UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

ASPECTOS DIAGENÉTICOS DOS ARENITOS BOM GOSTO - ÁREA LESTE DA BACIA DE BARREIRINHAS (MA).

Tese Apresentada por

JOSÉ AUGUSTO MARTINS CORRÊA

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: 17.10.1986

Comitê de Tese

Werner Truckenbrodt
WERNER TRUCKENBRODT (Orientador)

Mario Vicente Caputo
MÁRIO VICENTE CAPUTO

Joel C. de Castro
JOEL CARNEIRO DE CASTRO

"Gone are the days when a sandstone petrographer could "do" a point count, "classify" the sandstone, and feel that the job is "done"".

Raymond V. Ingersoll et al , 1985.

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS i

LISTA DE ILUSTRAÇÕES..... ii

RESUMO..... 1

ABSTRACT 3

1 INTRODUÇÃO..... 5

2 ARCABOUÇO GEOLÓGICO..... 6

2.1 Aspectos Tectono-Sedimentares da Bacia de Barreirinhas..... 6

2.2 Aspectos Lito-Estratigráficos e Ambientais... 9

3 GEOLOGIA DA FORMAÇÃO BOM GOSTO..... 12

3.1 Generalidades..... 12

3.2 Perfis Estudados - Litologia e Estruturas.... 13

3.3 Facies Sedimentar..... 28

4 PETROGRAFIA..... 30

4.1 Metodologia..... 30

4.2 Textura..... 31

4.3 Composição Mineralógica..... 36

5 DIAGÊNESE..... 51

5.1 Generalidades..... 51

5.2 Compactação..... 52

5.3 Cimentação e Substituição..... 54

5.4 Porosidade Secundária..... 80

6 DISCUSSÃO E INTERPRETAÇÃO..... 94

6.1 Seqüência Diagenética..... 94

6.2 Controles Principais da Diagênese..... 97

6.3 Potencial dos Reservatórios..... 99

7 RECOMENDAÇÕES..... 105

8 BIBLIOGRAFIA..... 106

AGRADECIMENTOS

O autor gostaria de agradecer:

À PETROBRÁS pelo suporte técnico e financeiro indispensáveis a realização deste trabalho.

Ao Prof. Dr. Werner Truckenbrodt, orientador da Tese, pelos ensinamentos e amizade dispensados ao longo destes anos de convívio.

Ao Dr. Mário Vicente Caputo e geólogos Humberto Lima e Renato Azevedo pelo apoio técnico durante a execução deste trabalho.

A geóloga Ana Maria Mizusaki pela interpretação preliminar das análises por microscopia eletrônica de varredura no Centro de Pesquisas Leopoldo A. Miguez de Melo (RJ).

Aos amigos Arturo Garofolo e Antonio Vaquera Vargas pelas discussões e ajuda no tratamento computacional dos dados respectivamente.

Enfim, a todos aqueles que direta ou indiretamente contribuíram para a realização desta Tese.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

1 ESTAMPAS

PAG

Est. 01 - Marcas de sola..... 15
Est. 02 - Estruturas de fluidização..... 17
Est. 03 - Seqüência de Bouma nos arenitos do poço 1-BD-2-MA..... 19
Est. 04 - Brecha intraformacional, clastos de folhelhos e carvão, diamictitos e fossil de peixe..... 21
Est. 05 - Estruturas de deformação..... 23
Est. 06 - Fragmentos de rochas..... 39
Est. 07 - Fósseis..... 41
Est. 08 - Fósseis (cont.)..... 43
Est. 09 - Feições de compactação..... 57
Est. 10 - Quartzo autigênico..... 59
Est. 11 - Feldspato..... 61
Est. 12 - Feldspato (cont.)..... 63
Est. 13 - Cimento carbonático..... 65
Est. 14 - Cimento carbonático(cont.)..... 67
Est. 15 - Caolinita..... 70
Est. 16 - Cloritas autigênicas..... 72
Est. 17 - Alteração de minerais micáceos..... 74
Est. 18 - Alteração de minerais micáceos (cont.)..... 76
Est. 19 - Ilita e ilita-esmectita..... 78
Est. 20 - Porosidade secundária nos arenitos Bom Bosto. 84
Est. 21 - Porosidade secundária (cont.)..... 86

2 FIGURAS

Fig. 01 - Coluna estratigráfica da bacia de Barreirinhas Figueiredo et al. (1982)..... 10
Fig. 02 - Arcabouço estrutural da porção leste da bacia e localização dos poços estudados..... 14
Fig. 03 - Seção estratigráfica mostrando a tendência das camadas de arenitos aumentarem de espessura para sul..... 27
Fig. 04 - Histogramas (a,b) e curvas acumulativas (c).. 32

Fig. 05 - Correlação negativa entre a seleção e a média dos arenitos Bom Gosto do poço 2-TA-1-MA..... 35
Fig. 06 - Diagrama triangular para classificação dos arenitos da Formação Bom Gosto..... 37
Fig. 07a - Correlação da média e seleção com a razão Q/F+L mostrando a inexistência de uma tendência..... 48
Fig. 07b - Correlação da média e seleção com a razão Q/Q+F..... 49
Fig. 08 - Individualização da F. Proximal e F. Intermediária com base na composição mineralógica..... 50
Fig. 09 - Mecanismos de compactação..... 53
Fig. 10 - Difratograma com os principais argilo-minerais..... 56
Fig. 11 - Tipos de porosidade secundária. Modificada de Schmidt e McDonald (1979b) e Pittman (1979)..... 83
Fig. 12 - Correlação de A1 com o cimento carbonático e a profundidade..... 91
Fig. 13 - Ambiguidade na seqüência temporal dos cimentos..... 94
Fig. 14 - Interrelação entre os controles diagenéticos..... 97
Fig. 15 - Correlação entre a porosidade e a profundidade nos poços 1-BG-1R-MA e 2-AD-1MA.... 101
Fig. 16 - Correlação entre a permeabilidade e a profundidade nos poços 1-BG-1R-MA e 2-AD-1-MA 102
Fig. 17 - Diagrama triangular de tipos de porosidade 104

3 TABELAS

01 - Composição média dos arenitos Bom Gosto dos poços estudados..... 36

02 - Caracterização das facies sedimentares segundo a composição mineralógica e aspectos texturais..... 47

03 - Tipos de porosidade secundária nos arenitos Bom Gosto; classificação da porosidade com base em Pittman (1979) e Schmidt e McDonald (1979b)..... 89

04 - Correlação dos tipos de porosidade entre si, e a profundidade..... 90

05 - Matriz da correlação dos constituintes (avaliadas em 97 amostras) principais e dos parâmetros (avaliados em 15 amostras) texturais dos arenitos Bom Gosto em todos os poços e no poço 2-TA-1-MA respectivamente,..... 100

RESUMO

A bacia de Barreirinhas, localizada na margem equatorial brasileira, teve sua origem intimamente ligada a formação do oceano Atlântico Equatorial. Suas características estruturais e sedimentológicas caracterizam-na como uma bacia "Pull-Apart", durante a sua fase inicial no Cretáceo Inferior. Neste contexto, a Formação Bom Gosto, objeto deste trabalho, está representada por arenitos depositados por correntes de turbidez num ambiente marinho relativamente profundo. Predominam arcóseos de granulação variando de grosseira a fina e com seleção moderada. Seus principais constituintes primários são o quartzo e o feldspato potássico, seguidos de fragmentos de rochas, plagioclásio e matriz argilosa subordinadamente. Os principais minerais autigênicos observados preenchendo poros primários são o quartzo, o feldspato, a calcita e argilo-minerais, principalmente clorita. A seqüência diagenética observada mostra os seguintes estágios ordenados temporalmente: 1) precipitação de argilo-minerais no interior de poros de origem primária; 2) formação de sobrecrescimentos homoaxiais de quartzo e feldspato sobre a superfície livre dos grãos; 3) precipitação de calcita, reduzindo a níveis mínimos a porosidade primária e geralmente substituindo grãos de feldspato; 4) dissolução parcial de cimento carbonático e geração de porosidade secundária; 5) precipitação de argilo-minerais, principalmente caolinita, no interior de poros secundários produzindo microporosidade.

Uma atenção particular foi dada ao estudo semiquantitativo da porosidade secundária, que foi dividida em quatro categorias: A) porosidade de dissolução; B) porosidade intergranular regular; C) microporosidade e D) porosidade de fraturamento. Predomina a porosidade de dissolução, que apresenta valores crescentes com a profundidade. A porosidade intergranular (regular), não mostra valores elevados no contexto geral, contudo cresce em volume na medida em que aumenta a profundidade. A microporosidade é a segunda em abundância e inversamente a porosidade de dissolução mostra valores decrescentes com a profundidade. A porosidade de fraturamento, ocorre apenas localmente em algumas amostras e em valores muito baixos. O comportamento dos diversos tipos de porosidade com a profundidade, sugere que talvez seja possível encontrar reservatórios melhores que os até o momento encontrados

próximos a base da Formação Bom Gosto. Ainda com base na porosidade, embora não apresentem uma distribuição geográfica e ambiental, é possível dividir os arenitos da Formação Bom Gosto em pelo menos três grandes grupos: Grupo I, composto de arenitos intensamente cimentados por quartzo e calcita, com valores muito baixos de porosidade, que os torna péssimos reservatórios e excelentes camadas selantes; Grupo II, mostra arenitos cujo cimento foi parcialmente dissolvido, porém apresentam elevado conteúdo em argilo-minerais autigênicos (caolinita), o que os torna muito microporosos e consequentemente reservatórios apenas razoáveis para gás; Grupo III é composto por arenitos cujo cimento carbonático foi quase que totalmente dissolvido e a microporosidade é pouco desenvolvida, tornando-os reservatórios potenciais para acumulações de óleo.

Os ambientes tectônico e deposicional, que se traduzem pela taxa de sedimentação, composição mineralógica e granulometria, foram os principais controles na diagênese destes arenitos. A alta taxa de sedimentação e subsidência contribuiu,de forma significativa, para a redução da porosidade primária através de compactação mecânica dos fragmentos dúcteis. Além disso, a compactação do espesso pacote sedimentar, provocou a migração de fluídos lixiviantes ascendentes, que produziram porosidade secundária. A composição mineralógica original, além de influenciar a compactação, controlou provavelmente, também, a formação autigênica dos argilo-minerais através da interação entre os constituintes instáveis e as soluções interticiais. A influência da granulometria se manifesta pelo fato de que arenitos mais grosseiros e com pouca matriz, depositados sob condições mais energéticas, são invariavelmente mais cimentados do que os mais finos, com mais matriz e que representam ambientes mais calmos.

ABSTRACT

The siliciclastic Bom Gosto Formation of lower Cretaceous age is part of the Barreirinhas marginal basin, which was characterized as a typical "Pull-Apart" basin related to the Equatorial Atlantic Ocean evolution. The Bom Gosto sandstones were deposited by turbidity current in a deep-sea environment. Textural and mineralogical analysis quantify them as mainly fine to coarse grained moderately sorted arkoses whose principal components are quartz and feldspar, and smaller amounts of lithic fragments of various rock types, plagioclase and a clayey matrix. The authigenic minerals comprise quartz and feldspar overgrowths, calcite, dolomite and the clay minerals chlorite, illite, illite-smectite mixed layer and kaolinite. Using classic petrography and scanning eletron microscopy techniques, the diagenetic history of the Bom Gosto sandstone could be divided into five stages: 1) precipitation of chlorite as pore-lining in primary pore spaces; 2) homoaxial overgrowths of quartz and feldspar upon the grain surfaces;3) precipitation of calcite, which reduces effectively the primary porosity and eventually replaces feldspar grains; 4) partial dissolution of the carbonate cement and formation of secondary porosity; 5) precipitation of mainly kaolinite baseides illite and illite-smectite mixed layer in secondary pore spaces.

Special attention was given to the quantification of secondary pore types which were classified in: A) dissolution porosity divided in six subtypes; B) intergranular (regular) porosity; C) microporosity with two subtypes; D) fracture porosity. The first type is predominant and increases with depth likewise the less frequent intergranular porosity. An opposite behavior is showing by the microporosity, i.e. it diminushes with increasing depth. The fracture porosity, occurring only locally and in small amounts, does not display any tendence with the depth. The behavior of the dissolution and intergranular porosities with depth suggestes the possibility of finding better reservoir conditions than the present ones at the base of Bom Gosto formation. On the basis of porosity types, the Bom Gosto sandstones may be divided in 3 groups which apparently do not display any stratigraphic and geographic controls: 1) sandstones intensely cemen-

ted by quartz and calcite with very low porosity values, which are considered to be good seal layers; 2) carbonate cemented sandstones with partially dissolved cement but with kaolinite occuping secondary pore spaces giving therefore high values of microporosity - these sandstones could only serve as gas reservoir; 3) sandstones with higher amounts of dissolution porosity than microporosity - they may be considered to be potential oil reservoir.

Sedimentation rates, mineralogy and textures induced by tectonics and depositional environment profoundly influenced the diagenetic history of the Bom Gosto sandstones. The high rates of deposition and subsidence contributed significantly to the reduction of primary porosity, chiefly by mechanical compaction of labile grains. Furthermore they were responsible for creating secondary porosity. The detrital mineralogy of the sandstones probably controlled the formation of authigenic clay minerals by the interaction of unstable constituents and pore fluids. The grain size influence is evident by the fact that coarser grained sandstones with small matrix volumes, deposited in high energetic waters are more intensely cemented than finer grained sandstones richer in clay matrix which characterize a quiter depositional environment.

1 INTRODUÇÃO

A porção emersa da Bacia de Barreirinhas, localizada no Estado do Maranhão entre as cidades de São Luiz e Parnaíba, foi descoberta em 1958 através de levantamentos gravimétricos realizados pela PETROBRÁS. Desde a sua descoberta até o presente momento, suas atividades exploratórias vem sofrendo várias interrupções devido aos fracos resultados de produção até então obtidos. A partir de 1979, contudo, um novo impulso foi imprimido à prospecção de hidrocarbonetos nesta bacia, e os resultados vêm demonstrando a sua boa potencialidade.

Com um preenchimento de mais de 6.000 metros de sedimentos, principalmente cretáceos, constituídos de arenitos, folhelhos e carbonatos pertencentes aos grupos Canárias, Caju e Humberto de Campos (Pamplona et al., 1982; Figueiredo et al., 1982), a Bacia de Barreirinhas mostra boas condições de geração e acumulação de hidrocarbonetos. Seus principais reservatórios até o momento detectados, estão associados a um sistema deltaico distal/prodelta e a arenitos turbidíticos de águas relativamente profundas, dentro do Grupo Canárias (Lima et al., 1985).

O principal objetivo deste trabalho foi estudar a diagênese dos arenitos turbidíticos pertencentes a Formação Bom Gosto (G. Canárias) na área leste da bacia, onde foram verificados bons indícios de óleo e gás. Entretanto, a permeabilidade destes reservatórios mostra valores muito baixos, tornando-os subcomerciais. Para entender melhor a causa desta baixa permeabilidade foram analisados os diversos fenômenos diagenéticos e a sua distribuição temporal e espacial. Avaliou-se, também, os vários fatores que exercem influência sobre eles, principalmente a tectônica da bacia, as facies sedimentares, bem como a composição mineralógica e textural, sobretudo a granulometria.

2 ARCABOUÇO GEOLÓGICO

2.1 Aspectos Tectono-Sedimentares da Bacia de Barreirinhas

Com a sua localização na margem equatorial brasileira, a Bacia de Barreirinhas tem sua formação intimamente relacionada com a abertura do Atlântico Equatorial. Dos diversos trabalhos que vem sendo publicados desde a década de 60, quando foi formulada e desenvolvida a teoria da tectônica global e, mais especificamente sobre a porção equatorial, são os de Miura e Barbosa (1972), Kumar e Ladd (1974), Gorine e Bryan (1975), Sibuet e Mascle (1978), Rabinowtz e La Breque (1979) e mais recentemente Figueiredo et al. (1982), os que se ocupam mais intensamente com esta parte da margem equatorial brasileira.

Segundo Miura e Barbosa (1972), o rifteamento do Atlântico Norte teve seu início no Triássico, com a tafrogenia nas bacias de Marajó, Maranhão, Barreirinhas Oriental e no Graben do Limoeiro. No Eo-Cretáceo iniciou-se a formação do proto oceano atlântico equatorial, quando então o rifteamento entre a África e a América do Sul assumiu dimensões consideráveis. As bacias então formadas (Albiano e Aptiano), durante a evolução do rift apresentaram mudanças no seu comportamento tectônico, passando de bacias tipo semi-graben basculadas para sul para bacias marginais abertas para norte. Esta mudança ocorreu no Coniacio-no-Santoniano e coincidiu com o surgimento dos altos estruturais de expressão regional como o Alto de Queimadas-Arpoador, Alto Atlântico e Alto Ceará.

Kumar e Ladd (1974) sustentam contudo, que tais altos seriam mais antigos, formados entre 84 e 130 m.a. durante o início da separação dos continentes Africano e Sul Americano. Como apoio a sua hipótese, os autores citam a estratigrafia da Bacia de Barreirinhas, onde os sedimentos do Cretáceo Inferior, constituídos essencialmente de material clástico, apresentam espessuras superiores a 3 km enquanto que os do Cretáceo Superior são relativamente mais finos (1 a 2 km) (Miura e Barbosa, 1972). Consideram ainda a margem equatorial como do tipo cisalhante, uma vez que suas estruturas regionais estariam localizadas ao longo da zona de fratura Romanche.

Gorine e Bryan (1975) corroboram a hipótese de Kumar e Ladd (op. cit.), porém não acreditam na origem compressional das estruturas, que segundo eles deveriam ter-se desenvolvido como conseqüência de uma tectônica extensional.

Sibuet e Mascle (1978) e Rabinowtz e La Breque (1979) dão uma interpretação um pouco diferenciada, uma vez que admitem a margem equatorial brasileira como integrante de uma zona de cisalhamento e transcorrência, onde atuaram conjuntamente distensões e compressões.

Segundo Asmus e Porto (1980), os rifts da margem equatorial tiveram sua origem a partir de movimentos laterais divergentes, por eles denominados de "rifts fissurais transcorrentes". Destacam ainda que no segmento equatorial o estágio rift é mais novo do que nas demais bacias costeiras, situando-se no Albo-Aptiano.

Figueiredo et al. (1982) estudaram com mais detalhe a bacia de Barreirinhas e, com base em mapeamentos sísmicos modernos, propuseram para ela uma classificação como do tipo transformante em vez de rift. Como apoio a suas idéias, citam o arranjo geométrico dos eixos de dobramentos "en echelon" deslocados por falhamentos transcorrentes normais; estruturas de inversão afetando espessas secções sedimentares, variações faciológicas abruptas e a ausência de correlações entre blocos separados por falhas transcorrentes. Tais características são explicadas pela atuação de um sistema de forças do tipo "wrench tectonics", onde esforços de distensão e compressão convivem numa mesma área (Wilcox et al., 1973).

Atualmente a Bacia de Barreirinhas é interpretada como uma bacia tipo "Pull-Apart" por Azevedo et al. (1985). Sua evolução tectono-sedimentar, de acordo com estes autores, está dividida em três fases: 1) Fase "pre-shear" durante o Alagoas, onde predominou uma tectônica compressiva, causada pelo rifteamento do Atlântico Sul, que produziu compressão na porção equatorial durante o Neocomiano e Barremiano; 2) Fase "Pull-Apart" no Aptiano, quando ocorreu uma mudança no polo de rotação do espalhamento oceânico no Atlântico Sul, colocando as placas Africanas e Sul Americana em divergência (esta situação induziu na re-

gião equatorial um tectonismo transcorrente); 3) Fase "Drift"que se estendeu do Albo-Cenomaniano até o Terciário, quando ocorreu um basculamento térmico e flexural em um ambiente de distensão generalizada na bacia.

As bacias "Pull-Apart" foram inicialmente estudadas por Burchfiel e Stewart (1966) e Crowel (1974). Mais recentemente, Hempton e Dunne (1984) analisaram bacias semelhantes na Turquia, enfatizando suas características sedimentológicas. Entre estas características merecem destaque as seguintes: a) grandes espessuras no pacote sedimentar em relação ao tamanho da bacia; b) elevadas taxas de sedimentação; c) padrões faciológicos assimétricos; d) organização das facies em fanglomerados nas bordas falhadas e planície de inundação/playa, bem como depósitos lacustres na parte central; e) preenchimento da bacia predominantemente no sentido longitudinal e f) ciclos texturais que refletem atividades tectônicas. A maioria destas características ajustam-se perfeitamente aos padrões estruturais e sedimentológicos da bacia de Barreirinhas, tais como foram descritos por Figueiredo et al. (1982).

A caracterização da bacia de Barreirinhas como do tipo "Pull-Apart" é, sem dúvida, de grande interesse do ponto de vista econômico. Reading (1980) considera tais áreas como potencialmente importantes para a acumulação de hidrocarbonetos, haja visto que um sistema de falhamentos de rejeito direcional (transcorrência), produz geralmente condições ideais para a gênese de rochas geradoras, reservatórios, armadilhas e selos. Segundo Reading (op.cit.), durante o estágio inicial de formação, as bacias "famintas" sobre a crosta continental,permitem a deposição de sedimentos pelágicos e hemi-pelágicos ricos em matéria orgânica, incluindo turbiditos, sob condições parcialmente redutoras. No Grupo Canárias da bacia de Barreirinhas as formações Arpoador, Bom Gosto e Tutóia seriam representantes desta fase. A maturação da rocha geradora é encorajada pelo rápido soterramento e subsidência, e ainda, talvez, por um fluxo térmico mais alto do que o normal. (Wild, Normark e Chase apud Reading, 1980) . O suprimento de sedimentos é rápido e diversas formas de corpos de areia são depositados para formar rochas reservatório, sendo mais importante os leques tubidíticos (McPherson, 1978 apud Rea-

ding, 1980). As armadilhas tendem a ser pequenas, porém abundantes, devido a irregularidades na distribuição das facies e das muitas inconformidades locais. As armadilhas estruturais possuem grande importância, principalmente em dobramentos "en echelon" anticlinais, nos flancos de falhas de rejeito direcional e em dobramentos associados a falhas reversas em zonas de compressão lateral (Harding, 1974; Blake et la., 1978; Pilaar e Wakefield , 1978 apud Reading, 1980).

2.2 Aspectos Lito-Estratigráficos e Ambientais

A geologia da bacia de Barreirinhas (parte terrestre), foi sumariada inicialmente por Pamplona (1969). Segundo este autor, a seção cretácea que caracteriza principalmente o preenchimento da bacia, pode ser dividida genericamente em duas partes: uma terrígena inferior e outra carbonato-pelítica superior, denominadas respectivamente de Grupo Canárias e Caju por Noguti (1967) em caráter informal. Pamplona (op. cit.), formalizou os nomes dos Grupos e propôs ainda a divisão do Grupo Canárias em quatro formações denominadas, da base para o topo de Arpoador , Bom Gosto, Tutóia e Barro Duro e do Grupo Caju em três formações conhecidas como Preguiças, Bonfim e Humberto de Campo. Além destas divisões, Pamplona (op. cit.), também definiu diversos membros que são, no entanto, de difícil reconhecimento.

Em 1972, Pamplona e colaboradores fizeram uma reavalição do Grupo Canárias e propuseram para ele um modelo evolutivo do tipo deltáico construtivo e progradante, no sentido de Fischer e McGowen (1969). Recentemente Figueiredo et al. (1982), com base em dados sísmicos mais modernos e linhas de tempo mais confiáveis, propuseram modificações significativas na coluna estratigráfica da bacia. A nova coluna, adotada neste trabalho, é composta por onze formações distribuídas em três grandes Grupos: Canárias, Caju e Humberto de Campo (Fig. 1). Nela o Grupo Canárias, na base da seqüência, é constituído pelas formações Arpoador, Bom Gosto, Tutóia, Barro Duro e Sobradinho, que representam uma seqüência clástica de idade Aptiana depositada em água profunda (prodelta/talude/bacia) e acima ou mesmo ao nível do mar (fluvio-deltáico/leque deltáico).

BACIA DE BARREIRINHAS

COLUNA ESTRATIGRÁFICA - SISTEMAS DEPOSICIONAIS

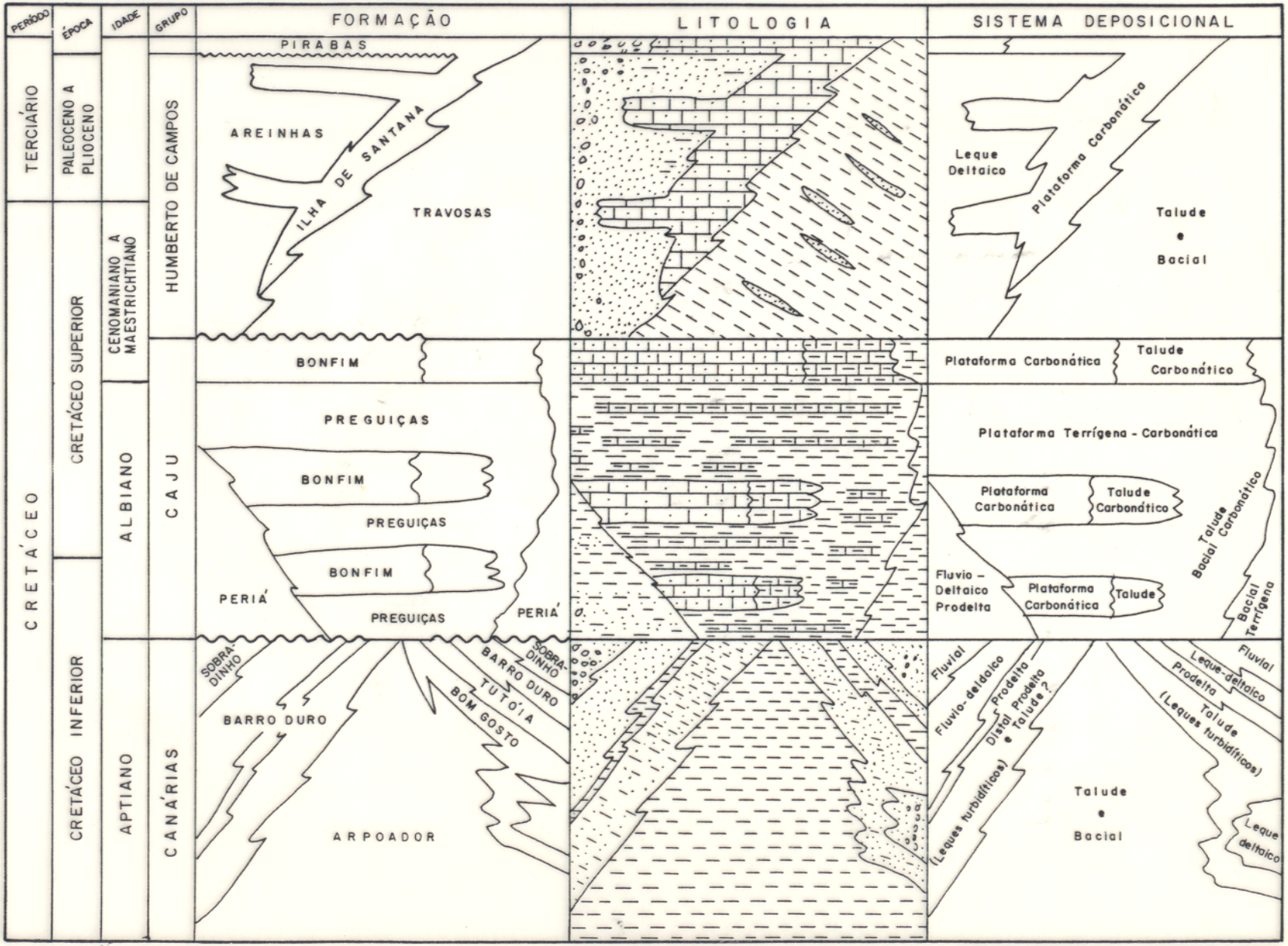


FIG. 1

PROJETO BARREIRINHAS - PETROBRÁS - OUT/82

Sobreposto em discordância jaz o Grupo Caju de idade predominantemente Albiana e formado pelas formações Bonfim, caracterizada por carbonatos maciços de alta e baixa energia ; Preguiças que é constituída por carbonatos intercalados a folhelhos (plataforma carbonática/talude carbonático/talude); e Periá composta por folhelhos predominantemente e arenitos (fluvio-deltáico/prodelta/bacial).

Acima do Grupo Caju, segue o Grupo Humberto de Campos, anteriormente considerado como formação pertencente ao Grupo Caju. Seus antigos membros Areinhas e Ilha de Santana foram redefinidos e elevados a categoria de formação. A formação Areinhas é caracterizada por arenitos e folhelhos deltaicos, enquanto na formação Ilha de Santana predominam carbonatos plataformais. Foi definida ainda uma nova formação, denominada de Travosas, que é representada por um espesso pacote de folhelhos de talude e bacia.

Recobrindo o Grupo Humberto de Campos em discordância tem-se os sedimentos da Formação Pirabas (Mioceno), que se confundem na plataforma continental com os carbonatos do Grupo Caju (Figueiredo et al., 1982).

3 GEOLOGIA DA FORMAÇÃO BOM GOSTO

3.1 Generalidades

Quem primeiro utilizou o termo Bom Gosto foi De Boer (1965), em relatório interno da PETROBRÁS. No entanto, foi Pamplona (1969) que formalizou o termo, considerando como secção tipo desta unidade o intervalo entre 1738-2168 metros do poço 1-BG-1R-MA. Segundo este autor, a Formação Bom Gosto é constituída predominantemente de "arenitos de cor creme-claro a cinza-claro, finos a grosseiros, angulares, com esfericidade boa a regular, seleção moderada, maciços com algumas estruturas gradacionais e de escorregamento, micáceos e com cimento calco-argiloso". Intercalados a estes arenitos, Pamplona (op.cit.) descreve folhelhos de cor cinza-médio a cinza-escuro, físseis, micáceos, com matéria orgânica disseminada que ocorrem em camadas relativamente espessas.

Foram contudo Rodrigues et al. (1969) que, a partir de estudos sedimentológicos, estabeleceram a geometria, distribuição e o ambiente deposicional para esta formação. Segundo estes autores, os sedimentos Bom Gosto restringem-se principalmente a porção leste e centro-sul da bacia, onde sobrepõem-se discordantemente ao embasamento Pré-Cretáceo e concordantemente a Formação Arpoador. São leques que geralmente apresentam-se em forma de cunhas, separando as formações Tutóia e Arpoador. A imaturidade textural e mineralógica de seus sedimentos aliada a presença de camadas gradacionais esporádicas, entre outras evidências, levaram Rodrigues et al. (op.cit.) a propor um modelo deposiconal do tipo "Proximal Turbidites" no sentido de Walker (1967). Concluíram ainda que, a ocorrência de foraminíferos planctônicos por vezes associados com radiolários nas camadas de folhelhos, é indicativo de deposição em ambiente marinho relativamente profundo.

Estudos mais modernos sobre os turbiditos (Nilsen, 1980; Walker, 1980 apud MacDonald, 1986) sugerem, entretanto, que a utilização dos termos distal e proximal só deve ser feita para descrever a distância entre os sedimentos e a fonte e não para facies. Neste sentido, sugere-se um estudo faciológi

co detalhado da Formação Bom Gosto, a fim de enquadrá-la aos modelos mais modernos, o que certamente facilitará a correlação entre os fenômenos diagenéticos e as facies sedimentares, auxiliando, consequentemente, na prospecção de hidrocarbonatos (armadilhas diagenéticas).

3.2 Perfis Estudados - Litologia e Estruturas

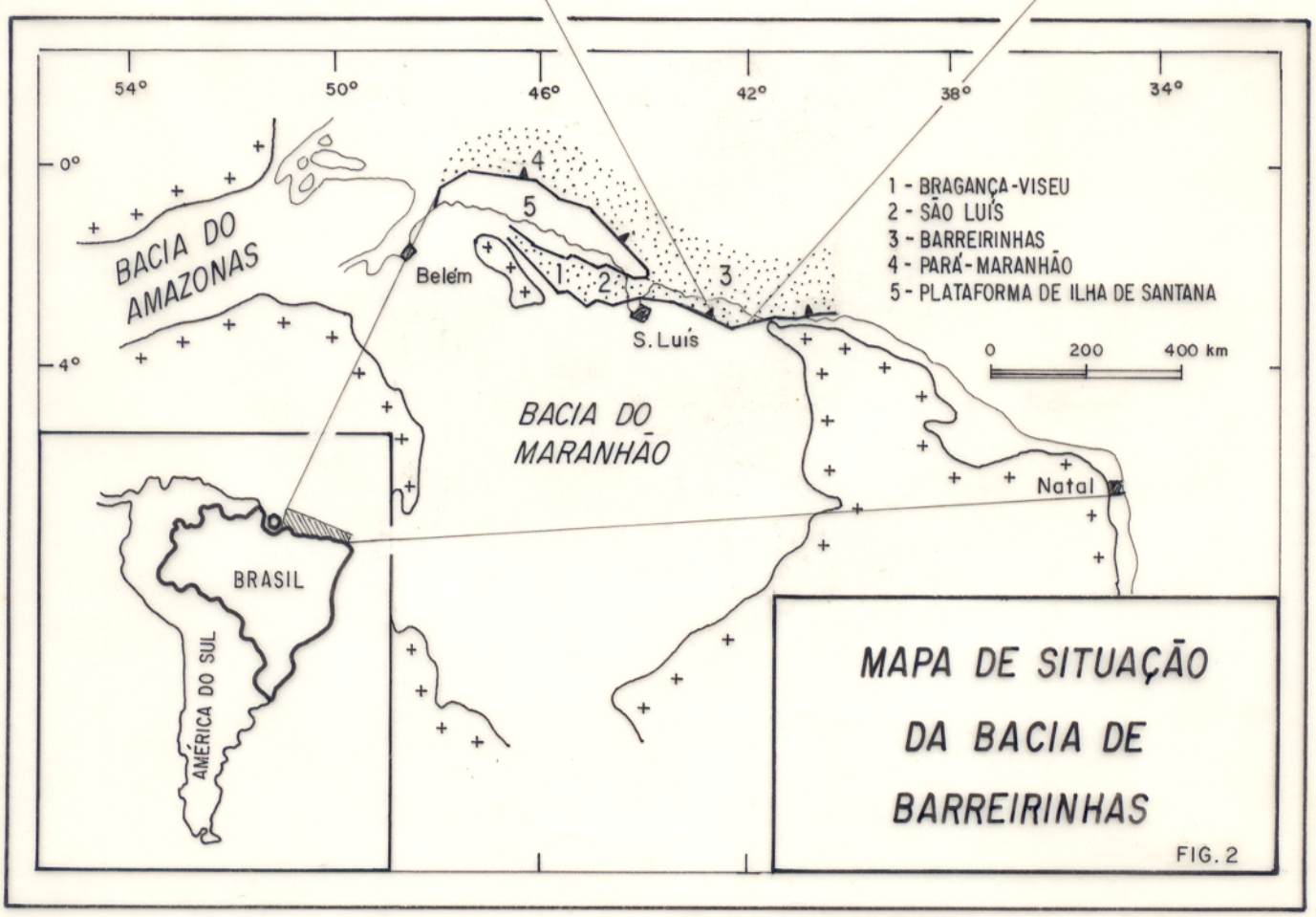
Para estudar a Formação Bom Gosto, foram selecionados sete poços cuja localização está indicada na Fig. 2. Dentre os sete, três foram estudados com maior detalhe (1-BG-1R-MA; 2-TA-1-MA e 2-AD-1-MA) pelas seguintes razões: 1) representatividade dos perfis, ou seja, a formação foi atravessada significativamente e 2) a disponibilidade de amostras, ou seja, os poços apresentaram uma boa testemunhagem. Adotou-se para as secções o nome dos poços correspondentes:

Poços	Perfis
1-BG-1R-MA	Bom Gosto I
1-BG-02-MA	Bom Gosto II
2-TA-01-MA	Tutóia I
1-TA-02-MA	Tutóia II
1-BD-02-MA	Barro Duro II
1-SB-01-MA	São Bento I
2-AD-01-MA	Água Doce I

O estudo destes perfis e de seus testemunhos de sondagem (Fig. 3), revela um crescimento da razão arenito/Folhelho em direção ao sul, fato este também observado por Pamplona (1969). Nos perfis nota-se ainda, que os corpos de arenitos são geralmente maciços, com camadas gradacionais normais e invertidas. Na base destas camadas de arenitos é comum observar-se estruturas hidrodinâmicas como turboglifos e marcas em ranhura, além de estruturas deformacionais em chama. As vezes ocorrem clástos de folhelhos e carvão, geralmente dispersos na matriz arenosa.

