

RESERVATÓRIOS CARBONÁTICOS PROFUNDOS DO EO/MESOALBIANO DA BACIA DE SANTOS

DEEP CARBONATE RESERVOIRS OF THE EO/MESOALBIAN, SANTOS BASIN

Maria Dolores de Carvalho⁽¹⁾, Uyara Mundim Praça⁽¹⁾, José Jorge de Moraes Júnior⁽²⁾ e Adali Ricardo Spadini⁽¹⁾

RESUMO – O Campo de Tubarão, descoberto em 1988 pelo poço pioneiro 1-PRS-4, foi a primeira acumulação comercial de hidrocarbonetos descoberta nos calcários do Eo/Mesoalbio da Bacia de Santos. Estes calcários, pertencentes à Formação Guarujá Inferior, representam o primeiro registro sedimentar marinho da bacia. O detalhamento faciológico de Tubarão permitiu identificar vários tipos litológicos que englobam *grainstones* e *packstones* oolíticos e oolíticos/oncolíticos e *packstones* e *wackestones* peloidais. Estes tipos faciológicos se ordenam de várias maneiras em ciclos *shoaling-upward*. As fácies com textura *grainstone* representam a unidade superior de um ciclo e as com textura *wackestone*, a unidade basal. O Campo de Tubarão, estudado neste trabalho nas duas zonas de produção, B1 e B2, apresenta dois aspectos importantes. Um é o controle faciológico na qualidade do reservatório, com a preservação da porosidade somente nas fácies de alta energia deposicional (*grainstones*) e o outro relaciona-se à diagênese. A intensa atividade meteórica a que foram submetidos os reservatórios da zona B1 obliterou parcialmente a porosidade original dos *grainstones*, ocasionando um domínio de microporosidade, que se reflete em baixos valores de permeabilidade. Os reservatórios da zona B2 passaram diretamente da diagênese marinha para a de subsuperfície, o que causou um domínio de macroporosidade e, conseqüentemente, altos valores de permeabilidade. O mais notável é que os dois reservatórios apresentam hoje valores de porosidade praticamente iguais. O controle da acumulação se deu, portanto, pela ocorrência de fácies de alta energia e pela atuação da diagênese que, conjuntamente com a migração precoce dos hidrocarbonetos para a estrutura, propiciaram a preservação da porosidade primária interpartícula em profundidades superiores a 4 500 m.

(Originais recebidos em 22.10.90.)

ABSTRACT – The Tubarão Field, discovered in 1988 by wildcat well 1-PRS-4, was the first commercial hydrocarbon accumulation to be found in the Eo/Mesoalbian limestones of the Santos Basin. Belonging to the lower Guarujá Formation, these limestones represent the first marine sedimentary record of the basin. Faciological detailing of the Tubarão has made it possible to identify various lithological types, including oolitic and oolitic/oncolitic *grainstones* and *packstones* as well as peloidal *packstones* and *wackestones*. These faciological types occur in different arrangements, in shoaling-upward cycles. The facies displaying a *grainstone* texture represent the upper unit of one cycle, while those with a *wackestone* texture represent the base unit. The Tubarão Field, studied here in production zones B1 and B2, has two notable characteristics. One is the faciological control of reservoir quality, with preservation of porosity occurring only in facies of high depositional energy (*grainstones*). The second is related to diagenesis. The intense meteoric activity to which zone B1 reservoirs were submitted partially obliterated the original porosity of the *grainstones*, producing a domain of microporosity that is reflected in low permeability values. Zone B2 reservoirs went straight from marine to subsurface diagenesis, producing a domain of macroporosity and, consequently, high permeability values. What is most worthy of note is that the two reservoirs currently display nearly identical porosity values. Accumulation was thus controlled by the occurrence of high-energy facies and by the action of diagenesis, which, together with the early migration of hydrocarbons to the structure, fostered the preservation of interparticle primary porosity at depths of over 4,500 m.

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

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

2 - Setor de Exploração da Região 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

A Bacia de Santos, que engloba a área da plataforma continental brasileira vizinha aos estados de São Paulo, Paraná, norte de Santa Ca-

tarina, além da porção sul do Rio de Janeiro, teve seus trabalhos de exploração iniciados ao final da década de 60, com os primeiros levantamentos sísmicos. O poço pioneiro 1-PRS-1, perfurado em 1970,

ao longo da costa do Estado do Paraná, inaugurou a fase de investigação direta da bacia, que hoje conta com 55 poços perfurados.

Durante o período em que vigoraram os contratos de serviços com cláusula de risco (1976 a 1986), seis companhias estrangeiras operaram na bacia, perfurando um total de 29 poços exploratórios que resultaram na descoberta da jazida comercial de gás do Campo de Merluza, atualmente em fase de perfuração dos poços de desenvolvimento.

Em 1988, a PETROBRÁS perfurou o poço pioneiro 1-PRS-4, no litoral do Estado do Paraná, a 170 km da costa, descobrindo em área anteriormente explorada pela Pecten (Shell), a acumulação comercial de gás e óleo volátil do Campo de Tubarão (fig. 1).

