

PARÂMETROS CONTROLADORES DA POROSIDADE E DA PERMEABILIDADE NOS RESERVATÓRIOS CLÁSTICOS PROFUNDOS DO CAMPO DE MERLUZA, BACIA DE SANTOS, BRASIL

PARAMETERS CONTROLLING POROSITY AND PERMEABILITY IN CLASTIC RESERVOIRS OF THE MERLUZA DEEP FIELD, SANTOS BASIN, BRAZIL

Cristiano L. Sombra¹⁾, Luci M. Arienti¹⁾, Márcio J. Pereira²⁾ e Juliano M. Macedo²⁾

RESUMO – Os arenitos turbidíticos cretácicos (Turoniano), da Formação Itajaí/Membro lhabela, apresentam porosidade média de 21% a 4 700 m de profundidade, no poço 1-SPS-20 (Campo de gás de Merluza, Bacia de Santos). No poço 1-SPS-25, que perfurou estrutura adjacente à de Merluza, estes arenitos encontram-se também saturados de gás com porosidade média de 16% na profundidade de 4 900 m. Estas porosidades são muito superiores às porosidades médias de reservatórios brasileiros situados a tais profundidades. A porosidade, quase que totalmente intergranular, é considerada predominantemente de origem primária. A preservação da porosidade se deu devido ao desenvolvimento de espessas franjas de clorita em estágio diagenético precoce, as quais inibiram a dissolução por pressão e a precipitação de cimentos. Por outro lado, os arenitos da base da Formação Juréia, a 4 450 m, no poço 1-SPS-25, apresentam porosidade média de apenas 12%. Constituem depósitos de plataforma rasa, possivelmente de complexo de ilhas de barreira. A inexistência das franjas de clorita nestes arenitos propiciou uma maior atuação da compactação química e da cimentação silicosa, o que resultou em maior destruição da porosidade. A composição detrítica do arcabouço e o ambiente deposicional foram os principais fatores controladores da diagênese e da preservação da porosidade dos arenitos do Membro lhabela e da base da Formação Juréia.

(Originais recebidos em 22.10.90.)

ABSTRACT – The Cretaceous (Turonian) turbidite sandstones of the Itajaí Formation/lhabela Member display an average porosity of 21% at a depth of 4,700 m in well 1-SPS-20 (Merluza gas field, Santos Basin). In adjacent well 1-SPS-25 these sandstones are also found saturated with gas and display an average porosity of 16% at a depth of 4,900 m. These porosities are much greater than the average porosities of most Brazilian reservoirs located at such depths. Almost wholly intergranular, the porosity is believed to be predominantly primary. The preservation of porosity was due to the development of thick chlorite fringes at an early stage of diagenesis, which inhibited both pressure solution as well as the precipitation of cements. On the other hand, the sandstones of the base of the Juréia Formation, at a depth of 4,450 m in well 1-SPS-25, display an average porosity of only 12%. They constitute shallow platform deposits, possibly originating from a comprising barrier bar deposits. The absence of any chlorite fringes in these sandstones prompted more active chemical compaction and silica cementation, which resulted in greater destruction of porosity. The detrital composition of the structural framework and the depositional environment were the main factors that controlled both diagenesis and the preservation of porosity in the sandstones of the lhabela Member and the base of the Juréia Formation.

(Expanded abstract available at the end of the paper.)

1 - Setor de Geologia para Exploração (SEGEX), Divisão de Geologia de Reservatórios (DIGER), Centro de Pesquisas (CENPES), Cidade Universitária, Quadra 7, Ilha do Fundão, CEP 21910, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.

2 - Setor de Interpretação e Exploração das Bacias da Costa Sul (SESUL), Divisão de Interpretação da Região Sul e Sudeste (DIRSUL), Departamento de Exploração (DEPEX), Av. República do Chile, 65, Centro, CEP 20035, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.

1 – INTRODUÇÃO

O Campo de Merluza corresponde à primeira descoberta comercial de gás em perfurações sob contratos com cláusulas de risco na plataforma continental brasileira, a cargo da Pecten Brazil Exploratory Company. O primeiro poço perfurado na área, o 1-SPS-11, não foi devidamente avaliado, devido a problemas mecânicos. O poço

1-SPS-21, perfurado em seguida, atingiu reservatórios da base da Formação Juréia, saturados de gás. A perfuração do poço 1-SPS-20, em 1984, em cota batimétrica de 122 m, constatou a ocorrência dos reservatórios da Formação Itajaí/Membro lhabela, saturados de gás.

Os reservatórios Juréia e lhabela apresentam espessuras da ordem

de 20 a 30 m no 1-SPS-20 e são separados por um pacote de folhelhos e siltitos de aproximadamente 200 m de espessura. O reservatório Juréia encontra-se na profundidade aproximada de 4 450 m e o reservatório Ilhabela a 4 700 m. A temperatura dos reservatórios é de aproximadamente 150 °C. Na área do poço 1-SPS-25, perfurado em estrutura adjacente à do Campo de Merluza, o reservatório da base da Formação Juréia ocorre por volta de 4 500 m e o do Membro Ilhabela a 4 900 m.

Os reservatórios Ilhabela no Campo de Merluza constituem exemplo de porosidades anormalmente elevadas para as profundidades em que se encontram, perfazendo em média 21% no poço 1-SPS-20. Os reservatórios da base da Formação Juréia apresentam porosidade média de 12% no 1-SPS-25, portanto, bem inferior à do Membro Ilhabela. Neste trabalho, procurou-se entender os parâmetros que controlaram a qualidade dos reservatórios Juréia e Ilhabela, utilizando-se técnicas de descrição sedimentológica e petrológica.

2 - AMOSTRAGEM E MÉTODOS ANALÍTICOS

Foram utilizados dois testemunhos do Membro Ilhabela, dos poços 1-SPS-20 e 1-SPS-25, ambos saturados de hidrocarbonetos, e um testemunho da base da Formação Juréia, do poço 1-SPS-25, sem indícios de hidrocarbonetos. O poço 1-SPS-20 está localizado no Campo de Merluza, enquanto que o 1-SPS-25 em uma estrutura adjacente. O reservatório Juréia não foi testemunhado no Campo de Merluza, onde o mesmo é portador de gás e condensado.

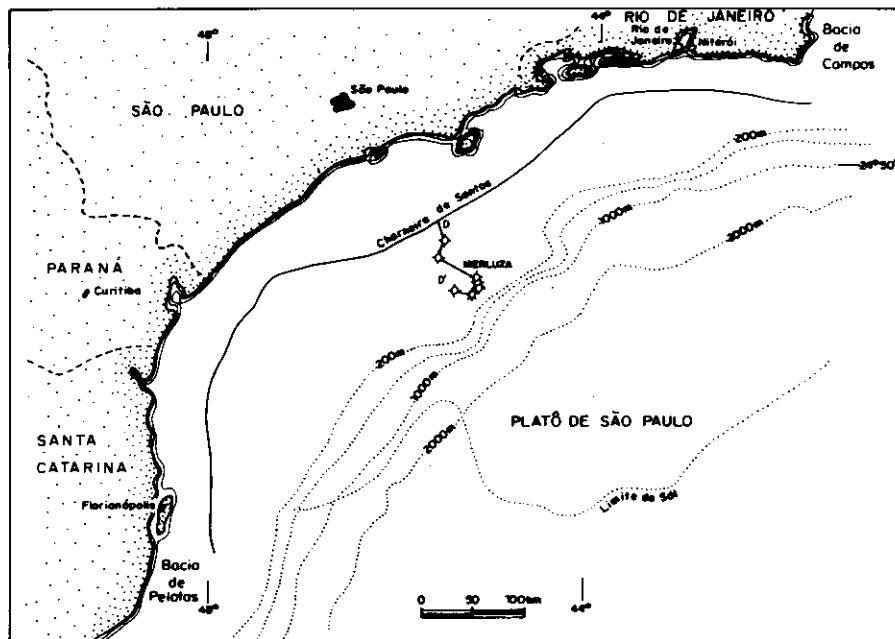


Fig. 1 - Localização do Campo de Merluza, Bacia de Santos, Brasil.
Fig. 1 - Location map, Merluza Field, Santos Basin, Brazil.

Após descrição sedimentológica dos testemunhos, os mesmos foram amostrados para análises petrofísicas (porosidade e permeabilidade), petrografia ótica convencional, difratometria de raios X e microscopia eletrônica de varredura. Foram descritas nove lâminas delgadas do reservatório Juréia e 12 do Ilhabela. Os constituintes do arcabouço, cimentos e porosidade foram quantificados pela contagem de 200 pontos por lâmina. A história de soterramento foi reconstituída através do programa BASS, desenvolvido pela PETROBRÁS/CENPES.

3 - GEOLOGIA DA BACIA DE SANTOS E HISTÓRIA DE SOTERRAMENTO

A Bacia de Santos, essencialmente marítima, compreende uma das maiores depressões do embasamento na costa brasileira, abrangendo os litorais dos estados do Rio de Janeiro, São Paulo, Paraná e Santa Catarina (fig. 1). A área explorável da bacia (entre a charneira cretácica e a isóbata de 2 000 m) é de 130 000 km², excluindo o Platô de São Paulo, que

começa em torno da batimetria de 2 000 m.

A origem da Bacia de Santos está ligada ao rifteamento do Atlântico Sul, no Eocretáceo. O arcabouço tectônico da bacia, assim como os sedimentos da fase *rift*, são muito pouco conhecidos. Apesar disso, estima-se (Macedo, 1987) que as deformações da fase *rift* foram acompanhadas de fortes componentes transtensionais, materializados pelas zonas de transferência do Rio de Janeiro, Curitiba e Florianópolis. No final da fase *rift*, já em ambiente transicional, depositou-se na área em estudo uma sequência evaporítica aptiana, com aproximadamente 1 000 m de espessura. Sobre estes evaporitos implantou-se uma ampla plataforma carbonática (Eo-Albiano) em ambiente marinho. Os depósitos subseqüentes são constituídos predominantemente por terrígenos marinhos a continentais. Um hiato deposicional de expressão em toda a bacia marca a passagem do Cretáceo para o Terciário (fig. 2).