Os turboglifos (Est. 1-B e C) são marcas basais muito comuns em turbiditos, embora não ocorram exclusivamente nesta facies. São formados em camadas coesivas, por correntes de natureza turbilhonar geralmente carregadas de sedimentos. As


ARCABOUÇO ESTRUTURAL DA PORÇÃO LESTE DA BACIA DE BARREIRINHAS
EIXOS SINFORMES
EIXOS ANTIFORMES
FALHAS NORMAIS
ÁREA DE ESTUDO
OCEANO ATLÂNTICO
2°30'
3°00'
42°30'
42°00'
1-ML-1
1-PN-1
2-FA-1
TUTÓIA
2-AD-1
2-ICA-1
1-BG-1
1-BG-2
1-RF-1
1-TA-2
2-TA-1
1-BF-1
1-CO-1
ARAIOSES
1-BD-2
1-BD-1
2-BE-1
1-SB-1
2-SSB-1
2-QA-1
PLAT. DE SOBRADINHO
0
10
20 km


54°
50°
46°
42°
38°
34°
0°
4°
BACIA DO AMAZONAS
Belém
S. Luís
BACIA DO MARANHÃO
Natal
1 - BRAGANÇA-VISEU
2 - SÃO LUÍS
3 - BARREIRINHAS
4 - PARÁ-MARANHÃO
5 - PLATAFORMA DE ILHA DE SANTANA
0
200
400 km
BRASIL
AMÉRICA DO SUL
MAPA DE SITUAÇÃO DA BACIA DE BARREIRINHAS
FIG. 2

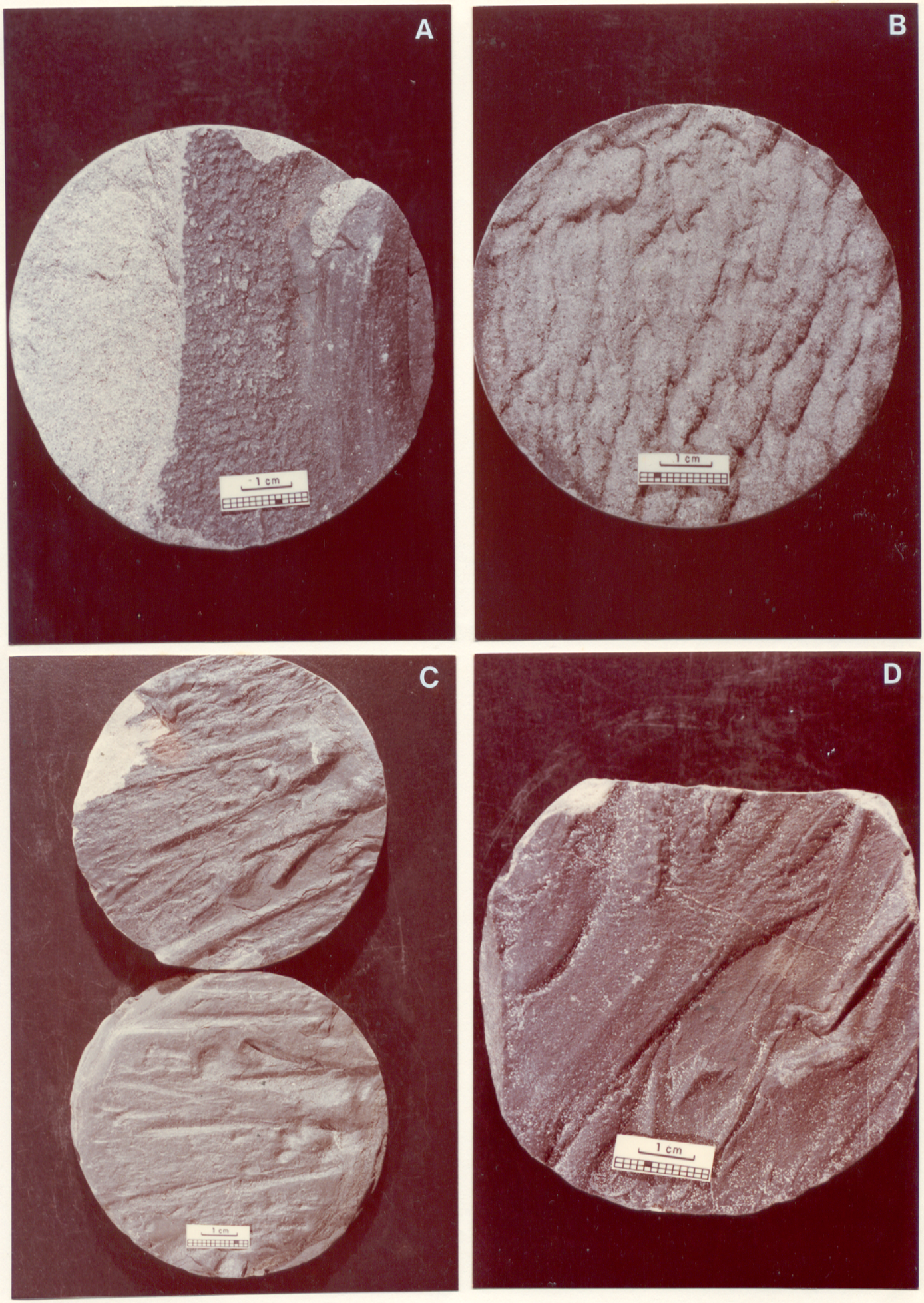
Est. 1 - Marcas de sola

A) Molde em ranhura (groove cast), notar as estrias superpostas, poço 1-BD-1-MA; 2072,6m de prof.

B) Pequenos turboglifos (flute casts) agrupados, a direção da corrente é de baixo para cima, poço 2-TA-1-MA, 2431,5m de prof.;

C) Molde e contra-molde mostrando "prod casts","groove casts" e pequenos turboglifos, poço 2-TA-1-MA, 2500m de prof.;

D) Moldes em ranhura de variados tamanhos, poço 2-TA-1-MA, 3235m de prof.


A
1 cm
B
1 cm
C
1 cm
D
1 cm

Est. 2 - Estruturas de Fluidização

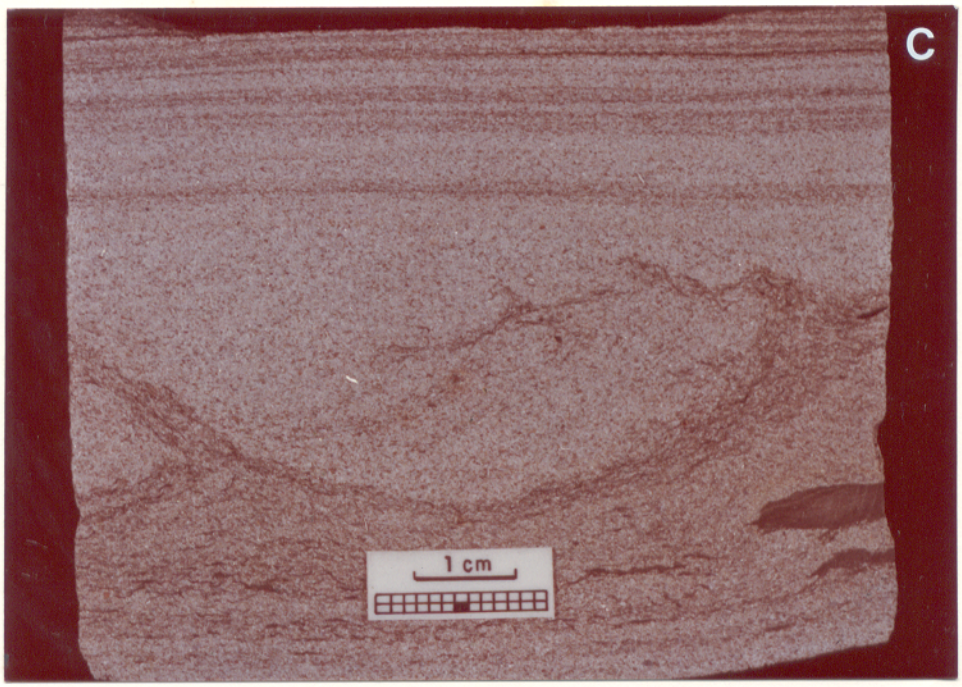
A) Estruturas semelhantes a escape d'água mostrando a destruição da textura original, poço 2-TA-1-MA, 2509,5m de prof.;

B) Semelhante a A embora com grande quantidade de clastos de folhelhos, poço 2-TA-1-MA, 2511,3m de prof.;

C) Estrutura flamiforme, a corrente é da direita para a esquerda, notar a seqüência Tab de Bouma, poço 1-BD-2-TA, 2342,7m de prof.


A
1 cm


B
1 cm


C
1 cm

Est. 3 - Seqüência de Bouma em arenitos do Poço 1-BD-2-MA

A) Horizontes B,C e D (seqüência Tbd e Tcd), notar as finas laminações paralelas e cruzadas, 2342,3m de prof.;

B) Horizonte de transição entre B e A, notar a base de arenito maciço passando gradativamente a laminado em direção ao topo, 2343,7m de prof.;

C) Horizonte A, 2341,5m de prof.


A
1 cm


B
1 cm


C
1 cm

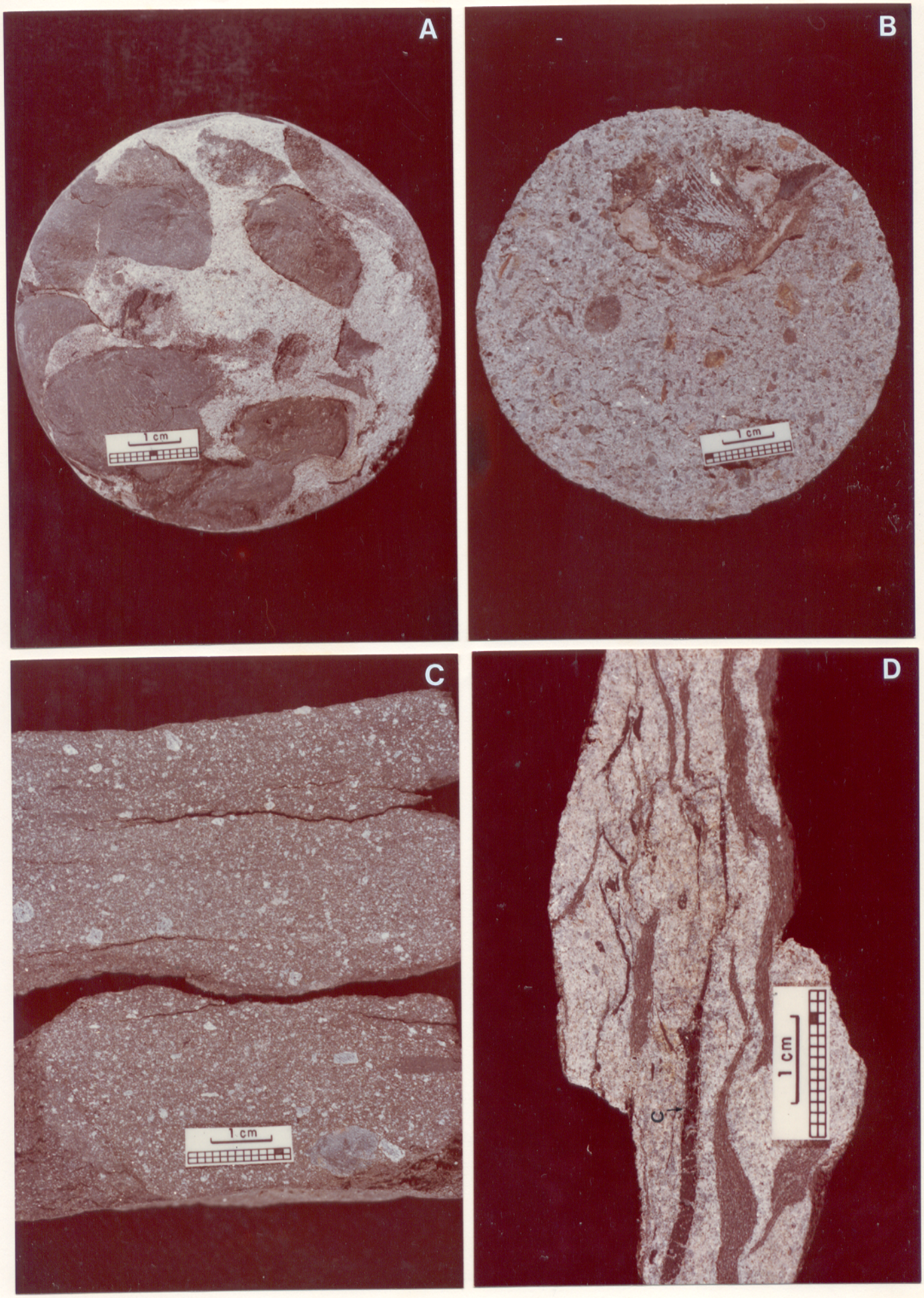
Est. 4 - Brecha intraformacional, clastos de folhelhos e carvão, diamictito e fóssil de peixe.

A) Brecha intraformacional, notar os seixos de argila e de rocha flutuando em matriz arenosa, poço 2-TA-1-MA, 2436,9m de prof.;

B) Arenito grosseiro com fragmento de peixe (?), poço 2-TA-1-MA, 2427,9m de prof.;

C) Diamictito, notar os clastos de variados tamanhos flutuando em matriz argilo-síltica, poço 2-TA-1-MA, 2509,2m de prof.;

D) Clastos de folhelhos e carvão (C) envoltos em matriz arenosa, poço 2-AD-1-MA, 1563,5m de prof.

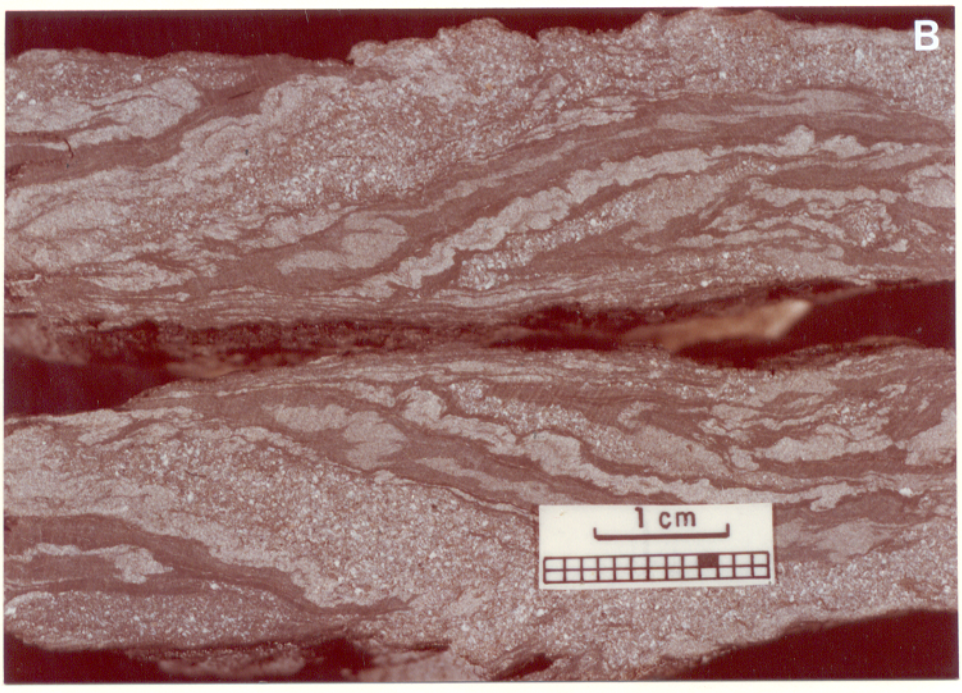

A
1 cm
B
1 cm
C
1 cm
D
1 cm

Est. 5 - Estruturas de Deformação

A) Pequenos "load casts" e "flute casts" (corrente para cima) , poço 2-TA-1-MA, 2432,7m de prof.;

B) Estruturas de escorregamento em diamictitos intercalados a arenitos e folhelhos, notar que alguns dobramentos resultam no rompimento da camada, poço 2-TA-1-MA, 2498,8m de prof.


A
1 cm


B
1 cm

marcas em ranhura (groove casts) são também características em turbiditos (Est. 1-A e D). São produzidas por objetos sólidos móveis sobre superfícies de sedimentos moles. Estas duas estruturas lineares são muito úteis como indicativos da direção e sentido da corrente. As estruturas em chama ou labareda (flame estructures), são encontradas em vários ambientes de sedimentação , contudo sua ocorrência mais comum é nas seqüências turbidíticas. São geradas na interface arenito/folhelho (Est. 2-C) por ajustamentos entre os dois materiais, ainda hidroplásticos, causados pela acumulação rápida dos sedimentos sobrepostos (Potter e Pettijhon, 1977). A sedimentação rápida foi também responsável pela formação de feições semelhantes e estruturas de escape de água que ocorrem em alguns testemunhos (Est. 2-A e B). Da clássica seqüência de Bouma foram observados, principalmente, os horizontes A e B seguidos de D e E em menor freqüência (Est. 3). De forma suscinta, os perfis apresentam as seguintes características:

1) O perfil Bom Gosto I (Fig. 3) mostra alternância de arenitos com folhelhos, prevalecendo os corpos de arenitos na razão de aproximadamente 2:1. Observa-se ainda uma diminuição na espessura dos corpos em direção ao topo da secção. Pamplona (1969), considerou este perfil como secção tipo da Formação Bom Gosto;

2) O perfil Bom Gosto II (Fig. 3) é muito semelhante ao acima descrito e mostra mais nitidamente a diminuição na espessura dos corpos e aumento no teor de argila para o topo da secção. A relação arenito/folhelho (1,5:1) é menor que no Bom Gosto I. Devido a sua testemunhagem ter sido muito reduzida , um estudo mais detalhado não foi realizado;

3) No perfil Barro Duro II (Fig. 3), a Formação Bom Gosto só foi perfurada 75 metros e destes só foram testemunhados 5 metros. Contudo, foi possível observar nos seus testemunhos algumas feições importantes como: estruturas em chama (Est. 2-C) ; gradação normal (Est. 3-B); clastos de folhelhos e "climbing ripples" (Est.2-B e 3-A). Alguns intervalos repetitivos de arenitos maciços passando para arenitos laminados onde observa-se por vezes laminações cruzadas e convolutas de amplitude centimétricas são também notadas;

4) No perfil São Bento I (Fig. 3), que está localizado pratica - mente sobre a plataforma de Sobradinho, muito pouco se pode aproveitar. O poço perfurou apenas 85 metros da formação e destes só 4 metros foram testemunhados, não se encontrando em muito boas condições. Todavia, de uma maneira geral, predomi - nam arenitos maciços intercalados a siltitos e folhelhos em camadas com espessuras médias de 20cm. Em algumas camadas foram observados clastos de folhelhos;

5) No perfil Tutóia II (Fig. 3), que ocorre no final do poço, a Formação Bom Gosto atinge cerca de 140 metros de espessura, dos quais 90% são arenitos. Os arenitos mostram um aspecto maciço, com raras estruturas hidrodinâmicas e clastos de folhelhos;

6) No perfil Tutóia I (Fig. 3), o que chama a atenção é um ligeiro aumento na espessura dos corpos de arenito em direção ao topo e os indícios de óleo e gás em quase toda a secção. Foi o perfil melhor testemunhado e, em conseqüência, foi possível verificar diversas das estruturas hidrodinâmicas já citadas anteriormente, fósseis de peixes, clástos de folhelhos, cimentação irregular e/ou descimentação e brechas intraformacionais (Est. 4-A, B e C). Os arenitos apresentam, em geral, um aspecto maciço como nos demais perfis e intercalados a eles por vezes observa-se camadas de diamictitos (Est. 4-C), de 10 a 30 cm de espessura, além de camadas de siltitos finamente laminados e folhelhos. Observa-se, por vezes, a presença de marcas de deformação tal como "load casts" e estruturas de escorregamento (Est. 5-A e B).

7) O perfil Água Doce I (Fig. 3), diferentemente dos demais, mostra em sua porção mediana alternâncias de arenitos com folhelhos que guardam entre si espessuras semelhantes. Em direção a base os corpos tornam-se mais espessos, com os folhelhos predominando sobre as de arenitos. É importante destacar que, em quase todo o perfil, há indícios de óleo e em contraste com os outros perfis, os arenitos são predominantemente grosseiros. Observam-se camadas com gradações normais e invertidas, algumas estruturas hidrodinâmicas semelhantes as já citadas anteriormente, clastos de folhelhos e carvão (Est. 4-D), assim como também a presença de macrofósseis entre eles equino-

dermas, algas e muluscos (Test. 56).

3.3 Facies Sedimentar

Uma análise faciológica detalhada da Formação Bom Gosto foge ao escopo desta Tese, contudo algumas considera - ções se fazem necessárias devido a influência que as facies eventualmente desempenham sobre os minerais diagenéticos.

Segundo Figueiredo et al. (1982), o Grupo Canárias apresenta uma complexa distribuição faciológica devido, em parte, a atuação de pelo menos quatro fontes de sedimentos. Além disso, a inexistência de linhas de tempo confiáveis dificulta a correlação estratigráfica e cria uma indefinição quanto a equivalência temporal entre as facies que se depositaram nas áreas oeste leste, e central da bacia. A Formação Bom Gosto foi caracterizada por Rodrigues et al. (1969) como tendo sido depositada por correntes de turbidez, em águas relativamente rasas ao longo da plataforma de Sobradinho e em águas mais profundas ao longo dos declives desta plataforma. Estes autores atribuem ainda um ambiente marinho a estes depósitos, baseados na ocorrência de foraminíferos planctônicos associados a radiolários nos folhelhos que se intercalam aos arenitos.

As observações de feições como: aleitamento gradacional na base das seqüências; laminações convolutas e com marcas ondulares de correntes; marcas de sola (produzidas por corrente e por objetos); estruturas de sobrecarga; má classificação dos sedimentos e ainda a típica seqüência de Bouma, corroboram as interpretações de Rodrigues et al. (op.cit.). Entretanto, a individualização de facies e associações destas dentro do leque turbidítico, são importantes para o estudo diagenético, sobretudo da distribuição dos cimentos. Neste sentido, com base nos perfis estudados, caracterizou-se duas associações de facies: 1) o perfil Bom Gosto II é o que melhor representa um provável afogamento do leque interno, o que é caracterizado por um adelgaçamento ascendente dos corpo arenosos; 2) o perfil Tutóia I, por sua vez, é o que melhor representa uma programação dos lobos deposicionais do leque interno, evidenciada pelo espassamento ascendente dos corpos arenosos. Deve-se ressaltar, entretanto, que as interpre-

tações a partir de perfis, muitas vezes levam a equívocos, principalmente em seqüências turbidíticas; muitas vezes os espessamentos e adelgaçamento ascendentes das seqüências só existem aos olhos do observador (cp. Walker, 1984), consequentemente, consideramos as nossas interpretações apenas como hipótese de trabalho. Seria necessário uma maior densidade de poços e testemunhos de sondagem para um estudo mais consistente.

4 PETROGRAFIA

4.1 Metodologia

Dos sete poços previamente selecionados, cerca de cem amostras de arenitos foram coletadas para o estudo petrográfico recorrendo-se a intervalos irregulares. Anteriormente a confecção das lâminas delgadas, as amostras foram submetidas à impregnação com resina azul (epoxy blue), um tratamento indispensável no estudo de arenitos, porque, além de preservar detalhes texturais, destaca a porosidade e aponta possíveis poros criados artificialmente durante a laminação. Algumas lâminas receberam ainda um tratamento com Alizarina-S para facilitar na diferenciação entre calcita e dolomita.

A análise granulométrica, realizada a partir das lâminas delgadas, baseou-se na medição do eixo aparente maior de 100 grãos de quartzo monocristalino por lâmina, quantidade suficiente para dar uma visão geral da distribuição granulométrica (Carver, 1971).

A utilização de grãos de quartzo monocristalino deveu-se, sobretudo, ao fato destes minerais serem mais resistentes a corrosão diagenética, minimizando portanto, os seus efeitos sobre a granulometria. As medidas foram tomadas ao longo de "travessas" perpendiculares ao acamamento, evitando assim a orientação preferencial de partículas na rocha. Inicialmente estas medidas foram feitas em milímetros e posteriormente convertidas em Ø.

A composição mineralógica foi determinada a partir de análises modais semi-quantitativas, contando-se 300 grãos por lâmina com o auxílio de um contador de pontos automático marca SWIFT modelo E. A malha de contagem foi estabelecida de acordo com a seleção e a granulometria da amostra e a contagem foi realizada como de costume, perpendicularmente ao acamamento.

A avaliação dos tipos de poros seguiu os critérios estabelecidos por Schmidt e McDonald (1979b) e Pittman (1979). Foram contados cerca de 200 poros por lâmina e, assim como para a granulometria, realizadas varreduras perpendiculares ao acamamen

to.

Na análise dos argilo-minerais, as amostras foram desagregadas cuidadosamente com o auxílio de um grau de ágata e de um aparelho de ultra-som. Depois das amostras serem lavadas repetidas vezes e decantada a fração fina, esta foi submetida a centrifugação em 1000 RPM durante dois minutos, para extrair a fração inferior a 2 micra (Müller, 1968). Na confecção de lâminasde argila orientada, utilizou-se a técnica da pipetagem sobre lâmina de vidro, levando-se em conta as possíveis desvantagens que este método apresenta (Gibbs 1968; Stokke e Carson, 1973). Os argilo-minerais foram analisados por difração de Raio-X, utilizando-se um difratômetro da marca Philips, modelo PW 1040/80 de acordo com as seguintes condições: radiação de Cuk α, filtro de Ni, 40KV e 40mA, velocidade de goniômetro de 2^{o} (2θ)/min e do registrador de 2cm/min.Foram feitos difratogramas com lâminas normais, saturadas em atmosfera de etileno-glicol e aquecidas a temperatura de 500^{o}C por uma hora.

Quatorze amostras escolhidas foram submetidas a análise por microscopia eletrônica de varredura efetuada no Centro de Pesquisa Leopoldo Miguez da PETROBRÁS.

4.2 Textura

A Formação Bom Gosto é em geral caracterizada por apresentar camadas de arenitos de coloração cinza claro, intercaladas a folhelhos e diamictitos de cores cinza a preto. Os arenitos, com espessuras variando de centímetros até dezenas de metros, são texturalmente de granulação geralmente média e submaturos a imaturos segundo a concepção de Folk (1974). A partir das análises granulométricas em 15 amostras do Perfil Tutóia I, verificou-se que de uma maneira geral estes arenitos apresentam características uni a polimodais, com valores da média variando de 1.42 a 2.22 Ø (areia média a fina) e seleção de 0.5 a 1.03 (bem selecionados a probremente selecionados) (Fig. 4). Ao plotar-se os valores da média contra a seleção, nota-se uma tendência negativa, mesmo sendo grande a dispersão (Fig. 5). Esta tendência demonstra que quanto maior o diâmetro médio dos arenitos, menos selecionados os grãos serão.

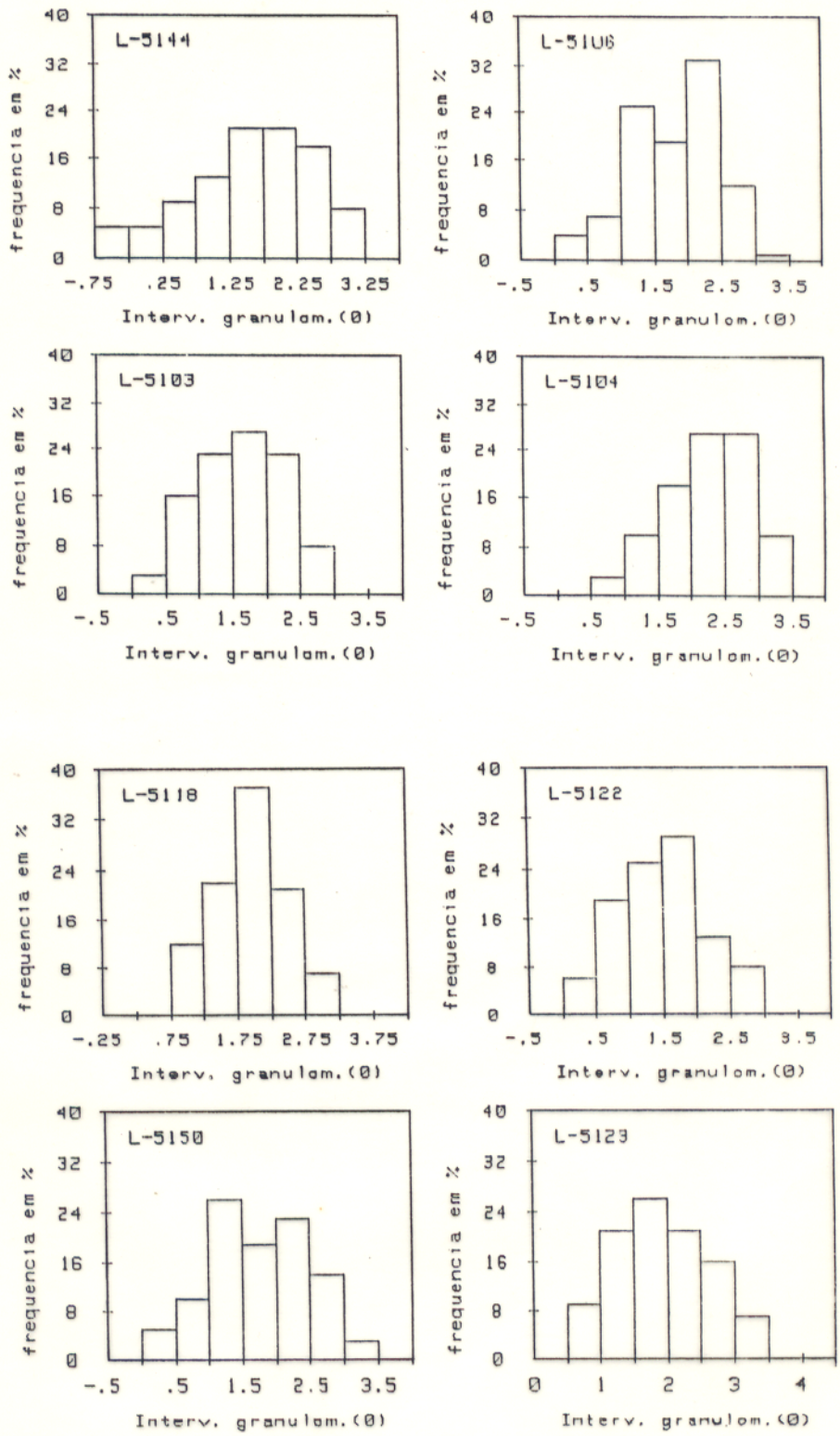


Fig. 4A – Histogramas de várias amostras de arenitos mostrando o caráter uni e bimodal.

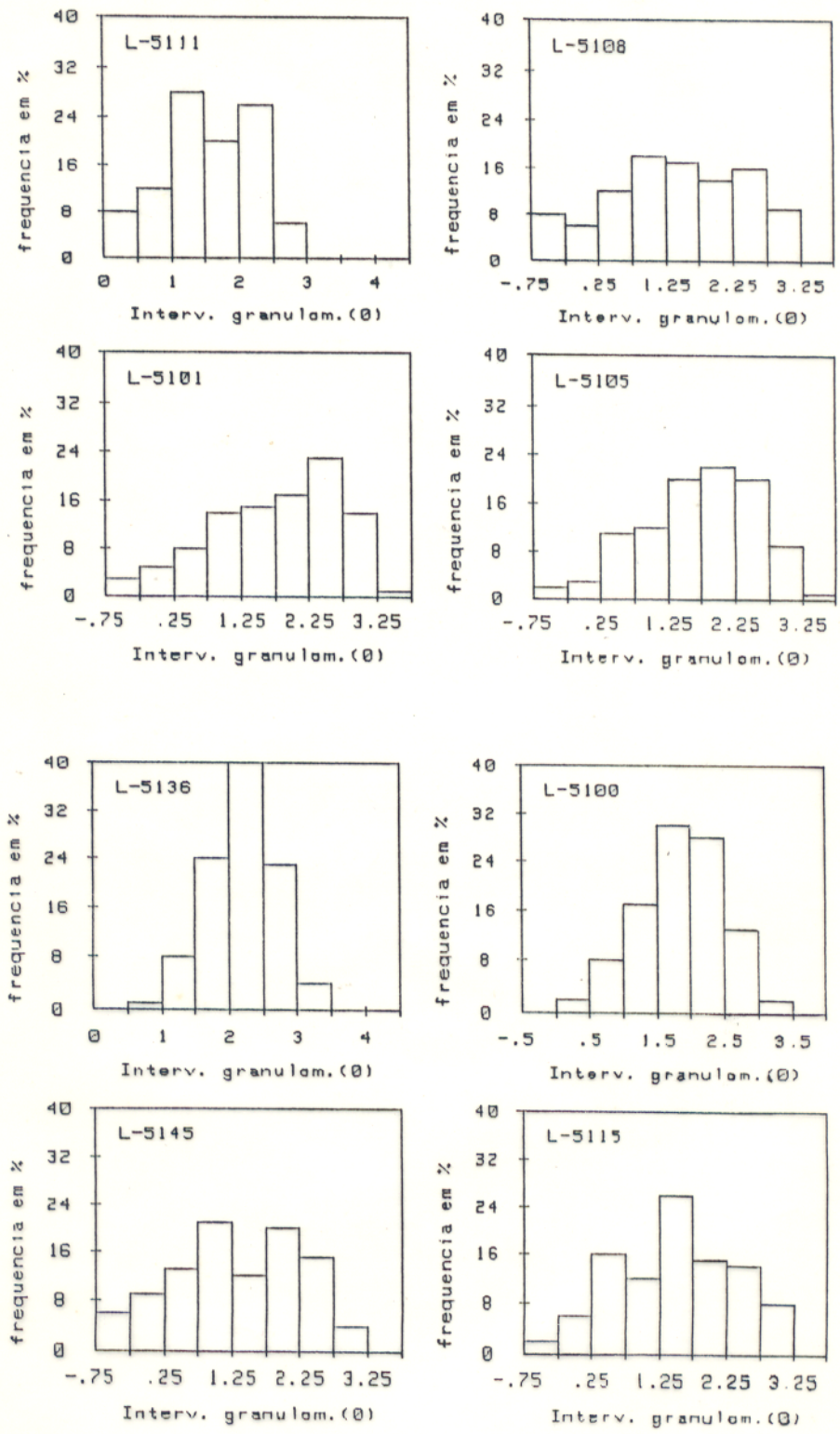


Fig.4B – Histogramas (cont.)