Esta acumulação reveste-se de peculiaridades que a tornaram extremamente atraente não só pela proximidade dos maiores centros consumidores de energia do País, mas também pelas características do reservatório e dos fluidos. Os reservatórios da Sequência Guarujá Inferior encontram-se a mais de 4 500 m de profundidade e constituem-se de *grainstones* oolíticos e oolíticos/oncolíticos, depositados em ambiente de alta energia, e com porosidade primária preservada de até 24%, e permeabilidade que chega a 3 600 md (Carvalho e Praça, em edição). Os fluidos também possuem características próprias e distintas. Apresentam-se como óleo volátil com baixo teor de H₂S no reservatório superior (zona B1) e gás de condensação retrógrada, com alto teor de H₂S, no reservatório inferior (zona B2).

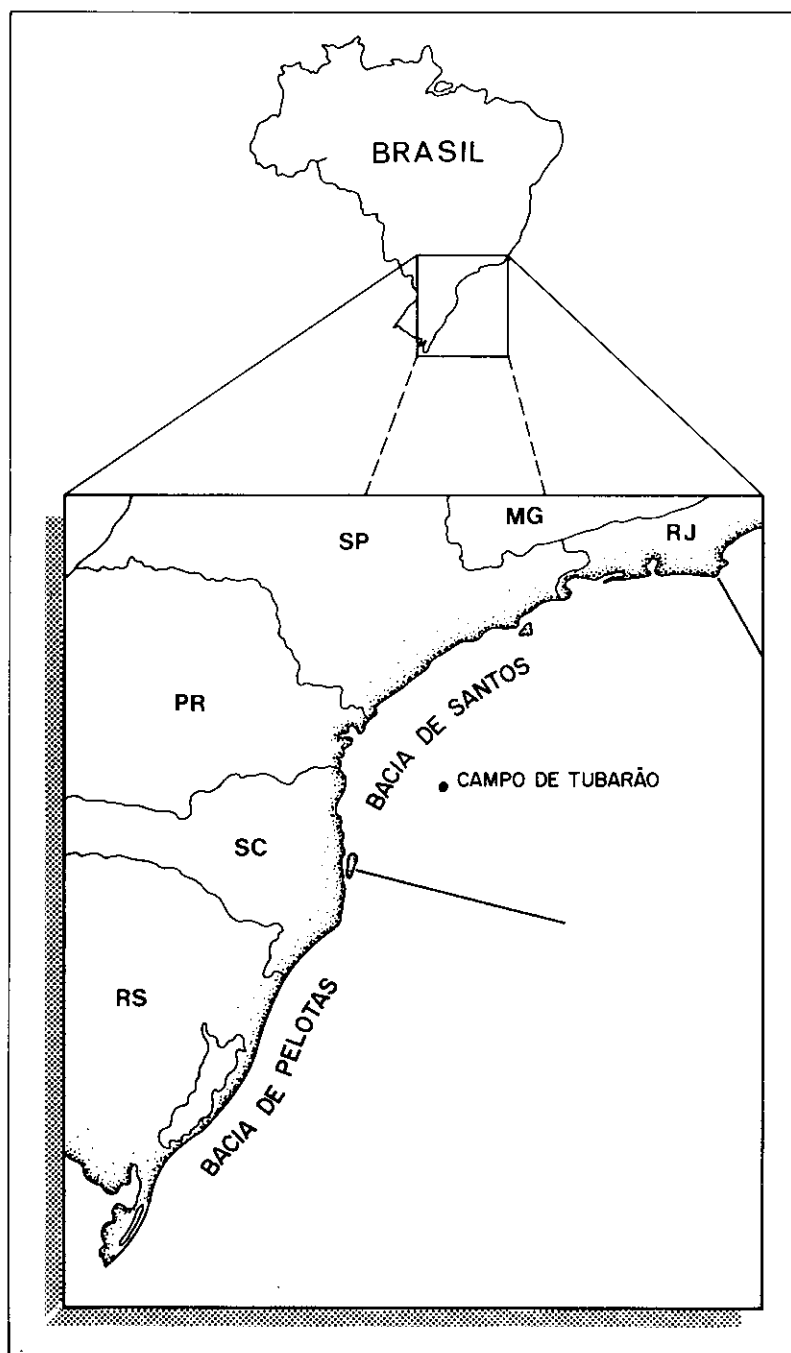


Fig. 1 - Mapa de localização do Campo de Tubarão, Bacia de Santos.
Fig. 1 - Location map, Tubarão Field, Santos Basin.

A preservação de porosidade é uma questão crucial na ocorrência de reservatórios carbonáticos e tem recebido um tratamento relativamente exaustivo ultimamente. Em condições deposicionais semelhantes às do Campo de Tubarão, a Formação Smackover tem sido citada como detentora de porosidade primária preservada (Wagner e Matthews, 1982; Moore e Druckmann, 1981, entre outros). Nesses tra-

balhos é dada ênfase especial aos processos diagenéticos precoces, que estabilizaram a mineralogia e possibilitaram a preservação da porosidade em subsuperfície. Outro exemplo é o Great Oolite Limestone, na Inglaterra (McLimmans e Videtich, 1989), onde os autores acreditam que a estabilização mineralógica foi igualmente o fator preponderante para a manutenção da porosidade.

O perfeito entendimento dos parâmetros geológicos envolvidos na configuração da acumulação do Campo de Tubarão permitirá que o programa exploratório na Bacia de Santos ganhe um novo incentivo. A íntima integração de todas as ferramentas disponíveis à interpretação dará prosseguimento a este programa, abrindo amplas frentes de investigação e minimizando ao máximo as incertezas inerentes ao processo exploratório.