Na seção pós-*rift*, as deformações gravitacionais da espessa camada de evaporitos aptianos propiciaram

BACIA DE SANTOS

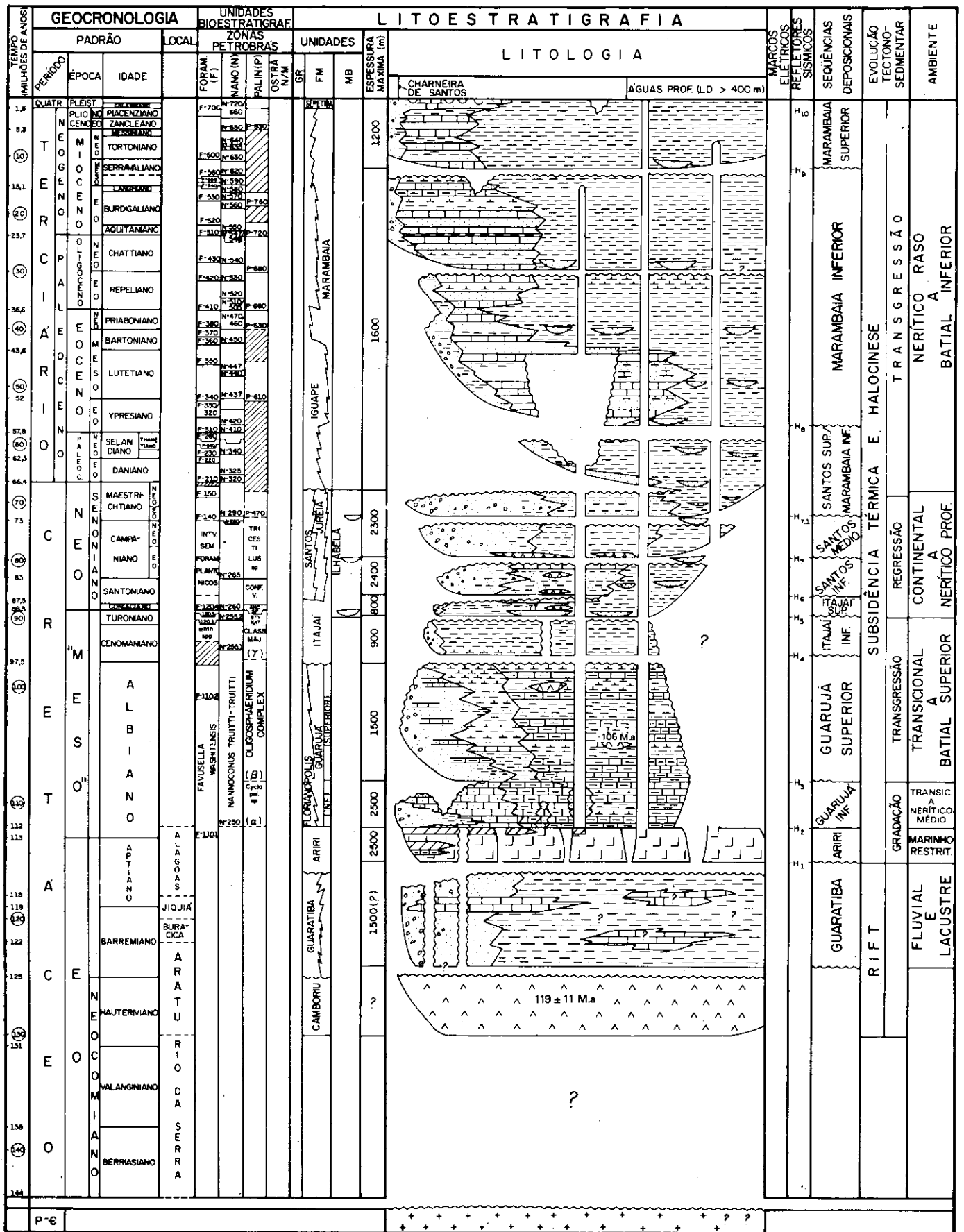


Fig. 2 - Carta cronoestratigráfica e litoestratigráfica da Bacia de Santos de Pereira (1989), modificada de Ojeda e Cesero (1973) e Ojeda e Silva (1975).

Fig. 2 - Chrono- and lithostratigraphic chart of Santos Basin (Pereira 1989, modified from Ojeda and Cesero 1973 and Ojeda and Silva 1975).

a ocorrência de ampla variedade de estruturas, as quais foram subdivididas (Pereira *et al.* 1986) em cinco províncias bem definidas. A movimentação halocinética na área em estudo teve início já no Eo-Albiano, persistindo até o Campaniano, com intensidade cada vez menor.

As fases tectônicas *rift* e de subsidência termal da bacia estão regis-

tradas por espessos pacotes de sedimentos siliciclásticos, carbonáticos e evaporíticos, com 10 a 12 km de espessura nos principais depocentros. Onze seqüências deposicionais são atualmente bem conhecidas na bacia, similares, no geral, àquelas das demais bacias marginais brasileiras, (fig. 2). A fase eminentemente transgressiva da Bacia de Santos termina no Mesoturoniano, sendo o Senoniano caracterizado por, pelo menos, quatro

episódios fortemente regressivos, retratados pelas formações Santos, Juréia (Pereira, 1989) e Itajaí. A deposição destas unidades foi acompanhada de importante vulcanismo básico, e foi contemporânea à fase de paroxismo da halocinese na província de estruturas diapíricas. Na seção geológica da figura 3 observa-se a distribuição de algumas almofadas de sal em relação aos poços estudados neste trabalho e áreas adjacentes.

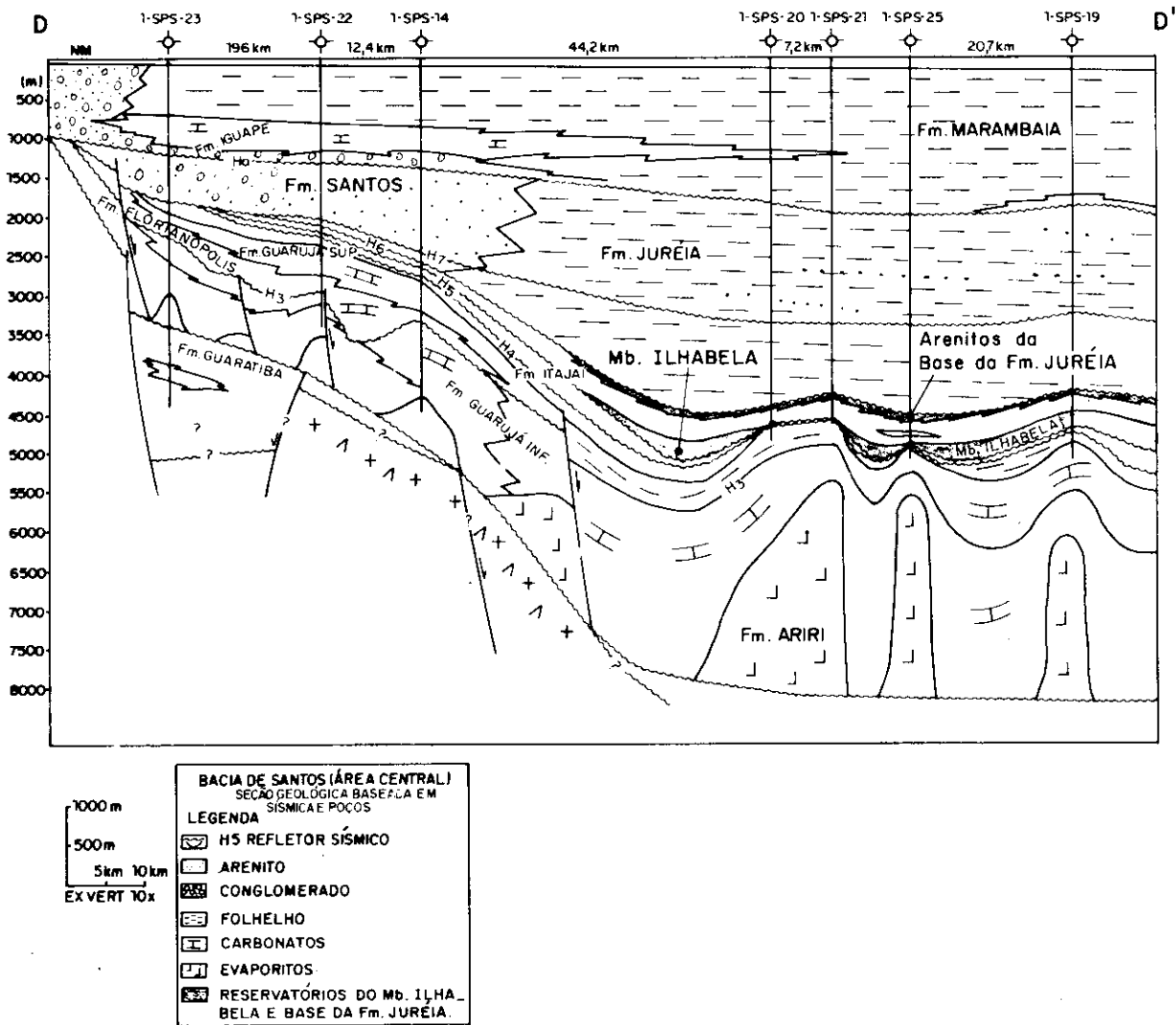


Fig. 3 - Seção geológica (localização na figura 1) transversal à Bacia de Santos.
 Fig. 3 - Geologic section (location shown in figure 1) parallel to formation strike, Santos Basin.

Os arenitos do Membro lhabela e os da base da Formação Juréia, objetivos do presente estudo, associam-se ao primeiro destes episódios regressivos. Constituem, ao lado dos calcarenitos oolíticos da Formação Guarujá Inferior, os objetivos exploratórios mais importantes da bacia até a isóbata de 400 m. O Membro lhabela é de idade neoturoniana, e através de reconstituições paleogeográficas baseadas em sismoestratigrafia e em paleoecologia, Pereira *et al.* (1986) estimam que tenha sido depositado em paleobatimetrias de 300 a 400 m. Os arenitos basais da Formação Juréia ocorrem dentro de um trecho tipicamente progracional, no topo da seqüência neoturoniana/eo-santoniana H5-H6 (fig. 3), estando geneticamente relacionados ao Membro lhabela, que perfaz a parte basal da mesma seqüência.