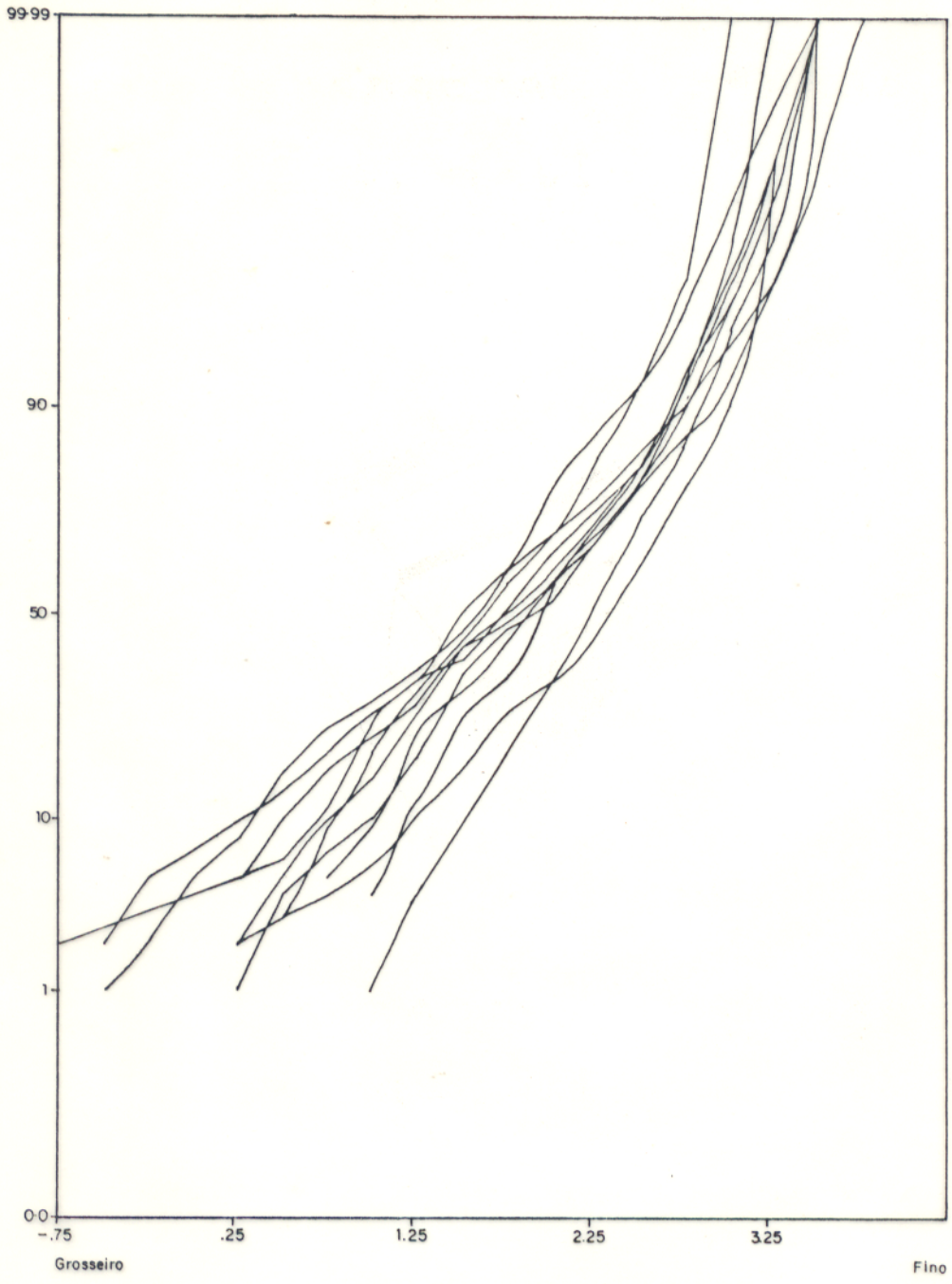


Fig. 4C — Curvas acumulativas representativas dos arenitos da Formação Bom Gosto.

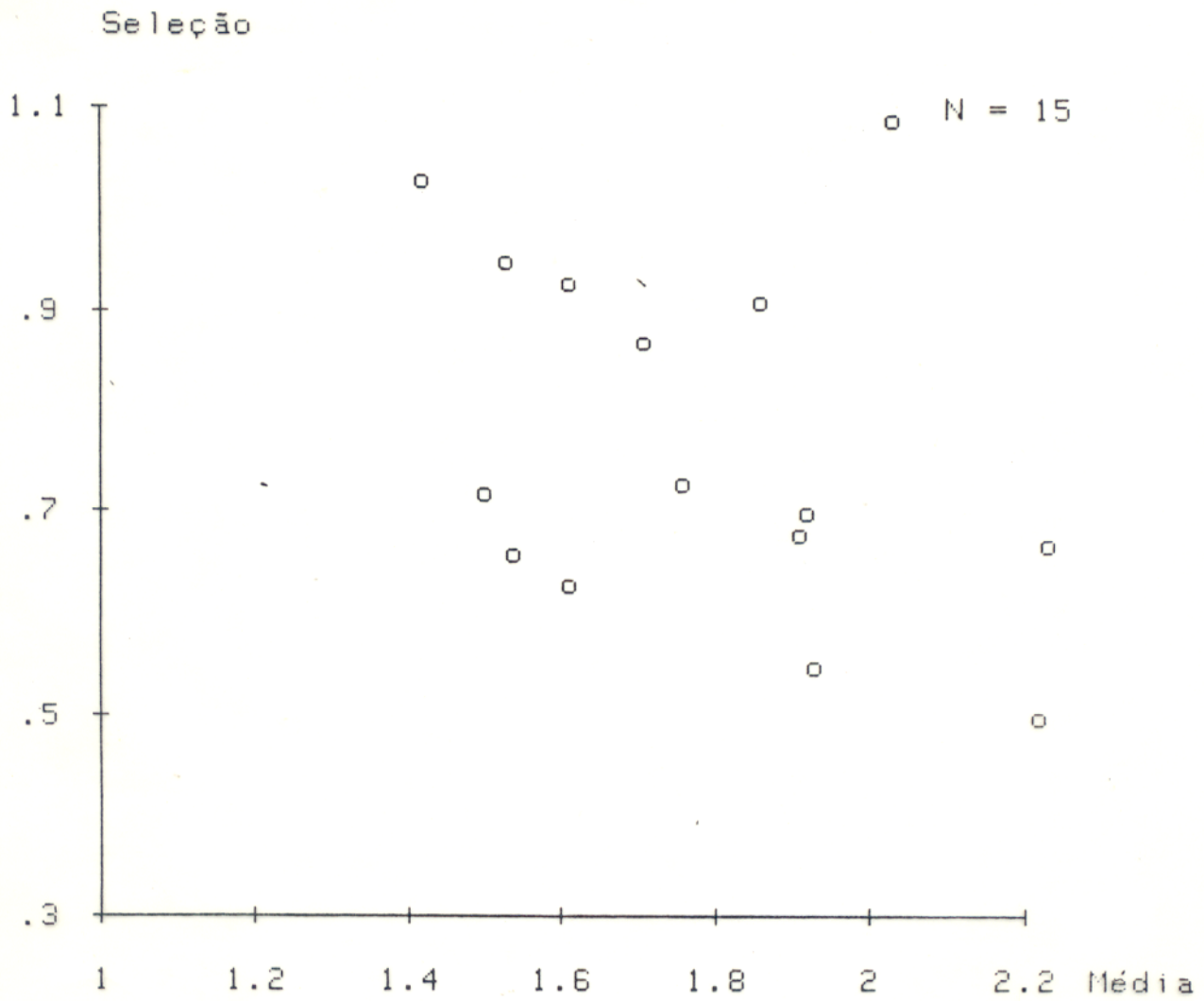


Fig. 5 — Correlação negativa entre a seleção e a média dos arenitos Bom Gosto do poço 2-TA-1-MA.

O arredondamento dos grãos, embora mascarado pela corrosão diagenética, é bastante variado, mostrando partículas angulosas e bem arredondadas. Acredita-se que esta variedade seja causada pela influência de várias fontes de sedimentos.

4.3 Composição Mineralógica

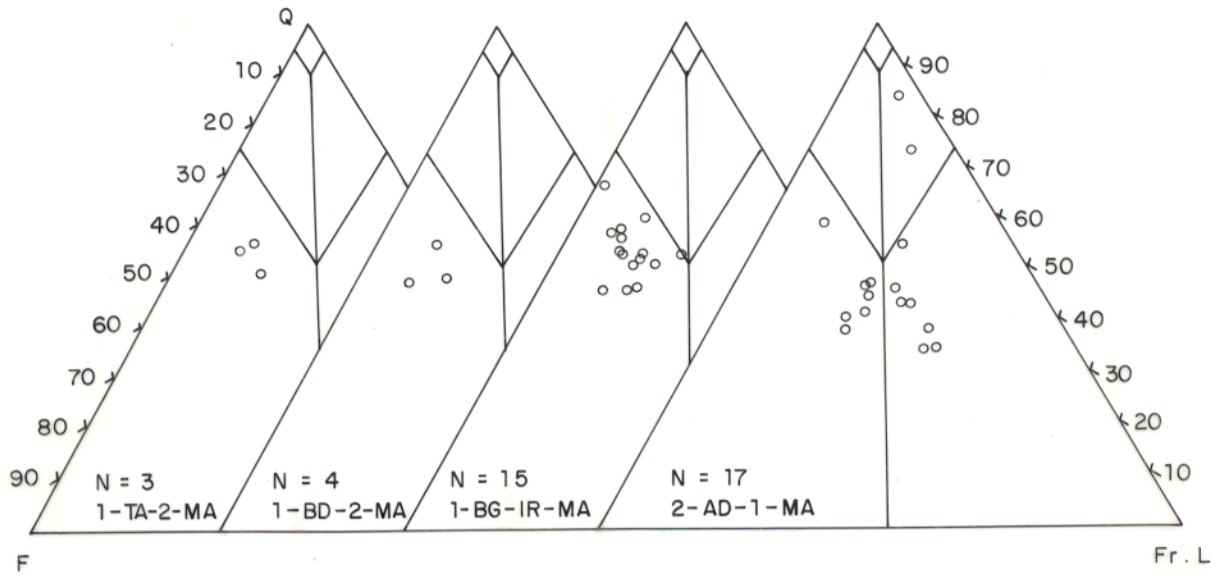
A composição mineralógica dos arenitos Bom Gosto na área leste pode ser observada na Tab. 1. Quando classificados, utilizando o sistema de Pettijohn et al. (1973), eles incluem 88% de arcóseos, 7% de "lithic arenite", 3% de subarcóseos e 2% de sublitarenito (Fig. 6). Esta classificação entretanto, não leva em conta os efeitos diagenéticos de dissolução e substituição que são fortes nos arenitos da Formação Bom Gosto. Portanto, a sua composição original deve ser considerada mais feldspática e mais lítica.

Tabela 1 - Composição média dos arenitos Bom Gosto dos poços estudados.

Poços	N	Qtz	Pl	K-F	F-R	Mic	Por	Carb	Caol	Qtz M	Out	Oil
2-TA-1	50.0	42.5	1.40	23.2	10.8	3.73	3.90	8.90	1.90	tr 1.67	2.0	-
1-TA-2	3.0	46.7	1.0	27.4	10.0	4.0	2.0	2.30	5.0	tr tr	1.6	-
1-BG-1	15.0	42.2	.80	23.4	8.64	6.48	5.0	8.22	2.14	tr .46	2.62	-
1-BG-2	5.0	42.6	.20	23.4	9.20	5.0	4.40	8.80	2.0	tr 2.20	2.20	-
2-AD-1	17.0	33.5	0.0	17.0	17.8	2.20	3.21	17.5	5.20	tr tr	2.0	1.5
1-BD-2	4.0	43.0	.50	28.5	10.2	4.75	2.50	7.25	2.0	tr tr	1.25	-
1-SB-1	6.0	40.4	.70	17.3	9.20	4.17	.82	21.2	3.33	tr tr	2.83	-
MÉDIA	-	41.5	.60	22.9	10.8	4.30	3.10	10.6	3.07	tr 0.60	2.07	-

N= número de amostras; Qtz= quartzo; Pl= plagioclásio; K-F=Feldspato potássico; F-R= Frag. líticos; Mic= micas; Por= Porosidade; Carb= carbonato; Caol= caolinita; M= matriz; Out= outros; Oil= óleo.

O quartzo é em geral o mineral mais abundante, perfazendo em média 41,5%. Apresenta-se sob a forma de grãos mono e policristalinos com extinção variando de reta a fortemente ondulante em ambos os casos. Os grãos de caráter monocristalino,



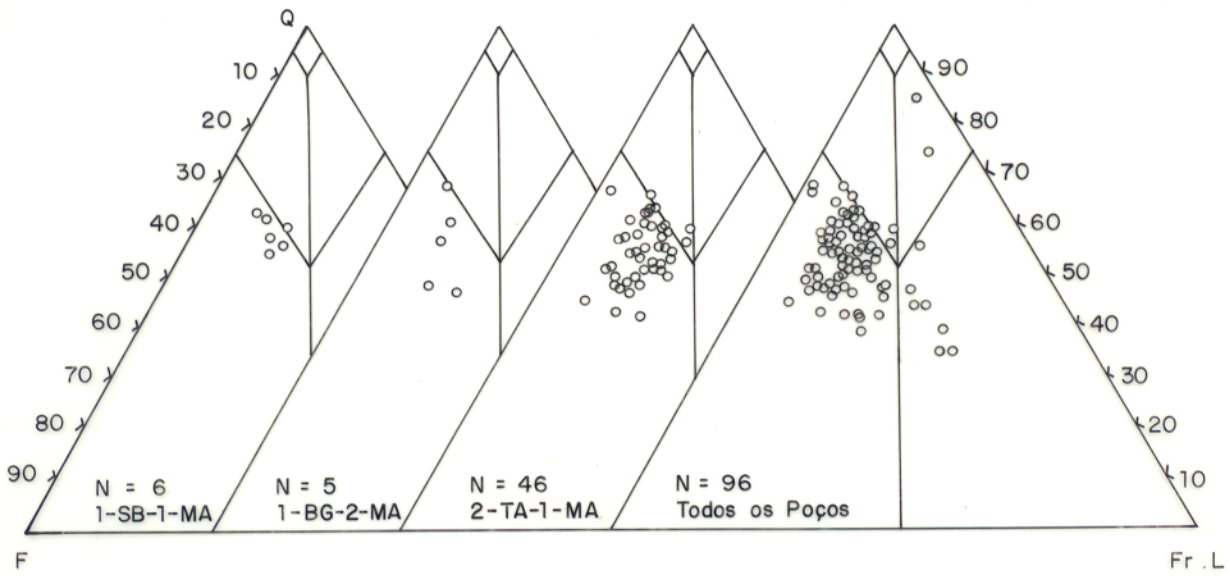


Fig. 6 — Classificação dos arenitos Bom Gosto.

mostram assim como os demais, bordas atacadas pela corrosão diagenética embora em menor intensidade. Os grãos policristalinos são geralmente compostos de dois a cinco indivíduos e alguns demonstram ter sua origem relacionada a rochas que foram submetidas a um forte "stress". Estes grãos, de uma meneira geral, mostram limites individuais geralmente suturados e curvos entre seus indivíduos. Dentre os grãos policristalinos, predominam os com forte extinção ondulante.

O feldspato, em média, alcança cerca de 23,5% da fração detríca, sendo o ortoclásio o que predomina sobre os demais tipos microclínio e plagioclásio. As condições de preservação em que os feldspatos se encontram são bastante variáveis: de grãos inalterados (microclínio principalmente) até grãos severamente degradados como os plagioclásios mais cálcicos. Entre as alterações observadas, ocorrem a dissolução e a substituição como as predominantes (vide cap. 5 Est. 11 e 12).

Os fragmentos de rocha, em média 10,8%, são de grande variedade. Os principais são: rochas plutônicas graníticas, rochas metamórficas, rochas sedimentares e vulcânicas. Alguns fragmentos de rocha granítica mostram muitas vezes os feldspatos substituídos por calcita, o que pode imitar um arcabouço de grãos de quartzo cimentados. Em alguns fragmentos de xisto é possível verificar a presença de cristais de granada. Os fragmentos de rochas sedimentares são principalmente folhelhos, areni - tos finos e calcáreos (Est. 6). No perfil Água Doce, em particular, observa-se a presença de fósseis entre os quais: equinodermos, gastropodes, pelecipodes e algas (Est. 7 e 8). Em alguns clastos carbonáticos observou-se também oncólitos (Est. 8-D). A composição mineralógica difere dos demais perfis estudados, uma vez que apresenta uma quantidade maior de fragmentos líticos, sugerindo talvez uma maior proximidade da área fonte de sedimentos.

Os minerais micáceos e mais a clorita perfazem 4,3% e tem na muscovita o seu representante mais comum, além da biotita. Os grãos de biotita geralmente orientados paralelamente ao acamamento, mostram-se em geral alterados em clorita e óxido de ferro. A muscovita também apresenta-se alterada, o que é evidenciado pela perda na cor de birrefringência, principalmente nas

Est. 6 - Fragmentos de Rochas

A) Fragmento de mica-xisto, notar a orientação das micas, nX , poço 2-TA-1-MA, 2497,4m de prof.
Escala da foto : barra= 200µ;

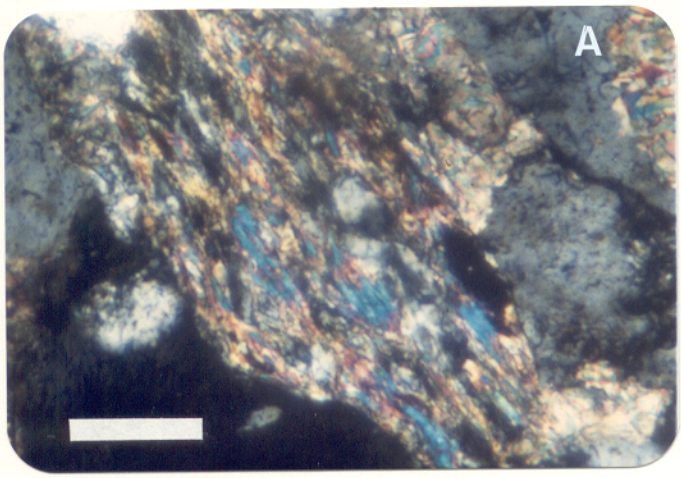
B) Fragmento de rocha não identificado (metamórfico ?), nX, poço 2-TA-1-MA, 2555,3m de prof.
Escala da foto : barra= 600µ;

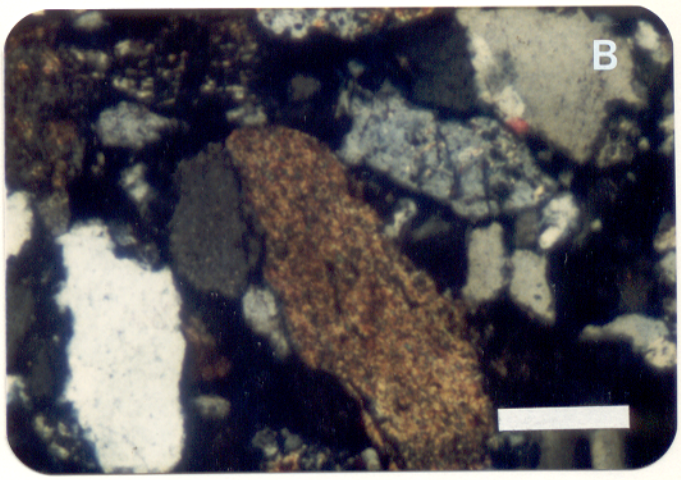
C) Fragmento de quartzito micáceo (centro) nX, poço 2-AD-1-MA , 1331,5m de prof.
Escala da foto : barra= 300µ;

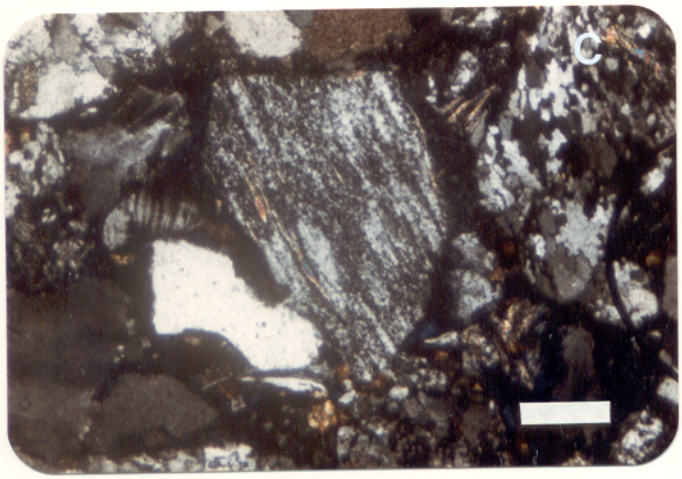
D) Fragmento de rocha granítica (centro), nX, poço 2-AD-1-MA , 1331,5m de prof.
Escala da foto : barra= 300µ;

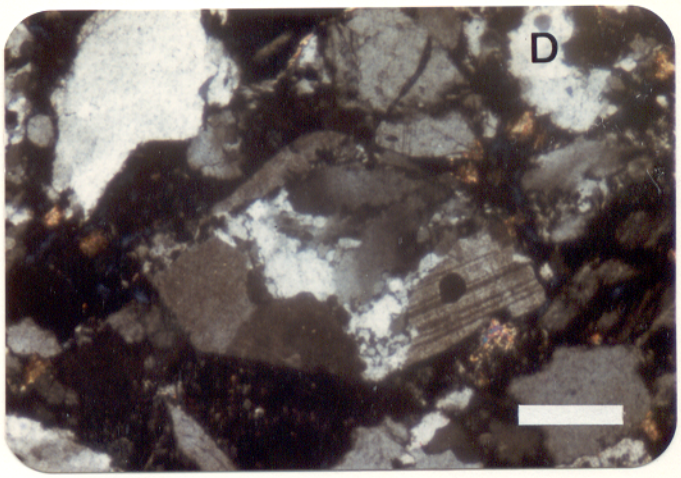
E) Fragmento de siltito em arenito fino, n//, poço 1-BD-2-MA , 2343,1m de prof.
Escala da foto : barra=1mm.

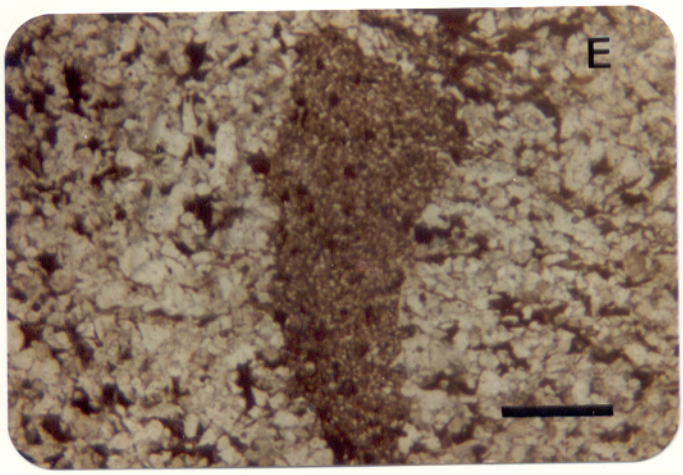
F) Fragmento de rocha sedimentar, arenito provavelmente, nX, poço 1-BG-1R-MA, 1743,7m de prof.
Escala da foto: barra= 200µ;

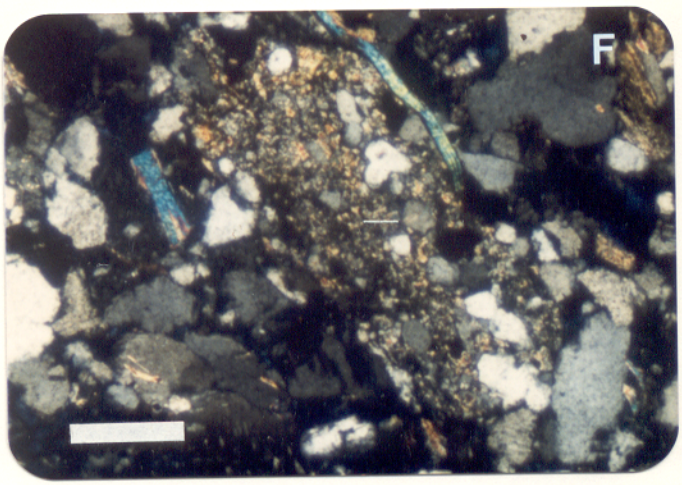

A


B


C


D


E


F

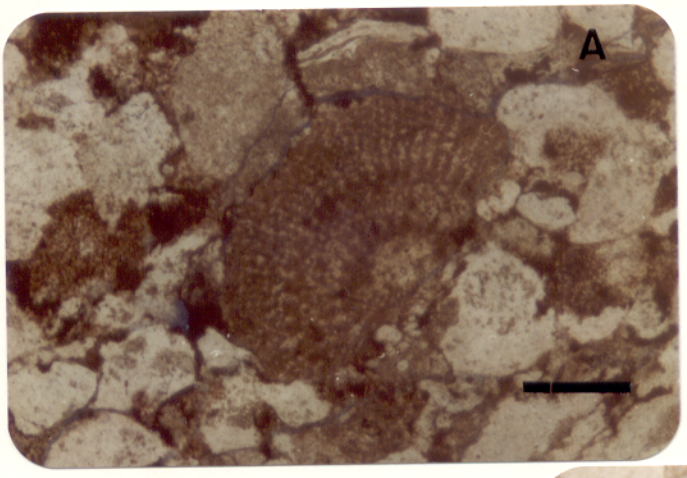
Est. 7 - Fósseis

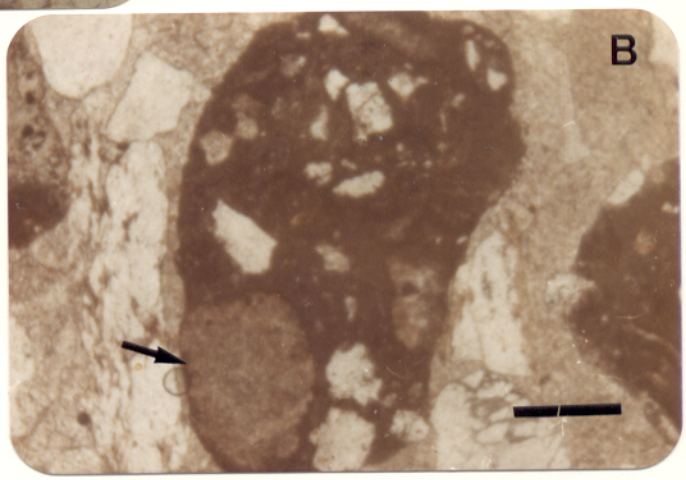
A) Fragmento de equinoderma, n//, poço 2-AD-1-MA, 1281,1m de prof.
Escala da foto: barra= 300µ;

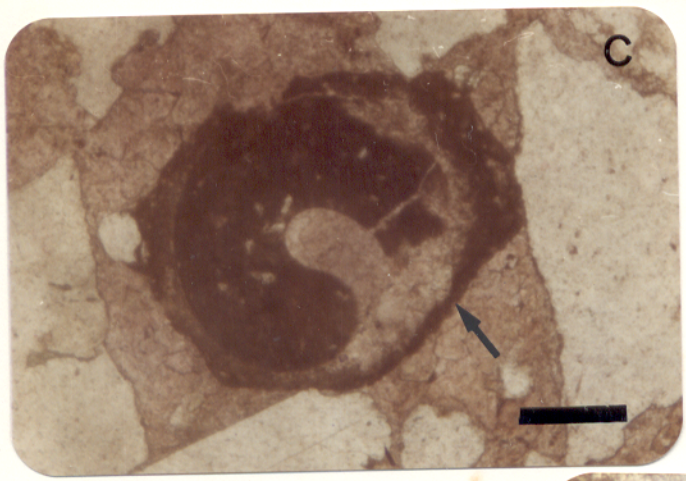
B) Fragmento de rocha carbonática contendo em seu interior um fóssil de equinoderma (seta), n//, poço 2-AD-1-MA, 1281,1m de prof.
Escala da foto: barra= 400µ;

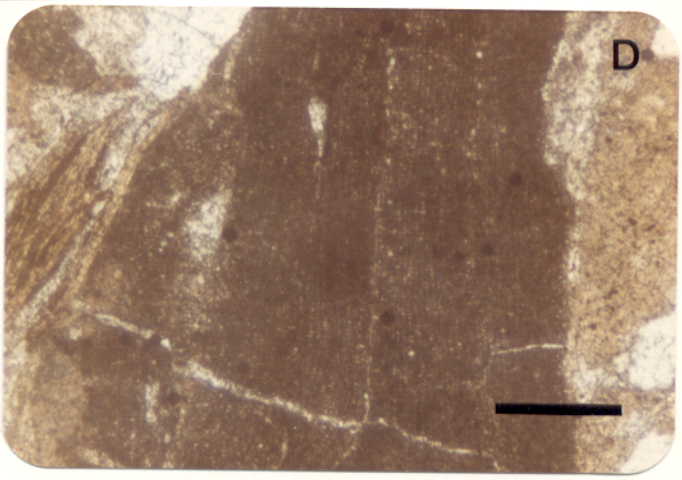
C) Molde de gastropode com envelope micrítico (seta), n// , 2-AD-1-MA, 1281,1m de prof.
Escala da foto: barra= 300µ;

D) Fragmento de alga (vermelha ?), n//, poço 2-AD-1-MA, 1281,1 m de prof.
Escala da foto: barra=300µ;


A


B


C


D

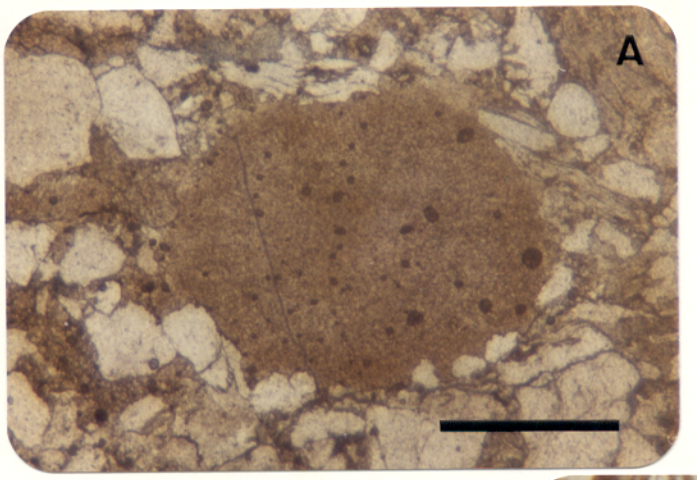
Est. 8 - Fósseis (cont.)

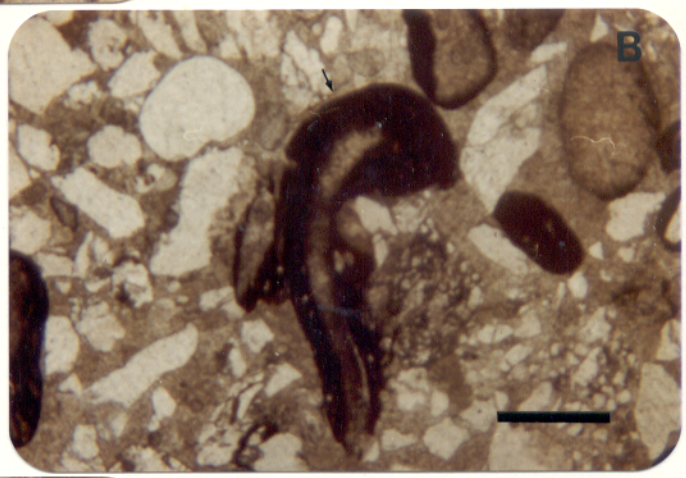
A) Equinoderma, n//, poço 2-AD-1-MA, 1564,1m de prof.
Escala da foto: barra= 1mm;

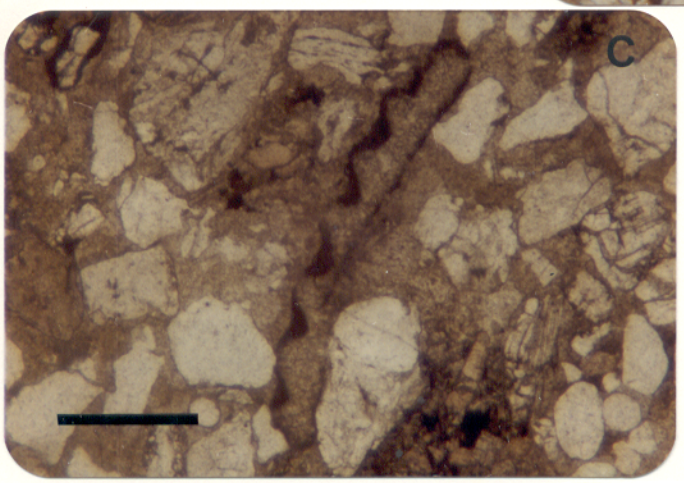
B) Fragmento de molusco com envelope micrítico (seta), n// , poço 2-AD-1-MA, 1281,1m de prof.
Escala da foto: barra= 1mm;

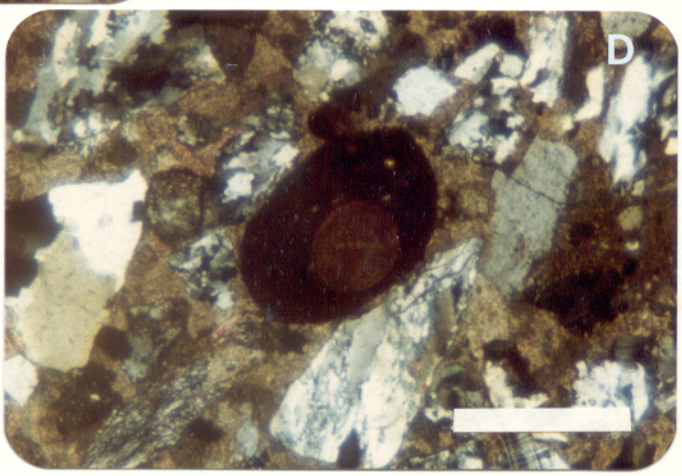
C) Fragmento de pelecípode com envelope micrítico, n//, poço 2-AD-1-MA, 1281,1m, de prof.
Escala da foto: barra=1mm;

D) Oncolito, nX, poço 2-AD-1-MA, 1281,1m de prof.
Escala da foto: barra=1mm.


A


B


C


D

bordas (vide Cap. 5. Est. 17 e 18).

Os minerais pesados perfazem cerca de 2% do volume total dos arenitos. São representados principalmente por turmalina, granada, zircão, anfibólio (?) e minerais opacos. A turmalina apresenta-se em formas subarredondadas e prismáticas, sendo predominantes as de coloração esverdeada. Alguns cristais podem ser observados no interior de fragmentos de rochas. Entre as granadas o tipo de coloração rosada (almadina) é o mais comum . Este mineral geralmente mostra uma distribuição polimodal e apresenta formas irregulares, com feições de dissolução diagenética. Os zircões, pouco frequentes, em geral são arredondados e alguns grãos exibem um leve zoneamento. Um minucioso estudo realizado por Rodrigues et al. (1969), revelou que a Formação Bom Gosto apresenta três provincias de minerais pesados: uma onde há predominâcia de turmalina sobre a granada, outra onde predomina a granada e a terceira onde o zircão é o mineral dominante. As três províncias refletem, segundo os autores supra citados, a influência de três áreas fontes distintas, cujas rochas são predominantemente metamórficas e sedimentares. Embora a presença de fragmentos líticos de origem sedimentar e metamórfica confirmem a interpretação de Rodrigues et al. (op.cit.), a observação de fragmentos de rocha de composição granítica e alguns com aparência vulcânica (?), são indicativos de que pelo menos mais duas fontes de sedimentos atuaram na área, além das fontes sedimentares e metamórficas.

O carbonato está presente na forma de substituição e principalmente de cimento, perfazendo em média 10,6% do volume total da rocha. A calcita é o tipo de carbonato mais abundante seguido da dolomita.

A matriz, como é descrita aqui, refere-se a todo material cujo tamanho não permite a sua identificação ao microscópio petrográfico. Pode incluir argilo-minerais de origem detrítica e autigênica, micas finas, quartzo, feldspato e os produtos criados pela quebra de fragmentos líticos finamente granulados . Nos arenitos Bom Gosto a matriz é predominantemente constituída de uma mistura de argilo-minerais, óxidos de ferro e micas. Em média constitui menos que 1% do volume total dos arenitos, entre

tanto algumas amostras apresentam valores de até 14%.

A porosidade é principalmente de origem secundária. Apresenta um comportamento bastante irregular, com valores variando entre 0 e 16% do volume total da rocha. Quando tomada de forma geral, sem discriminação dos tipos estabelecidos (vide Cap. 5), mostra uma tendência de diminuir com a profundidade.

Ao relacionar-se a seleção e o diâmetro médio dos grãos com a razão Quartzo/Feldspato+Fragmentos Líticos (Q/F+L), que representa um índice de maturidade composicional, nenhuma correlação significativa é observada (Fig. 7a). Entretanto ao plotar-se a razão Quartzo/Quartzo+Feldspato (Q/Q+F) versus a seleção e a média, verifica-se no primeiro caso uma leve tendência positiva e no último uma tendência negativa (Fig. 7b). Isto significa que, os arenitos da Formação Bom Gosto são mais feldspáticos a medida em que sua granulometria diminui e sua seleção melhora. Esta relação é explicada, pelo menos em parte, pela desagregação dos fragmentos líticos de granulação grosseira (granito, gnaisse, xistos, arenitos etc) durante o transporte.