2 – CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A Bacia de Santos define-se geologicamente como uma depressão do embasamento cristalino, sendo limitada a norte pelo Alto de Cabo Frio, a sul pela Plataforma de Florianópolis, a oeste pela atual linha de costa (seção Terciária) ou pela Charneira Cretácea de Santos (sedimentos do Cretáceo) e, a leste, se estende pelo menos até o final do Platô de São Paulo.

A área considerada como potencialmente explorável é de cerca de 130 000 km², desde o limite da bacia cretácea até a isóbata de 2 000 m. A espessura máxima de sedimentos é estimada em 12 km nos depocentros mais pronunciados. Estes depocentros foram controlados por acentuada distensão crustal e intensa subsidência térmica (Chang e Kowsmann, 1984).

O espesso pacote sedimentar da bacia foi dividido em 11 seqüências deposicionais cronoestratigráficas, delimitadas por discordâncias regionais identificadas por refletores sísmicos marcantes (Pereira *et al.* 1986) (fig. 2). A seqüência *rift*, do Barremiano/Aptiano (Formação Guaratiba), foi identificada em

apenas três poços situados próximos à Charneira de Santos, não permitindo, assim, que maiores interpretações possam ser feitas. No restante da bacia, ela se encontra em profundidades muito grandes, fora do alcance dos atuais equipamentos de perfuração. Apesar da ausência de dados geoquímicos, a Formação Guaratiba é tida como a seqüência responsável pela geração de hidrocarbonetos, não só pela comparação com a seqüência cronoestratigráfica vizinha da Bacia de Campos (Formação Lagoa Feia), como também pela ausência de outras formações na bacia com potencial de geração suficiente para fornecer volumes consideráveis de hidrocarbonetos. Além disso, o alto grau de maturação térmica dos hidrocarbonetos recuperados (gás de condensação retrógrada e óleo volátil) sugere que a seção geradora encontrava-se submetida a um processo de altas pressões e temperaturas à época de migração.

A seqüência evaporítica do Neo-aptiano/Eoalbio (Formação Ariri) expressa o início da subsidência térmica da bacia, sendo a imagem dos processos que permitiram a precipitação de um complexo salífero com espessuras originais estimadas em torno de 2 000 a 2 500 m. A movimentação halocinética inicia-se, na área sul da bacia, ao final do Eoalbio, quando já se identifica com a sísmica um pacote de sedimentos com uma espessura mínima de 500 m. A halocinese é responsável pela modelagem de grande parte dos sedimentos da fase pós-*rift*. Ela gerou, por deformação gravitacional, as estruturas às quais se associa a totalidade dos prospectos exploratórios investigados até o momento. Criou também janelas de migração para os hidrocarbonetos provenientes da seqüência *rift*.

Imediatamente sobrepostos ao pacote de sal, ocorrem os carbonatos eo/mesoalbianos da Seqüência Guarujá Inferior, onde se inserem os reservatórios produtores do Campo de Tubarão. Ao final da deposição Guarujá Inferior, a halocinese na área do Campo de Tubarão e adjacências toma porte, modificando substancialmente a continuidade das fácies deposicionais de alta energia em direção ao flanco oeste do alinhamento de estruturas. É importante ressaltar, no entanto, que por mais pujante que tenha sido a movimentação plástica de sal, esta não modificou o desenvolvimento regional das fácies no sistema carbonático. As mudanças faciológicas são lentas, gradativas e mais evidentes apenas nos flancos das estruturas, onde se desenvolvem falhas lítricas devido à fuga do sal.

A seqüência marinha da bacia compreende a plataforma carbonática do Eo/Mesoalbio, uma fase transgressiva do Neo-albio ao Mesoturoniano e uma fase regressiva, que perdurou por todo o Senoniano, a qual se associam importantes pulsos siliciclásticos, que irão compor os prospectos da Seqüência Santos (Pereira, 1990).

O Terciário é representado por uma vasta fase transgressiva, que não apresenta prospectos prioritários à exploração em águas rasas, em função da ausência de estruturação e de selantes para os reservatórios.

3 – ASPECTOS GERAIS E PARTICULARES DO CAMPO DE TUBARÃO

A tenacidade dos exploracionistas em retornar a uma área que pertenceu anteriormente ao consórcio