O acentuado estiramento crustal e os episódios regressivos do Senoniano deram um forte caráter subsidente à Bacia de Santos (fig. 4), fazendo com que os reservatórios em estudo comumente ocorram em profundidades maiores do que 4 000 m.

4 - LITOFÁCIES E AMBIENTE DEPOSICIONAL

Os reservatórios da base da Formação Juréia e do Membro lhabela apresentam associações litofaciológicas bastante diferentes entre si. O reservatório Juréia foi depositado em condições de plataforma rasa. Os arenitos do Membro lhabela foram depositados por correntes de turbidez. Ambos apresentam granulometria variável de areia muito fina e grossa, com raros níveis conglomeráticos.

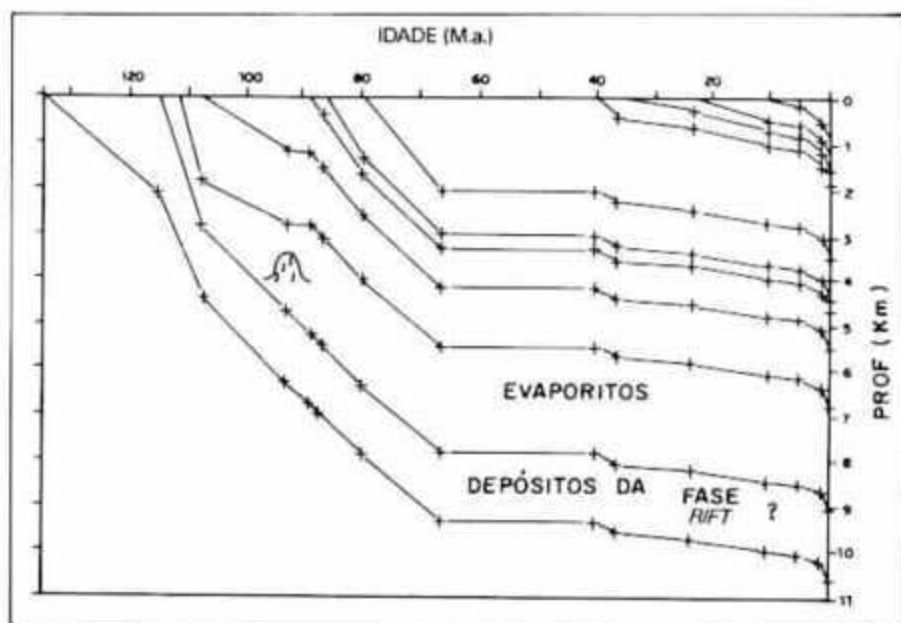


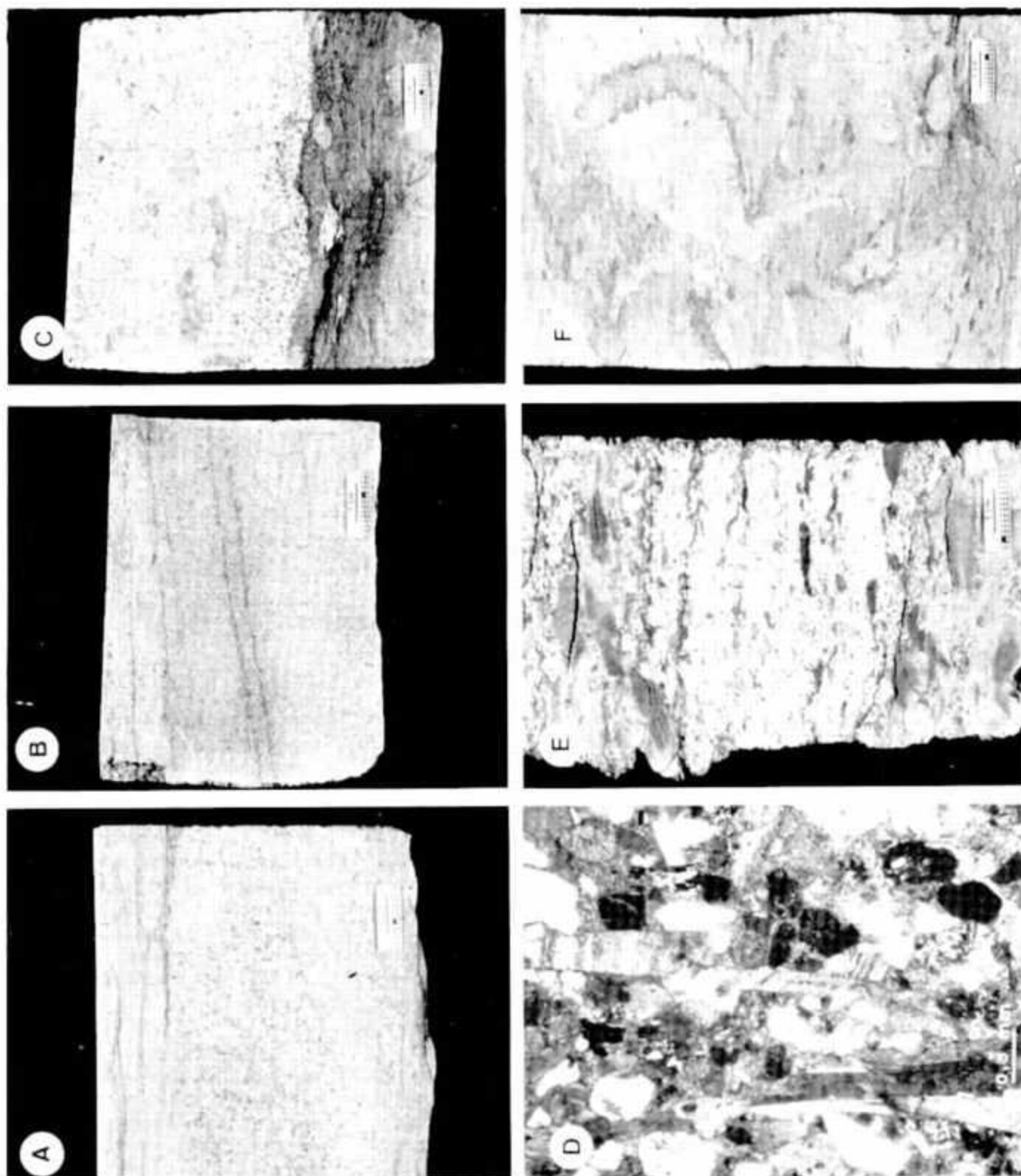
Fig. 4 - Diagrama de história de soterramento do poço 1-SPS-20. A ocorrência dos sedimentos situados em profundidade abaixo de 4 850 m é inferida com base em interpretação sísmica. Membro lhabela a 4 700 m de profundidade.

Fig. 4 - Diagram of burial history of well 1-SPS-20. The occurrence of sediments at depths below 4,850 m is inferred by seismic interpretation. lhabela Member at 4,700 m.

As principais litofácies presentes no reservatório da base da Formação Juréia (estampa 1) são: (A_e) arenito fino a médio, moderadamente selecionado, com estratificações cruzadas sigmoidais de pequeno porte; (A_{eb}) arenito médio, moderadamente a bem selecionado, com estratificações cruzadas de baixo ângulo; (A_{bl}) arenito grosso, bioclástico, aparentemente maciço; (C_j) conglomerado rico em intraclastos pelíticos, com contato basal erosional e aleitamento gradacional; e (A_{bio}) arenito muito fino, intensamente bioturbado, argiloso, onde são observadas escavações de organismos verticalizadas, de até 10 cm de comprimento. A associação das litofácies acima descritas é comumente encontrada em depósitos de plataforma rasa, possivelmente pertencente a um complexo de ilha de barreira. Esta associação de litofácies é parecida

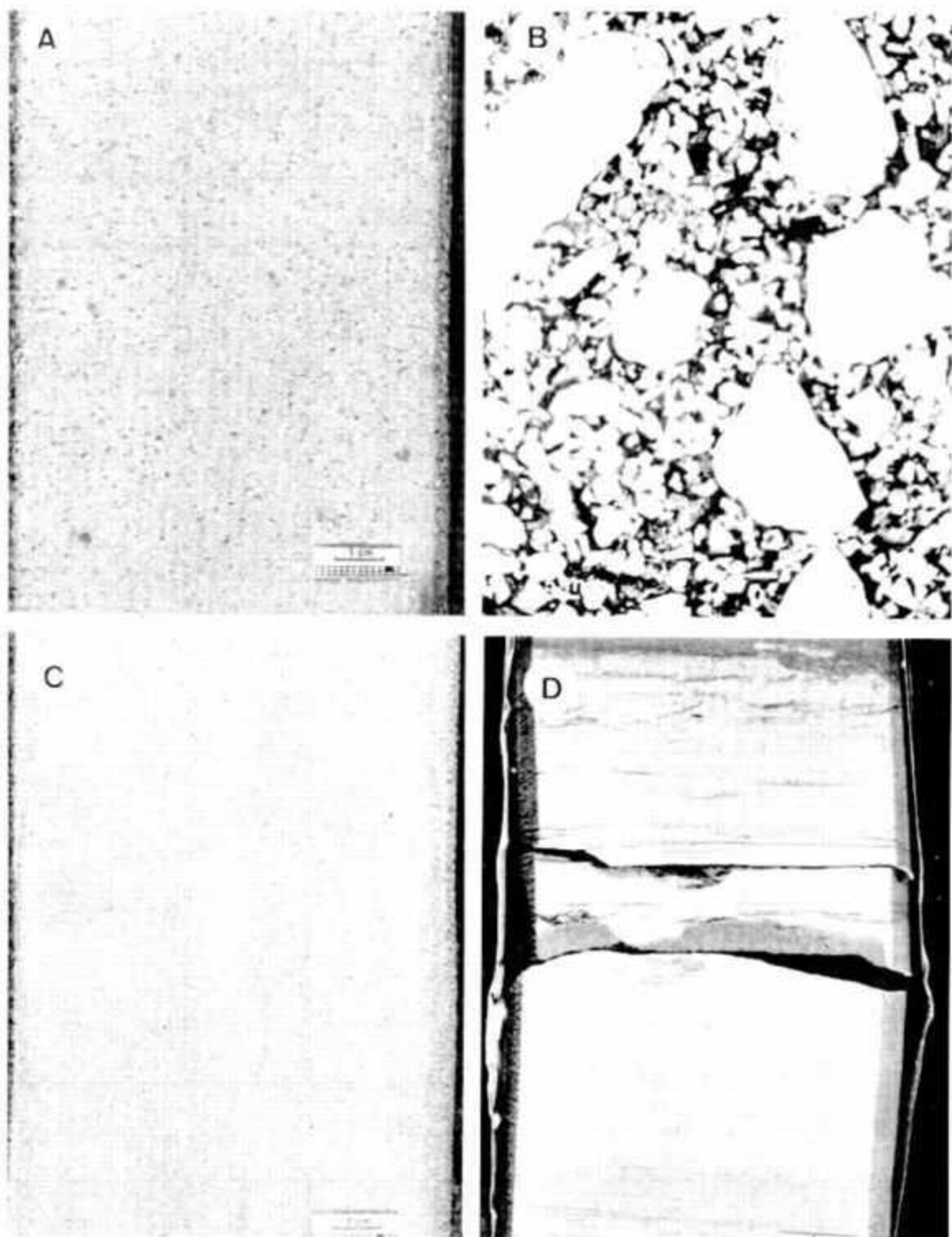
com aquela descrita por Reinson (1979), composta por depósitos de praia (arenito com estratificação cruzada de baixo ângulo), por depósitos de canal de maré ou delta de maré vazante (arenito com estratificação cruzada sigmoidal), e pela laguna ou *shoreface* (arenitos bioturbados). Os conglomerados com intraclastos pelíticos provavelmente representam episódios deposicionais associados a tempestades.