A composição mineralógica, além de outras evidências, permite uma boa caracterização das facies sedimentares. A facies proximal (no sentido de Walker, 1984), melhor representada pelo perfil Água Doce I, caracteriza-se por apresentar um maior enriquecimento em fragmentos líticos, uma granulometria em média mais grosseira, uma pior seleção e uma menor maturidade composicional. Além disso, o conteúdo em cimento carbonático é também maior do que na facies intermediária, representada pelos perfis Bom Gosto I e Tutoia I (vide Tab. 2). A relação entre o quartzo e o feldspato e entre o quartzo e a razão Quartzo/Feldspato+Fragmentos Líticos, mostra uma boa separação entre os facies (Fig. 8).

TABELA 2 - Caracterização das facies sedimentares segundo a composição mineralógica e aspectos texturais.

	FACIES PROXIMAL (Água Doce I)	FACIES INTERMEDIÁRIA (Bom Gosto I)	(Tutoia I)
QTZ	33,4	42,6	42,1
FELD	16,9	23,8	24,4
F.LIT	17,8	9,2	10,7
POR	3,2	4,4	3,8
CARB	17,3	8,8	8,7
CAOL	5,1	2,0	1,8
GRAN	>	<	<
SEL	<	>	>

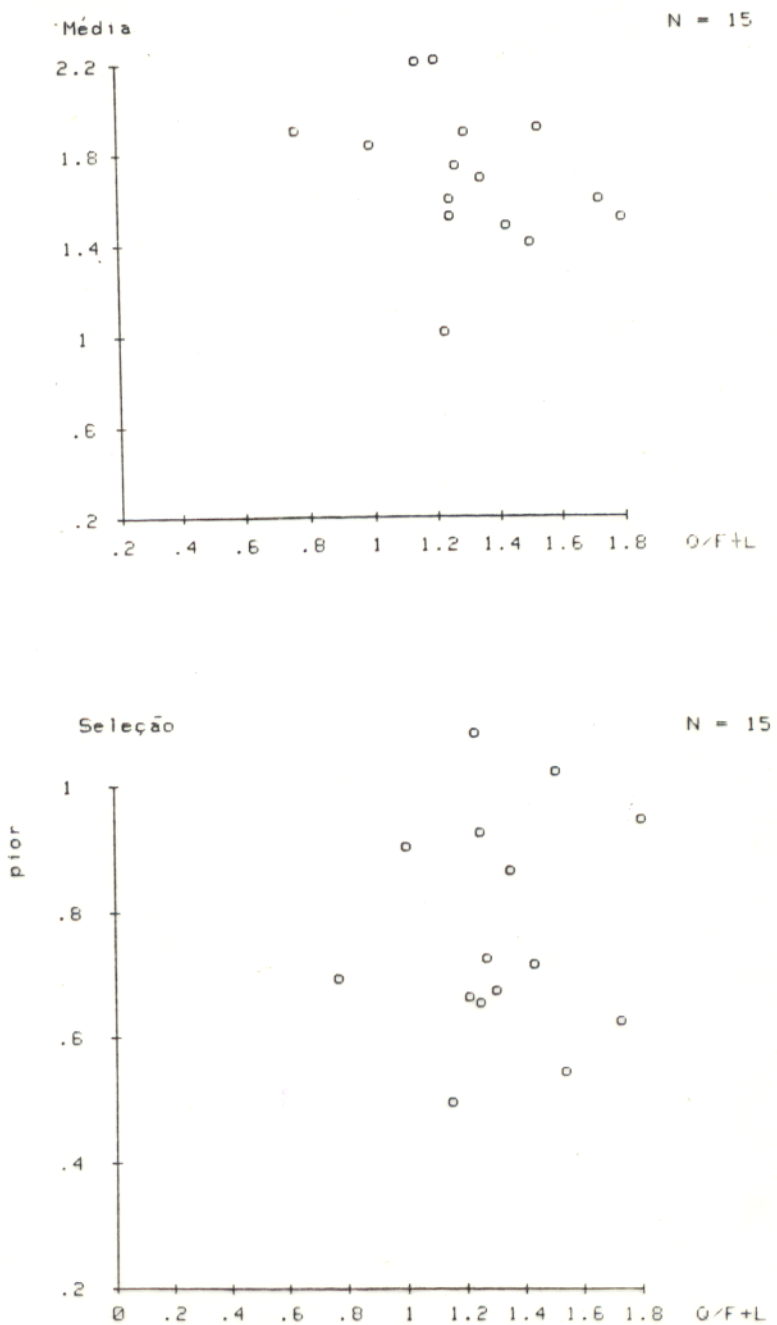


Fig. 7A — Correlação da média e seleção com a razão Q/F+L, mostrando a inexistencia de tendência.

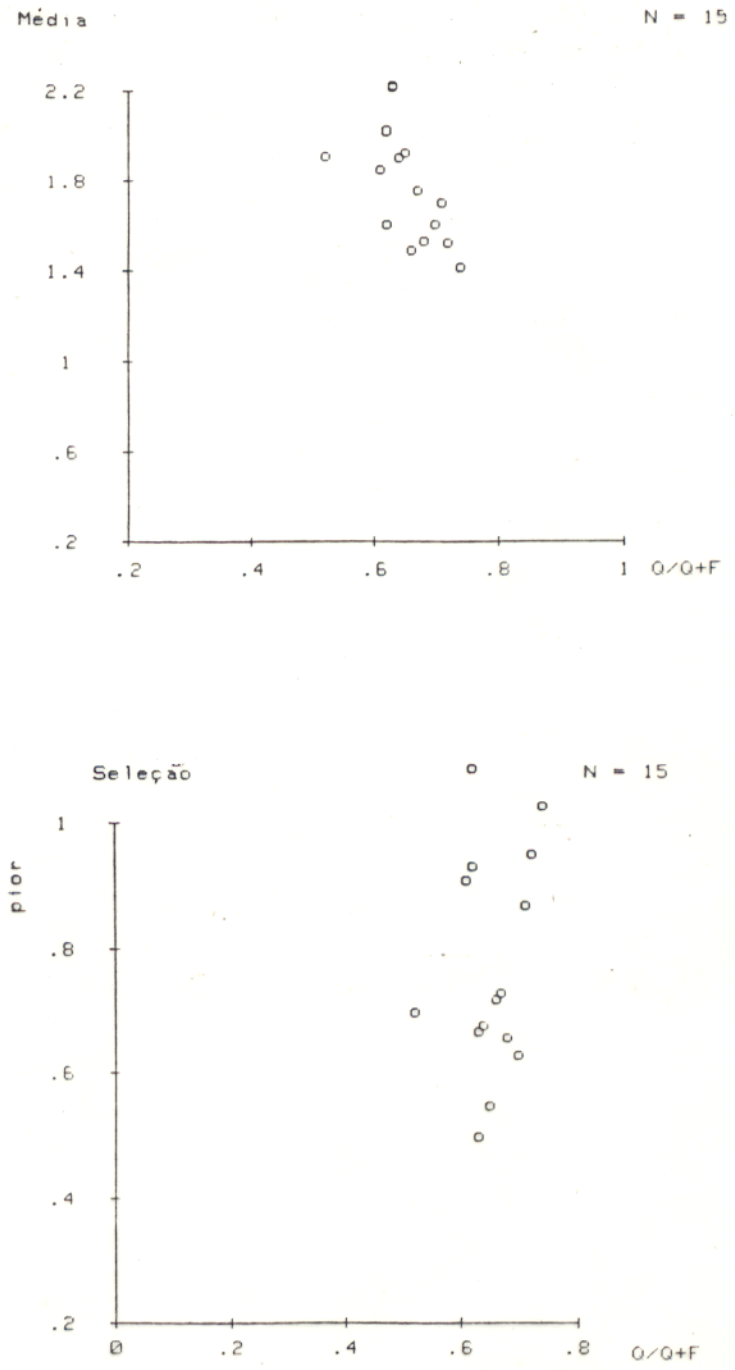
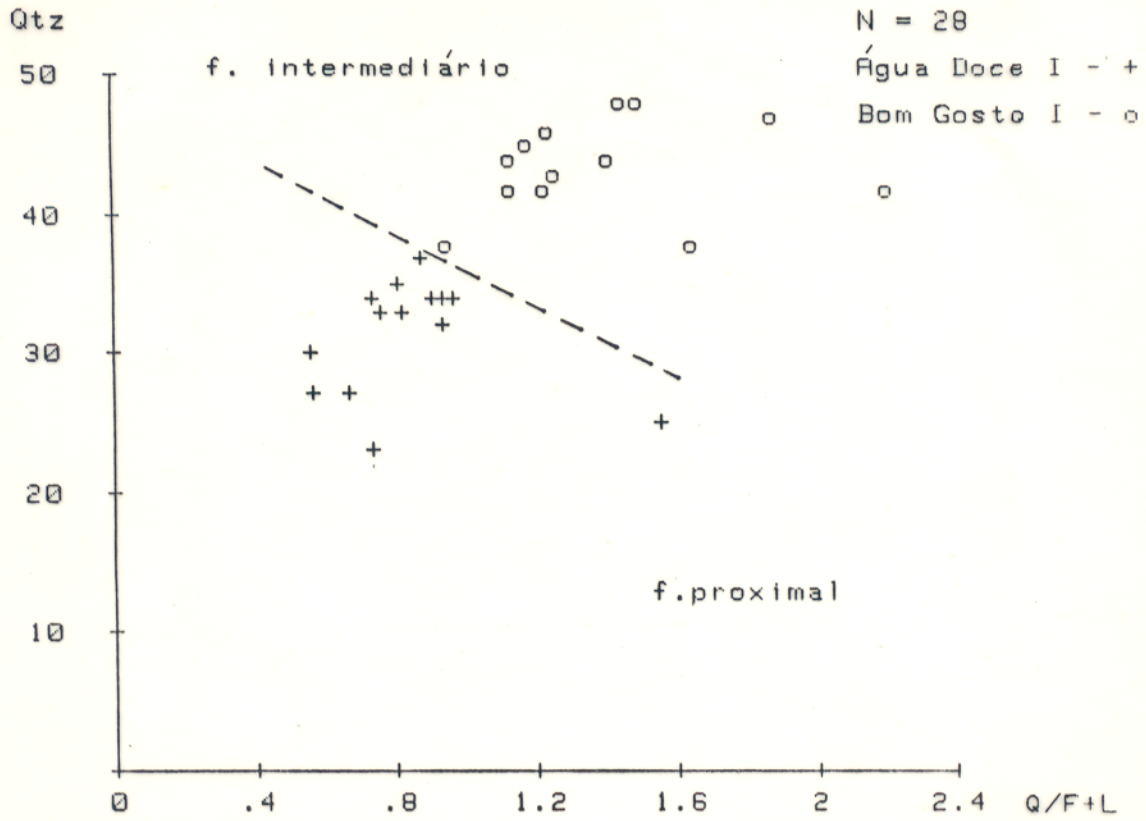


Fig. 7B-Correlação da média e seleção com a razão Q/Q+F. A leve tendência negativa da média e positiva da seleção com a razão Q/Q+F reflete que os arenitos mais feldspáticos são geralmente mais finos e melhor selecionados.



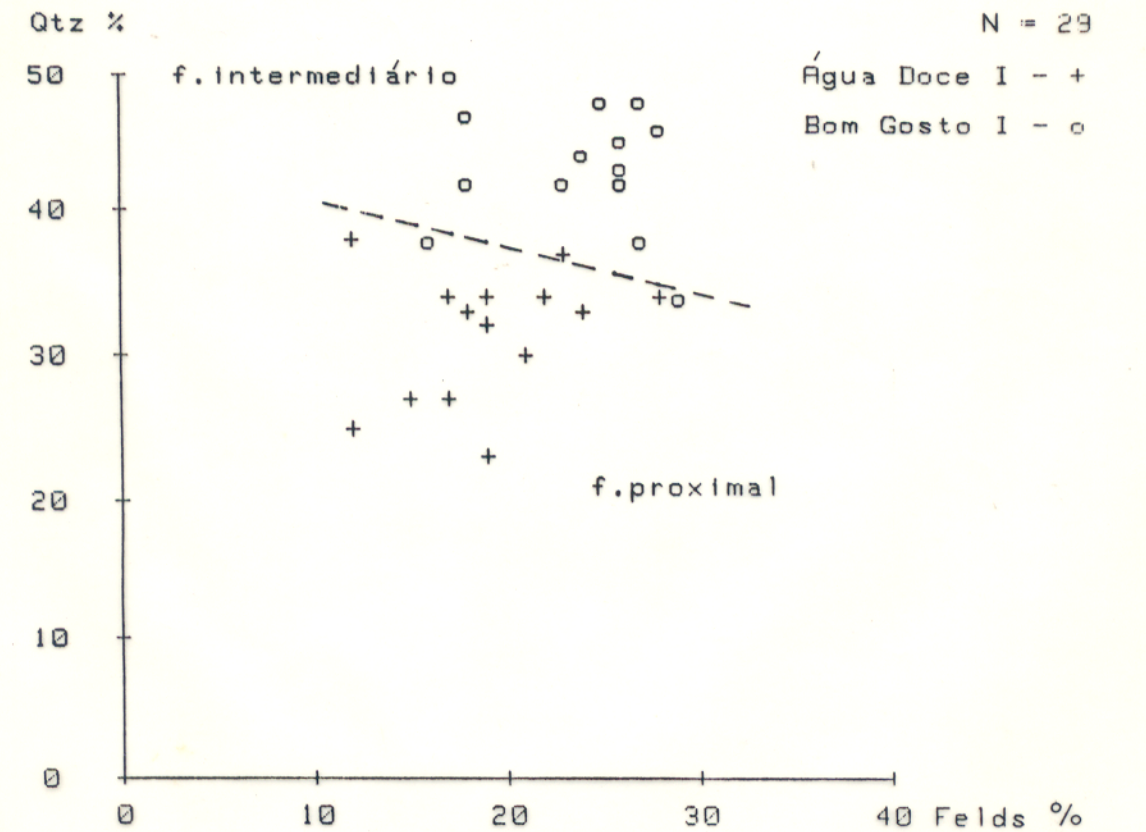


Fig. 8 – Individualização das facies proximal e intermediária com base na relação entre o quartzo e feldspato e do quartzo com a razão (Q/F+L).

5 DIAGÊNESE

5.1 Generalidades

A diagênese de arenitos a muito vem sendo estudada como parte da petrologia sedimentar. Entretanto, somente nos últimos anos e,principalmente com o emprego do microscópio eletrônico de varredura,é que alcançou maior destaque. As principais responsáveis por este desenvolvimento foram, sem dúvida , as companhias de petróleo que, estimuladas pelo aumento substancial do preço do óleo na década passada, procuraram conhecer melhor a natureza e geoquímica dos arenitos reservatórios (Bjørlykke, 1983).

A diagênese inclui todas as mudanças que ocorrem nos sedimentos entre a deposição e o metamorfismo, excluindo os processos intempéricos. Suas reações processam-se, geralmente,sob as seguintes condições: temperatura entre 0 e 200^{o}C, pressão entre 1 e 2000 bars e com salinidade de água variando de "água doce" a "salmoura" duas vezes mais concentrada do que a água do Mar Morto (Blatt, 1979). Vários são os fatores que influenciam na diagênese dos arenitos. Segundo Hurst e Irwin (1982) , os principais são: temperatura, pressão, mineralogia da fração detrítica, composição da água intersticial, facies sedimentar , tectônica e tempo. Com tantas variáveis, as reações diagenéticas representam um complexo campo de pesquisa envolvendo uma larga gama de processos interligados que incluem a compactação mecânica e química, a dissolução e substituição de grãos, bem como a precipitação de cimentos. As mudanças sucessivas nas condições físico-químicas durante a evolução diagenética, ocasionam uma suite de feições bastante específica que representa a história diagenética do sedimento. Esta história pode ser dividida em três grandes campos, que correspondem aos regimes diagenéticos que Choquette e Pray (1970) definiram para o estudo da porosidade secundária em rochas carbonáticas e que posteriormente Schmidt e McDonald (1979a) adotaram para a diagênese dos arenitos. São eles:1) Eodiagênese: regime que envolve reações próximas ou na superfície de sedimentação, onde a química das águas intersticiais é fortemente controlada pelo ambiente de deposição, antes

do soterramento efetivo*;2) Mesodiagênese: regime no qual os processos atuam em subsuperfície, durante o soterramento efetivo ; 3) Telodiagênese: representa o regime próximo ou na superfície , após a rocha ter sofrido um soterramenro efetivo.

Os arenitos da Formação Bom Gosto foram submetidos a uma história diagenética complexa. Os processos de compactação, cimentação e substituição reduziram ou ocluíram os poros primários. Contudo, uma dissolução posterior dos grãos, substituições e cimentos, gerou porosidade secundária e aumentou significativamente o espaço poroso. A seguir serão descritos os principais eventos diagenéticos,que se traduzem por uma série de feições geométricas e mineralógicas.

5.2 Compactação

A compactação nos sedimentos é causada principalmente pelo soterramento e o seu principal efeito é a redução da porosidade. São dois os principais tipos de compactação: a) compactação mecânica e b) compactação química.

A compactação mecânica inclui vários mecanismos , tais como: rotação e empacotamento de grãos deformação de grãos de comportamento dúctil e fraturamento de partículas rígidas (Fig. 9). Durante a compactação o rearranjo dos grãos,pode resultar em perdas consideráveis de porosidade, que segundo von Enhelhardt (1960), chegam a alcançar 70% da porosidade inicial. A deformação dúctil dos grãos é também um importante mecanismo de redução de porosidade. Os grãos que apresentam um comportamento dúctil, deformam-se sob o efeito de carga e mudam de forma e/ou volume, "fluindo" por vezes entre os grãos mais rígidos e preenchendo o espaço poroso previamente existente. O dobramento de grãos "flexíveis" tal como as micas, produz resultados similares. O volume de porosidade perdido por deformação de grãos dúcteis obviamente depende da sua abundância e da pressão de sobrecarga. Outro mecanismo de compactação é o fraturamento de grãos rígidos,que permite aos grãos sobrejacentes um rearranjo mais

---

* Soterramento efetivo é soterramento sob estratos,que evitam a influência de agentes superficiais na química das águas intersticiais.

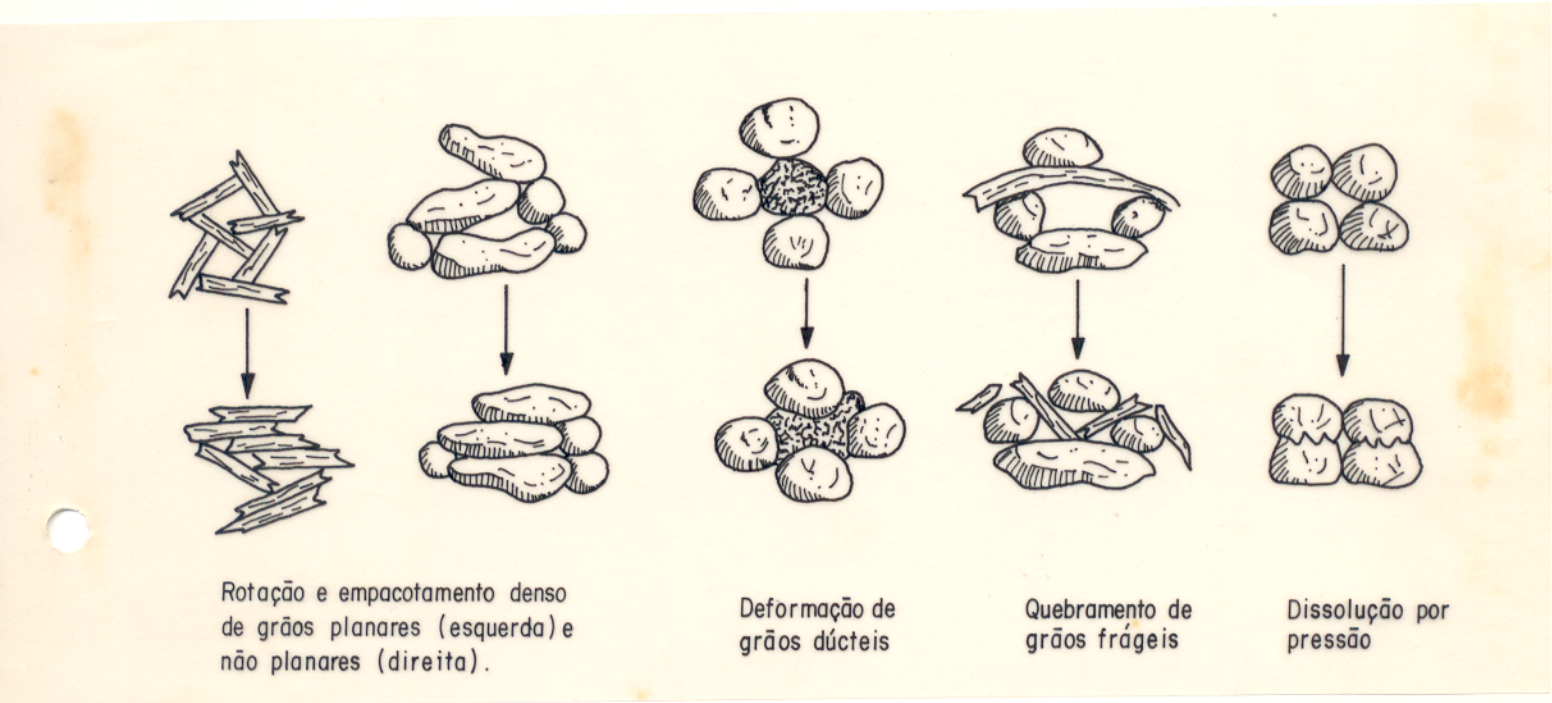


Fig. 9 - Mudança na textura e fábrica associada com os vários mecanismos de compactação. Jonas e McBride, 1977.

denso. Este mecanismo contribui muito pouco para a redução da porosidade, ao contrário, cria porosidade secundária. Um dos minerais que mais comumente apresentam este tipo de feição é o feldspato, provavelmente em função das suas clivagens.

A compactação química ou dissolução por pressão, é causada pelas pressões localmente elevadas nos contatos entre os grãos, baseado no princípio de que os sólidos sob pressão tornam-se mais solúveis. Localmente a dissolução por pressão pode causar supersaturações suficientemente elevadas para formar sílica amorfa (Boer et al.,1977 apud Bjørlykke, 1983). Um dos fenômenos mais comuns de dissolução por pressão é a estilolitização de rochas carbonáticas e a formação de microestilólitos nos arenitos. Nas rochas clásticas a dissolução por pressão resulta numa perda de volume e porosidade, podendo o material dissolvido ser removido da formação ou então ser precipitado dentro da mesma, em geral homoaxialmente sobre a superfície dos grãos. Alguns autores sugerem que a argila age como catalizador na dissolução por

pressão, já que arenitos micáceos apresentam mais dissolução por pressão do que arenitos limpos (Füchtbauer, 1974).

A evidência petrográfica para o reconhecimento da dissolução por pressão é obtida pela avaliação da natureza e quantidade de contatos entre os grãos (Taylor, 1950). Porém isto só é possível em arenitos onde se percebe nitidamente os contornos dos grãos.

Os arenitos da Formação Bom Gosto apresentam importantes feições de compactação. Nas amostras estudadas observa-se nitidamente feições de compactação mecânica, tais como: micas encurvadas entre grãos de quartzo e feldspato; grãos fraturados, principalmente de feldspato, e ainda fragmentos líticos esmagados entre grãos, formando pseudomatriz no sentido de Dickinson (1970) (Est. 9-D). A dissolução por pressão também afetou os arenitos da Formação Bom Gosto. Feições típicas como formação de microestilolitos e interpenetração de grãos são observados em várias amostras (Est. 9).

Tal como sugerem Schmidt e McDonald (1979a), acredita-se que a compactação mecânica nos arenitos da Formação Bom Gosto se tenha desenvolvido principalmente durante o regime mesodiagenético, estágio imaturo, reduzindo parcialmente a porosidade primária. A compactação química teria lugar durante a mesodiagênese no estágio semi-maturo, quando então a porosidade teve uma redução ainda maior.

5.3 Cimentação e Substituição

Os minerais autigênicos num arenito podem causar profundas variações nas suas propriedades petrofísicas. Reduzem a permeabilidade e a porosidade, alteram a resposta dos perfis elétricos e aumentam a saturação de águas irredutíveis. Tais minerais são controles importantes na qualidade dos reservatórios, uma vez que desenvolvem-se no interior do sistema de poros, aumentando eventualmente a área superficial dos mesmos e estreitando o tamanho das gargantas. Nos arenitos Bom Gosto da área Leste da Bacia de Barreirinhas, uma complexa sequência de cimentos e substituições teve lugar, incluindo como principais minerais autigênicos o quartzo, feldspato, calcita e argilo-minerais como

caolinita, clorita, ilita e ilita-esmectita (Fig. 10).

Quartzo - O quartzo autigênico ocorre na grande maioria das amostras em quantidades inferiores a 2%. Forma geralmente sobrecrescimentos homoaxiais sobre os grãos de quartzo mono e policristalino e, em algumas amostras, ocorre como microquartzo com tamanhos inferiores a 5 micra, no interior de poros secundários (Est. 10).

Feldspato - Tal como o quartzo, forma sobrecrescimentos homoaxiais em grãos de plagioclásio e de feldspato potássico (Est. 11 e 12). São entretanto menos frequentes do que os de quartzo.

Calcita - A calcita é o cimento mais abundante, chegando em algumas amostras a atingir até 43% do volume total. Ocorre sob a forma de cristais espáticos, assumindo por vezes caráter poiquilotópico (Est. 13-A e B). Preenche, principalmente, poros de origem primária (Est. 13-A, D e 14-C) e atua de forma agressiva corroendo e substituindo grãos, preferencialmente de feldspato (Est. 13-A e F), além de grãos de granada (Est. 14-D e E). O cimento de calcita está parcialmente substituido por dolomita (Est. 13-C).

Argilo-Minerais - Em geral os argilo-minerais autigênicos, nos arenitos, são formados como precipitados diretamente a partir de soluções intersticiais (neoformação), ou através de reações entre os constituintes detríticos e estas soluções (regeneração) (Wilson e Pittman, 1977). Para distinguir entre argilas autigênicas e alogênicas, são usados aqui os critérios propostos por Wilson e Pittman (op.cit.), que são no caso das argilas autigênicas: morfologia (contornos perfeitos dos cristais, delicadeza das projeções, ausência de deformação e substituições pseudomórficas); distribuição (falta de "forros"no contato entre os grãos, poros preenchidos disseminados, preenchimento de fraturas, cobertura de constituintes diagenéticos formados anteriormente, lâminas com terminações laterais abruptas, alinhamentos radiais de flocos individuais e pontes entre grãos detríticos próximo ao ponto de contato).

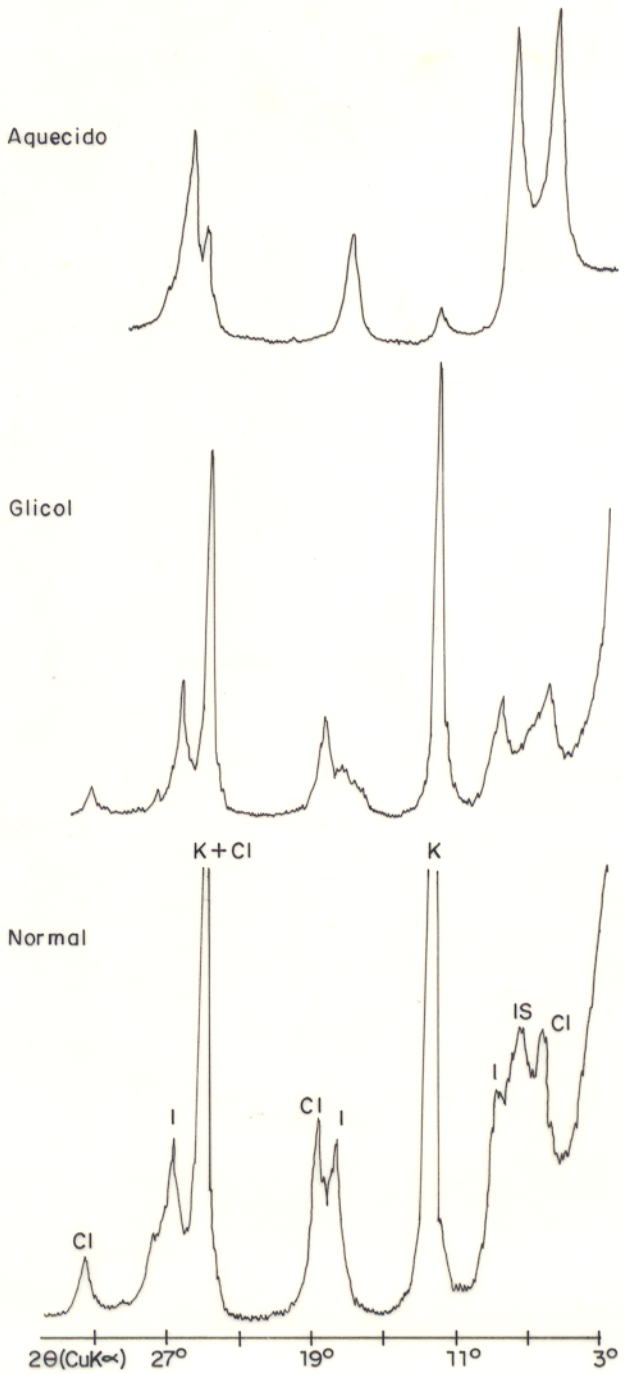


Fig. 10 – Difratograma com os principais argilo – minerais. Poço 2-TA-1-MA, 2660,2 m de prof., fração < 2u Diferentes sensibilidades.

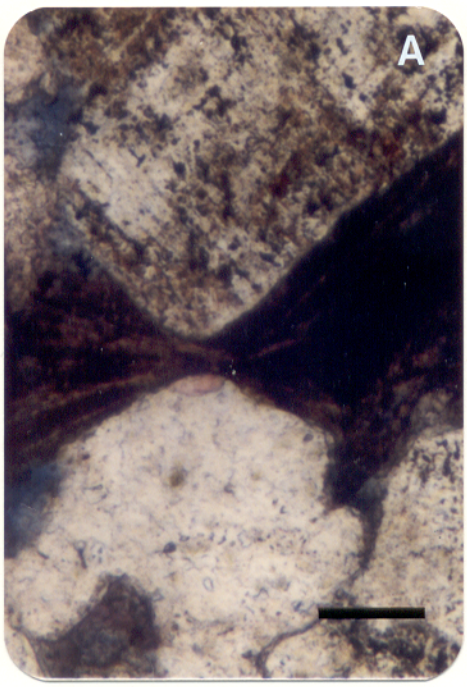
Est. 9 - Feições de Compactação

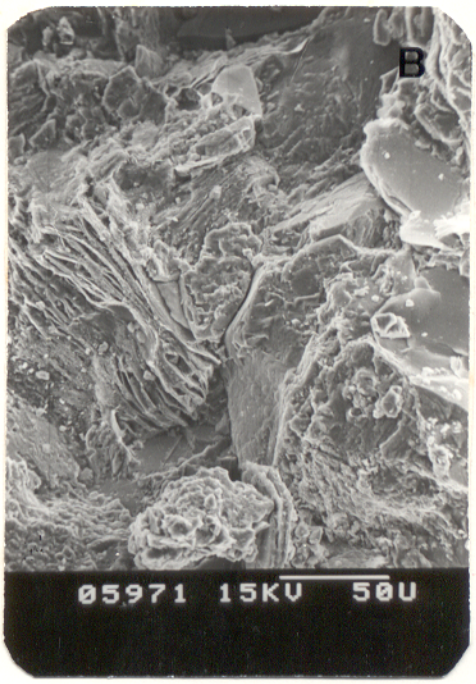
A) Placa de biotita esmagada entre os grãos do arcabouço, n// , poço 2-TA-1-MA, 2475,9m de prof.
Escala da foto: barra= 200µ;

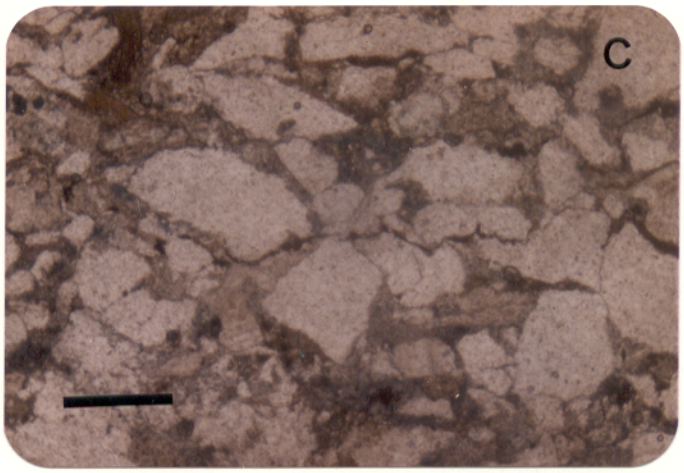
B) Fragmento micáceo deformado em parte pela compactação, MEV , poço 1-BG-2-MA; 1704,2m de prof.
Escala da foto: barra= 50µ;

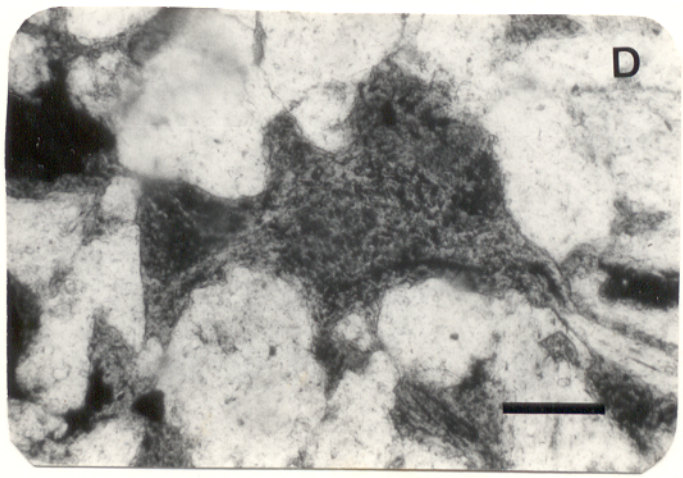
C) Microestilolito, n//, poço 2-AD-1-MA, 1565,5m de prof.
Escala da foto: barra= 400µ;

D) Fragmento lítico deformado entre os grãos formando pseudoma - triz, n//, poço 2-AD-1-MA, 2695,1m de prof.
Escala da foto: barra= 100µ;


A


B
05971 15KV 50U


C


D

Est. 10 - Quartzo Autigênico

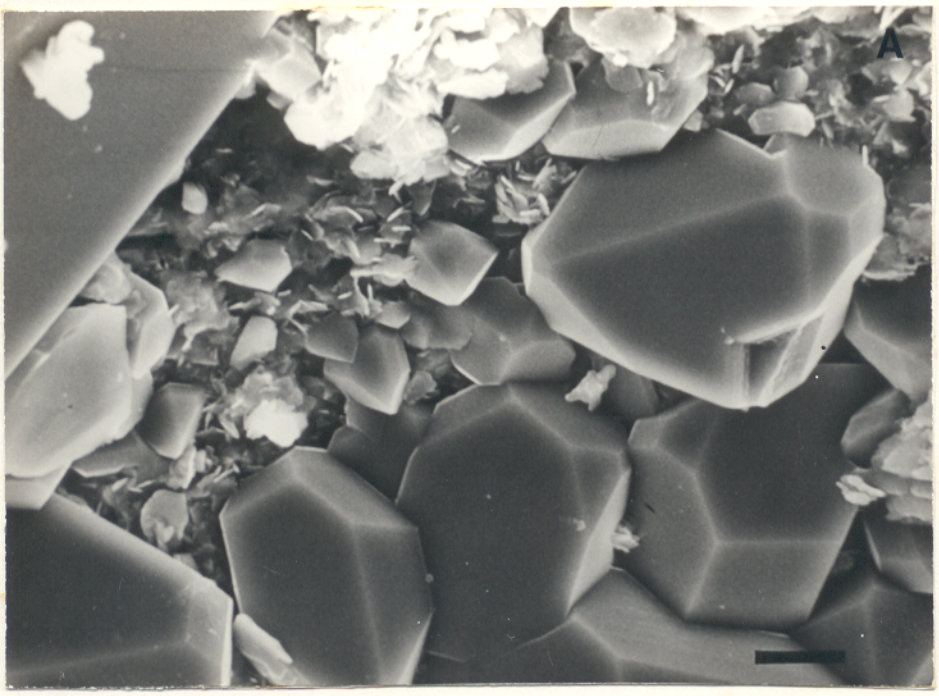
A) Sobrecrescimento de quartzo envolvendo forros de clorita, MEV, poço 1-BG-1R-MA, 1744,4m de prof.
Escala da foto: barra= 50µ;