BACIA DE SANTOS

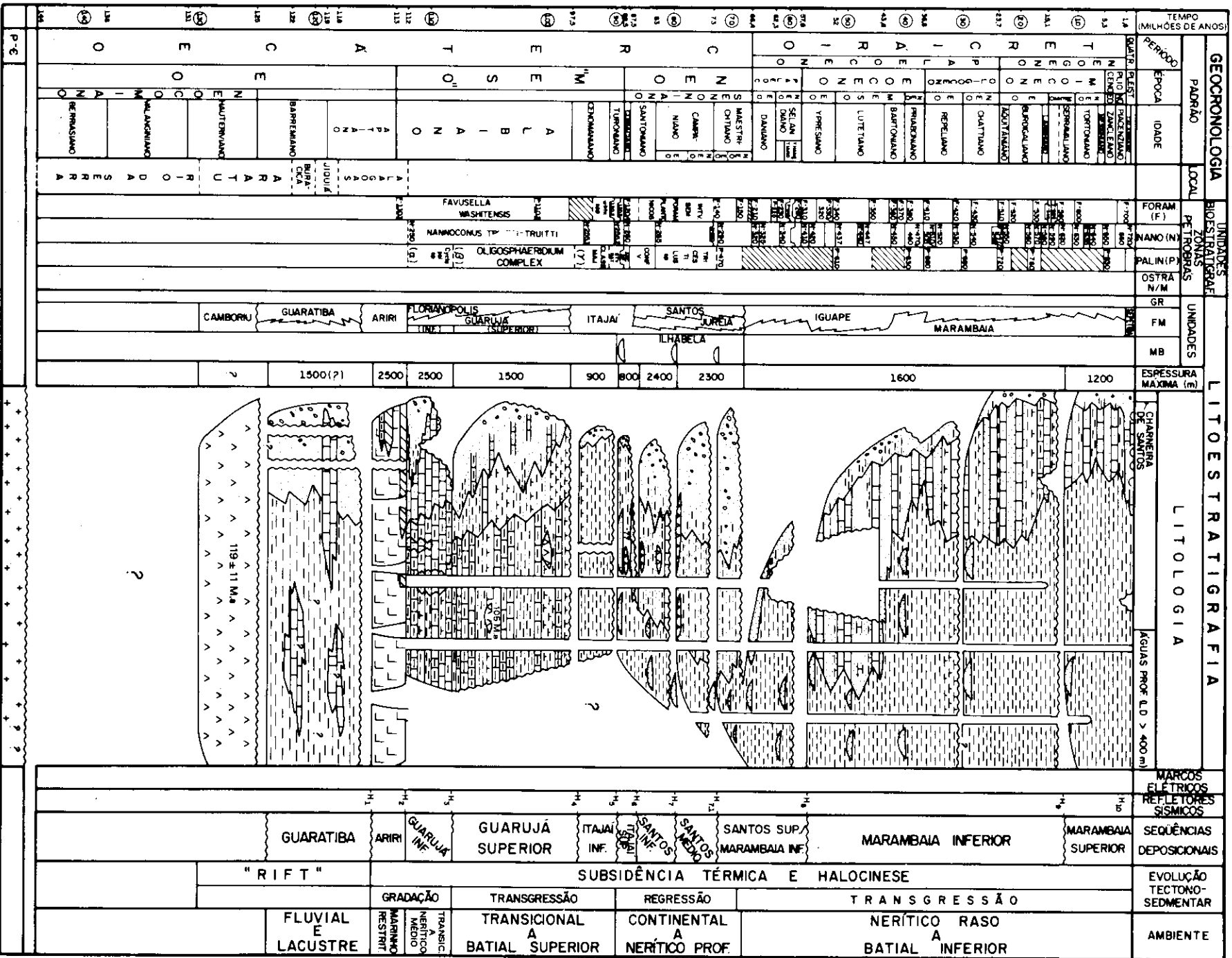


Fig. 2 - Coluna estratigráfica da Bacia de Santos.
Fig. 2 - Stratigraphic column, Santos Basin.

REVISÃO POR MARCO PEREIRA/88

detentor do direito de exploração sob regime de contrato de risco (Pecten-Chevron-Marathon), que perfurou apenas um poço (1-SCS-6) e a considerou não atrativa, permitiu que no início de 1988 a PETROBRÁS descobrisse, com a perfuração do pioneiro 1-PRS-4 (a 1,2 km NE do 1-SCS-6), a acumulação de hidrocarbonetos do Campo de Tubarão.

As rochas-reservatório encontram-se no topo da seqüência carbonáti-

ca Guarujá Inferior, identificada a partir de -4 540 m. A coluna de hidrocarbonetos constatada foi de 255 m, e a grande surpresa foi o desenvolvimento de uma série de níveis estratigráficos com porosidades variando de 12% a 24% e permeabilidades de até 1 400 md, quando os valores preditivos de porosidade, em função do rearranjo e obliteração do espaço poroso, impostos pelo soterramento, deveriam situar-se em torno de 7% (Schmoker e Halley, 1982).

A continuidade do processo exploratório permitiu identificar a constância das fácies potencialmente reservatórios, adotando-se a subdivisão em zonas produtoras diferenciadas proposta por Andrade e Saito (1988). Utilizaram-se os códigos B1, B2 e B3, respectivamente, para os reservatórios da porção superior, média e inferior da acumulação (fig. 3). Uma série de marcos elétricos são reconhecidos e rastreados dentro do campo. Eles têm caráter cronoestratigráfico, o que permite