A litofácies arenito bioclástico apresenta-se completamente cimentada por calcita microespática, onde se pode observar petrograficamente a existência de uma franja inicial de calcita e preenchimento posterior dos poros remanescentes por calcita microcristalina. Na maioria das vezes, a franja inicial de calcita encontra-se recristalizada, e seu reconhecimento tor-



Estampa 1 Litofácies presentes nos arenitos da base da Formação Juréia no poço 1-SPS-25: a) A_s , arenito com estratificação cruzada sigmoidal; b) A_{sL} , arenito com estratificações cruzadas de baixo ângulo; c) A_{M1} , arenito bioclástico, maciço; d) fotomicrografia de litofácies A_{M1} ; e) C_1 , conglomerado com intraclastos pelíticos; f) A_{M1} , arenito intensamente bioturbado.

Plate 1 Lithofacies of sandstones of base of the Juréia Formation in well 1-SPS-25: a) A_s , sandstone with sigmoidal cross stratification; b) A_{sL} , sandstone with low-angle cross stratification; c) A_{M1} , massive bioclastic sandstone; d) photomicrograph of lithofacies A_{M1} ; e) C_1 , conglomerate with clay intraclasts; f) A_{M1} , intensely bioturbated sandstone.



Estampa 2 - Litofácies presentes no Membro Ilhabela no poço 1-SPS-20: a) A_m , arenito maciço, mal selecionado; b) fotomicrografia de litofácies A_m , destacando a má seleção granulométrica; c) A_m , com granulometria predominante areia muito fina e areia fina; d) A_s , arenitos laminados com ciclos de Bouma $t_{b,c}$ e $t_{b,d}$ amalgamados.

Plate 2 - Lithofacies of Ilhabela Member sandstones, well 1-SPS-20: a) A_m , massive, poorly sorted sandstone; b) photomicrograph of lithofacies A_m , highlighting poor granulometric sortedness; c) A_m , with predominant granulometry of very fine and fine sand; d) A_s , laminated sandstones with amalgamated Bouma $t_{b,c}$ and $t_{b,d}$ cycles.

na-se bastante difícil. Esta litofácies apresenta características de um *beachrock*.

No Membro Ilhabela (estampa 2) predomina a litofácies A_m - arenito

maciço, fino até grosseiro, moderadamente a mal selecionado, frequentemente com gradação de cauda grossa (*coarse tail grading*), isto é, a fração areia grosseira e granulosa, imersa e flutuando em

areia fina, decresce de granulometria da base para o topo. Os intraclastos argilosos são raros. Os corpos arenosos podem apresentar base erosional, e são dispostos em ciclos amalgamados. São raras as

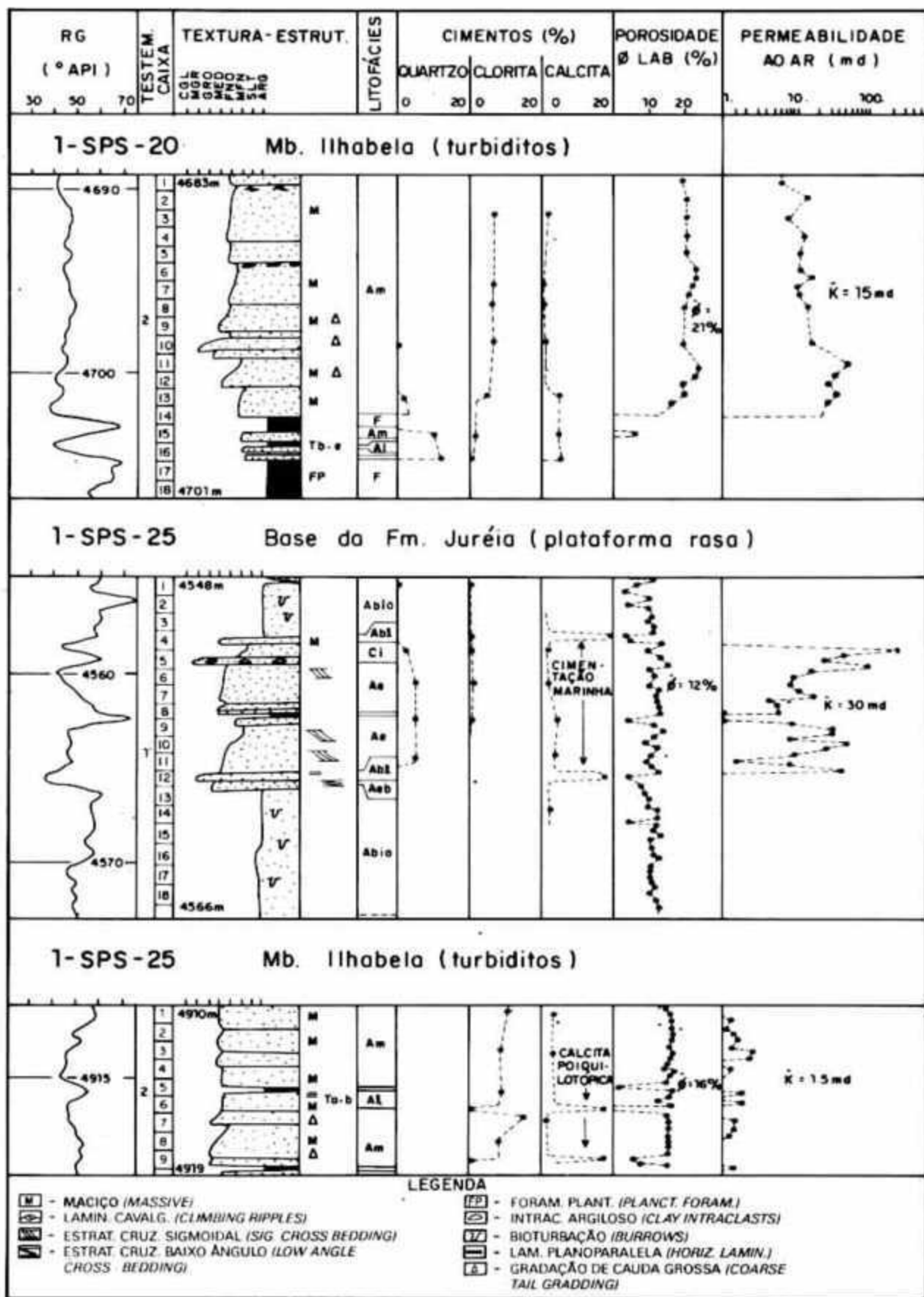


Fig. 5 - Descrição sedimentológica, análises petrofísicas e distribuição dos principais cimentos nos arenitos - reservatório da Formação Juréia e Membro Ilhabela.

Fig. 5 - Core description, petrophysical analyses, and distribution of main cements of Juréia Formation and Ilhabela Member sandstones.

estruturas tipo prato (*dish*). Esta litofácies provavelmente corresponde a depósitos de correntes de turbidez de alta densidade, conforme descritos por Lowe (1982). Ocorrem secundariamente arenitos laminados (litofácies A₁), com seqüências de Bouma incompletas T_{B-C} e T_{B-E}, observados na base dos testemunhos do poço 1-SPS-20.

Os folheios (litofácies F) situados na base do Membro Ilhabela apresentam foraminíferos plantônicos de câmaras globulosas e raros radiolários. A associação de litofácies presentes no Membro Ilhabela é similar à dos depósitos de lobos canalizados descritos por Bruhn e Moraes (1988), comumente encontrados na Bacia de Campos.

A distribuição vertical das litofácies nos reservatórios do Membro Ilhabela e da base da Formação Juréia encontra-se na figura 5.

5 - COMPOSIÇÃO DO ARCABOUÇO

Os arenitos da base da Formação Juréia e os do Membro Ilhabela são constituídos (tabela I) predominantemente por quartzo (50-60%), feldspatos (20-25%) e litoclastos de rochas vulcânicas (10%), podendo ser classificados como arcósios ou arcósios líticos (fig. 6), de acordo com a classificação de Folk (1968). Nesta classificação, os fragmentos de rochas de composição quartzo-feldspática são incluídos no pólo dos feldspatos. Não foram observadas diferenças marcantes na composição dos constituintes do arcabouço entre os dois reservatórios.