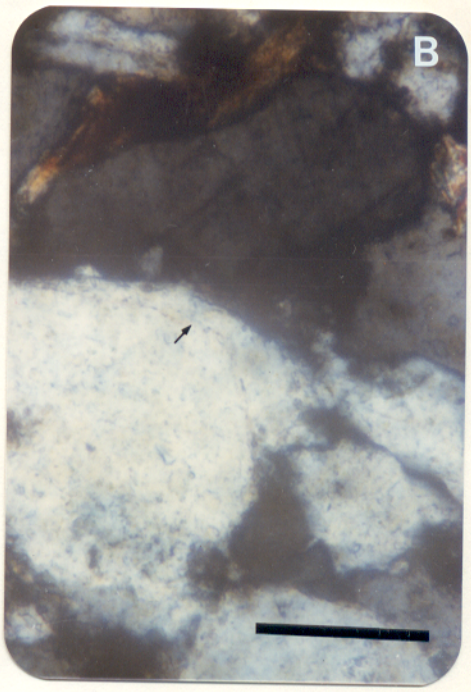
B) Sobrecrescimento homoaxial de quartzo, notar a "dustline" (seta), nX, poço 2-TA-1-MA, 2469,5m de prof.
Escala da foto: barra= 100µ;

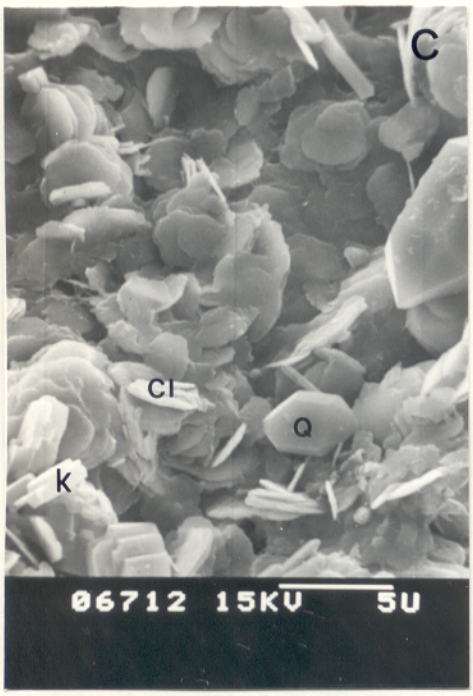
C) Quartzo microcristalino (Q) no interior de porosidade secundária, notar ainda a presença de clorita (Cl) e caolinita (K), MEV, poço 1-BD-1-MA, 2968,8m de prof.
Escala da foto: barra= 5µ;

D) Sobrecrescimento de quartzo (Q) notar as pequenas plaquetas de clorita (?) próximo a base do sobrecrescimento (seta), MEV, poço 1-TA-2-MA, 2403m de prof.
Escala da foto: barra= 50µ;

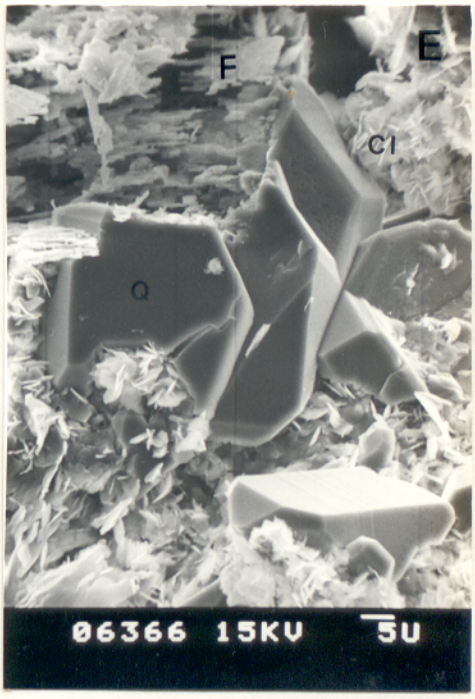
E) Sobrecrescimento de quartzo (Q), clorita autigênica (Cl) e um grão de feldspato intensamente lixiviado, MEV, poço 1-BD-2-MA, 2342,4 de prof.
Escala da foto: barra= 5µ;


A


B


C
Cl
Q
k
06712 15KV 5U


D
Q
06146 15KV 50U


F
E
Cl
Q
06366 15KV 5U

Est. 11 - Feldspato

A) Feldspato (F) parcialmente substituído por calcita (Ca) e mostrando no seu interior caolinita (K), nX, poço 2-TA-1-MA , 2695,1m de prof.
Escala da foto: barra= 100µ;

B) Semelhante a A, notar que o grão de feldspato foi bastante substituído por calcita, que posteriormente foi dissolvida permitindo a precipitação em seu lugar de caolinita (K), nX, poço 2-TA-1-MA, 2695,1m de prof.
Escala da foto: barra= 100µ;

C) Plagioclásio (Pl) substituído parcialmente por calcita (Ca) , n//, poço 2-TA-1-MA, 2537,9m de prof.
Escala da foto: barra= 100µ;

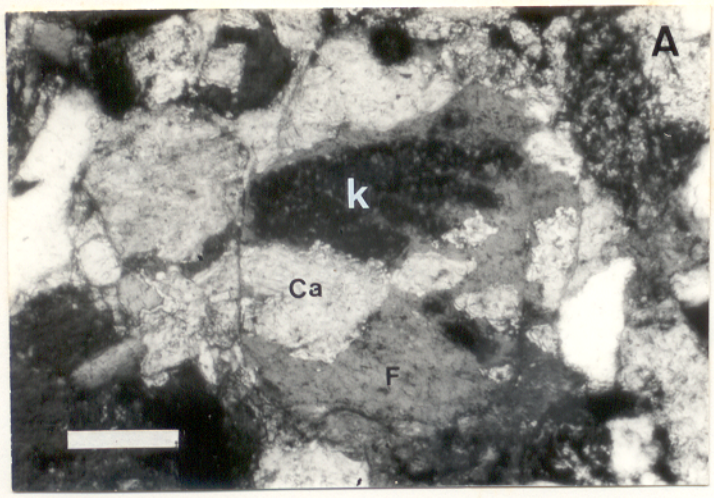
D) Mesma foto com nX.
Escala da foto: barra= 100µ;

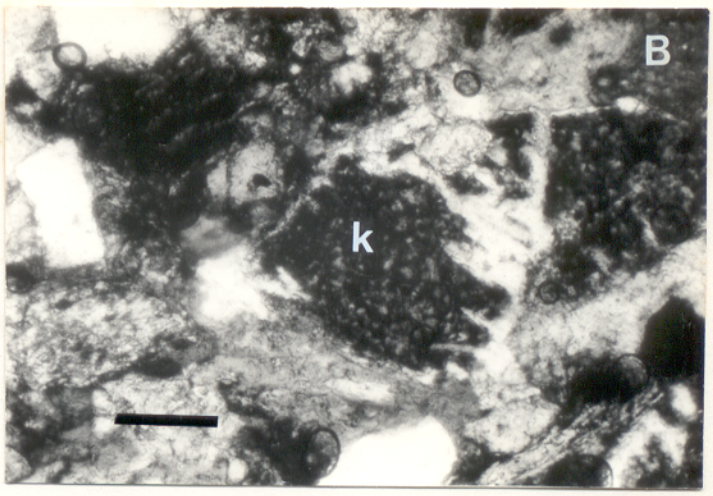
E) Grão de feldspato quase que inteiramente substituído por caolinita, a seta indica restos de feldspato não substituído , n//, poço 2-TA-1-MA, 2733,7m de prof.
Escala da foto: barra= 100µ;

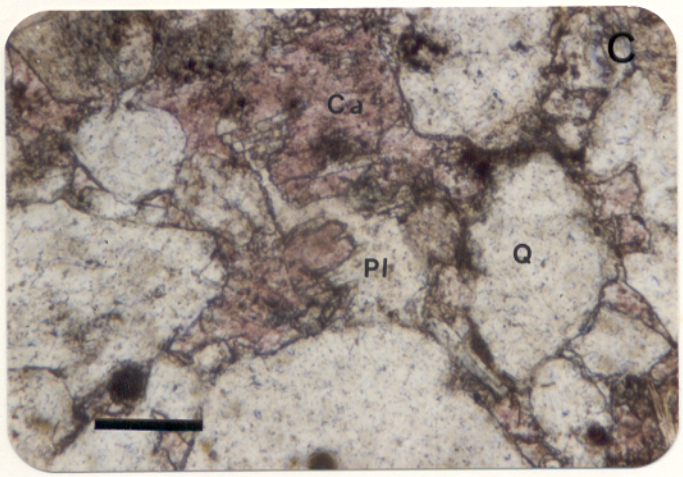
F) K-feldspato parcialmente sericitizado, a seta mostra as pequenas plaquetas de sericita, nX, poço 2-TA-1-MA, 2553,3m de prof.
Escala da foto: 200µ;

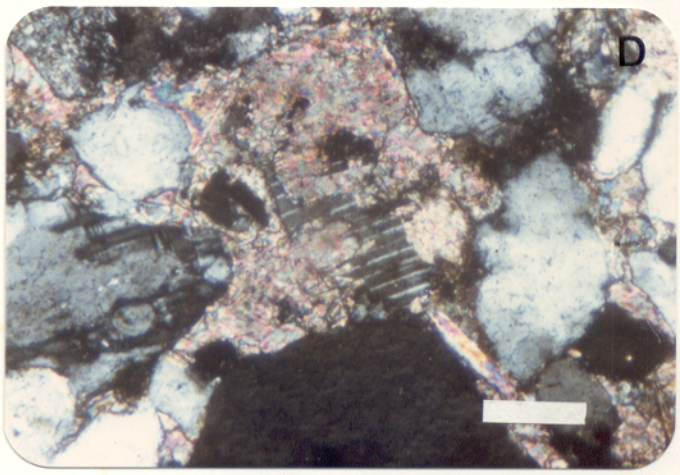
G) Feldspato bastante lixiviado com aspecto alveolar, n//, poço 2-TA-1-MA, 2496,6m de prof.
Escala da foto: barra= 600µ;

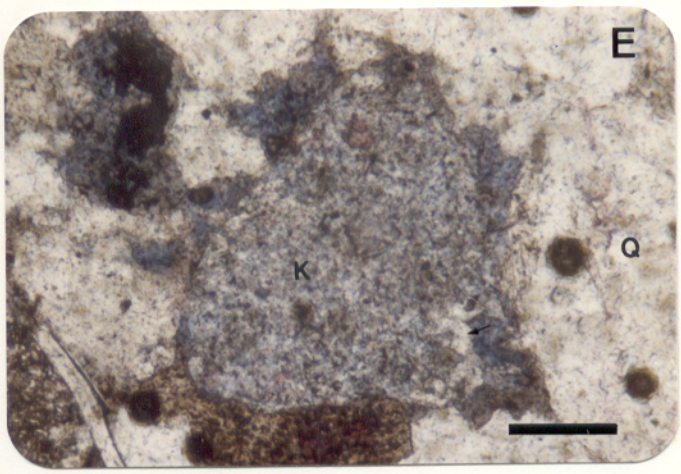
H) Feldspato potássico com maclamento polissintético típico, nX, poço 2-TA-1-MA, 2475,9m de prof.
Escala da foto: barra= 400µ;

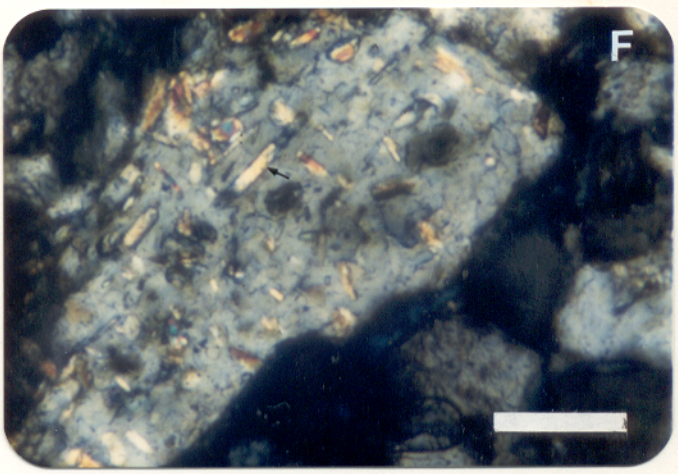

A
k
Ca
F

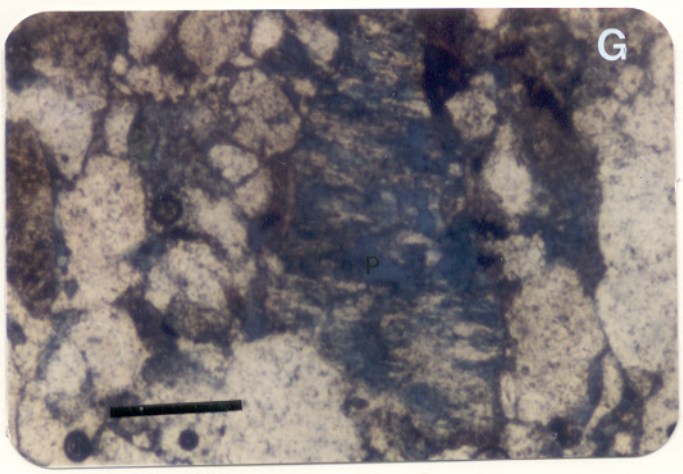

B
k

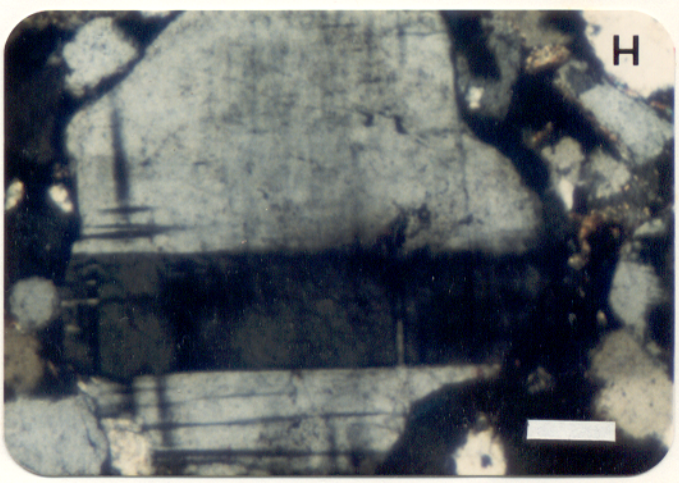

C
Ca
Pl
Q


D


E
K
Q


F


G
P


H

Est. 12 - Feldspato (cont.)

A) Sobrecrescimento de feldspato potássico (seta), nX, poço 2-AD-1-MA, 1324m de prof.
Escala da foto: barra= 100µ;

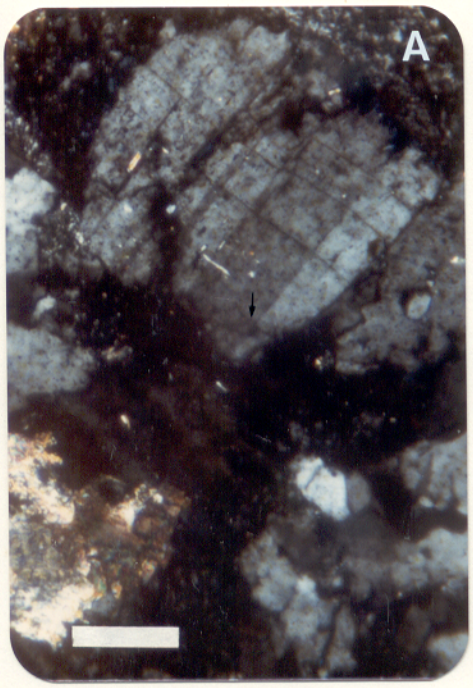
B) Sobrecrescimento de K-feldspato, notar a "dustline" (seta) e as bordas levemente corroídas, nX, poço 2-TA-1-MA, 1565,5m de prof.
Escala da foto: barra= 100µ;

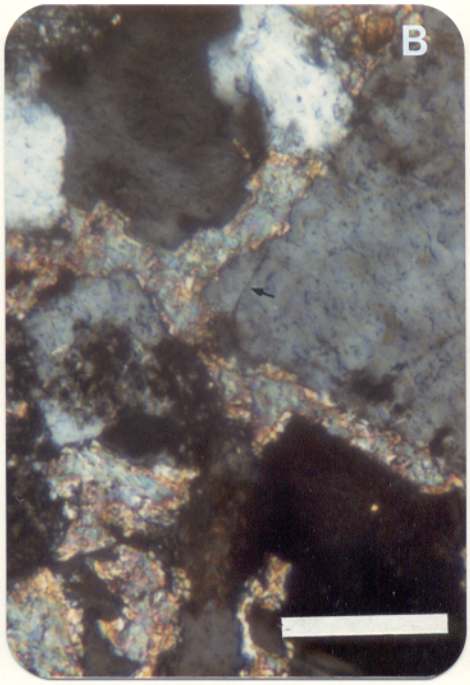
C) Sobrecrescimento de feldspato (F), MEV, poço 2-TA-1-MA , 2733,7m de prof.
Escala da foto: barra= 50µ;

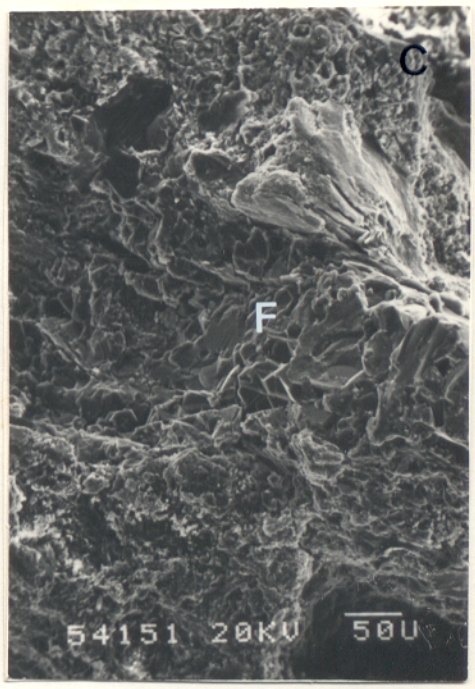
D) Detalhe da foto anterior.
Escala da foto: barra= 50µ;

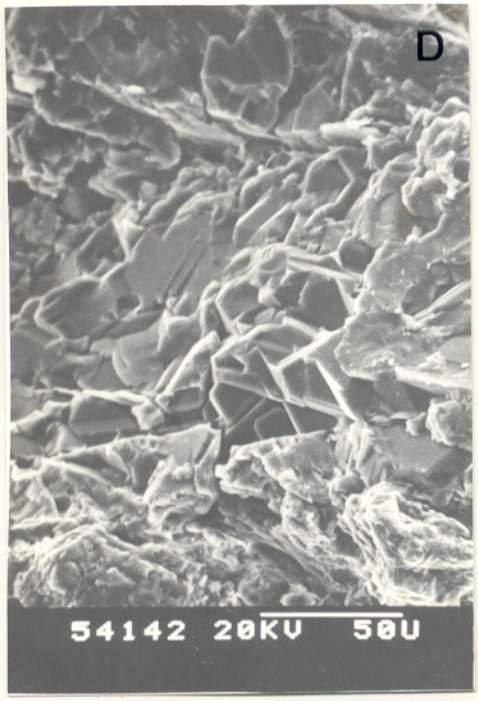
E) Feldspato lixiviado parcialmente, notar a microporosidade desenvolvida, MEV, poço 1-BG-2-MA, 1703m de prof.
Escala da foto: barra= 50µ;

F) Detalhe mostrando a microporosidade bem desenvolvida em grão de feldspato, MEV, poço 1-BG-1R-MA, 1838,2m de prof.
Escala: barra= 50µ;


A


B


C
F
54151 20KV 50U


D
54142 20KV 50U


E
05864 15KV 50U


F

Est. 13 - Cimento Carbonático

A) Calcita (Ca) preenchendo poros primários, corroendo e substituindo os grãos do arcabouço, n// 2-TA-1-MA, 2733,7m de Prof.
Escala da doto: barra= 100µ;

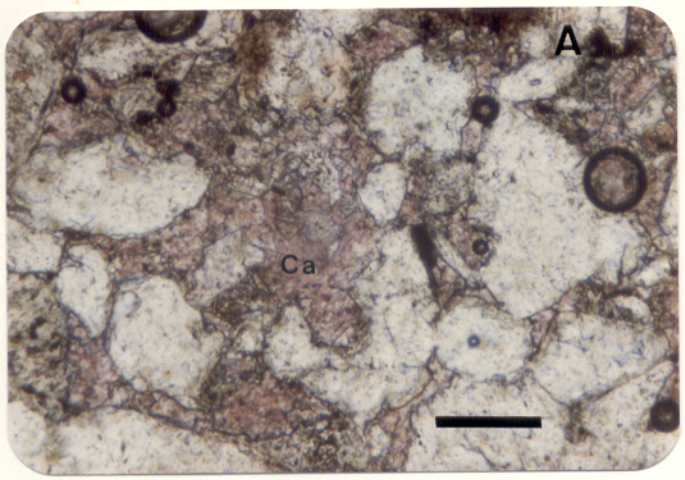
B) Mesma foto com nX, notar a textura poiquilotópica.
Escala da foto: barra= 100µ;

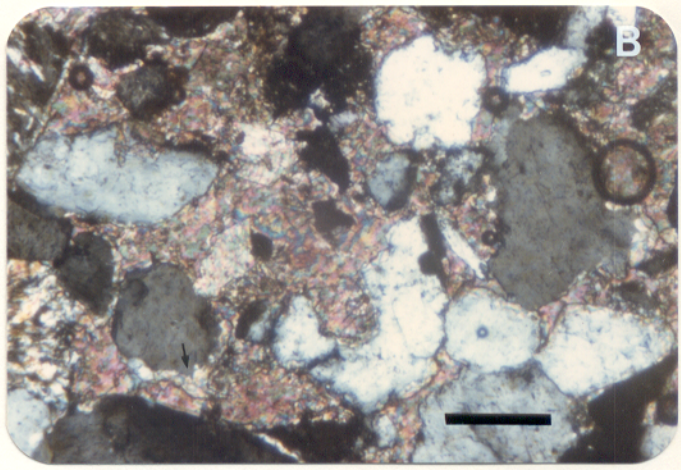
C) Calcita (Ca) parcialmente dolomitizada, notar o rombohedro de dolomita ao centro, n//, poço 2-TA-1-MA, 2437,9m de prof.
Escala da foto: barra= 100µ;

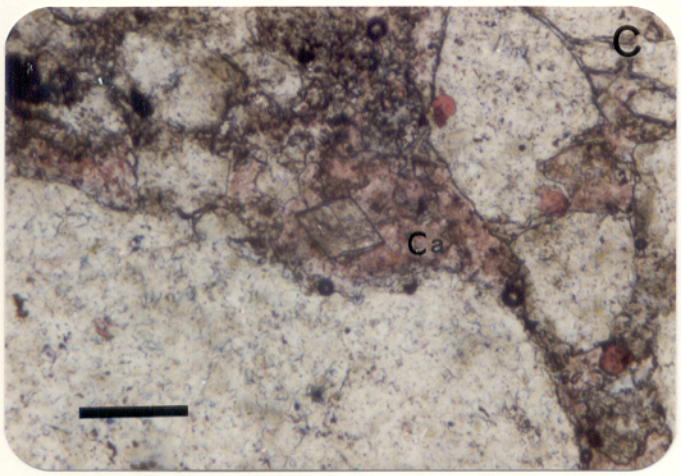
D) Calcita preenchendo porosidade primária, notar o leve efeito corrosivo (seta), n// 2-TA-1-MA, 2437,9m de prof.
Escala da foto: barra= 100µ;

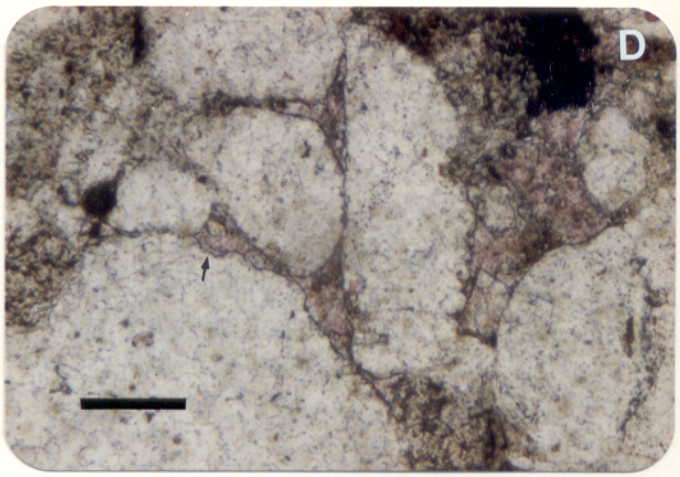
E) Dolomita (seta) bastante corróida no interior do poro secundário, n//, poço 2-TA-1-MA, 2733,7m de prof.
Escala da foto: barra= 100µ;

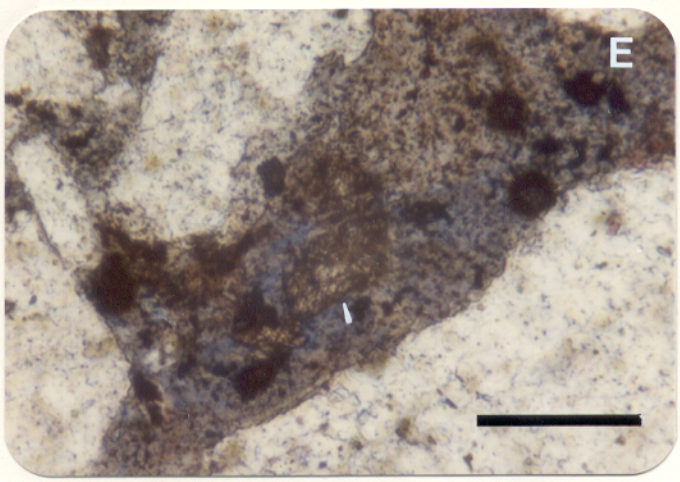
F) Feldspato (F) parcialmente substituído por calcita (Ca), n//, poço 2-TA-1-MA, 2733,7m de prof.
Escala da foto: barra= 100µ;

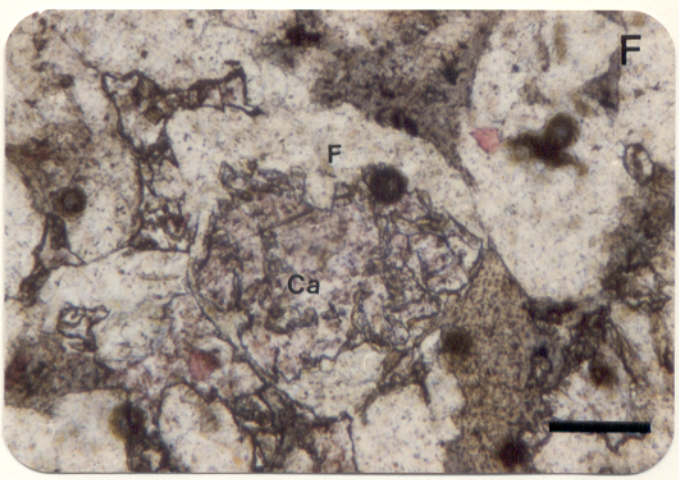

A
Ca


B


C
Ca


D


E


F
F
Ca

Est. 14 - Cimento Carbonático (cont.)

A) Carbonato (Ca) parcialmente dissolvido, notar os pequenos "booklets" de caolinita (K) na parte superior da foto, MEV , poço 2-TA-1-MA. 2733,7m de prof.
Escala da foto: barra= 5µ;

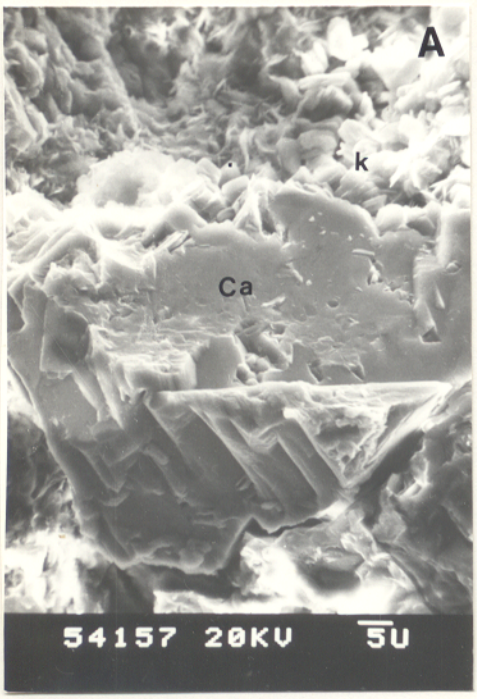
B) Carbonato (Ca) levemente corroído, obstruindo a porosidade MEV, poço 1-BD-1-MA, 2073,2m de prof.
Escala da foto: barra= 5µ;

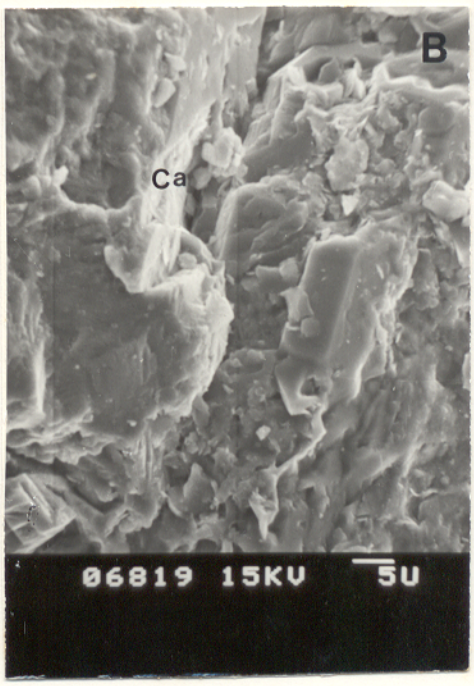
C) Carbonato (Ca) preechendo localmente porosidade primária , MEV, poço 1-BG-1R-MA, 1838,2m de prof.
Escala da foto: barra= 50µ;

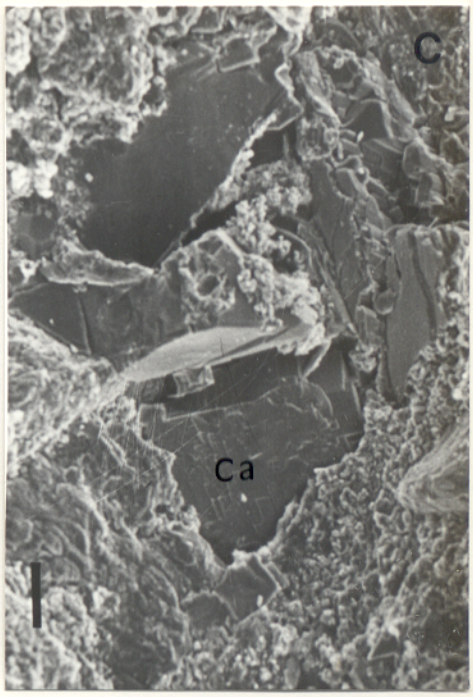
D) Granada parcialmente substituída por calcita, n//, poço 2-TA-1-MA, 2434,7m de prof.
Escala da foto: barra= 100µ;

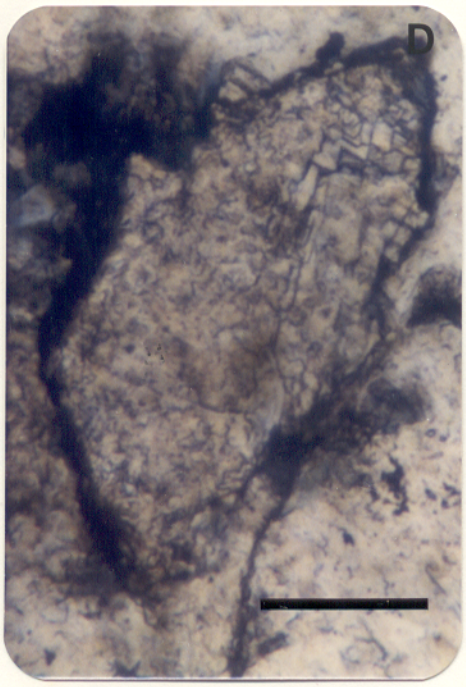
E) Mesma foto com nX, notar o carbonato (Ca).
Escala da foto: barra= 100µ;

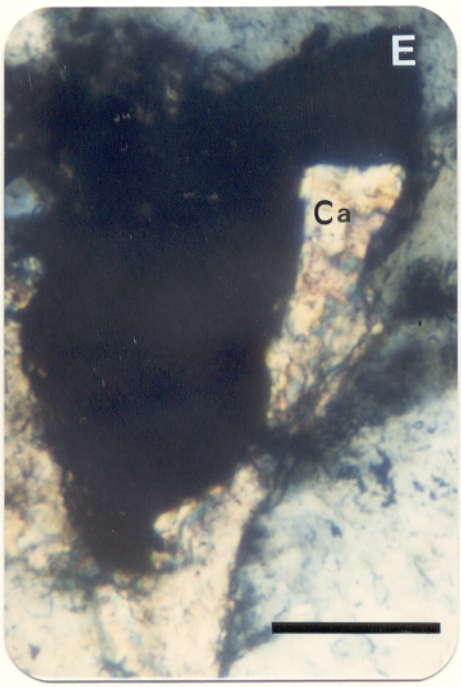
F) Granada cujo carbonato que a substituia anteriormente foi totalmente dissolvido gerando porosidade secundária, poço 2-TA-1-MA, 2497,4m de prof.
Escala da foto: barra= 100µ;

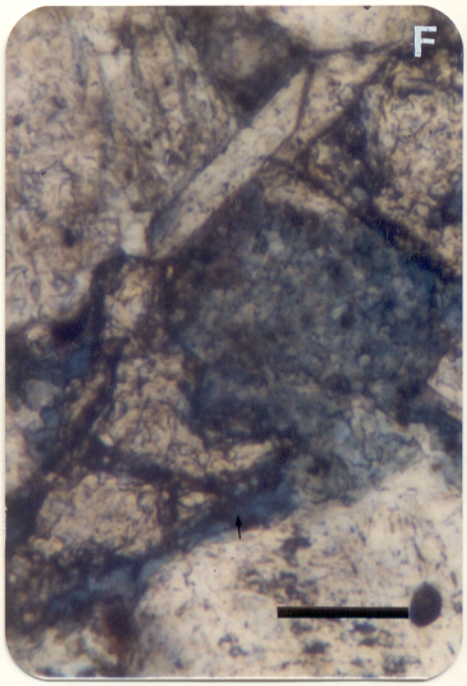

A
k
Ca
54157 20KV 5U


B
Ca
06819 15KV 5U


C
Ca


D


E
Ca


F

A caolinita é o argilo-mineral mais abundante. Com seu tamanho por vezes superior a 5 micra, pode ser facilmente reconhecida sob o microscópio petrográfico (Est. 15-E). As pequenas plaquetas de forma pseudo-hexagonal ocorrem de duas maneiras: a) em agregados de placas ou "booklets" e b) como agregados vermiculares. Os primeiros geralmente aglomeram-se entre sí, preenchendo parcial ou mesmo totalmente alguns poros e eventualmente envolvendo restos de cimento carbonático ou mesmo grãos parcialmente dissolvidos (Est. 15). Algumas amostras apresentam estes agregados substituindo pseudomorficamente grãos de feldspato e também preenchendo porosidade intragranular (Est.15-F). A caolinita vermicular, que é menos comum, forma-se de pequenas plaquetas agrupadas "face a face" na direção do eixo cristalográfico C, assumindo a forma de espirais ou vermes (Est. 15-D). Alguns cristais de caolinita mostram formas semelhantes a dickita (Est. 15-C).