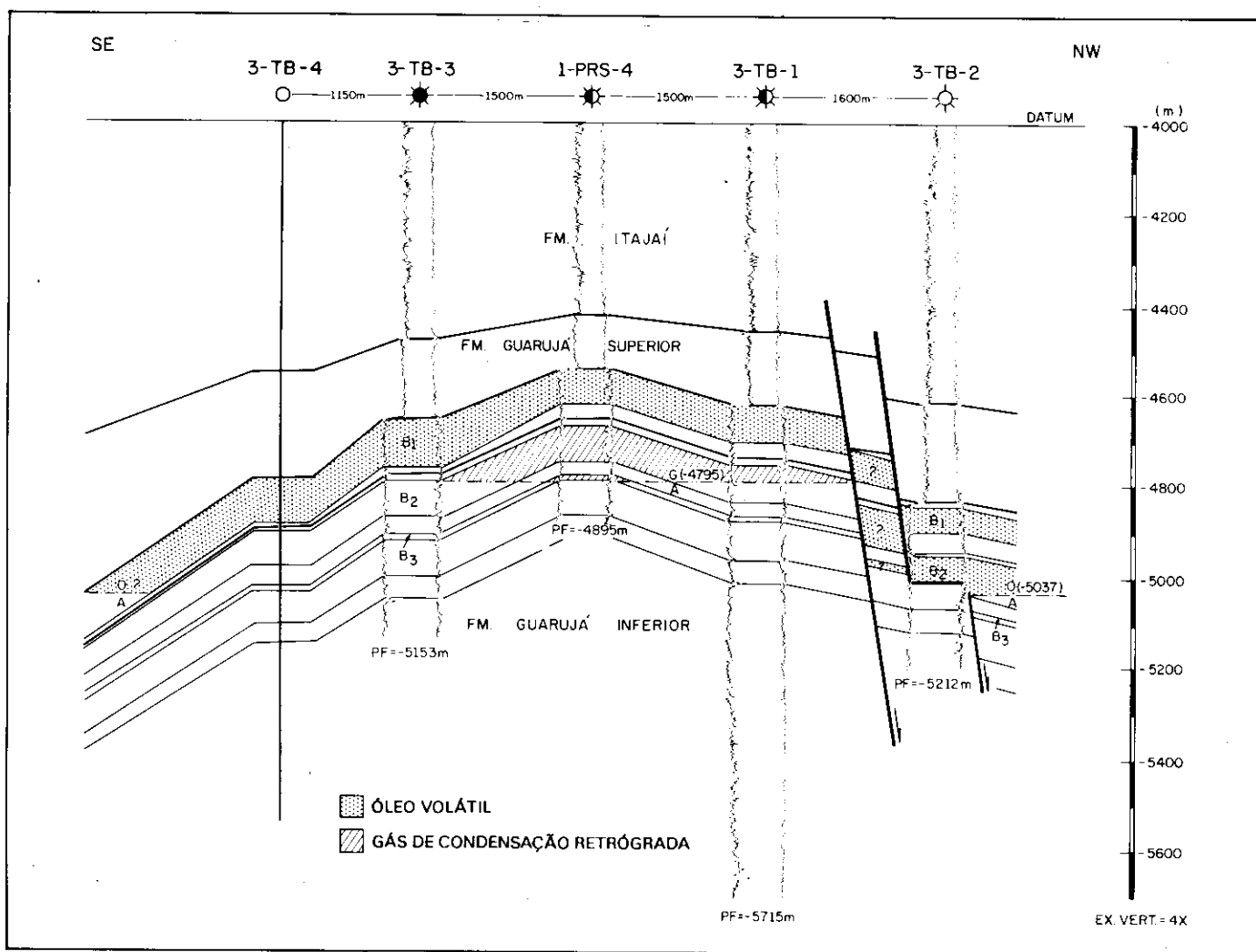


Fig. 3 - Seção estrutural SE/NW identificando as zonas produtoras e possíveis acumulações de hidrocarbonetos.
Fig. 3 - Structural cross-section, SE/NW, showing producing zones and possible hydrocarbon accumulations.