Os bioclastos presentes na base da Formação Juréia (estampa 1d)

TABELA I / TABLE I
COMPOSIÇÃO MÉDIA DOS CONSTITUINTES DO ARCABOUÇO DA BASE DA FORMAÇÃO JURÉIA E DO MEMBRO ILHABELA
AVERAGE COMPOSITION OF FRAMEWORK GRAINS OF BASE OF THE JURÉIA FORMATION AND ILHABELA MEMBER

Constituintes do Arcabouço	Base da Formação Juréia	Membro Ilhabela
Quartzo	53.0	60.0
Microclínio	9.0	9.0
Ortoclásio	12.0	10.5
Plagioclásio	4.0	3.5
Frag. Rx. Vul.	10.0	9.0
Frag. Rx. Plut.	1.5	2.5
Intracl. Arg.	4.0	4.0
Micas	1.0	1.5
Bioclastos	5.5	0.0

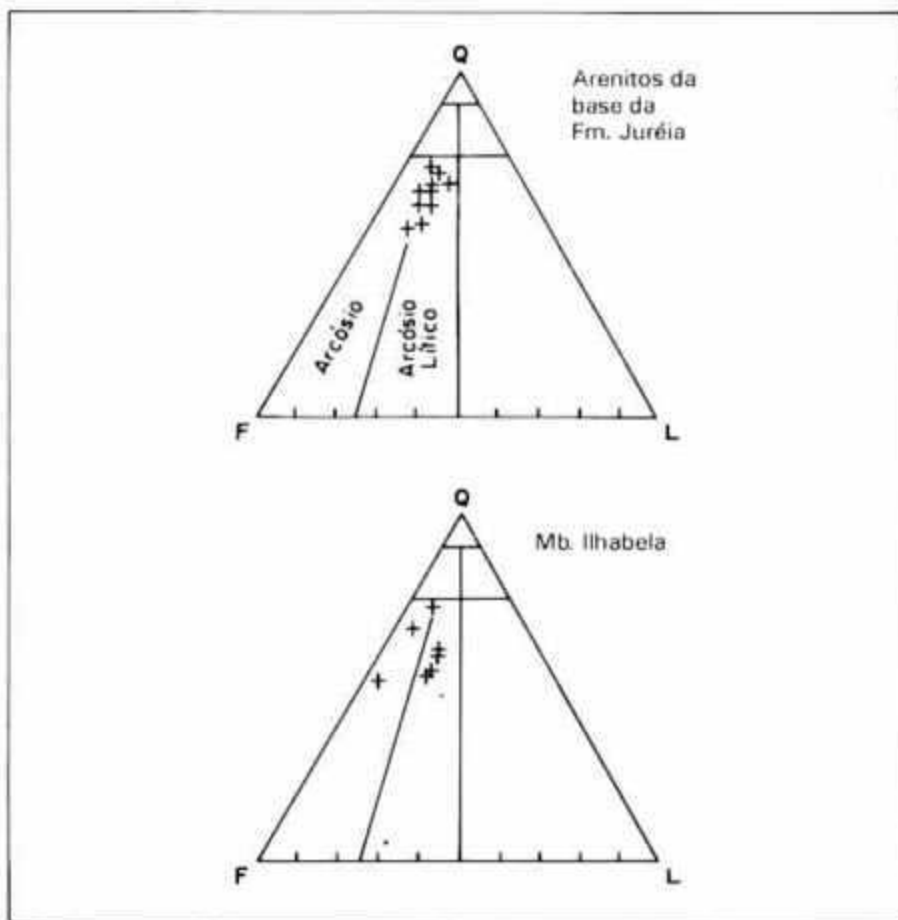


Fig. 6 - Diagrama triangular QFL mostrando a composição dos arenitos da Formação Juréia e Membro Ilhabela, segundo Folk (1968).

Fig. 6 - QFL triangular diagram showing composition of sandstones of the Juréia Formation and Ilhabela Member (after Folk, 1968).

são encontrados apenas na litofácies de arenito bioclástico (A_{bl}), onde podem perfazer até 20% do volume total da rocha, e são constituídos por conchas de moluscos bivalves inoceramídeos. A ocorrência desta litofácies, contudo, é restrita a alguns níveis apenas. Entre os fragmentos de rochas vulcânicas (foto 1) predominam os de composição intermediária e ácida. Secundariamente ocorrem fragmentos de rochas vulcânicas básicas. O teor médio de intraclastos argilosos é de 4%, mas estes concentram-se em alguns níveis apenas.

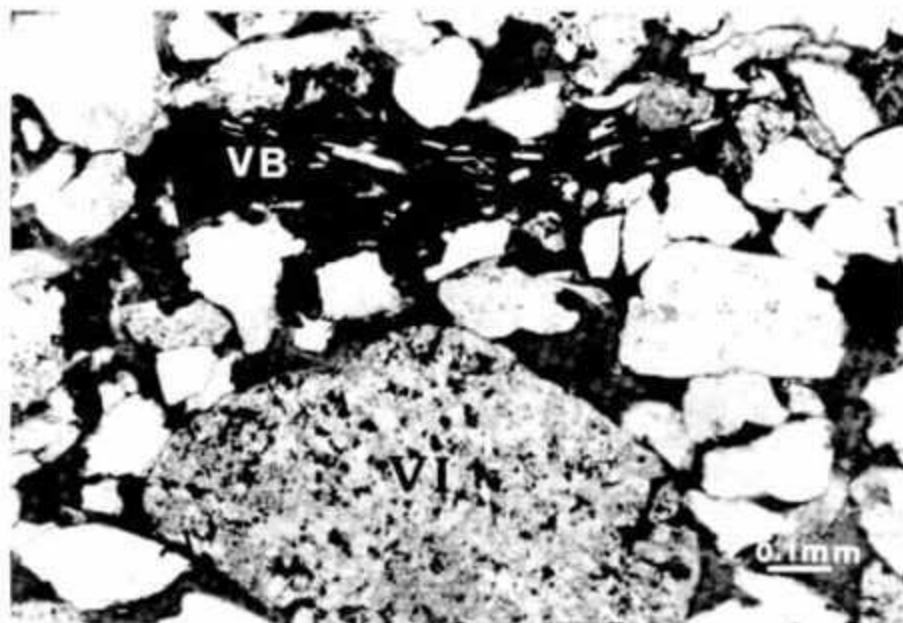


Foto 1 Fotomicrografia de litoclastos vulcânicos básicos (VB) e intermediário (VI), 1 SPS-20, 4 689,2 m.
 Photo 1 Photomicrograph of basic (VB) and intermediate (VI) volcanic lithoclasts, well 1 SPS-20 at 4,689.2 m.

6 - DIAGÊNESE

A diagênese dos reservatórios Juréia e Ilhabela deve ser analisada separadamente. Apesar de apresentarem composições detriticas similares, situarem-se na mesma área geográfica e em níveis estratigráficos próximos, os reservatórios mostram evoluções diagenéticas bastante distintas (fig. 7), as quais imprimiram diferenças marcantes nas suas características permoporosas (fig. 8). A análise comparativa das evoluções diagenéticas destes reservatórios permite um melhor entendimento dos fatores que propiciaram a maior preservação da porosidade no Membro Ilhabela.

6.1 - Diagenese dos Arenitos da Base da Formação Juréia

As litofácies de arenito bioclástico (A_{bl}), arenito com estratificação cruzada (A_c) e arenito com cruzada de baixo ângulo (A_{cb}) apresentam histórias diagenéticas distintas. A primeira, devido à intensa cimentação marinha precoce, não constitui reservatório.

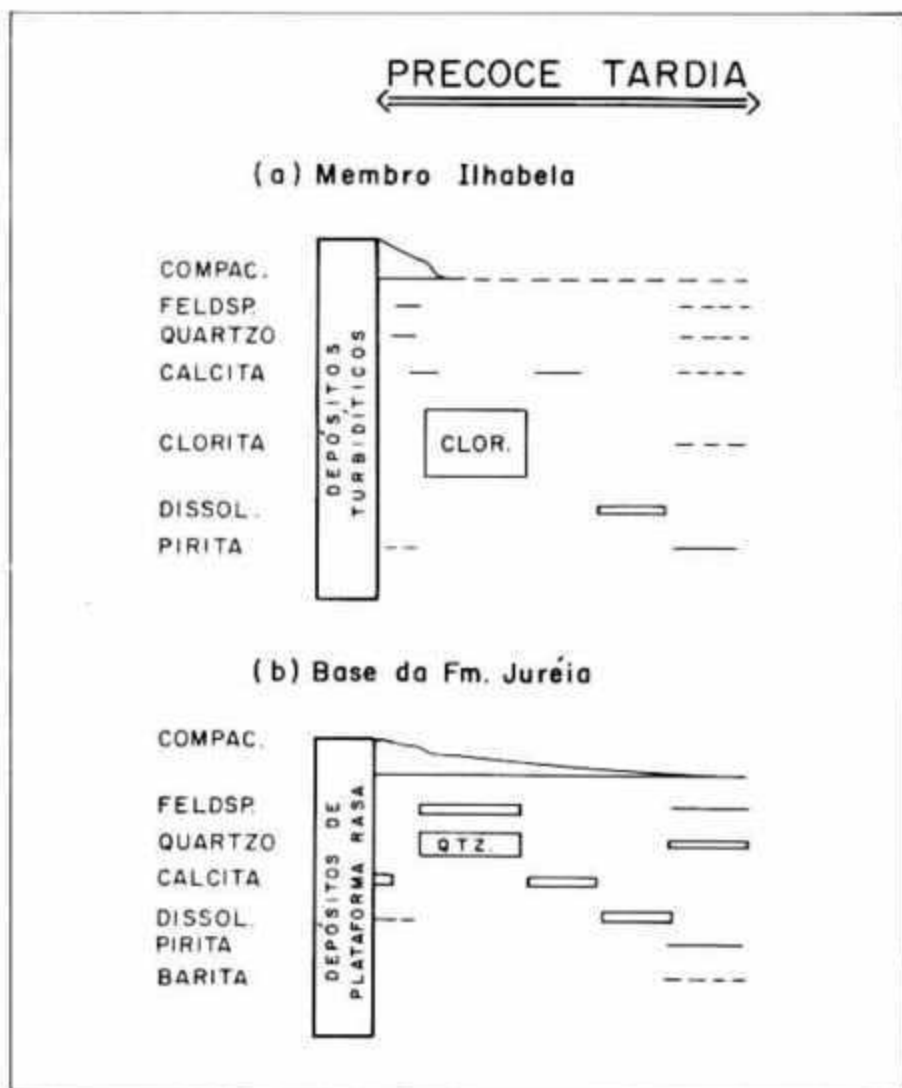


Fig. 7 Evolução diagenética dos arenitos do Membro Ilhabela e da base da Formação Juréia.
 Fig. 7 Diagenetic evolution of sandstones of the Ilhabela Member and base of the Juréia Formation

