. ed. Facies models. 2º ed. Geoscience Canada, Reprint serie nº1, p.1-5.

WALKER, T.R.; WAUGH, B.; CRONE, A.J. 1978. Diagenesis of first - cycle desert alluvium of Cenozoic age, Southwestern United State and Northwestern Mexico. Geol. Soc. Americ. Bull., 89:19-32.

WAUGH, B. 1978. Authigenic K-feldspar in British permo-triassic sandstones. Jour. Geol. Soc. Lond., 135:51-56.

WEIMER, R.J.; PORTER, K.W.; LAND, C.B. 1985. Depositional modeling of detrital rocks- with enphasis on cored sequences of petroleum reservoirs. Golden, SEPM Core Workshop, 8.

WILSON, M.D. & PITTMAN, E.D. 1977. Authigenic clays in sandstones: Recognition and influence on reservoir propertiers and paleoenvironmental analysis. Jour. Sed. Petrol., 47(1): 3-31.

WILSON, M.J. & DUTHIE, D.M.L. 1981. Some aspects of intrastratal alteration of biotite in the Old Red Sandstone. Scott. J. Geol. 17(1): 65-72.

WOOD, J.R. & HEWETT, T.A. 1982. Fluid convection and mass transfer in porous sandstones: A theorical model. Geochmica et cosmochimica Acta, 46:1707-1713.

ZUFFA, G.G. 1985. Optical analysis of arenites: Influence of me - thodology on composition results. In: ZUFFA, G.G. ed. Provenance of arenites. Dordrecht, D. Reidel Publ., p. 165-190.