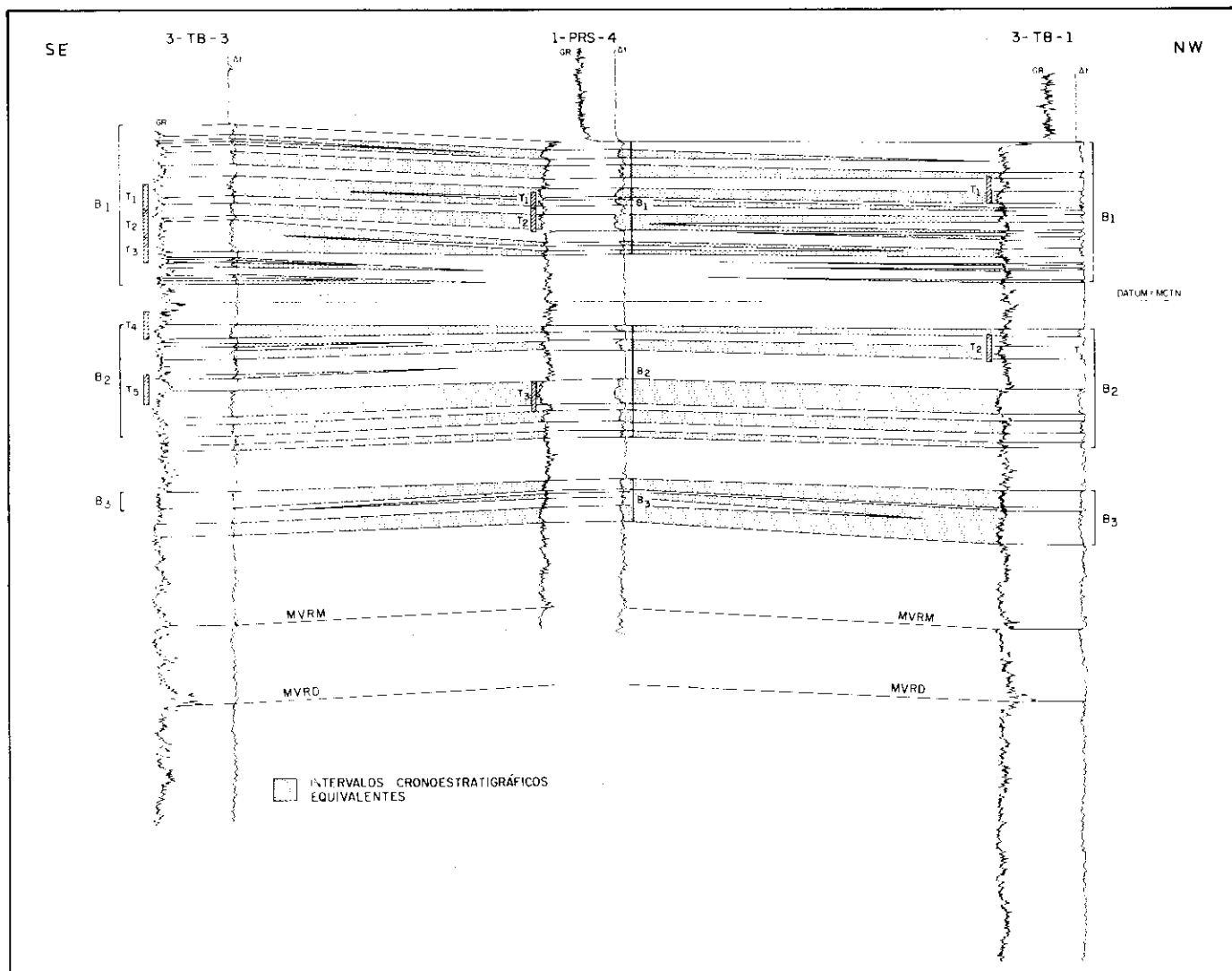


Fig. 4 - Seção estratigráfica mostrando o espessamento dos reservatórios em direção SE.
 Fig. 4 - Stratigraphic cross-section showing thickening of reservoirs toward the SE.

inferir a permanência das características físico-químicas reinantes no ambiente deposicional durante a sedimentação e evolução halocinética.

As zonas de produção, separadas por alguns destes marcos, mostram características ambientais particulares. Elas se constituem de ciclos *shoaling-upward* oolíticos. Nas zo-

nas B2 e B3, os ciclos não exibem grandes variações laterais de espessura, provavelmente refletindo estabilidade deposicional devido à baixa taxa de movimentação halocinética (fig. 4). Na zona B1, as fácies de alta energia se espessam em direção ao flanco leste da estrutura do Campo de Tubarão, evidenciando a atuação da halocinese na distribuição faciológica. Este

espessamento, em direção ao flanco, encontra-se deslocado em relação ao ápice atual da estrutura.

A natureza dos fluidos, em condições de reservatório, também possui um comportamento extremamente peculiar. Após as análises de laboratório que simulam as condições de subsuperfície deduziu-se que a zona B1 é portadora

de óleo volátil com 48,2 °API, alta razão gás/líquido em regime de produção (314 m³/m³) e baixo teor de H₂S (5 ppm). Já a zona B2 estoca gás de condensação retrógrada que em superfície é produzido como óleo de 46,5 °API, razão gás/líquido de 540 m³/m³ e alto teor de H₂S (9 600 ppm).

A avaliação desses parâmetros, à luz da evolução termomecânica e das análises geoquímicas, permite estabelecer dois pulsos diferenciados de migração de hidrocarbonetos, oriundos de estágios distintos de maturação da matéria orgânica. O óleo volátil, pela sua composição, grau API e baixo teor de H₂S, se relaciona ao pico de maturação. Sob o domínio de pressões e temperaturas mais elevadas pode-se, a partir dos geradores, formar o gás, com comportamento de condensado retrógrado, cujo teor de H₂S estaria relacionado aos estágios finais de maturação da matéria orgânica.

Uma vez que não foi atingido o equilíbrio entre os fluidos, é pertinente interpretá-los como perfeitamente isolados por selantes efetivos ao longo da estrutura. O contato gás-água identificado nas zonas B2 e B3 não é necessariamente equivalente ao contato óleo-água da zona B1, ampliando as perspectivas exploratórias nesta última.

4 – FÁCIES DEPOSICIONAIS

No detalhamento microfaciológico do Campo de Tubarão foram reconhecidas 21 microfácies deposicionais (Carvalho e Praça, 1990) que serão aqui condensadas em oito fácies principais. Das oito microfácies de *grainstones*, somente quatro são volumetricamente importantes dentro do campo e serão aqui

apresentadas. As outras quatro correspondem a pequenas variações locais das principais. Com relação aos *packstones*, as dez microfácies reconhecidas podem ser agrupadas em três tipos, com base nos grãos mais abundantes. Similarmente ao que ocorre com os *packstones*, as três microfácies de *wackestones* podem compor uma única fácies.