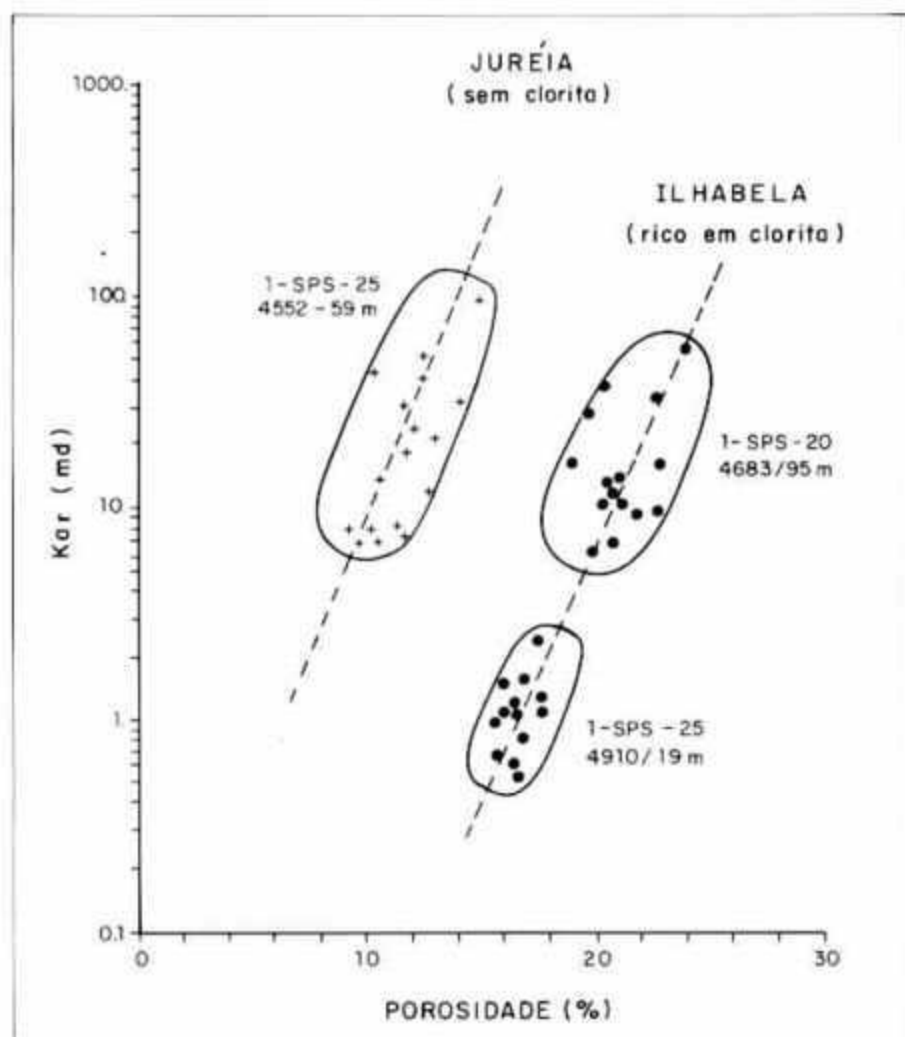


Fig. 8 - Gráfico de porosidade versus permeabilidade dos arenitos - reservatório da Formação Juréia (sem clorita) e Membro Ilhabela (rico em clorita).

Fig. 8 - Porosity as a function of the permeability of reservoir sandstones of the Juréia Formation (no chlorite) and the Ilhabela Member (chlorite rich).

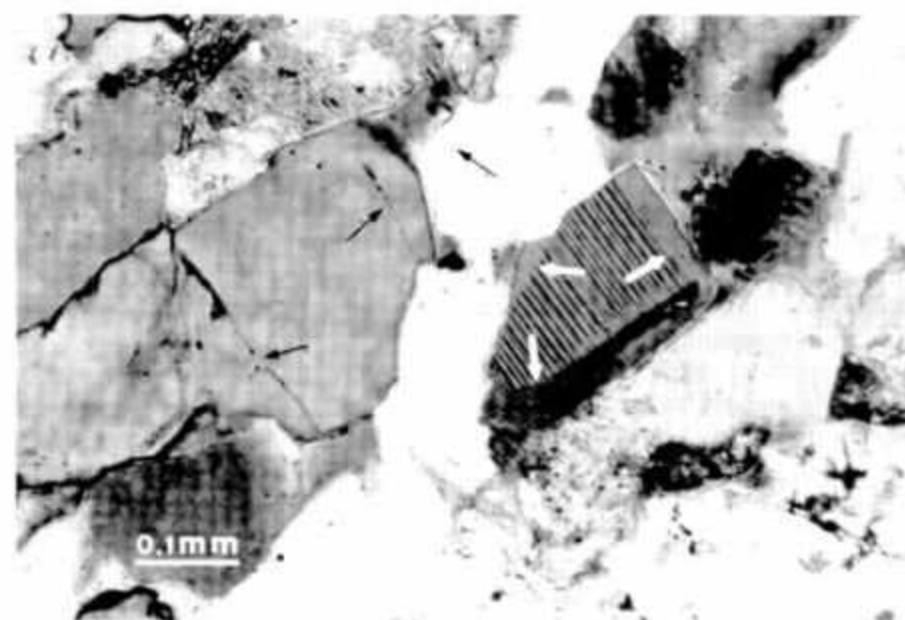


Foto. 2 - Fotomicrografia de lâmina delgada de arenito da Formação Juréia destacando crescimentos secundários de quartzo (setas pretas) e feldspato (setas brancas).

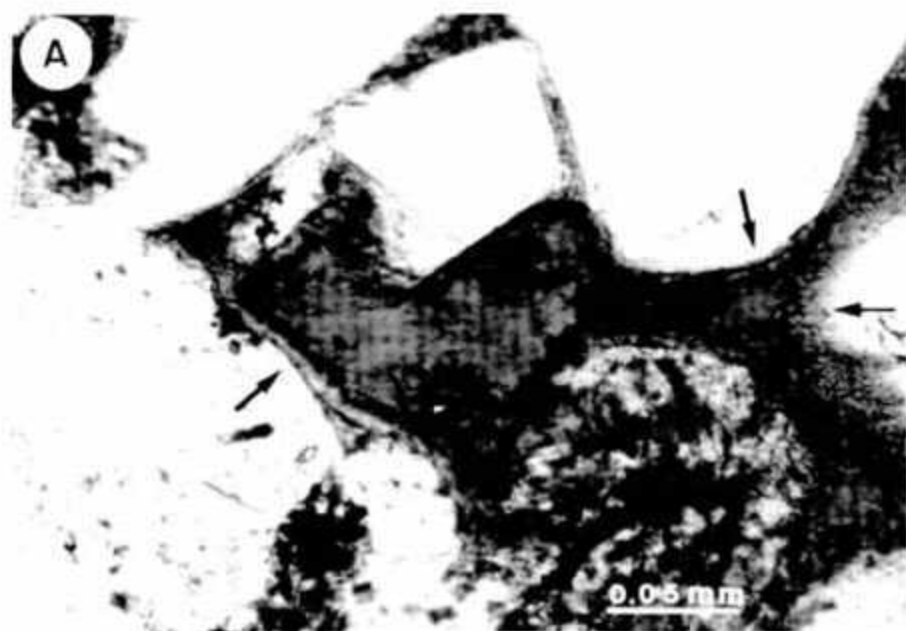
Photo 2 - Thin section photomicrograph of Juréia Formation sandstone, highlighting secondary quartz (dark arrows) and feldspar (white arrows) overgrowths; well 1-SPS-25, 4 558.5 m, crossed nicols.

Na litofácies arenito com estratificações cruzadas sigmoidais (A_E), bem como na litofácies arenito com estratificações cruzadas de baixo ângulo (A_{Eb}), a compactação mecânica e química foi de moderada a forte. O índice de empacotamento de Kahn (1956) situa-se em torno de 65. Os principais cimentos precipitados são os de quartzo (4% de volume, em média), feldspatos (1%) e calcita espática (2,5%). Parte dos cimentos de quartzo e feldspatos precedeu a calcita, porém parte destes cimentos foi precipitada também nos estágios mais tardios da diagênese. Ocorreu alguma dissolução de cimento de calcita, mas é difícil quantificar o percentual de cimento remobilizado. Em suma, a compactação e os cimentos silicosos (foto 2) e carbonáticos foram importantes agentes de redução da porosidade nos reservatórios da base da Formação Juréia.

A porosidade na litofácies arenito bioclástico (A_{B1}) foi completa e precocemente cimentada por calcita microespática marinha (estampa 1d) e por calcita espática, as quais destruíram totalmente a porosidade. Localmente, observa-se a presença de uma franja inicial de calcita microespática envolvendo os grãos, cujo reconhecimento é dificultado pela recristalização. A compactação mecânica sofrida por estes arenitos foi mínima, e a compactação química inexistiu.

6.2 - Diagênese dos Arenitos do Membro Ilhabela

Nos turbiditos do Membro Ilhabela, destaca-se como principal evento diagenético o desenvolvimento de espessas franjas de clorita em torno dos grãos (estampa 3). Estas perfazem em média 5% do volume



Estampa 3 - Franjas de clorita nos arenitos do Membro Ilhabela: a) fotomicrografia de lâmina delgada. As setas indicam a localização das franjas. 1-SPS-25, 4 916,65 m, NX; b) foto de MEV mostrando poro revestido por franja de clorita ferrífera. 1-SPS-25, 4 910,60 m, 830x.

Plate 3 - Chlorite fringes of Ilhabela Member sandstones: a) thin section photomicrograph, 1-SPS-25, 4,916.65 m, crossed nicols. Arrows indicate location of chlorite fringe; b) SEM photo showing pore coated by Fe-rich chlorite fringe. 1-SPS-25, 4,910.6 m, 830x.

total de rocha no poço 1-SPS-20 e 7% no poço 1-SPS-25 (volume de clorita mais microporosidade). A clorita representa uma fase diagenética aparentemente precoce porque ocorre sempre diretamente sobre os grãos, anterior a quase todas as demais fases diagenéticas observadas. Através do microscópio eletrônico, observa-se que os cristais de clorita ocorrem na forma de plaquetas idiomórficas, formando um arranjo típico *cardhouse*.