A clorita é o segundo argilo-mineral em abundância, ocorrendo como "forros" (pore linings) sobre as superfícies livres de alguns grãos e também substituindo em parte minerais micáceos (Est. 16). Os "forros" de clorita crescem em geral perpendicularmente a superfície dos grãos em direção ao centro do poro (Est. 16-B e C). A substituição se traduz pelo crescimento de palhetas de clorita entre as folhas das micas como mostra a Est. 18-C e D. Este tipo de alteração é visível também ao microscópio petrográfico, onde observa-se uma perda na cor de pleocroísmo e um alargamento paralelo aos planos de clivagem (est. 17-B e C). Em algumas amostras o cimento carbonático penetra no espaço criado pelo alargamento da clivagem basal e deforma estes planos como mostra a Est. 17-C e D. Burley (1984) estudou estes fenômenos de alteração em arenitos Triássicos da Inglaterra e verificou que tanto a biotita quanto a muscovita apresentavam substituições por perda de cations, muito embora não se tenha referido a alterações para clorita e sim hematita, fato também observado nas biotitas e cloritas detríticas dos arenitos Bom Gosto (Est. 17-E e F). Bjørlykke et al. (1979), em estudo semelhante, observaram uma passagem gradativa de muscovita para ilita e caolinita pela perda de K. Estes autores citam também a ocorrência de rombohedros de ankerita entre os planos de clivagem das

Est. 15 - Caolinita Autigênica

A) Caolinita bem formada, assemelha-se a pseudomatriz, notar a esquerda um fragmento de mineral micáceo (M) alterado, MEV , poço 1-BG-2-MA, 1703m de prof.
Escala da foto: barra= 50µ;

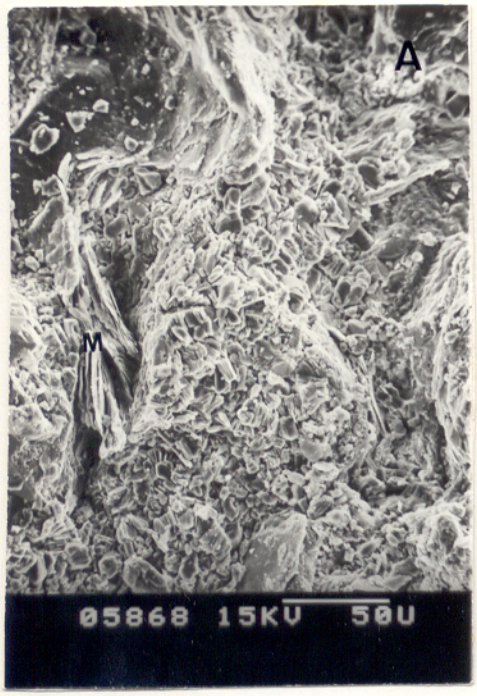
B) "Booklets" de caolinita bem formada agrupados desordenadamente, MEV, poço 1-BG-2-MA, 1703m de prof.
Escala da foto: barra= 5µ;

C) Caolinita bem formada (K) mostrando morfologia semelhante a dickita, MEV, poço 1-BG-1R-MA, 1744,4m de prof.
Escala da foto: barra= 5µ ;

D) Caolinita vermicular (K) no interior de poro secundário, MEV, poço 2-TA-1-MA, 2501m de prof.
Escala da foto: barra= 5µ;

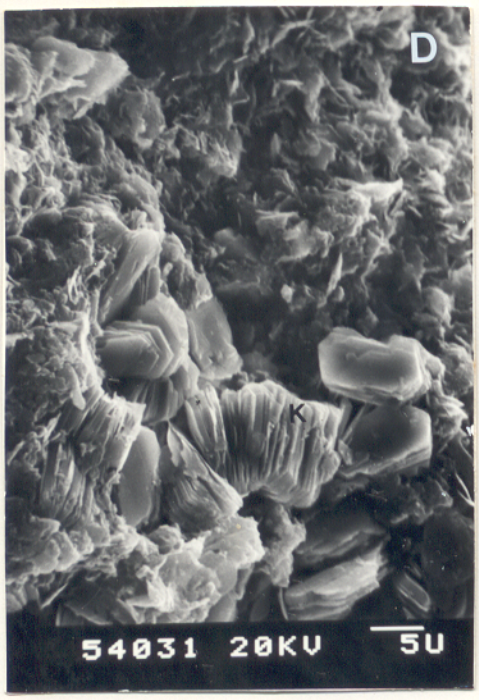
E) Caolinita (K) preechendo porosidade secundária e envolvendo cristais de carbonato bastante corroído (seta), nX, poço 2-TA-1-MA, 2733,7m de prof.
Escala da foto: barra= 100µ;

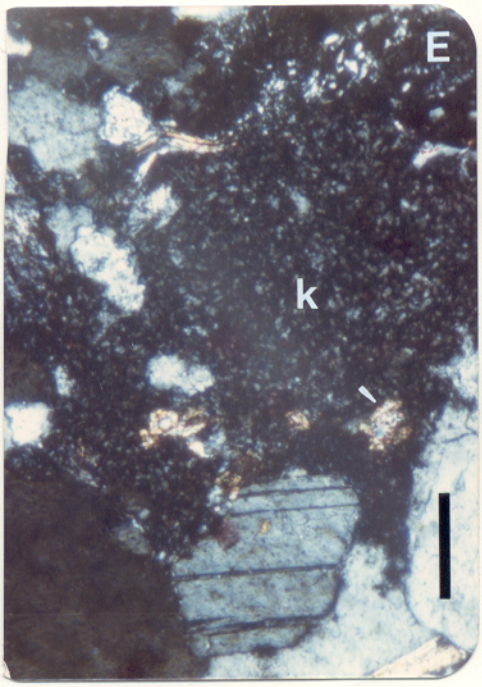
F) Caolinita (K) preenchendo parcialmente poros secundários, n//, poço 2-TA-1-MA, 2733,7m de prof.
Escala da foto: barra= 300µ;

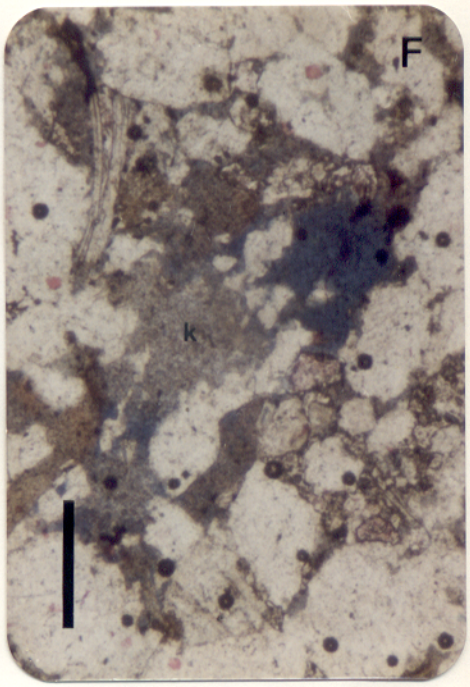

A
M
05868 15KV 50U


B
K
05869 15KV 5U


C
K


D
K
54031 20KV 5U


E
k


F
k

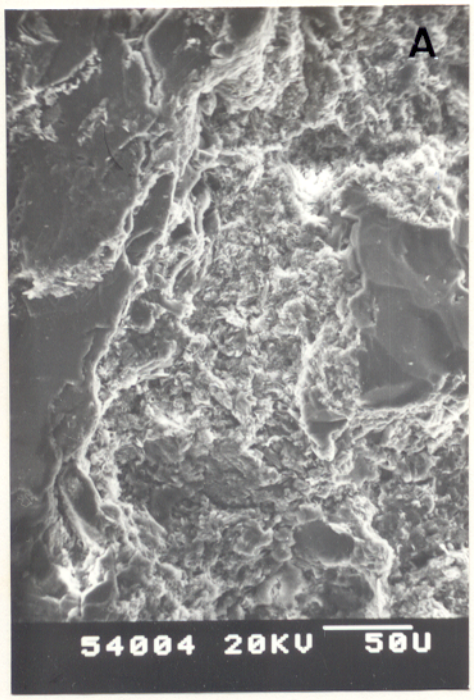
Est. 16 - Cloritas

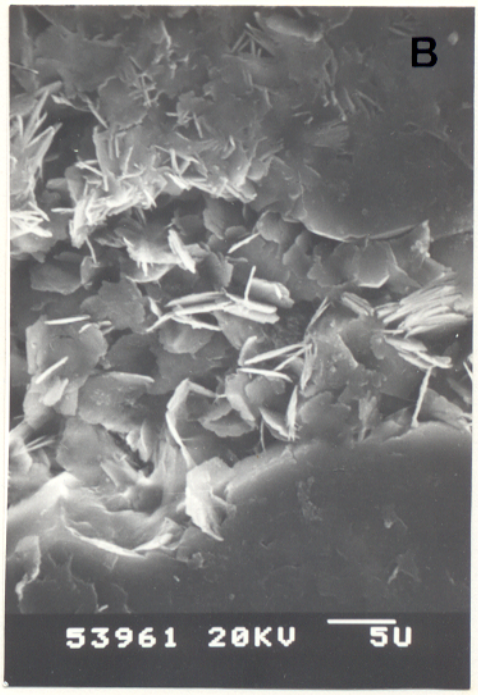
A) Fragmento argiloso mostrando feições de regeneração para clorita, MEV, poço 2-TA-1-MA, 2501m de prof.
Escala da foto: barra= 50µ;

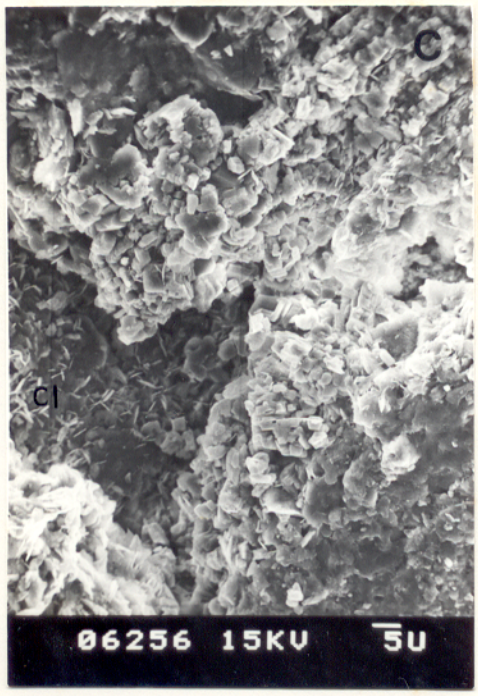
B) Clorita ocluindo parcialmente um poro, MEV, poço 2-TA-1-MA , 2497,9m de prof.
Escala da foto: barra= 5µ;

C) Clorita forrando grãos, notar acima cristais de caolinita preenchendo poro secundário, MEV, poço 1-BD-2-MA, 2341,5m de prof.
Escala da foto: barra= 5µ;

D) Cloritas (Cl) a partir de alteração de grãos do arcabouço , notar ainda a presença de caolinita (K) e quartzo (Q) autigênicos, MEV, poço 1-TA-2-MA, 2401,3m de prof.
Escala da foto: barra= 5µ;


A
54004 20KV 50U


B
53961 20KV 5U


C
Cl
06256 15KV 5U


D
k
Cl
q
06037 15KV 5U

Est. 17 - Alteração de minerais micáceos

A) Muscovita mostrando alargamento segundo os planos de clivagem (seta), nX, poço 2-TA-1-MA, 2496,4m de prof.
Escala da foto: barra= 200µ;

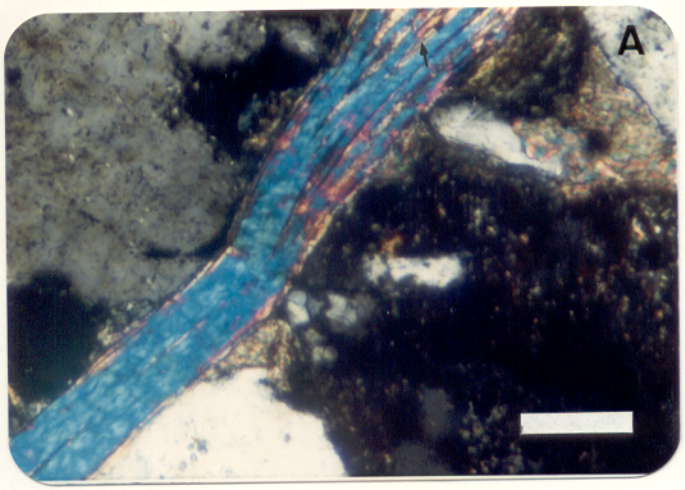
B) Detalhe da foto anterior, notar a perda na cor de interferência.
Escala da foto: barra= 50µ;

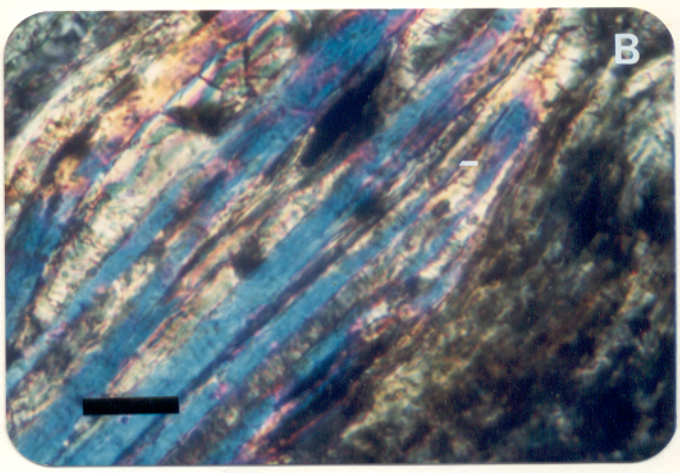
C) Muscovita mostrando cores de interferência mais baixas próximo a suas bordas (seta), notar ainda o grão de feldspato parcialmente substituído por calcita, nX, poço 2-TA-1-MA, 2497,4 m de prof.
Escala da foto: barra= 200µ;

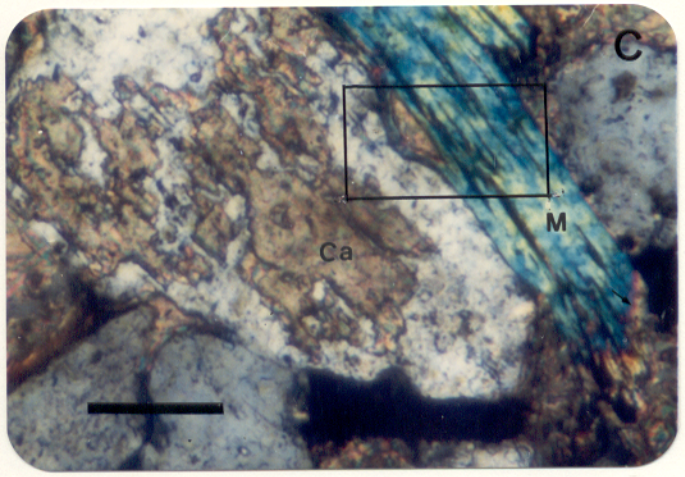
D) Detalhe da foto anterior, notar a calcita (Ca) deformando os planos de clivagem de muscovita.
Escala da foto: barra= 50µ;

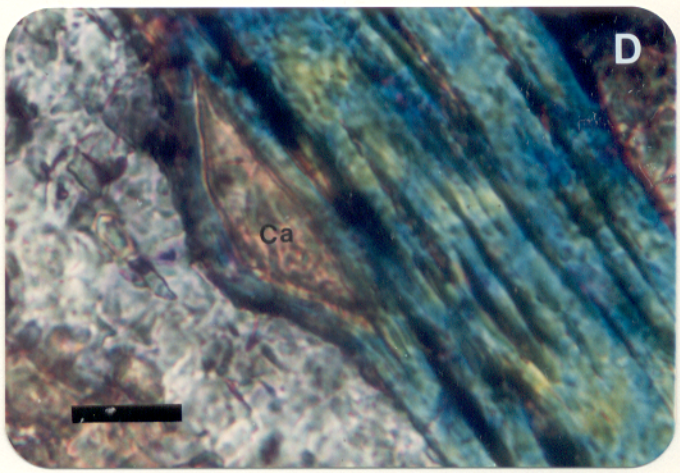
E) Biotita (Bt) alterada, mostrando manchas escuras de óxido de ferro paralelas aos planos de clivagens, n//, poço 1-BG-1R-MA, 1743,4m de prof.
Escala da foto: barra= 200µ;

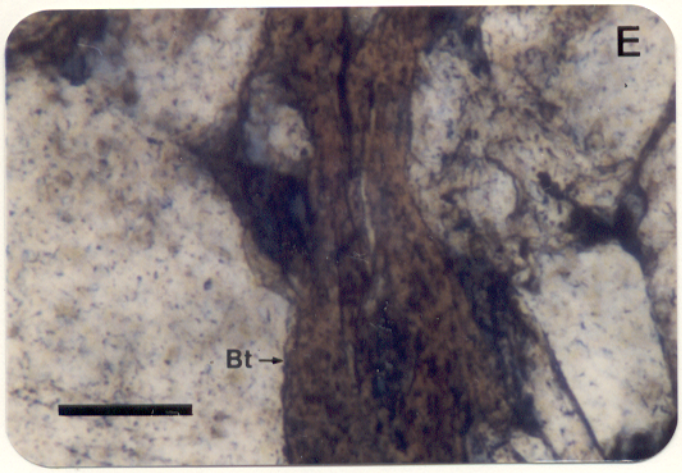
F) Mesma foto com nX, notar a birrefrigência anômala.
Escala da foto: barra= 200µ;

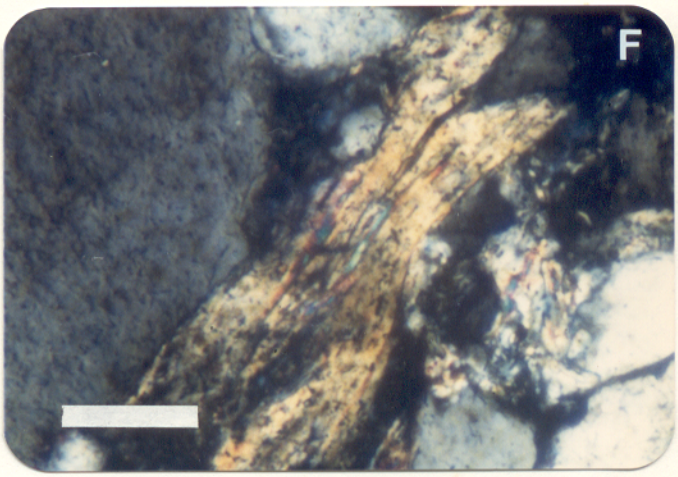

A


B


C
M
Ca


D
Ca


E
Bt


F

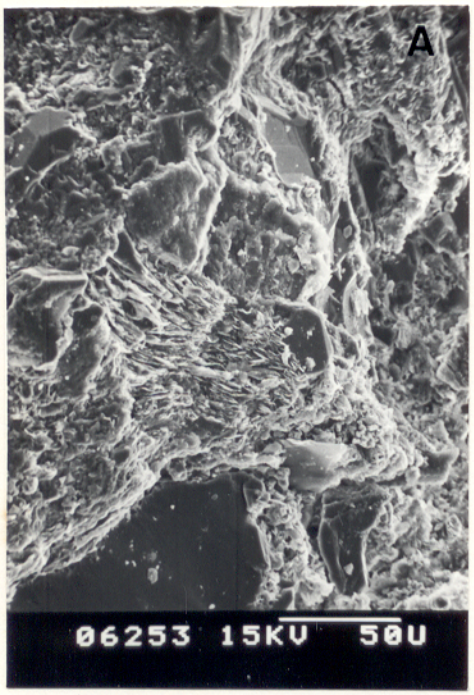
Est. 18 - Alterações de Minerais Micáceos (cont.)

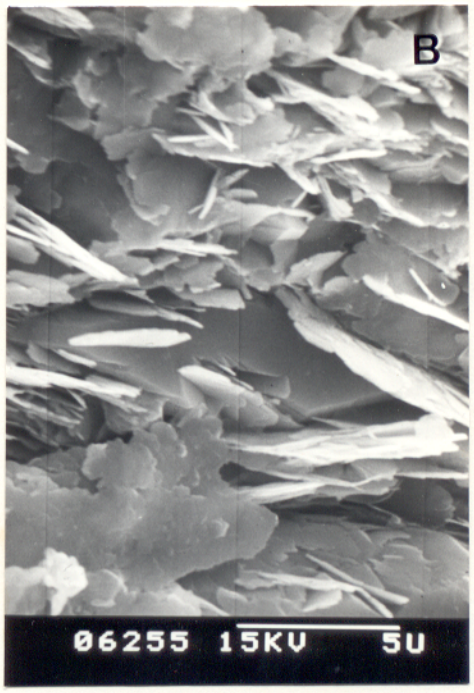
A) Mineral micáceo alterado (Centro) MEV, poço 1-BD-2-MA,2341,5m de prof.
   Escala da foto: barra= 50µ;

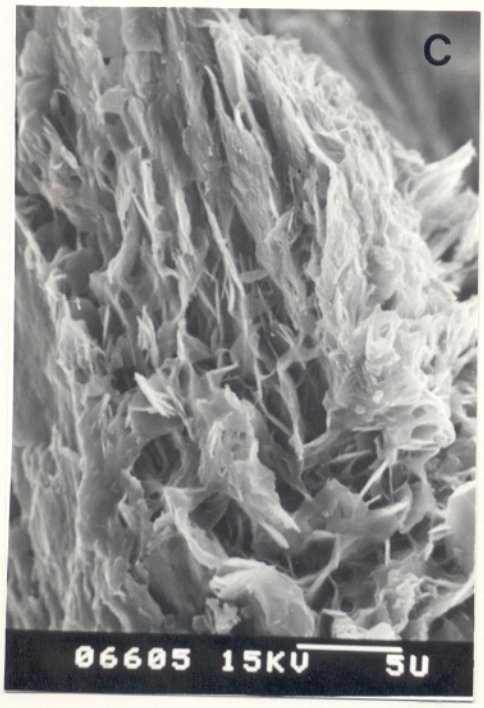
B) Detalhe da foto anterior.
   Escala da foto: barra= 5µ;

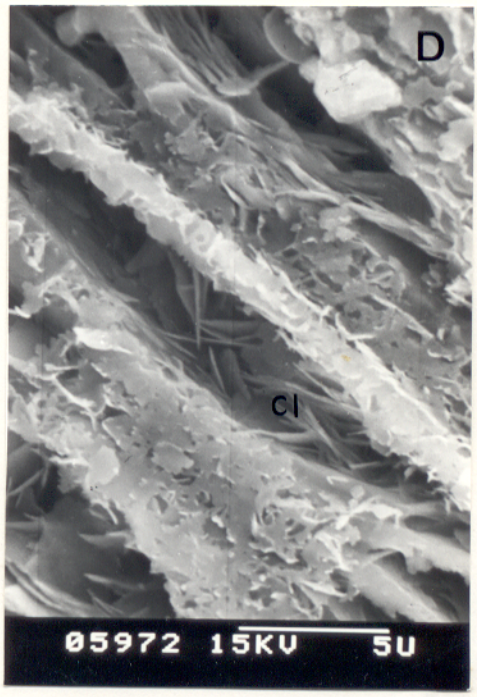
C) Mineral micáceo alterado para clorita, MEV, poço 2-SB-1-MA , 1815m de prof.
   Escala da foto: barra= 5µ;

D) Mineral micáceo mostrando entre os planos de clivagem o desenvolvimento de clorita (Cl), MEV, poço 1-BG-2-MA, 1704,2 m de prof.
   Escala da foto: barra= 5µ;


A
06253 15KV 50U


B
06255 15KV 5U


C
06605 15KV 5U


D
CI
05972 15KV 5U

Est. 19 - Ilita e ilita-esmectita

A) Pequenas plaquetas com morlologia semelhante a ilita-esmectita (IS), MEV, poço 2-TA-1-MA, 2435,7m de prof.
Escala da foto: barra= 5µ;

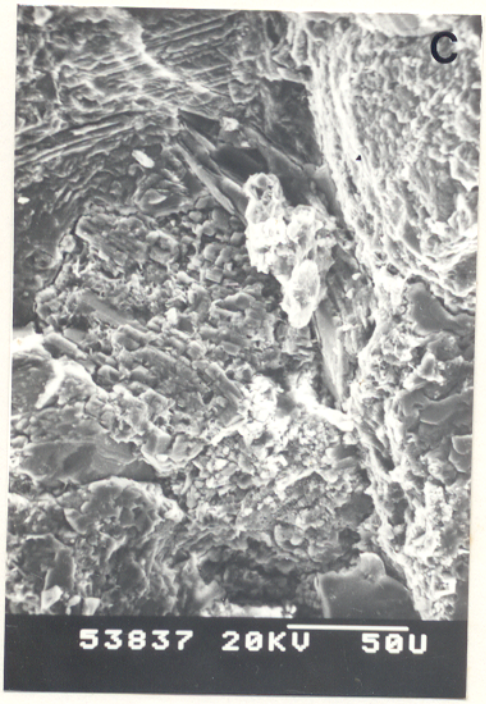
B) Ilita (I) na forma de "fios" ligando as extremidades dos poros como pontes, MEV, poço 1-TA-2-MA, 2403,5m de prof.
Escala da foto: barra= 5µ;

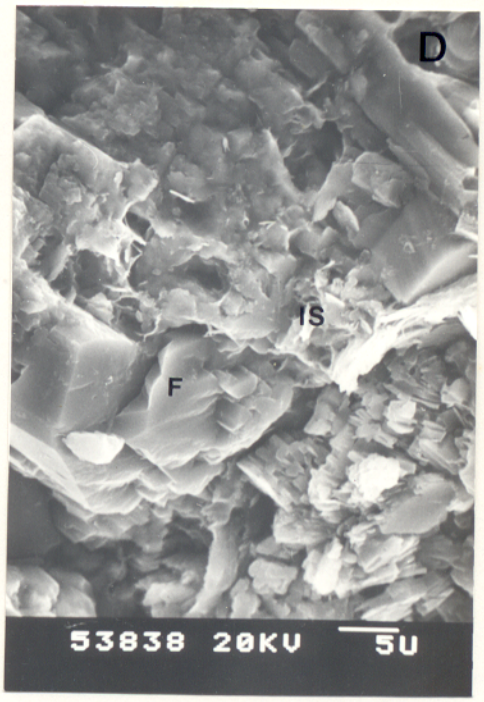
C) Ilita-esmectita sobre os sobrecrescimentos de feldspato (F), MEV, poço 2-TA-1-MA, 2435,7m de prof.
Escala da foto: barra= 50µ;

D) Detalhe da foto anterior.
Escala da foto: barra= 5µ;


A
IS
53836 20KV 5U


B
06145 15KV 5U


C
53837 20KV 50U


D
IS
F
53838 20KV 5U

micas alteradas, propondo como causa para sua origem o ambiente levemente alcalino gerado pela liberação de K.

Ilita e ilita-esmectita ocorrem em valores menores, geralmente como preenchimentos de poros ou como alteração de componentes detríticos como mostra a Est. 19-B e E. A ilita ocorre em forma de "cabelos" ou "fios" ligando as paredes dos poros como pontes. O intertestificado ocorre como alteração e preenchendo parcialmente alguns poros.

5.4 Porosidade Secundária

Foram os geocientístas soviéticos Chepikov e Savekevich que, em 1959, apresentaram pela primeira vez o conceito de porosidade secundária em arenitos (Shanmugan, 1984). Porém, somente a partir da década de 70 é que registrou-se um avanço maior neste campo de pesquisa.

Define-se por porosidade secundária o espaço poroso que tem sua origem após a deposição final dos sedimentos (Choquette e Pray, 1970). Resulta principalmente da dissolução de constituintes instáveis (grãos, cimentos e substituições), que reagem com as águas intersticiais subsaturadas com respeito a uma ou mais fases minerais presentes(Bjørlykke, 1984). A porosidade secundária pode formar-se a qualquer instante durante a história diagenética de um sedimento: 1) antes do soterramento efetivo, sob a influência do ambiente deposicional, portanto dentro do regime eogenético; 2) a qualquer profundidade de soterramento acima da zona de metamorfismo, isto é, durante o regime mesogenético e 3) durante a exposição de sedimentos previamente submetidos a um soterramento, durante o regime telogenético(Schmidt e McDonald, 1979a). É, no entanto, durante a mesodiagênese que os maiores volumes de porosidade secundária são gerados, principalmente pela dissolução de constituintes carbonáticos de origem autóctona e alóctona (Hayes, 1979). Além disso, a porosidade secundária pode ser formada: a) por fraturamento de grãos e rochas; b) por contração de grãos ou matriz e c) por dissolução de constituintes não carbonáticos (Schmidt e McDonald, 1979a).

Várias são as hipóteses propostas para explicar a formação por dissolução da porosidade secundária. Bjørlykke(1983) sugere que a dissolução pode ser causada tanto pela ação do CO_2 derivado da maturação do querogênio, como pela ação de águas meteóricas durante o soterramento pouco profundo. No entanto , segundo este autor, o CO_2 produzido a partir da maturação do querogênio é insufiente para criar porosidade secundária em volumes significativos durante o soterramento profundo. Grande parte do CO_2, liberado a partir dos folhelhos seria neutralizado pelo carbonato e feldspato contidos no próprio folhelho. Para entender-se a geração de porosidade secundária, devem ser considerados todos os processos que favorecem a dissolução, sobretudo do carbonato e feldspato, como por exemplo: lixiviação por águas meteóricas, a dissolução a partir de CO_2 gerado pela maturação do querogênio e a transformação da esmectita e caolinita em ilita (Bjørlykke, 1983). Mais recentemente, Shanmugam (1984), baseado nos estudos de Hutcheon et al. (1980), acrescentou um outro importante mecanismo para a geração de quantidades significativas de CO_2, que envolve a reação entre argilo-minerais e carbonatos durante o soterramento profundo.

Os arenitos da Formação Bom Gosto apresentam feições texturais típicas de dissolução. Tanto os seus constituintes detríticos quanto os autigênicos tais como cimentos e substituições, mostram-se afetados parcial ou totalmente por soluções lixiviantes. Entre os grãos do arcabouço, os principais atingidos foram os feldspatos, principalmente os grãos de plagioclásio seguidos pelos fragmentos líticos de origem granítica. Mais fortemente que os grãos foram afetados os constituintes autigênicos , sobretudo o carbonato em forma de cimento e substituição. Sua dissolução parcial ou total, dependendo da intensidade da lixiviação gerou diversos tipos de porosidade secundária que serão discutidos em seguida.

No reconhecimento da porosidade secundária, utilizou-se os critérios propostos por Schmidt e McDonald (1979b) e Shanmugam (1985), que incluem: a) grãos corroídos; b) restos de cimentos e substituições; c) zonas adjacentes com porosidades diferentes; d) moldes; e) heterogeneidade no empacotamento; f) poros agigantados; g) grãos fraturados; h) poros intraconstituin-

tes e i) poros alongados. As amostras que apresentavam um ou mais destes critérios petrográficos, foram consideradas como possuidoras de porosidade secundária. A avaliação do espaço poroso comprovou a ubiqüidade da porosidade secundária em quase todas as amostras estudadas. Nenhuma lâmina mostrou evidências texturais unicamente de porosidade primária.

Em 5 poços (2-AD-1-MA; 2-TA-1-MA; 1-BG-1R-MA ; 1-BG-1-MA e 1-SB-1-MA) foram quantificados os poros de 19 amostras, com base na sua posição dentro do arcabouço textural e em várias de suas características geométricas. Seguindo os esquemas das texturas de porosidade apresentados por Pittman (1979) e Schmidt e McDonald, (1979b), as seguintes categorias foram distintas: A) porosidade de dissolução; B) porosidade intergranular (regular); C) microporosidade e D) porosidade de fraturamento (Fig. 11).

A porosidade de dissolução foi, por sua vez, dividida em seis sub-categorias: A1 - corresponde a poros intergranulares amplificados, que originam-se a partir da dissolução total do cimento carbonático que corroe e substitui os grãos. Estes poros apresentam geralmente contornos irregulares e é comum encontrar-se em seu interior restos de grãos bastantes corroídos (Est. 20-B). A2 - é semelhante a A1, diferindo apenas por apresentar no seu interior restos de cimento carbonático (Est. 20-D) A3 - é formada por poros originados da dissolução parcial de cimentos não agressivos e diferem de A2 por apresentar poros com bordas lisas ou retilíneas (Est. 21-A). A4 - refere-se aos grãos "alveolados", que forma-se através da dissolução parcial ou total do cimento carbonático que substitui parcialmente grãos de feldspato (Est. 20-B e C). A5 - corresponde aos poros denominados de "móldicos" e origina-se a partir da dissolução total de grãos e/ou substituições. A6 - compreende os chamados poros agigantados("oversized pores") e se origina a partir da dissolução de grãos e substituições cujo diâmetro atinja 1,2 vezes o diâmetro dos grãos adjacentes (Est. 21-B).

A segunda categoria, B, denominada de porosidade intergranular regular, é semelhante a porosidade primária, uma vez que, os poros possuem bordas lisas, tem pequenas dimensões e apresentam formato geralmente triangular. Contudo, a origem secundária destes poros não deve ser descartada. Neste caso, o ci-

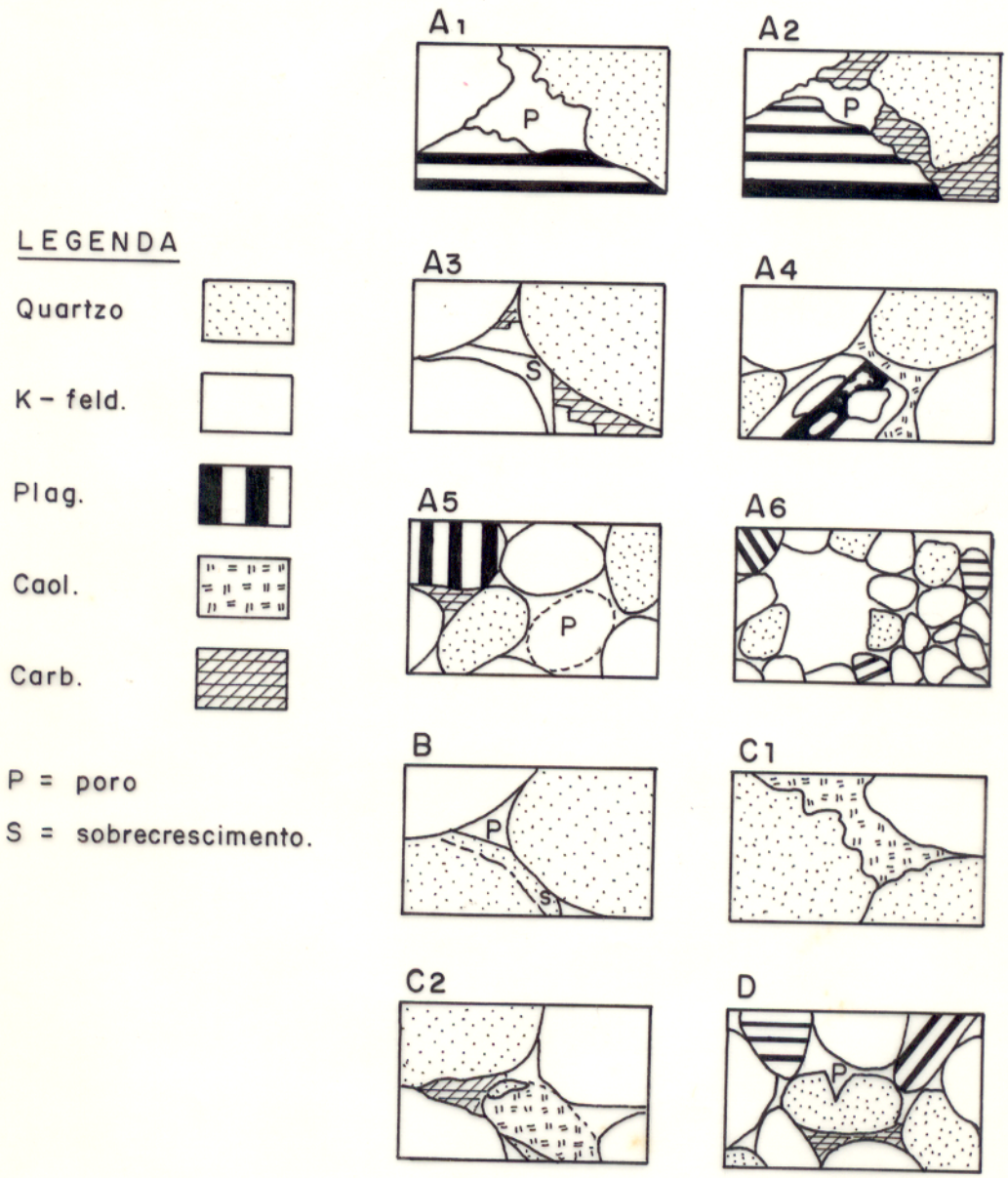


Fig. 11 – Tipos de Porosidade secundária. Modificada de Schmidt e McDonald (1979b) e Pittman (1979) verificados nos arenitos da Fm. Bom Gosto. A_1 até A_4 = porosidade de dissolução ; B = porosidade intergranular regular ; C_1 e C_2 = microporosidade ; D = porosidade de fraturamento.