São estas as principais fácies que compõem o Campo de Tubarão:

- (G)⁰ g – *Grainstone*, oolítico, grosso;
- (G)⁰ f/m – *Grainstone*, oolítico, fino a médio;
- (G)⁰ f/mgbim – *Grainstone*, oolítico, fino/muito grosso, bimodal;
- (G)⁰/© m/mgbim – *Grainstone*, oolítico/oncolítico, médio/muito grosso, bimodal;
- (P)⁰P f/mgbim – *Packstone*, oolítico/peloidal, fino/grosso, bimodal;
- (P)⁰/©P f/grbim – *Packstone*, oolítico/oncolítico, peloidal, fino/conglomerático, bimodal
- (P)P mf/f – *Packstone*, peloidal, muito fino/fino;
- (W)P – *Wackestone*, peloidal.

Os constituintes dominantes são oolitos, oncolitos e pelóides. Os bioclastos presentes raramente excedem a 5% da percentagem total dos grãos. Os mais importantes são algas verdes, equinóides, pelecípodas, gastrópodes, textularídeos, miliolídios, pequenos rotalídios e foraminíferos aglutinantes de pelóides. Foraminíferos incrustantes, anelídeos e pequenos foraminíferos hialinos possuem distribuição mais restrita; ostracodes e formas planctônicas são raramente observados.

Na zona B1 predominam as fácies oolíticas e, na B2, as oolíticas/oncolíticas.

4.1 – Descrição das Fácies

4.1.1 – *Grainstones*

- (G)⁰ g – *Grainstone*, oolítico, grosso

Calcarenito de granulação grossa, muito bem selecionado, maciço, só localmente bioturbado, contendo raros estilólitos. Compõe-se predominantemente de oolitos e de raros oncolitos parcialmente micritizados, intraclastos, pelóides e bioclastos. O espaço intergranular encontra-se em parte obliterado por cimento calcífero.

Quando o espaço intergranular encontra-se obliterado por duas gerações de cimento calcífero – franja isópaca, prismática e mosaico fino – o arcabouço se caracteriza pela predominância de contatos pontuais entre os grãos. Nos intervalos, principalmente situados na zona B1, onde a cimentação não foi completa, os grãos, recobertos somente pela franja de calcita prismática, mostram-se deformados e com predominância de contatos retos e côncavo-convexos. Nestas áreas, a franja calcítica que obliterou parcialmente o espaço original não foi suficiente para proteger a rocha dos efeitos da compactação mecânica. Estes dois eventos – cimentação e compactação – reduziram significativamente o tamanho dos poros e, conseqüentemente, a permeabilidade da rocha. Somando-se à porosidade primária interpartícula, drasticamente reduzida, observam-se porosidades microcristalinas de origem primária; e intrapartícula, de origem secundária.

De ocorrência mais localizada na zona B2, esta fácies ostenta boas características permoporosas. Ela não exhibe ou, exhibe localmente, del-

gada franja fibrosa e, freqüentemente, observam-se grandes cristais límpidos e euédricos de calcita, dispersos. Efeitos da compactação mecânica e química são significativos. Grãos com contatos retos, côncavo-convexos e suturados são observados.

A ocorrência da porosidade está, em parte, também controlada pela bioturbação, apresentando assim uma distribuição aleatória e heterogênea.

As características petrográficas desta fácies indicam condições deposicionais marinhas em ambiente raso e de alta energia.

– (G)0 f/m – *Grainstone*, oolítico, fino a médio

Rocha bem selecionada, de granulção fina a média, com empacotamento normal, constituída de oolitos parcialmente micritizados, pelóides, bioclastos, cimento calcífero e porosidade interpartícula.

O cimento calcífero, formado por duas gerações, se constitui de uma delgada franja isópaca prismática que envolve o grão, e de calcita mosaica, fina e média, que oblitera o espaço poroso restante. Nos níveis porosos ocorre somente a franja prismática que, localmente, devido ao efeito da compactação, encontra-se descolada do grão oolítico.

A porosidade principal observada é do tipo interpartícula primária, que foi reduzida por cimentação e compactação. Microporosidade dos tipos intercrystalina e intrapartícula dentro de oolitos tem origem primária no primeiro tipo, e secundária no segundo.

Esta fácies foi depositada sob condições de alta energia, em barras oolíticas (*shoals* oolíticos).

– (G)0 f/mgbim – *Grainstone*, oolítico, fino a muito grosso, bimodal

Calcarenito oolítico, bimodal, com empacotamento relativamente denso, em parte bioturbado, composto predominantemente por oolitos parcialmente micritizados e com distribuição granulométrica bimodal. A bimodalidade está estabelecida por uma moda com granulometria de areia fina a média e por outra com granulometria de areia grossa a muito grossa. Além dos oolitos ocorrem, secundariamente, oncolitos, pelóides e bioclastos. Cimento calcífero e porosidade interpartícula também estão presentes.

Os cimentos calcíferos diferem significativamente nas zonas B1 e B2. Na zona B1, uma franja de calcita prismática envolve os grãos do arcabouço e cimento calcífero mosaico preenche parcial a totalmente o espaço intergranular restante. Na zona B2, uma delgada franja fibrosa ocorre ou não envolvendo os grãos e um cimento blocoso (*blocky*) forma manchas localizadas.

As características permoporosas também diferem nas duas zonas. Na zona B1, a porosidade quantificada em lâmina delgada, nos níveis onde a cimentação não foi completa, é, em média, de 3,5%. Já a porosidade média, medida em laboratório, é de 14%. Caracteriza-se, assim, uma predominância de microporosidade. As permeabilidades medidas nestes níveis são muito baixas (< 2 md). Na zona B2, verifica-se um domínio de macro-

porosidade, tendo como resultado melhores valores de permeabilidade.