O desenvolvimento das franjas de clorita, em estágio diagenético precoce no Membro Ilhabela, provavelmente está relacionado com a composição detritica e com o ambiente eogenético (este diretamente relacionado com o ambiente deposicional). A alteração dos litoclastos vulcânicos pode gerar franjas de clorita precocemente (Nagtegaal, 1980). Esta situação é comumente encontrada em reservatórios marinhos que não sofre-

ram influência de influxo de águas meteóricas (Fuchtbauer, 1974). A presença dos litoclastos vulcânicos no Membro Ilhabela, bem como a sua deposição em águas relativamente profundas, fora da influência de águas meteóricas, foram condições favoráveis ao desenvolvimento precoce das franjas de clorita. O rápido soterramento dos reservatórios Ilhabela também contribuiu para que os mesmos permanecessem fora de influência das águas meteóricas associadas a flutuações do nível do mar. Estas franjas de clorita encontram-se mais espessas no 1-SPS-25 do que no 1-SPS-20. É possível que tais franjas tenham continuado a se desenvolver e/ou se reestruturar em estágios diagenéticos tardios. A análise por difratometria de raios X indicou que predomina o polítipo I_b ($\beta = 90^\circ$) de Hayes (1970).

O índice de empacotamento de Kahn (1956) situa-se por volta de 50 nos arenitos do Membro Ilhabela, indicando que a compactação foi bem menor do que nos arenitos da base da Formação Jurêia. Os contatos entre os grãos são predominantemente retos, porém de pequeno comprimento, e são comuns os contatos pontuais. A compactação foi muito pouco efetiva se for considerada a profundidade de quase 5 000 m em que se encontram estes reservatórios.

Localmente, ocorreu precipitação de calcita poiquilotópica antes da clorita, preenchendo totalmente o espaço poroso. Esta calcita encontra-se distribuída aleatoriamente no reservatório e é volumetricamente inexpressiva.

As modificações diagenéticas sofridas pelo Membro Ilhabela após a precipitação da clorita mudaram muito pouco as suas características

de reservatório. Ocorreu alguma precipitação de cimento de calcita não ferrosa posterior à clorita. Esta é muito pouco expressiva, perfazendo em média menos que 1% do volume de rocha, e os cristais de calcita encontram-se parcialmente dissolvidos. Esta fase de dissolução foi pouco efetiva nos grãos do arcabouço, haja vista o pequeno volume de porosidade intragranular em feldspatos e em litoclastos vulcânicos – em média 0,5% do volume de rocha. Aparentemente, os agentes de geração de porosidade secundária freqüentemente citados na literatura – gás carbônico (Schmidt e McDonald, 1979); ácidos gerados a partir de reações inorgânicas nos folhelhos (Bjørlykke, 1981); ácidos carboxílicos (Surdam *et al.* 1984); gás sulfídrico (Siebert, 1985) – tiveram uma capacidade de dissolução muito limitada no caso em estudo. Não se tem conhecimento dos teores de ácidos carboxílicos nas águas de formação, porém os teores de gás carbônico e de gás sulfídrico nos gases produzidos são muito baixos, 0,5 mol% e 10 ppm, respectivamente.

Os cimentos precipitados em fases diagenéticas mais tardias incluem feldspatos, pirita e anatásio, todos volumetricamente inexpressivos.

Os arenitos finos e muito finos situados na base do Membro Ilhabela no poço 1-SPS-20, intercalados e próximos aos folhelhos, tiveram evolução diagenética bastante diferente do restante dos reservatórios. Nestes, a cimentação por quartzo e, secundariamente por calcita, obstruiu quase que totalmente a porosidade. Provavelmente este fato foi controlado pela granulometria. Houseknecht (1988) observou que a compactação química tende a ser mais efetiva nos

arenitos de granulometria mais fina. Como estes arenitos encontram-se circundados por intercalações argilosas (barreiras contra a difusão iônica), a sílica solubilizada pela compactação química não pode ser exportada, precipitando nas proximidades.

As espessas franjas de clorita presentes no Membro Ilhabela apresentam também implicações quanto à avaliação destes reservatórios nos perfis elétricos. Estas cloritas possuem um volume considerável de microporosidade e, conseqüentemente, de saturação de água irredutível. Por este motivo, estes reservatórios apresentam baixa resis-

tividade (fig. 9), mesmo quando saturados de hidrocarbonetos.

6.3 – Comparação da Diagenese dos Arenitos da Base da Formação Juréia e do Membro Ilhabela

Os reservatórios da base da Formação Juréia e os do Membro Ilhabela apresentaram evoluções diagenéticas bastante diferentes (fig. 7). Nos arenitos do Membro Ilhabela, destacam-se como principal evento diagenético espessas franjas de clorita, precipitadas num estágio precoce da diagenese. Estas franjas inibiram a compactação

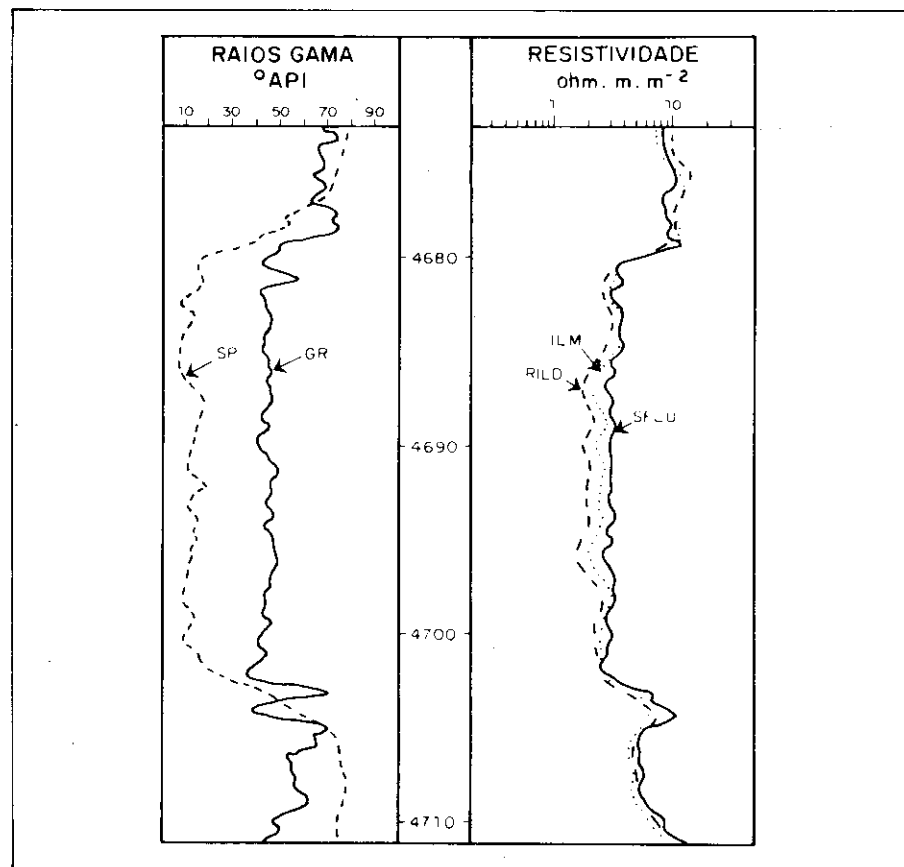


Fig. 9 - Perfis radioativo e elétrico do Membro Ilhabela no poço 1-SPS-25. A baixa resistividade do reservatório portador de gás deve-se ao alto teor de microporosidade associada à clorita.

Fig. 9 Radioactive and electric logs showing reservoirs of the Ilhabela Member, well 1 SPS 25. The low resistivity of the gas bearing reservoir is due to high microporosity associated with the presence of chlorite.

química e a precipitação de cimentos, resultando na preservação de altos valores de porosidade. Nos arenitos da base da Formação Juréia, a não precipitação da clorita proporcionou uma ação mais efetiva da compactação química e da precipitação de cimentos (principalmente de quartzo), resultando em acentuada redução da porosidade.

O cimento quartzoso é apontado como um dos principais agentes de destruição da porosidade nos reservatórios situados em grandes profundidades (Bjørlykke *et al.* 1989). A presença de cutículas argilosas recobrimo os grãos, contudo, inibe a precipitação do cimento quartzoso, já que os sítios de nucleação destes cimentos são comumente os próprios grãos de quartzo detrítico. Este fenômeno já foi verificado, inclusive em simulações experimentais (Cecil e Heald, 1971). O efeito das cutículas argilosas sobre a compactação química, contudo, parece estar condicionado à sua composição. Em arenitos pensilvanianos do estado americano de Virginia, Heald (1965) verificou que as cutículas de clorita tendiam a inibir a cimentação, ao passo que as cutículas de illita e de sericita inibiam a cimentação mas promoviam a compactação química.

Entre os exemplos mais espetaculares de preservação de porosidade a grandes profundidades encontram-se os arenitos jurássicos da Formação Norphlet (Dixon *et al.* 1989) e os arenitos da Formação Woodbine/Tuscaloosa (Thomson, 1979). Em ambos os casos, os autores salientam a importância das franjas precoces de clorita na preservação da porosidade, inibindo a precipitação de cimentos tardios. Uma análise quantitativa rea-

lizada com base nos dados de petrofísica permitiu concluir que a presença da clorita no Membro Ilhabela foi responsável pela preservação de 4 a 9% de porosidade. Esta análise foi feita pela diferença entre os valores das porosidades médias dos reservatórios Ilhabela e Juréia.

7 – CONCLUSÕES

No Campo de Merluza e na área do poço 1-SPS-25, adjacente ao Campo de Merluza, os arenitos da Formação Itajai/Membro Ilhabela apresentam porosidades muito mais elevadas do que a média dos reservatórios brasileiros, considerando-se que estes reservatórios encontram-se em profundidades que variam entre 4 700 e 5 000 m. As porosidades médias destes reservatórios são de 21% no poço 1-SPS-20 e 16% no poço 1-SPS-25. Nos reservatórios da base da Formação Juréia, no poço 1-SPS-25, a porosidade média é 12% na profundidade de 4 500 m, portanto bem inferior à porosidade do Membro Ilhabela.