Est. 20 - Tipos de Porosidade Secundária nos Arenitos Bom Gosto.

A) Frente de dissolução, notar o contato entre o arenito poroso (P) e o contendo forte cimentação carbonática, poço 2-TA-1-MA, 2469,7m de prof.
Escala da foto: barra= 1cm;

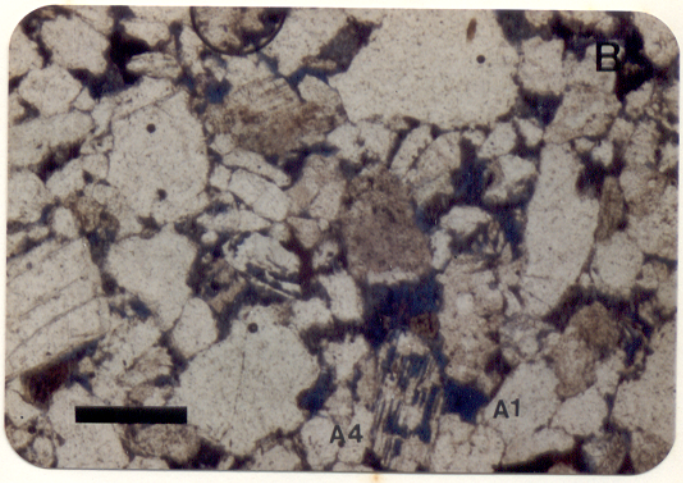
B) Porosidade tipo A1 e A4 em arenito com boa porosidade, n// , poço 2-TA-1-MA, 2733,7m de prof.
Escala da foto: barra= 400µ;

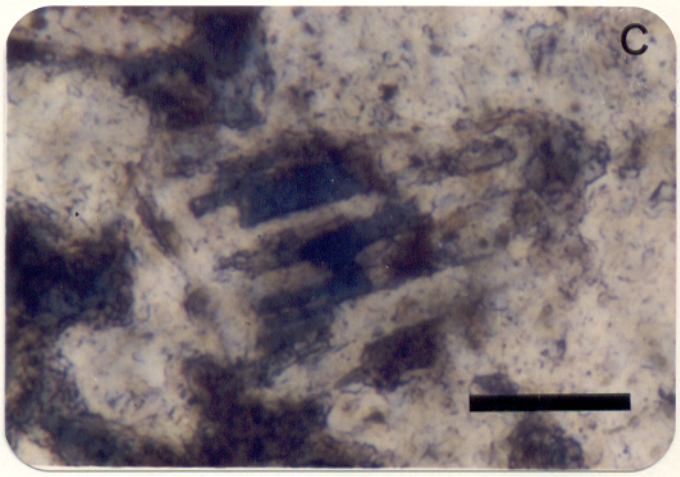
C) Porosidade tipo A4, notar os planos de maclas do feldspato ainda preservados, n//, poço 1-BG-1R-MA, 1838,2m de prof.
Escala da foto: barra= 200µ;

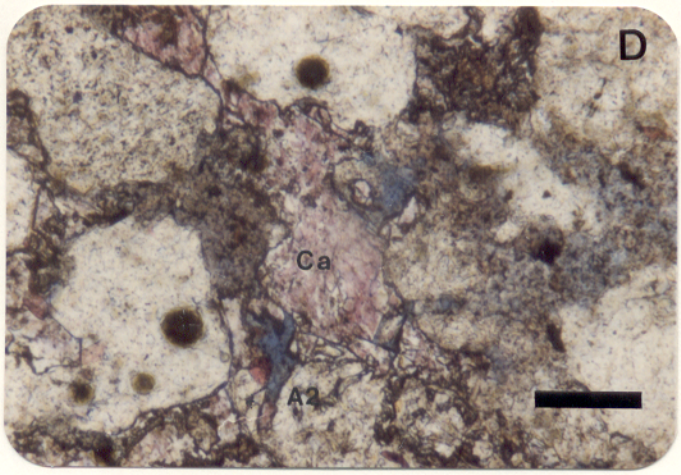
D) Porosidade tipo A2, notar os restos de calcita (Ca) ainda presentes no interior do poro, n//, poço 2-TA-1-MA, 2733,7m de Prof.
Escala da foto: barra= 100µ;

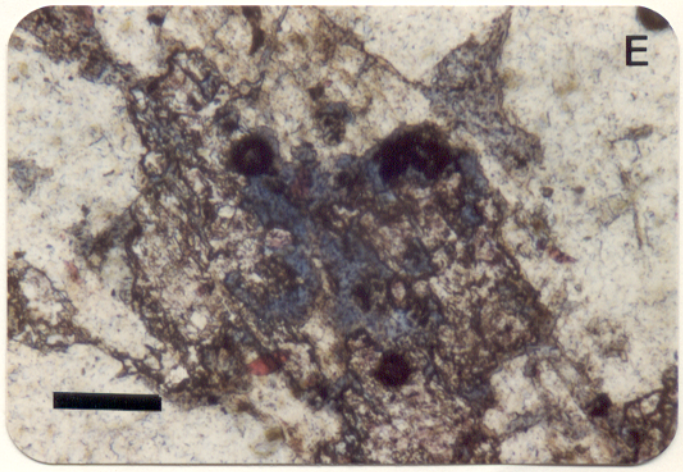
E) Porosidade tipo 4A, notar que o feldspato foi inicialmentemuito "atacado" pelo cimento carbonático, n//, poço 2-TA-1-MA , 2733,7m de prof.
Escala da foto: barra= 100µ;


A
P
1 cm


B
A4
A1


C


D
Ca
A2


E

Est: 21 - Porosidade Secundária (cont.)

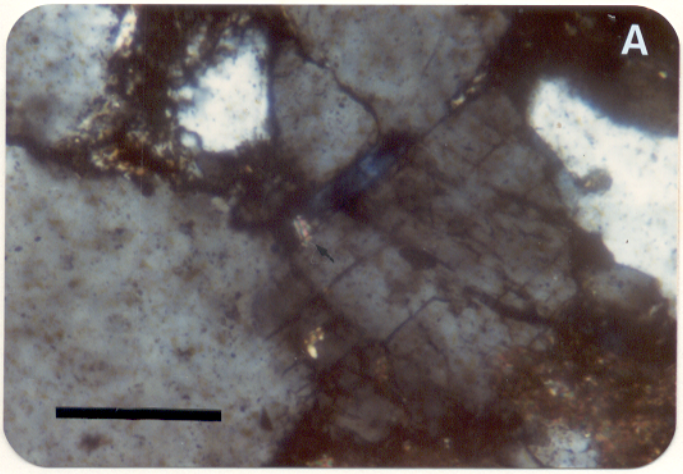
A) Porosidade tipo A3, notar os restos de cimento carbonático ainda presentes no interior do poro (seta), nX, poço 2-AD-1-MA , 1324m de prof.
   Escala da foto: barra= 100µ;

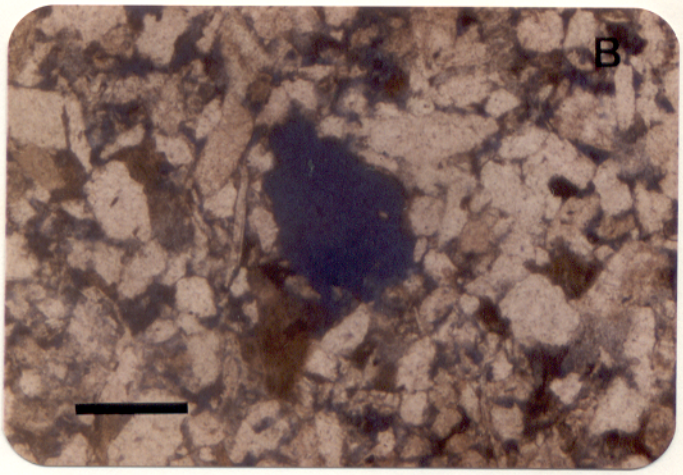
B) Porosidade tipo A6, notar que seu diâmetro excede em aproximadamente 1,2 vezes o diâmetro dos grãos do arcabouço, n// , poço 2-AD-1-MA, 1665,5m de prof.
   Escala da foto: barra= 400µ;

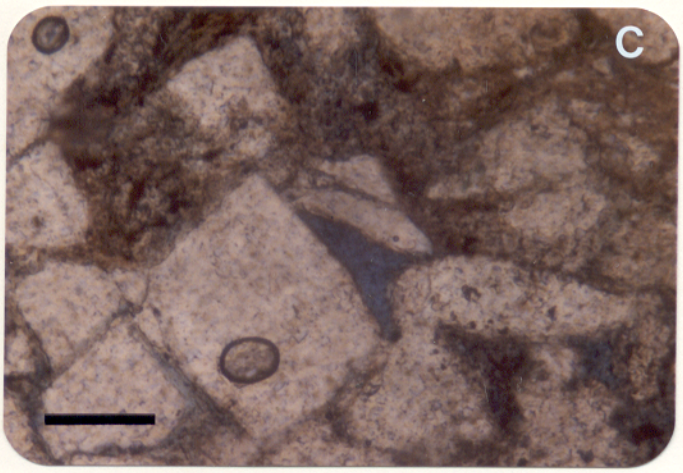
C) Porosidade tipo B, notar as bordas lisas do poro, n//, poço 2-AD-1-MA, 1565m de prof.
   Escala da foto: barra= 100µ;

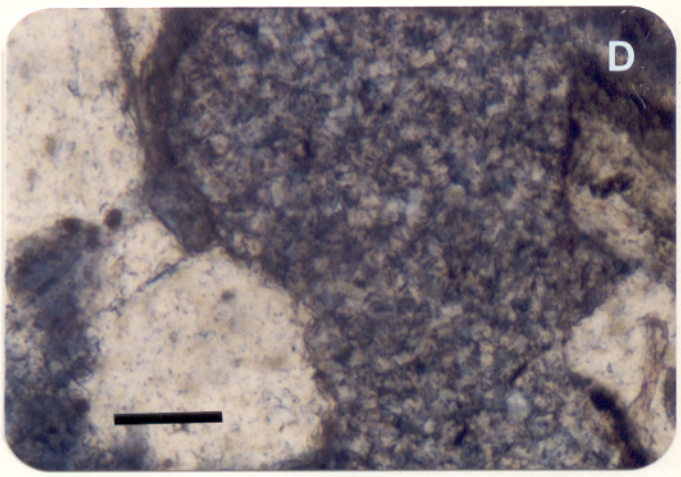
D) Porosidade tipo C2, a caolinita vermicular substitui pseudomorficamente o grão de feldspato, n//, poço 2-TA-1-MA,2575,9m de prof.
   Escala da foto: barra= 200µ;

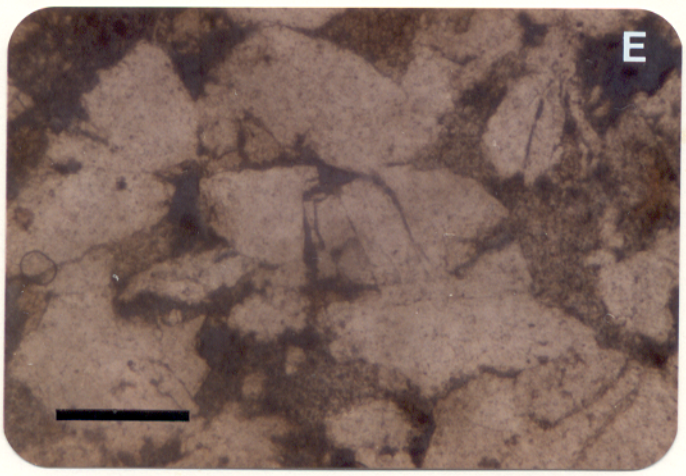
E) Porosidade tipo D ou fraturamento, n//, poço 2-AD-1-MA,1330,1m de prof.
   Escala da foto: barra= 300µ;


A


B


C


D


E

mento carbonático não teria corroído os grãos e sua dissolução teria sido completa (Est. 21-C).

A terceira categoria, C, corresponde a microporosidade e é observada principalmente entre os "booklets" de caolinita. Está dividida em duas classes de acordo com a posição deste mineral dentro do arcabouço textural dos arenitos: C1 - ocorrem em "manchas" de caolinita que preenchem parcial ou totalmente poros de origem secundária (Est.15F);C2-está confinada a grãos de feldspato parcial ou totalmente substituídos pseudomorficamente por caolinita (Est. 21-D).

A última categoria, D, denominada de porosidade por fraturamento,como o próprio nome diz, é formada pelo microfraturamento de grãos e da própria rocha (Est. 21-E). Ocorre preferencialmente em grãos de feldspato. Em algumas amostras as fraturas apresentam-se soldadas pelo cimento carbonático ou fazem parte de "esqueletos"dos feldspatos originados pela dissolução do cimento carbonático que os substituia previamente.

A distribuição quantitativa dos tipos de porosidade é mostrada na Tab. 3. As percentagens obtidas todavia, devem ser compreendidas apenas como valores de orientação, uma vez que apenas um número restrito de amostras (19) foi sistematicamente investigado. É importante notar que,a maioria dos tipos de porosidade está presente em todas as amostras analisadas, apenas A3,A6,C2 e D ocorrem em valores menores. Na Tab. 4, a matriz de correlação mostra as relações dos tipos de porosidade entre si e com a profundidade.

A1 é o tipo de porosidade predominante, 68% das amostras estudadas apresentam valores superiores a 40%, perfazendo em média 45% do volume total de porosidade. As correlações com os valores de profundidade, cimento carbonático e feldspato, mostram que A1 aumenta com a profundidade, provavelmente às custas do cimento carbonático e apresenta aparentemente uma prefe - rência pelas rochas mais feldspáticas (Fig. 12).

A2 é o terceiro tipo de porosidade dominante. Mostra valores bastante irregulares, variando de 1 a 39% do volume total de porosidade. As correlações com A1 e a profundidade mos-

TABELA 3 - Tipos de porosidade secundária nos arenitos Bom Gosto; classificação da porosidade com base em Pittman (1979) e Schmidt e McDonald (1979b).

POÇO AMOSTRAS	PROF. (m)	A1	A2	A3	A4	A5	A6	B	C1	C2	D
AD-1/5159	1322.2	19.0	27.0	9.0	5.5	2.5	0.0	6.0	27.0	1.5	0.5
AD-1/5160	1324	25.5	26.5	3.5	9.5	1.0	0.0	3.0	28.0	1.5	2.0
AD-1/5162	1330.1	12.0	35.5	10.0	8.5	2.0	0.0	10.0	26.5	0.5	1.5
AD-1/5663	1331.5	31.5	23.5	4.0	5.0	4.5	0.0	4.0	21.5	2.0	4.5
AD-1/5164	1332.6	13.0	39.0	1.0	8.0	0.5	0.0	1.5	31.5	4.0	1.5
BG-1/3592	1703	68.5	1.5	0.0	9.0	4.5	0.5	8.0	6.5	0.5	1.0
BG-1/3593	1703.7	56.5	4.0	0.5	9.5	3.5	0.0	14.0	11.0	0.0	1.0
BG-1/3588	1743.7	47.0	4.0	1.0	10.0	5.0	0.0	10.0	15.5	6.0	0.0
BG-1/3589	1744,4	50.5	6.0	0.0	9.5	2.0	0.0	7.5	20.5	3.5	0.5
BG-1/4001	1803.9	48.0	10.0	0.5	8.5	1.5	0.0	6.0	23.0	2.5	0.0
BG-1/4002	1805	43.0	11.0	1.5	13.5	2.0	0.0	9.5	17.5	1.0	1.0
SB-1/3619	1815.5	21.5	16.0	0.5	9.5	0.0	0.0	3.5	47.0	0.0	2.0
TA-1/5105	2434.7	55.0	7.5	1.5	5.5	5.5	0.0	19.0	4.0	1.0	1.0
TA-1/5111	2474.4	44.5	14.5	3.5	5.5	5.0	0.0	10.5	14.5	2.5	1.0
TA-1/5112	2475.9	64.5	4.5	0.5	8.5	4.5	0.0	11.0	5.5	0.0	0.5
TA-1/5121	2496.6	51.5	4.0	0.0	8.5	7.0	0.0	19.5	8.0	1.5	1.0
TA-1/5141	2555.3	72.0	3.0	0.0	10.5	6.0	0.0	5.5	3.0	0.0	0.0
TA-1/5143	2558.4	69.5	1.0	0.0	7.5	4.5	0.0	3.0	11.5	0.5	2.0
TA-1/5152	2695.3	60.0	10.0	0.0	10.0	1.5	0.0	0.5	17.5	0.5	0.0

OBS: Os símbolos A1, A2, A3, A4, A5, A6, B, C1, C2, D podem ser identificados em quadro sobre porosidade secundária. AD-1 = Água Doce I; BG-1= Bom Gosto I; BG-2= Bom Gosto II; SB-1= São Bento I, TA-1= Tutoia I.

TABELA 4 - Correlação dos tipos de porosidade entre si, e a profundidade.

	PROF.	A1	A2	A3	A4	A5	A6	B	C1	C2	D
PROF.	1.00										
A1	0.75	1.00									
A2	-0.68	-0.92	1.00								
A3	-0.53	-0.68	0.71	1.00							
A4	0.04	0.20	-0.28	-0.40	1.00						
A5	0.54	0.61	-0.57	-0.18	-0.27	1.00					
A6	-0.11	0.30	-0.24	-0.16	0.06	0.14	1.00				
B	0.27	0.24	-0.37	-0.03	-0.11	0.62	0.00	1.00			
C1	-0.61	-0.83	0.68	0.34	0.01	-0.83	-0.25	-0.54	1.00		
C2	-0.32	-0.27	0.17	-0.02	-0.09	-0.04	-0.16	-0.06	0.18	1.00	
D	-0.39	-0.39	0.41	0.24	-0.39	-0.07	-0.02	-0.21	0.33	-0.11	1.00

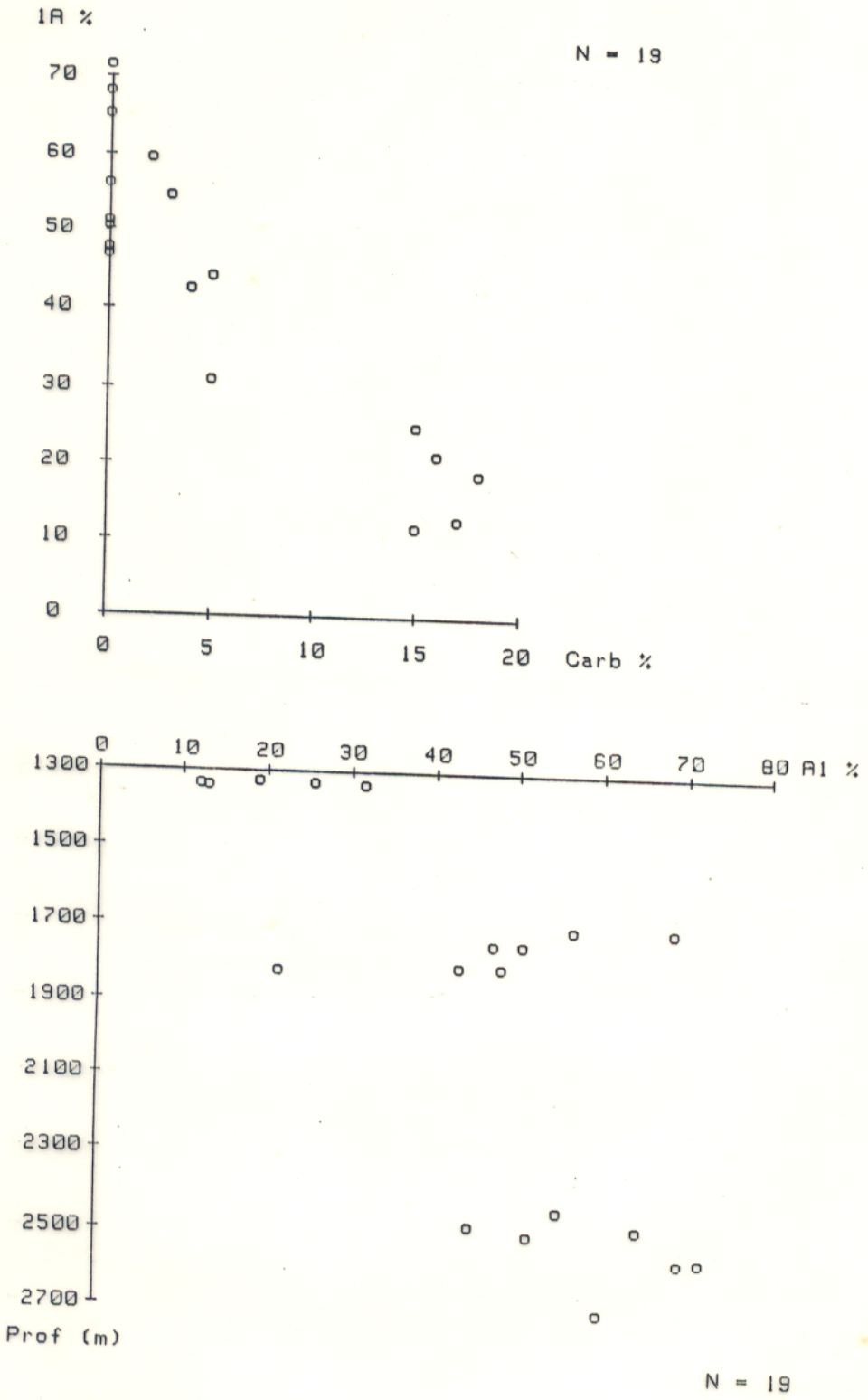


Fig. 12 – Correlação da porosidade secundária A1 com a profundidade e o cimento carbonático mostrando o aumento de A1 com a profundidade as custas do carbonato.

tram que A2 decresce as custas da formação de A1 e na medida que aumenta a profundidade. A relação com A1 é evidente já que A2 representa um estágio inicial de formação daquele tipo de porosidade onde há ainda a presença de cimento carbonático (Fig. 11).

A3 mostra valores pouco expressivos, variando entre 0 e 19,5% do volume total de porosidade. Assim como A2, mostra correlação negativa com A1, sugerindo uma ligação genética. A3 assim como A2 são na verdade fases iniciais que evoluem para A1.

A4 é um tipo de prosidade especial, pois está intimamente relacionada aos feldspatos. Em geral não mostra boas correlações com os demais tipos de porosidade. Sua distribuição é de certa forma regular, atingindo em média 8,5% da porosidade total.

A5 mostra por sua vez, valores muito baixos, variando de 0 à 7%. As correlações positivas com A1 e B são indicativas de que esta porosidade formou-se a partir da dissolução do cimento carbonático que substituia eventualmente grãos de feldspato.

A6 é o tipo de porosidade de dissolução menos frequente. Ocorre na maioria das amostras em valores insignificantes (traços), chegando no máximo a atingir 0,5% da porosidade total.

A porosidade tipo B, a quarta categoria de porosidade mais abundante, varia entre 0,5 a 19,5% do volume total de porosidade, perfazendo 7,8% em média. Sua correlação positiva com A1 e A5 sugere que a mesma aumenta em volume com a dissolução do cimento carbonático.

C1 é o segundo tipo de porosidade mais abundante, em média atinge 17,8%, com 47% das amostras apresentando valores acima de 20,5% do volume total da porosidade. Apresenta uma forte correlação negativa com A1, A5 e B, sugerindo uma origem autigênica, pelo menos em parte, para a caolinita que é o maior responsável por este tipo de porosidade. C1 aumenta na medida em que as porosidades acima citadas são preenchidas pelo ci-

mento de caolinita.

A porosidade C2 não é muito frequente, em média atinge apenas 1,5% da porosidade total. Não apresenta correlação com nenhum outro tipo de porosidade, o que é explicado talvez pelo fato deste tipo de porosidade estar ligado a substituições pseudomórficas de feldspatos por caolinitas.

A porosidade D assim como C2 ocorrem em valores muito baixos, em média 1,2%. Não mostra boas correlações com os demais tipos de porosidade.

Analisando de uma maneira geral o comportamento dos tipos de porosidade com a profundidade, observa-se que as porosidades tipo A e B, aumentam com a profundidade, indicando um aumento na dissolução do cimento carbonático neste sentido (Tab. 4). Tal fato descarta a possibilidade dos constituintes do arcabouço terem sido dissolvidos por influência de águas meteóricas e sugere que provavelmente a lixiviação do cimento carbonático foi causada pela ação de fluxos ascendentes. A dissolução parcial deste cimento deve-se, em parte, ao fato do mesmo encontrar-se parcialmente dolomitizado. Algumas amostras mostram que parte da porosidade secundária foi reduzida pelo colapso mecânico de grãos e, principalmente, pela precipitação de argilo-minerais, sobretudo caolinita.

6 DISCUSSÃO E INTERPRETAÇÃO

6.1 Seqüência Diagenética

Nem sempre a história diagenética de uma rocha sedimentar é facilmente compreendida. Muitas vezes, as relações texturais entre os minerais analisados são complexas, podendo induzir o pesquisador a interpretações dúbias. Para reduzí-las ao mínimo, se faz necessário o emprego do microscópio eletrônico de varredura. Segundo Füchtbauer (1974), os critérios petrográficos qualitativos em muitos casos são imprecisos e requerem dados adicionais. Este autor cita como exemplo algumas observações feitas no Buntsandstein da Alemanha, representados na Fig. 13. No caso A, o crescimento do quartzo parece ter sido interrompido pelo feldspato, portanto o feldspato provavelmente cresceu

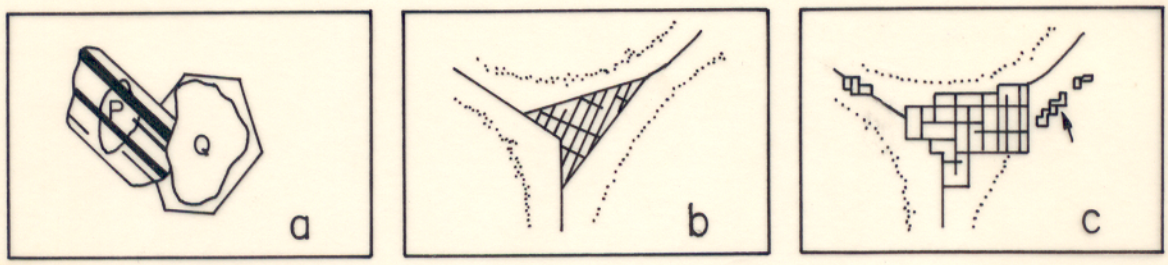


Fig. 13 - Ambiguidade na seqüência temporal dos cimentos segundo Füchdbauer (1974). Explicações no texto.

anteriormente ao quartzo. Uma outra interpretação possível, é que o sobrecrescimento de feldspato substituiu o de quartzo. Esta interpretação é todavia menos provável, porque a substituição só ocorre no sobrecrescimento e não no grão. Já na ausência da "dustline" entre o cimento e o grão de quartzo, a decisão por uma das possibilidades seria mais difícil. O caso B mostra que em poros largos o cimento mais jovem ocupa geralmente o centro do poro. É possível, entretanto, que os sobrecrescimentos de quartzo tenham substituido em parte o cimento que preencheu previamente o poro, (Cp.Bjørlykke et al. 1979). No exemplo C duas interpretações são possíveis: 1) após a formação do sobrecresci-

mento de quartzo, a porosidade remanescente foi preenchida com anidrita que substituiu o quartzo marginalmente e 2) a anidrita preencheu inteiramente o volume do poro e posteriormente foi sibstituída parcialmente pelo quartzo, que finalmente foi substituído marginalmente pela anidrita.

Füchtbauer, em 1983, cita um outro exemplo importante, entre o sobrecrescimento de quartzo ou feldspato e os argilo-minerais. No caso do preenchimento dos poros por caolinita, este mineral nem sempre ocupa totalmente o volume do poro, o que torna possível a precipitação posterior, por exemplo do quartzo, que por sua vez empurra os cristalitos de caolinita para o lado. Somente a presença de inclusões de cristais de caolinita no interior dos sobrecrescimentos de quartzo comprovariam que este mineral é anterior ao quartzo. Contudo, esta feição não elimina a possibilidade de ambos se terem formado conjuntamente ou mesmo que o quartzo iniciou sua cristalização um pouco antes do que a caolinita.

Apesar das dificuldades citadas no reconhecimento das relações texturais entre eventuais cimentos autigênicos, acredita-se que a seqüência diagenética dos arenitos Bom Gosto, pode ser definida satisfatoriamente. A história diagenética foi então dividida em quatro estágios:

Estágio 1 - Neste estágio os sedimentos foram compactados. A compactação predominantemente mecânica no início, produziu um rearranjo nos grãos que levou a deformação de minerais micáceos, esmagamento de grãos dúcteis e eventual fraturamento de algumas partículas de caráter mais quebradiço como o feldspato. Tais fenômenos reduziram parte da porosidade primária. Provavelmente ao final deste estágio desenvolveram-se localmente "forros ralos" de clorita no interior dos poros primários remanescentes, reduzindo ainda mais a porosidade (Est. 16). Se comparado ao modelo proposto por Schmidt e McDonald (1979a), este estágio corresponderia ao estágio mesogenético imaturo.

Estágio 2 - Neste estágio predomina a diagênese química. Sobre os eventuais "forros" de clorita, desenvolveram-se sobrecrescimentos homoaxiais de quartzo ou feldspato respectivamente, produzidos em parte pela dissolução por pressão no con-

tato entre os grãos. Em seguida, uma cimentação carbonática expressiva reduziu a porosidade primária restante a níveis mínimos. Esta cimentação possuiu em geral um caráter agressivo, substituindo parcial ou totalmente os grãos e sobrecrescimentos, o que levou a formação, localmente, de textura poiquilotópica. Provavelmente ao final deste estágio, o cimento predominantemente calcítico foi parcialmente dolomitizado. Este estágio corresponderia ao estágio mesogenético semi-maturo.

Estágio 3 - Este estágio é caracterizado pela dissolução parcial e/ou total do cimento e das substituições carbonáticas, assim como de vários grãos do arcabouço, gerando quantidades significativas de porosidade secundária. Entre os grãos do arcabouço mais fortemente atacados estão os feldspatos e alguns dos fragmentos líticos que,quando totalmente lixiviados, dão origem aos poros móldicos e agigantados. A presença do cimento carbonático dolomitizado no interior de alguns poros secundários , sugere que a dolomitização restringiu em parte a geração de porosidade secundária. Este estágio corresponderia ao estágio meso - genético maturo "A".

Estágio 4 - É caracterizado pela redução da porosidade secundária através de processos químicos e mecânicos . Ocorreu a precipitação de caolinita na forma de "booklets", que preencheram parcial ou totalmente alguns poros. A presença deste argilo-mineral em algumas amostras aumentou significativamente a microporosidade. Além da caolinita, formaram-se também localmente ilita-esmectita, quartzo microcristalino e pirita framboidal. A redução da porosidade secundária por processos mecânicos deveu se sobretudo ao colapso de alguns grãos de feldspato com estrutura alveolar. Provavelmente durante este estágio ocorreu a migração de hidrocarbonetos, como demonstram algumas amostras do perfil Água Doce I, onde observa-se a presença de vestígios de betume envolvendo estruturas vermiculares de caolinita.

A seqüência diagenética dos arenitos Bom Gosto , mostra uma exceção. No perfil Água Doce I, apenas uma amostra que curiosamente apresenta um conteúdo significativo de microfósseis, apresenta cimentação carbonática eogenética com os grãos flutuando no cimento carbonático. Estes fósseis,como comentou-se anteriormente, são característicos de ambiente marinho raso e tal

vez pertençam a alguma plataforma carbonática ainda não perfurada.

6.2 Controles Principais da Diagênese

A diagênese dos arenitos é controlada por uma série de fatores, que abrangem uma vasta escala a partir de flutuações locais na composição química das soluções intersticiais até a tectônica de placas. Geralmente não é apenas um fator particular o responsável pela reação diagenética. São diferentes fatores que podem influenciar a diagênese de uma rocha sedimentar à períodos diferentes, durante sua evolução. Entretanto, a identificação precisa dos vários controles torna-se geralmente difícil, devido a complexidade das relações entre os diversos fatores atuantes. Segundo Hayes (1979) a composição, quantidade e distribuição dos minerais autigênicos, bem como a dissolução dos grãos, são governados pela mineralogia da fração detrítica e pelo fluxo de fluído que por sua vez, são influenciados por vários fatores interrelacionados, como mostra a Fig. 14.

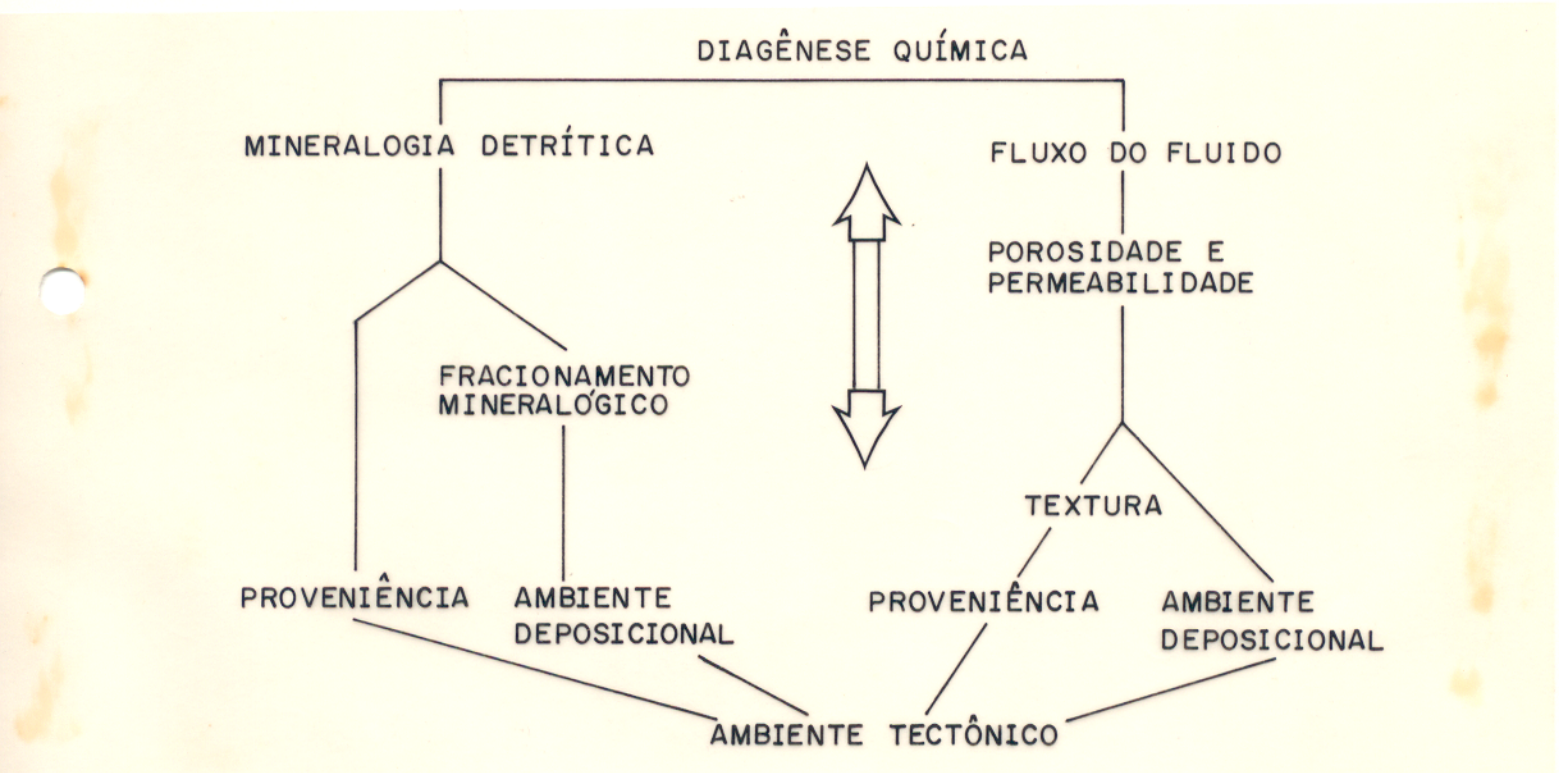


Fig. 14 - Interrelação entre os Controles Diagenéticos segundo Hayes (1979).