– Os arenitos da Formação Itajai/Membro Ilhabela foram depositados por correntes de turbidez, e são constituídos predominantemente por uma litofácies de arenito maciço (A_m). Esta litofácies comumente apresenta gradação de cauda grossa (*coarse tail grading*) e raramente estruturas sedimentares tipo prato (*dish*). Secundariamente, ocorrem arenitos laminados (A_l) com seqüências de Bouma incompletas.

– Os arenitos da base da Formação Juréia foram depositados em plataforma rasa, constituindo possivelmente depósitos de complexo

de ilha de barreira. As principais litofácies são: arenito com estratificações cruzadas sigmoidais (A_e), com estratificações cruzadas de baixo ângulo (A_{eb}), bioclástico, maciço (A_{bl}), conglomerado com intraclastos argilosos (C_i) e bioturbado (A_{bio}).

– Ambos os reservatórios são constituídos por arcósios e arcósios líticos e não foram observadas variações marcantes entre suas composições detríticas. Os litoclastos são predominantemente de rochas vulcânicas intermediárias a ácidas, e secundariamente vulcânicas básicas.

– O principal evento diagenético no Membro Ilhabela foi o desenvolvimento de espessas franjas de clorita sobre os grãos, em uma fase precoce da diagênese. A clorita inibiu a compactação química e a precipitação de cimentos silicosos, e foi responsável pela preservação da alta porosidade (21%) no Membro Ilhabela.

– Nos reservatórios da base da Formação Juréia não houve precipitação de clorita. Nestes reservatórios, a compactação foi mais intensa do que no Membro Ilhabela e precipitaram quantidades consideráveis de cimento de quartzo e feldspatos (5% do volume total da rocha), reduzindo a porosidade.

– O desenvolvimento precoce das franjas de clorita no Membro Ilhabela foi provavelmente condicionado pela alteração de litoclastos vulcânicos e pela sua deposição em águas relativamente profundas, fora da influência de águas meteóricas. Os arenitos da base da Formação Juréia apresentam composição detrítica semelhante à do Membro Ilhabela, porém a sua deposição em plataforma rasa, sujeita à infiltração periódica de águas

meteóricas oxidantes, não permitiu o desenvolvimento das franjas de clorita.

– Em ambos os reservatórios a macroporosidade é quase que totalmente intergranular, e parece ser predominantemente de origem primária. Os feldspatos e litoclastos vulcânicos foram pouco dissolvidos. O cimento marinho precoce, presente na fácies de arenito bioclástico da base da Formação Juréia, não sofreu qualquer ataque químico. Os maiores teores de calcita no Membro Ilhabela ocorrem justamente próximo aos folhelhos, sugerindo também que os fluidos ácidos gerados dos folhelhos não foram muito efetivos na dissolução de constituintes dos reservatórios.

AGRADECIMENTOS

Aos colegas que contribuíram através de sugestões, discussões técnicas e/ou revisão crítica do texto: Ana Maria Pimentel Mizusaki, Luiz Fernando De Ros, Pedro de Cesero, Rogério Schiffer de Souza, Sylvia Maria Couto dos Anjos, Maria Dolores de Carvalho, Wilson Lanzarini e Adali Ricardo Spadini.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BJØRLYKKE, K. Diagenetic reactions in sandstones. In: PARKER, A., SELLWOOD, B. W. *Sediment diagenesis*. Dordrecht: D. Reidel Publishing Co., p.169-213. 1981.
- BJØRLYKKE, K. RAMM, M., SAILGAL, G.C. Sandstone diagenesis and porosity modification during basin evolution. *Geologische Rundschau*, v. 78, n.1, p. 243-267, 1989.
- BRUHN, C.H.L., MORAES, M.A.S. Turbiditos brasileiros: caracterização geométrica e faciológica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, 1988, Belém. *Anais...* Belém: SBG, v. 2. p. 824-838. 1988.
- CECIL, C. B., HEALD, M. T. Experimental investigation of the effects of grain coatings on quartz growth. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 41, p. 582-584, 1971.
- DIXON, S. A., SUMMERS, D. M., SURDAM, R. C. Diagenesis and preservation of porosity in Nophlet Formation (Upper Jurassic), Southern Alabama. *AAPG Bulletin*, v. 73, n. 6, p. 707-708, 1989.
- FOLK, R. L. *Petrology of sedimentary rocks*. Austin: Hemphill's Book Store, 170p. 1968.
- FUCHTBAUER, H. Zur diagenese fluviatiler sandsteine. *Geol. Rundschau*, v. 63, p. 904-925, 1974.
- HAYES, J. B. Polytypism of chlorite in sedimentary rocks. *Clays and Clay Minerals*, v.18, p.285-306. 1970.
- HEALD, M. T. Lithification of sandstones in West Virginia. *West Virginia Geological Survey Bulletin*, n. 30, p. 1-28, 1965.
- HOUSEKNECHT, D. W. Intergranular pressure solution in four quartzose sandstones. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 58, n. 2, p. 228-246, 1988.
- KAHN, J. S. The analysis and distribution of the properties of packing in sand-size sediments. 1. On the measurement of packing in sandstones. *Journal Geol.*, v. 64, n. 4, p. 385-395, 1956.
- LOWE, D. R. Sediment gravity flows: II. depositional models with special references to the deposits of high density currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 52, n. 1, p. 279-297, 1982.
- MACEDO, J. M. *Evolução estrutural da Bacia de Santos e áreas continentais adjacentes*. Ouro Preto: Universidade Federal de Ouro Preto, 1987. 165 p. (Tese de mestrado).
- NAGTEGAAL, P. J. C. Diagenetic models for predicting clastic reservoir quality. *Revista del Instituto de Investigaciones Geológicas, Universidad de Barcelona*, v. 34, p. 5-19, 1980.
- OJEDA, H. A., CESERO, P. *Bacia de Santos e Pelotas, Geologia e perspectivas petrolíferas*. Rio de Janeiro: PETROBRÁS/DEPEX, 1973. 50 p. (Relatório interno).
- OJEDA, H. A., SILVA, A. B. *Bacia de Santos e Pelotas*. Rio de Janeiro: PETROBRÁS/DEPEX, 1975. 53 p. (Relatório de progresso).
- PEREIRA, M. J. *Revisão da estratigrafia da Bacia de Santos*. [s.l.]: [s.n.], [s.d.]. 1989.
- PEREIRA, M. J. et al. *Projeto análise da Bacia de Santos*. Rio de Janeiro: PETROBRÁS/DEPEX, 1986. (Relatório interno).
- REINSON, G. E. Facies models 14, barrier island systems. *Geoscience Canada*, n. 6, p. 51-68, 1979.
- SCHMIDT, V., McDONALD, D. A. The role of secondary porosity in the course of sandstone diagenesis. In: SCHOLLE, P. A.,

SCHLUGER, P. R. *Aspects of diagenesis*. [s.l.]: [SEPM], 1979. p. 175-207. (SEPM special publ., 26).

SIEBERT, R. M. The of origin of hydrogen sulfide, elemental sulfur, carbon dioxide and nitrogen

in reservoir. *SEPM Gulf Coast Soc. Mtg. Abs. w/Progs.*, v.6, p.30-31, 1985.

SURDAM, R. C., BOESE, S. W., CROSSEY, L. J. The chemistry of secondary porosity. In: McDONALD, D. A., SURDAM, R. C. *Clastic diagenesis*. [s.l.]:

[AAPG], 1984. P. 127-151. (AAPG memoir, 37).

THOMSON, A. Preservation of porosity in the deep woodbine / Tuscaloosa trend, Louisiana. *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, n.29, p.1156-1162, 1979.

EXPANDED ABSTRACT

This study investigates the diagenesis of the turbidite sandstones of the Ilhabela Member (Turonian) and the shallow platform sandstones of the base of the Juréia Formation (Coniacian/Santonian) in well 1-SPS-20 of the Merluza gas field and in adjacent well 1-SPS-25. The Ilhabela sandstones reservoirs lay between depths of 4 700 and 5 000 m and reveal average porosities much higher than would normally be expected for most Brazilian sandstones at such depths (21% in well 1-SPS-20 and 16% in well 1-SPS-25). The average porosity of the Juréia reservoir (12% in well 1-SPS-25 at a depth of 4 450 m) is much lower than the average porosities of the Ilhabela reservoirs.

The framework grain composition of the Ilhabela and Juréia reservoirs is roughly the same: 50%–60% quartz, 20%–25% feldspars, 10% volcanic rock fragments, and small amounts of granitic rock fragments, mica, and clay intraclasts.

Ilhabela Member turbidites consist of fine – to

coarsegrained, moderately to poorly-sorted massive sandstones. It has been estimated in previous studies that deposition took place at water depths of around 300 to 400 m. The most important diagenetic features are the thick chlorite fringes that coated the grains at an early stage of diagenesis plus minor framework compaction and the absence of active framework grain dissolution or corrosion. Intergranular primary porosity has been predominantly preserved. Permeability is low due to chlorite restrictions on pore throats. The preservation of porosity is interpreted as the result of the inhibition of chemical compaction and late cementation by chlorite. Acidic fluids generated during the diagenetic history were not strong enough to dissolve feldspars or volcanic rock fragments, as evidenced by intragranular porosity of only about 0.5%. Although no information is available on organic acids in formation waters, CO₂ and H₂S concentrations are found to be quite low in the produced gases, that is, – 0.5 mol% and 10 ppm.

The reservoirs at the base of the Juréia

Formation consist of fine – to coarse-grained, moderately sorted, cross-bedded sandstones deposited in a shallow platform; they probably comprise barrier bar deposits. The most important diagenetic features are moderate to strong compaction and quartz, feldspar, and calcite cementation (4%, 1%, and 2.5%, respectively). The absence of chlorite in these sandstones favored pressure solution and cementation.

The development of early chlorite coatings was controlled by detrital composition and the depositional environment. Alterations in volcanic rock fragments with no influence from meteoric water infiltration favored chlorite precipitation in the Ilhabela turbidites. Periodic meteoric water infiltration in the shallow platform Juréia reservoirs inhibited chlorite precipitation.

By comparing average porosities in the reservoirs studied, it can be estimated that chlorite was responsible for preservation of 4% to 9% primary porosity of the Ilhabela reservoirs.