Em seguida, analisaremos alguns fatores que afetaram a diagênese dos arenitos da Formação Bom Gosto, tais como a instabilidade tectônica da bacia, que se traduz na elevada taxa de sedimentação, a composição mineralógica detrítica e a granulometria dos arenitos.

Como reflexo do estilo tectônico da Bacia de Barreirinhas, os arenitos da Formação Bom Gosto, na área leste , foram depositados por correntes de turbidez espasmódicas. Azevedo et al. (1985) admitem que a taxa de sedimentação durante o Aptiano, foi maior que 100cm/1000 anos. Este fato influenciou de forma significativa a diagênese dos sedimentos Bom Gosto, no tocante a redução da porosidade primária pela compactação mecânica, de tal forma que, o estágio mesogenético imaturo foi atingido em tempo relativamente curto. Como a espessura dos sedimentos do Eo-Cretáceo é bastante grande, o fluxo ascendente das águas intersticiais provocado pela compactação foi substancial e contribuiu para a lixiviação e consequente desenvolvimento da porosidade secundária (cp. Bjørlykke, 1983).

A correlação positiva entre A1 e a profundidade mostra, claramente, este sentido do fluxo das soluções intersticiais, excluindo assim a possibilidade da atuação de águas meteóricas descendentes, que podem atuar mais efetivamente por exemplo, em fossas cratônicas de rifteamento ("cratonic rift graben"). Entretanto, não se sabe ao certo, se a dissolução de carbonato foi causada por soluções ácidas relacionadas a maturação da matéria orgânica, ou por soluções simplesmente subsaturadas em bicabornato.

A composição mineralógica detrítica é controlada pela fonte e esta, por sua vez, é influenciada pela tectônica da bacia e das áreas adjacentes e pelas condições climáticas. Apresenta uma forte influência no comportamento da porosidade primária e na formação dos minerais autigênicos. A imaturidade mineralógica dos arenitos Bom Gosto induziu uma redução de porosidade primária, através da adaptação de grãos instáveis ao espaço poroso, sob o efeito da pressão de sobrecarga dos sedimentos. O volume de matriz atuou semelhantemente, contudo como os seus valores são baixos, sua influência sobre a porosidade foi relativa

mente modesta. Observa-se todavia, que os arenitos com pouca matriz apresentam volumes mais elevados de minerais autigênicos do que aqueles que possuem maiores volumes. No tocante ao carbonato, existe também uma relação com o feldspato, como indica a correlação negativa (-0.65), tabela 5. Isto sugere que arenitos originalmente mais feldspáticos foram talvez mais substituidos pelo carbonato. A formação dos argilo-minerais autigênicos, está possivelmente ligada a mineralogia detrítica através da interação entre as águas intersticiais e os minerais instáveis.

A granulometria também influencia na diagênese dos arenitos. Seu controle com respeito a cimentação carbonática e a porosidade secundária é evidente. A correlação entre o diâmetro médio (espresso em Ø) e a cimentação carbonática mostra uma tendência negativa (-0.66), indicando que os arenitos mais grosseiros apresentam teores mais altos de carbonato. A porosidade secundária, por sua vez, possui uma ligeira correlação positiva com a média, o que implica pelo menos em parte, que arenitos mais finos possuam volumes mais altos de porosidade.

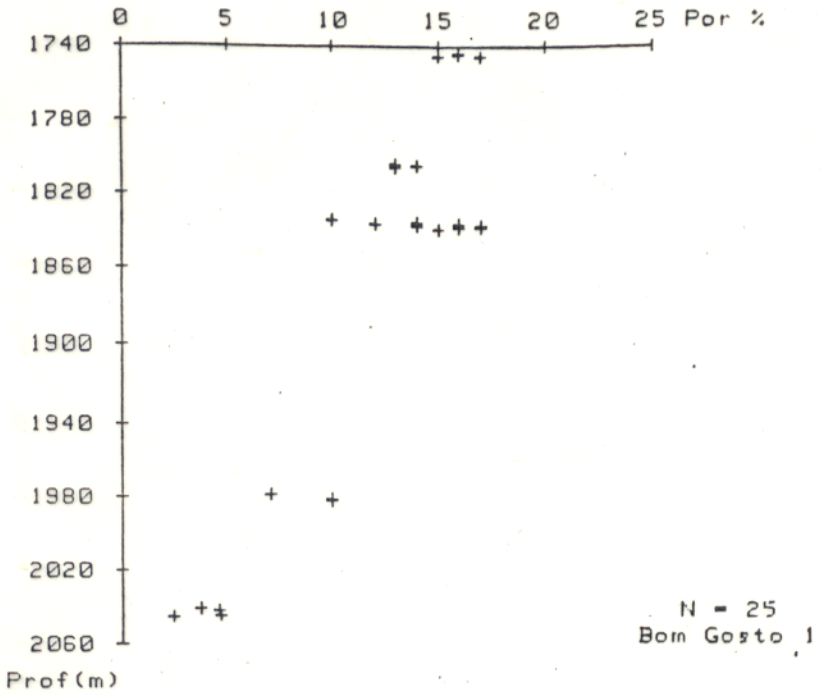
6.3 Potencial dos Reservatórios

Um dos objetivos de um estudo diagenético em arenitos é a caracterização das rochas reservatórios. Um arenito pode ter sua permeabilidade e porosidade seriamente comprometidos por fluidos de perfuração e processos de estimulação, se a mineralogia dos constituintes detríticos e autigênicos não forem bem conhecida. Por outro lado, a distribuição dos cimentos nos reservatórios e seu comportamento com a profundidade, são ferramentas de grande utilidade na prospecção de armadilhas diagenéticas de hidrocarbonetos.

Os arenitos da Formação Bom Gosto, na área leste da bacia, apresentam valores relativamente baixos de porosidade e permeabilidade. A porosidade total apresenta uma tendência a diminuir com a profundidade, embora em determinado intervalo, como no poço 2-AD-1-MA, ela se mantenha relativamente constante entre 5 e 15% do volume total dos arenitos (Fig. 15). A permeabilidade por sua vez, não mostra nenhuma tendência aparente com a profundidade, apresenta valores entre 1 e 15md, embora alguns intervalos apresentem valores de 66 e 85md como nos poços 1-BG -

Tab. 5 - Matriz de correlação dos constituintes (avaliadas em 97 amostras) principais e dos parâmetros (avalidos em 15 amostras) texturais dos arenitos Bom Gosto em todos os poços e no poço 2-TA-1-MA respecticamente.

	QTZ	FELD	FLIT	Q/Q+F	POR	$CaCO_3$	CAO	MD	SEL
QTZ	1.00								
FELD	0.17	1.00							
FLIT	-0.31	-0.01	1.00						
Q/Q+F	-0.10	0.10	-0.07	1.00					
POR	0.18	0.33	0.12	-0.05	1.00				
$CaCO_3$	-0.53	-0.65	-0.24	-0.08	-0.58	1.00			
CAO	-0.09	-0.17	0.19	-0.11	-0.12	-0.12	1.00		
MD	0.03	0.60	0.08	-0.60	0.46	-0.68	-0.04	1.00	
SEL	0.01	-0-10	-0.01	0.20	0.01	0.14	0.01	-0.35	1.00



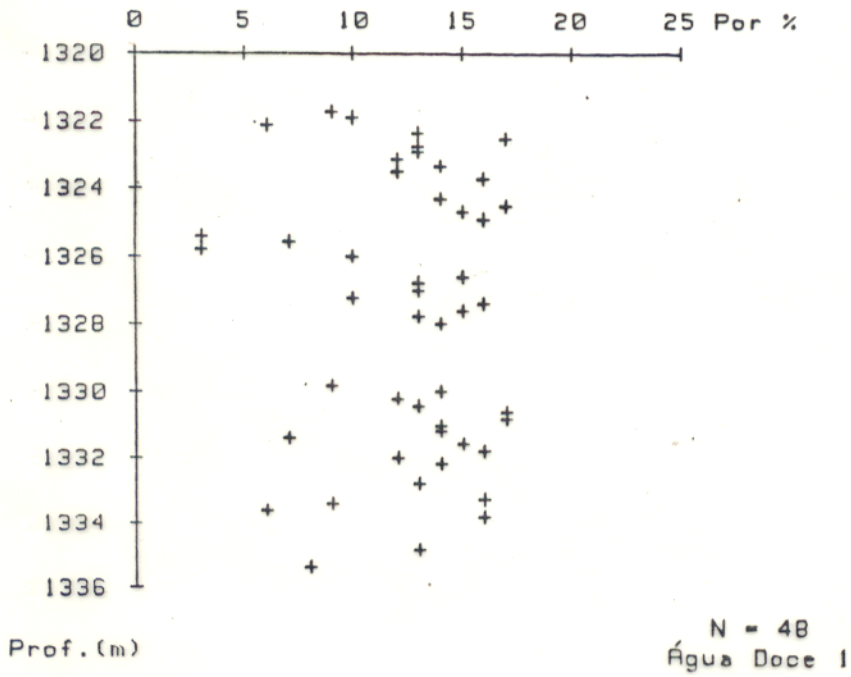


Fig.15 – Correlação entre a porosidade e a profundidade (Poços 1-BG-1R-MA e 2-AD-1-MA). Notar que no primeiro gráfico a porosidade tende a diminuir com a profundidade, e no segundo gráfico (intervalo de profundidade menor) apresenta-se relativamente constante.

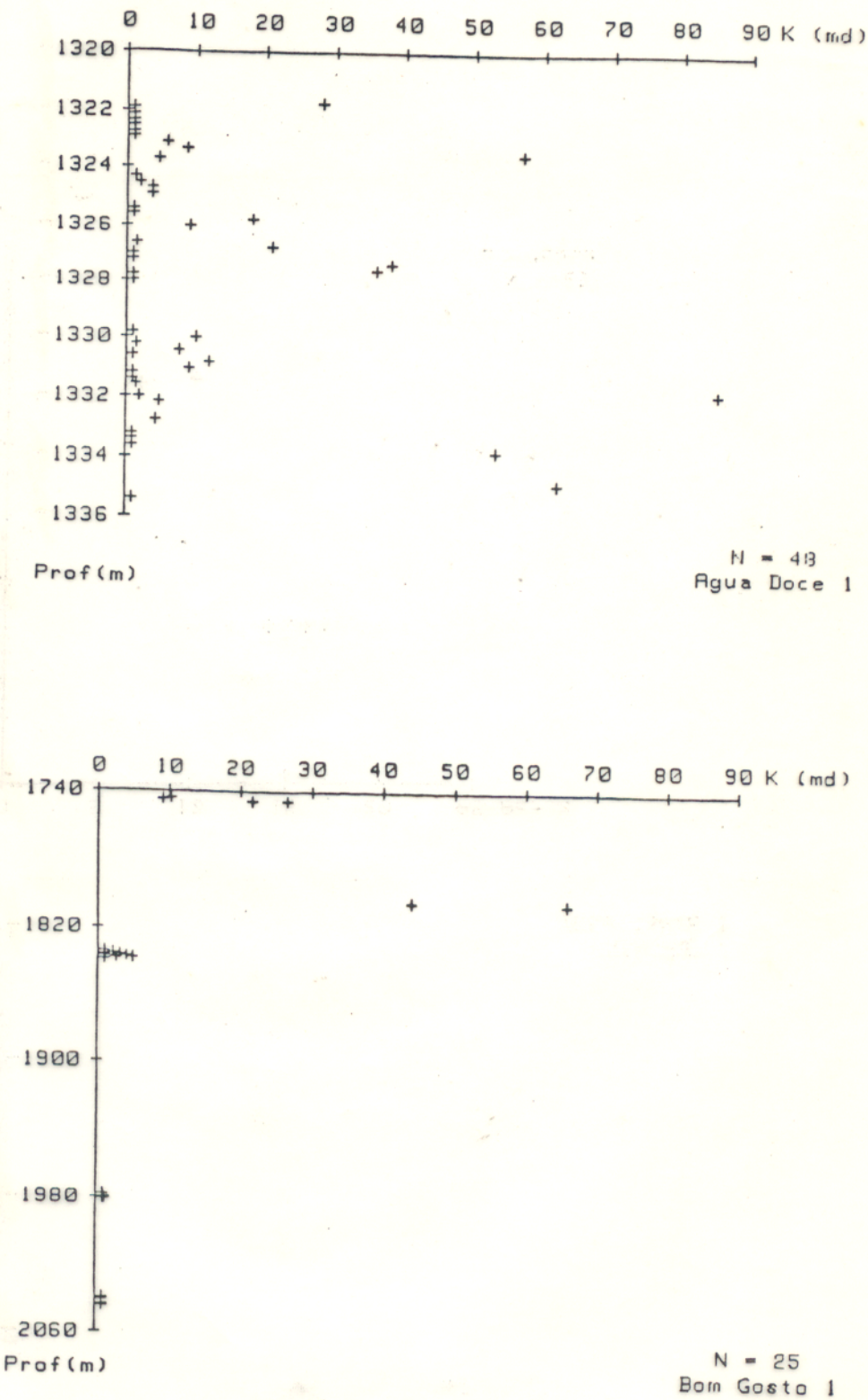


Fig. 16 — Correlação entre a permeabilidade e a profundidade. Não verifica-se nenhuma tendencia aparente.

1R-MA e 2-AD-1-MA a 1805,5 e 1331,8 metros respectivamente (Fig. 16). Dentre os vários fatores que afetam as propriedades petro - físicas dos arenitos Bom Gosto, são os argilo-minerais autigênicos os que mais diretamente interferem. A microporosidade existente entre as plaquetas de caolinita é capaz de reter a água ou qualquer outro fluido devido a atração física entre os sólidos. As ilitas, que ocorrem na forma de pontes entre os grãos, são responsáveis por um aumento na área superficial e consequentemente baixos valores de permeabilidade nos reservatórios (cp. Wilson e Pittman, 1977). Outro fenômeno responsavel por perdas na permeabilidade é a migração de partículas finas, tal como as plaquetas de caolinita e o micro-quartzo que podem obstruir as "gragantas"dos poros . A presença do interestratificado ilita - esmectita deve ser também considerado como um problema, uma vez que quando em contato com a água doce expande e pode causar a obstrução dos poros.

A tendência da porosidade de dissolução aumentar com a profundidade foi obtida a partir de dados de 5 poços (vide Tab. 3). Esta tendência sugere que provavelmente existam reservatórios mais porosos (maior porosidade de dissolução) próximos à base da Formação Bom Gosto, mesmo considerando que a porosidade total geralmente diminui com a profundidade. A tendência observada no diagrama triangular de tipos de porosidade (Fig.17) (Pittman, 1979), corrobora esta hipótese, mostrando que há um aumento na porosidade de dissolução e intergranular em detrimento da microporosidade. O diagrama justifica ainda a baixa permeabilidade observada, pois segundo Pittman (op.cit), arenitos ricos em porosidade intergranular são os que apresentam maiores valores de permeabilidade, enquanto que arenitos ricos em porosidade de dissolução necessitam apresentar intercomunicações entre os poros relativamente grandes para permitir um fluxo razoável . Os arenitos da Formação Bom Gosto podem ser divididos em três grandes grupos, embora não exista uma distribuição geográfica nem estratigráfica: Grupo I, caracteriza-se por apresentar arenitos extremamente cimentados por carbonato e, consequentemente,com porosidade muito baixa são péssimos reservatórios, porém podem ser considerados boas camadas selantes; O Grupo II, caracteriza-se por apresentar arenitos predominantemente microporosos, o que os torna impróprios à acumulação de óleo, porém com razoá

veis perspectivas para gás;e finalmente o Grupo III, constituído por arenitos com porosidade predominantemente de dissolução. Estes arenitos em média apresentam porosidades baixas, entretanto podem alcançar alguns intervalos até 16% do volume total da rocha, o que os torna reservatórios potenciais para óleo e gás.

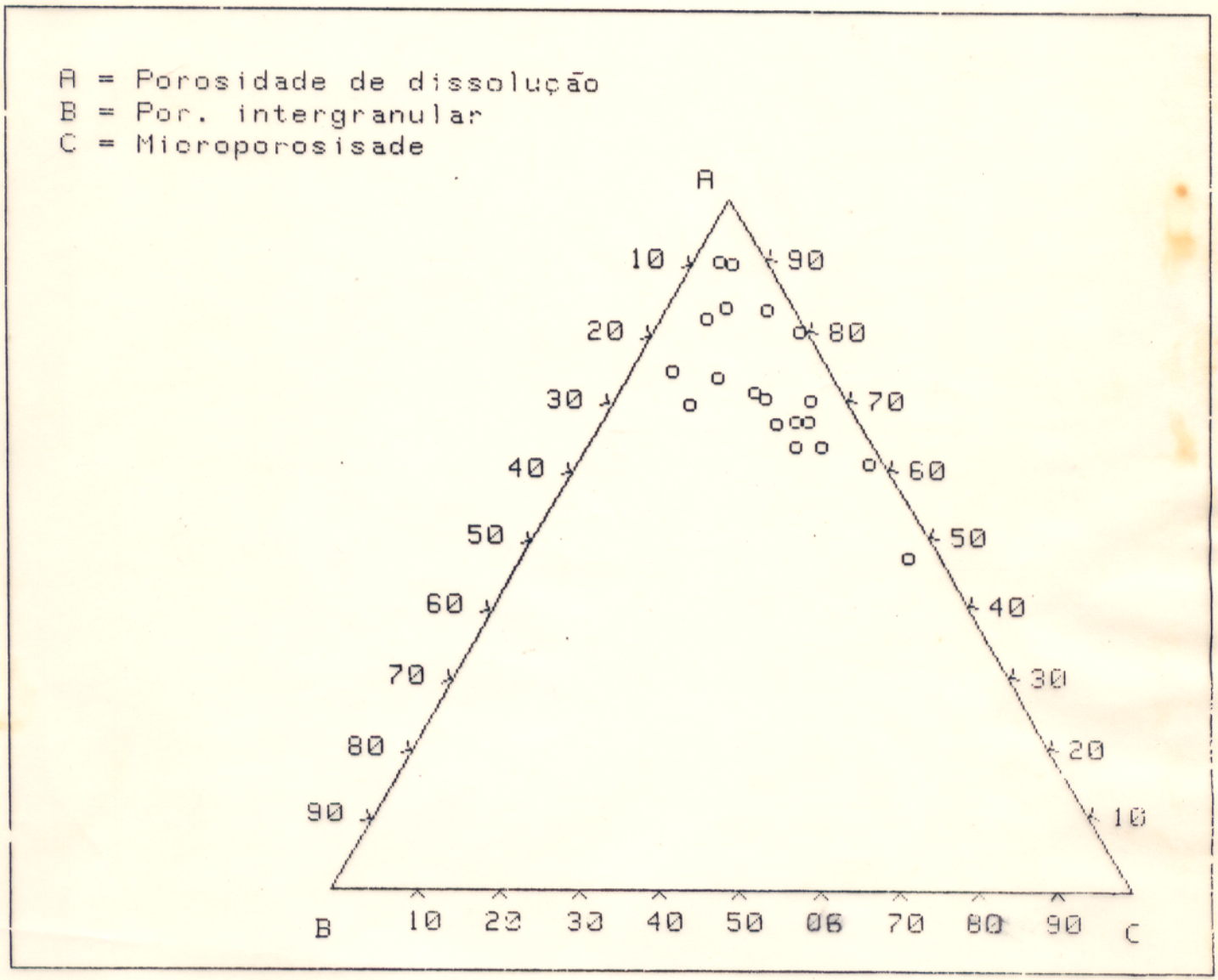


Fig. 17 — Distribuição dos tipos de porosidade secundária em diagrama triangular (Pittman, 1979). Amostras dos poços 2-AD-1-MA, 2-TA-1-MA, 1-BG-1R-MA, 1-BG-2-MA e 2-SB-1-MA.

7 RECOMENDAÇÕES

Para um melhor entendimento dos fenômenos diagenéticos que afetaram a Formação Bom Gosto, sugere-se um estudo diagenético dos folhelhos intercalados, para testar qual é a sua relação com a diagênese dos arenitos.

É recomendável também a quantificação de um maior número de amostras de arenitos, no que diz respeito aos tipos de porosidade, a fim de que se possa empregar com maior sucesso e precisão as técnicas estatísticas.

8 BIBLIOGRAFIA

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. de; ROSSETTI, E.L.; NEPOMUCENO FILHO, F.; CAPUTO , M.V. - 1985 - Modelamento tectônico, origem e evolução da bacia de Barreirinhas. In: Simpósio de Geol. da Amazônia, 2, Belém, SBG, Núcleo Norte, v.1, p. 208-221.

BISCAYE, P.E. - 1965 - Mineralogy and sedimentation of, recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans. Geol. Soc. America Bull., 76(7): 803-832.

BJØRLYKKE, K, - 1983 - Diagenetic reaction in sandstones. In: PARKER A. and SELLWOOD, B.W. eds. Sediment Diagenesis. Dordrecht, Reidel Publishing, p. 169-213.

BJØRLYKKE, K. - 1984 - Formation of secondary porosity: How important is it ? In: McDONALD C.A. and SURDAM, R.C. eds. Clastic Diagenesis. Tulsa, AAPG, p. 277-286 (Memoir 37).

BJØRLYKKE, K.; ELVERHOI, O.; MALM, B.A.D. - 1979 - Diagenesis in Mesozoic Sandstones from Spitsbergen and North Sea - A comparison. Geologische Rundschau, 68(3): 1152-1171.

BLACKBOURN, G.A. - 1984 - Diagenetic history and reservoir quality of Brent Sand sequence. Clay Minerals, 19(3):377-389.

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

BRINDLEY, G. - 1981 - X-Ray identification (with ancillary techniques) of clay minerals. In: LONGSTAFFE, F.J. ed., Short Course in clays and the resource geologists . Calgary, Mineral Assoc. Canada, p. 22-30.

BURCHFIEL, B.C.; STEWART, J.H. - 1966 - "Pull-Apart" origin of the Central Segment of Death Valley, California. Geol.Soc. America Bull., 77(4):439-442.

BURLEY, S.D. - 1984 - Distribution and origin of authigenic minerals in the Triassic Sherwood Sandstone Group, U.K. Clay Minerals, 19(3):403-440.

CARVER, R.E. - 1971 - Procedures in Sedimentary Petrology, New York, Wiley Interscience. 653p.

CHOQUETTE, P.W.; PRAY, L.C. - 1970 - Geologic Nomenclature and Classification of porosity in sedimentary carbonates. Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 54 (2):207-250.

COLLINSON, J.D. & THOMPSON, D.B. - 1982 - Sedimenatry Structures. London, George Allen e Unwin (publishers), 194p.

CROWELL, J.C. - 1974 - Origin of late Cenozoic basins in, southern California. In: DICKENSON, W.R. ed.. Tectonics and sedimentation. Tulsa, SEPM, p. 190-204 (Spec.Pub. 22).

DE BOER, M.P. - 1965 - Relatório sobre a estratigrafia e estrutura regional da Bacia de Barreirinhas. Belém, DEXPRO, RENOR.33p.

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

DICKENSON, W.R.; SUCZEC, C.A. - 1979 - Plate tectonics and sandstone composition. Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 63 (12): 2164-2182.

DICKENSON, W.R.; VALLONI, R. - 1980 - Plate settings and provenance sands in modern ocean basins. Geology, 8(1):82-86.

EPSTEIN, S.A.; FRIEDMAN, G.M. (1983) - Depositional and diagenetic relationships between Gulf of Elat (Aqaba) and Mesozoic of United States East Coast offshore. Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 67(6):953-962.

ESTRELLA, G.O. - 1972 - O estágio "rift" nas bacias marginais do leste brasileiro. In: Cogr.Bras. Geol., 26, Belém, 1972 , Anais... Belém, SBG, v. 3, p. 29-34.

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

FISCHER, W.L.; McGOWEN, J.H. - 1969 - Depositional systems in Wilcox Group (Eocene) of Texas and their relation to occcurrence of oil and gas. Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 53 (1):30-54.

FOLK, R.L. - 1974 - Petrology of Sedimentary Rocks. Austin, Hemphill Publishing. 182p.

FRANÇA, A.B. - 1984 - Porosidade secundária nos arenitos das formações Rio Bonito e Itararé e sua possível implicação na exploração de petróleo na Bacia do Paraná. Revista Bras. de Geociências, 14(1):35-46.

FÜCHTBAUER, H. - 1974 - Sediments and sedimentary rocks.Stuttgart, Schweizerbart. 464p.

FÜCHTBAUER, H. - 1983 - Facies control on sandstone diagenesis. In: PARKER, A. and SELLWOOD, B.W. eds. Sediment Diagenesis . Dordrecht, Reidel Publishing. p. 269-288.

GALLOWAY, W.E. - 1979 - Diagenetic control of reservoir quality in Arc-derived sandstone: Implications for petroleum exploration. In: SCHOLLE P.A. and SCHLUGER P.R. eds.. Aspect of Diagenesis. Tulsa, SEMP. p. 251-262 (Spec. Publ. 26).

GIBBS, R.J. - 1968 - Clay mineral mounting techniques for X-ray difraction analysis: A discussion. Jour.Sed.Petrol. 38: 242-244.

GORINE, M.A.; BRYAN, G.M. - 1975 - The tectonic of equatorial Atlantic and adjoining continental margins:Guff of Guinea to northeastern Brazil. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 48 (suplemento). 110-119.

HASZELDINE, R.S.; SAMSON, I.M.; CORNFORD, C. - 1984 - Quartz diagenesis and convective fluid movement: Beatrice Oil field , UK North Sea. Clay Minerals, 19(3):391-402.

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

HEMPTON, M.R.; DUNNE, L.A. - 1984 - Sedimentation in Pull-Apart basins: active examples in eastern Turkey. Jour.of. Geol., 92 (5):513-530p.

HOFFMAN, J. - 1976 - Regional metamorphism and K-Ar dating of Clay minerals in Cretaceous sediments of the Disturbed Belt of Montana. Dissertação de doutorado. Montana, Case Western Reserve University, 266p.

HOHOLICK, J.D.; METARKO, T.; POTTER, E. - 1984 - Regional Variations of porosity and cement: St. Peter and Mt. Simon sands - tones in Illinois Basin. Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull, 68(6):753-764.

HOWER, J. - 1981 - X-Ray diffraction identification of mixed layer clay minerals. In: LONGSTAFFE, F.J. ed.. Short Course in clays and the resource geologist. Calgary, Mineral Assoc. Canadá. p. 39-59.

HURST, A.; IRWIN, H. - 1982 - Geological modeling of clay diagenesis in sandstones. Clay Minerals, 17(1):5-22.

HUTCHEON, I.; OLDERSHAW, A.; GHENT, E.D. - 1980 - Diagenesis of Cretaceous sandstones of Kootenay at Elk Valley (southeastern British Columbia) and Mt. Allan (Southwestern Alberta).Geoch.

Cosmosch. Acta, 44 (10):1409-1425.

JONAS, E.C. & McBRIDE, E.F. - 1977 - Diagenesis of sandstone and shales: Aplication to exploration for hydrocarbons. Univ. Texas, Countining Education Program, Publ. nº 1, 165p.

KANTORWICZ, J. - 1984 - Nature, origin and distribution of authigenic clay minerals from Middle Jurassic Ravenscar and Brent Group sandstone. Clay Minerals, 19(3):359-375.

KRAUSKOPF, K. -1979 - Introduction to Geochemistry. 2ed. Tokyo , McGrawhill Kogakusha, 617p.

KUMAR, N. and LADD, J.W. - 1974 . Origin of compressional structures on the shelf of Brazil and Ghana formed during the opening of equatorial Atlantic. Geol.Soc.Am. Abstract with programs, v.5.

LAND, L.S.; DUTTON, S.P. - 1978 - Cementation of Pennsylvanian deltaic sandstone: Isotopic data. Jour. Sed. Petrology, 43(4): 1167-1176.

LIMA, H.P.; ROSSETTI, E.L.; PENNA FILHO, W. - 1985 - Modelo das acumulações de petróleo no campo de S. João, Bacia de Barreirinhas. In: Simp. de Geol. da Amazônia, 2, Belém, 1985.Anais... Belém, SBG Núcleo Norte, v. 3, p. 239-253.

LOWE, D.R. - 1975 - Water escape structures in coarse grained sediments. Sedimentology, 22(2):157-204.

McDONALD, D.I.M. - 1986 - Proximal to distal sedimentological variation in a linear turbidite trough: Implications for the fan model. Sedimentology, 33(2):234-259.

McLAUGHLIN, R.J.; NILSEN, H.T. - 1982 - Neogene non-marine sedimentation and tectonics in small pull-apart basins of the San Andreas fault system, Sonoma Couty, California. Sedimentology,29(6):865-876.

McLEAN, H. - 1981 - Reservoir properties of submarine-fan facies: Great Valley sequence, California. Jour. Sed. Petrology, 51 (3):865-872.

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.

MIZUSAKI, A.M.P. - 1985 - Resultados de análises ao microscópio eletrônico de varredura. Rio de Janeiro, comunicação Tec. SEGEX, 21/85, 15p.

MÜLLER, G. - 1968 - Methods in Sedimentary Petrology. Stuttgart , Schweizebbart, 283p.

NOGUTI, I. - 1967 - Estudo dos facies carbonáticos da bacia de Barreirinhas, Maranhão. Boletim da Soc.Bras. de Geologia S. Paulo, 16(1):101-109.

PAMPLONA, N.P.R. - 1969 - Litoestratigrafia da bacia Cretácea de Barreirinhas. Bol, Tec. da PETROBRÁS, 12(3):261-290.

PAMPLONA, H.P.R.; PORTO, R.; LIMA, E.C. - 1982 - Evolução geológica do Grupo Canárias - Bacia de Barreirinhas. In: Congr. Bras. Geol., 26, Belém, 1982, Anais... Belém, SBG, v.2, p. 93-106.

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

PERRY, E.A.; HOWER, J. - 1972 - Late-stage dehydration in deeply buried pelitic sediments. Am.Assoc.Petroleum Geologists Bull., 56(10)2013-2021.

PETTIJOHN, F.J.; POTTER, D.E. - 1964 - Atlas and Glossary of primary sedimentary structures. Berlin, Springer Verlag. 370p.

PETTIJOHN,,F.J.; POTER, D.E.; SIEVER, R. - 1973 - Sands and Sandstones. New York, Springer Verlag. 618p.

PITTMAN, E.D. - 1979 - Porosity, diagenesis and productive capability of sandstone reservoir. In: SCHOLLE P.A. and SCHLUGER P. R. eds.. Aspects of Diagenesis. Tulsa, SEMP, p. 159-173p.(Spec. Publ. 26).

POTTER, P.E. & PETTIJOHN, F.J. - 1977 - Paleocurrents and Basin Analysis. Berlin, Springer-Verlag. 296p.

RABINOWTZ, P.D.; La BRECQUE, J. - 1979 - The Mesozoic South Atlantic Ocean and evolution of its continental margins. Jour. of Geophisycal Research. 84:5973-6002.

READING, H.G. - 1980 - Characteristic and recognition of strike-slip fault systems. In: BALLANCE, P.F. and READING, H.G. eds.. Sedimentation in oblique-slip mobile zones. Oxford, Spec.Publ. Int. Assoc. Sediment. 4:105-125.

RODRIGUES, R.; VASCONCELOS, D.N.; CASTRO, J.C. - 1969 - Estudo sedimentológico das formações Albianas e Cenomanianas da bacia de Barreirinhas. Rel. Int. PETROBRÁS 3382.

RODGERS, D.A. - 1980 - Analysis of pull-part basin development produced by "en echelon" strike-slip faults. In: BALLANCE P.F. and READING, H.G. eds.. Sedimentation in oblique-slip modile zones. Oxford, Spec.Publ. Int .Assoc.Sediment. 4:27-41.

ROSSEL, N.C. - 1982 - Clay mineral diagenesis in Rotliegned aeolian sandstones of the southern North Sea. Clay Minerals , 17(1):69-77.

RUPKE, N.A. - 1978 - Deep Clastic Seas. In: READING, H.G. ed. Sedimentary Environments and Facies. London, Blackwell Scientific Publ. 569p.

SARKISYAN, S.G. - 1972 - Origin of authigenic clay minerals and their significance in petroleum geology. Sed. Geology, 7(1) : 1-22.

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

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

SEGONZAG, G.D. de - 1970 - The transformation of clay minerals during diagenesis and low-grade metamorphism: A review. Sedimentology, 15(3/4):281-346.

SHANMUGAN, G. - 1984 - Secondary porosity in sandstones: basic contribution of CHEPIKOV and SAVKEVICH. Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 68(1):106-107.

SHANMUGAN, G. - 1985 - Significance of secondary porosity in interpreting sandstone composition. Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.,69(3):378-384.

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

STOKKE, R.; CARSON, B. - 1973 - Variation in clay mineral X-ray diffraction results with the quantity of sample mounted. Jour. Sed. Petrology, 43(4):957-965.

STONE, D.M.; LUMSDEN, D.N. - 1984 - Secondary porosity in the Upper Jurassic sandstone (Pennsylvanian), little rock-arkadelphia Arcansas. Jour. Sed. Petrology 54(3)899-907.

TAYLOR, J.M. - 1950 - Pore space reduction in sandstones. Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 34:701-716.

TERRA, G.L.S.; De ROS, L.F.; MORAES, M.A.S. - 1982 - Porosidade secundária nos arenitos Jurássicos da Bacia do Recôncavo. In:

Cong.Bras.Geol., 32, Salvador, 1982, Anais... Salvador, SBG , v. 5, p. 2286-2299.

VON ENGELHARDT, W. - 1960 - Der Porenraum der Sedimente. Berlin, Springer Verlag. 107p.

WALKER, R.G. - 1967 - Turbidite sedimentary structures and their relationships to proximal (sic) and distal depositional environments. Jour. Sed. Petrol., 37:25-43.

WALKER, R.G. - 1984 - Facies, Facies Sequence and Facies Models. In: Walker R.G. ed. Facies Models 2º ed. Geoscience Canada , Reprint Serie nº 1, p.1-5.

WELSH, W. - 1979 - A discussion of criteria for distinguishing proximal from distal turbidites. Sed. Geology, 22(3/4):121-126.

WELTON, J.E. - 1984 - SEM Petrology Atlas. Tulsa, Amer. Assoc.Petroleum Geologists. 237p.

WESCOTT, W.A. - 1983 - Diagenesis of Cotton Valley Sandstone (Upper Jurassic), east Texas: Implication for tigh gas formation pay recognition. Am.Assoc. Petroleum Geologists Bull., 67(6): 1002-1013.

WILCOX, R.E.; HARDING, T.P.; SELLEY, D.R. - 1973 - Basic wrench tectonics. Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 57(1):74-96.

WILSON, M.D.; PITTMAN, E.D. - 1977 - Authigenic clay in sandstones. Recognition and influence on reservoir properties and paleoenvironmental analysis. Jour. Sed. Petrology, 47(1):3-31.