Esta fácies representa sedimentos de alta energia que se depositaram em barras oolíticas.

– (G)0/© m/mgbim – *Grainstone*, oolítico/oncolítico, médio a muito grosso, bimodal

Calcarenito oolítico/oncolítico, bimodal, bioturbado, sem nenhuma estrutura sedimentar primária evidente, contendo alguns estilólitos. Constitui-se predominantemente de oolitos/oncolitos, que se encontram parcial a totalmente micritizados. A micritização dificulta a caracterização e a quantificação individual destes grãos. Em menor quantidade ocorrem bioclastos, pelóides e intraclastos. Cimento calcífero preenche parcial a totalmente o espaço intergranular original.

O cimento calcífero apresenta-se de várias formas nas duas zonas de produção. Na zona B1, esta microfácies ocorre no 3-TB-3-PRS em dois níveis distintos. Na parte superior da zona B1, uma franja prismática e um cimento mosaico microcristalino (4-62 μm) a mesocristalino fino (62-250 μm) obliteram parcial a totalmente o espaço poroso. A porosidade observada ocorre em manchas e se relaciona com as áreas de bioturbação. As características permoporosas aí são péssimas. Neste intervalo, os contatos entre os grãos são predominantemente dos tipos pontual e reto. Na base da zona B1 ocorrem uma delgada franja isópaca que envolve a maior parte dos grãos, manchas de cimento mosaico micro a mesocristalino fino a grosso e calcita blocosa euédrica. As características

permoporosas são as melhores apresentadas pela zona B1, mas são inferiores às da zona B2. Os tipos de contato observados são dos tipos reto e côncavo-convexo. Na zona B2, uma delgada franja fibrosa, quando ocorre, recobre somente os grãos de granulação mais fina. Calcita blocosa e localmente poiquilotópica forma pequenas manchas. As características permoporosas dessas rochas são muito boas. Os contatos entre os grãos são dos tipos reto, côncavo-convexo e suturado. Microporosidade, quando presente, ocorre principalmente dentro de oolitos e oncolitos.

4.1.2 – *Packstones*

– (P)θP f/mgbim – *Packstone*, oolítico, peloidal, fino a muito grosso, bimodal

Calcarenito micrítico, oolítico, peloidal, bioturbado. Apresenta-se ora com empacotamento relativamente frouxo, ora com empacotamento denso devido ao forte efeito da compactação. Exibe manchas de cimento calcífero e, localmente, porosidade intergranular e microcristalina. Constitui-se de oolitos, pelóides, bioclastos, intraclastos, matriz micrítica e cimento calcífero. A matriz micrítica encontra-se neomorfisada para microespato e o cimento calcífero e a porosidade intergranular se associam às zonas bioturbadas. Estilolitos são freqüentes e dolomitização ocorre localmente.

Esta fácies, que aparece intercalada aos *grainstones* oolíticos, deve ter se depositado em flancos de barras, sob condições de energia moderada a baixa.

– (P)θ/⊙P f/grbim – *Packstone*, oolítico/oncolítico, peloidal, fino/conglomerático, bimodal;

Calcarenito fino a conglomerático, bimodal, composto de oolitos/oncolitos, pelóides, intraclastos, bioclastos, micrita e cimento calcífero. Apresenta-se com empacotamento frouxo ou denso e com os grãos em contato pontual ou reto. A matriz micrítica acha-se neomorfisada para microespato e o cimento calcífero, na forma de mosaico grosseiro, se associa a zonas bioturbadas.

Petrograficamente, pode-se caracterizar esta rocha como depositada em flancos de barras, em situação semelhante a da microfácies descrita anteriormente.

– (P)P mf/f – *Packstone*, peloidal, muito fino a fino

Calcarenito micrítico, peloidal, bioturbado. Macroscopicamente apresenta-se, em parte, com aspecto nodular, rico em filmes de argila ou com estilolitos. Manchas de óleo e de cimento espático encontram-se relacionadas com as zonas bioturbadas. Compõe-se, predominantemente, de pelóides de granulação muito fina a fina e micrita recristalizada. Oolitos, oncolitos, bioclastos e intraclastos encontram-se associados.

Esta fácies representa condições de energia baixa e foi depositada em águas algo mais profundas do que os demais *packstones* descritos.

4.1.3 – *Wackestones*

– (W)P – *Wackestone*, peloidal

Calculutito, bioturbado, muito raramente laminado, relativamente ar-

giloso, localmente com aspecto nodular e rico em estilolitos. Manchas de óleo são observadas e se associam à microporosidade intercristalina. Microscopicamente, associados aos pelóides, encontram-se oolitos ou oncolitos, bioclastos e cimento calcífero. O cimento calcífero se relaciona com as zonas bioturbadas.

Esta fácies representa sedimentos depositados sob condições de baixa energia, em depressões situadas entre barras.

5 – AMBIENTE DEPOSICIONAL

De uma maneira geral, a seqüência carbonática estudada consiste de uma série de pequenos ciclos *shoaling-upward*. As fácies com textura *grainstone* representam a unidade superior de um ciclo, e aquelas com textura *wackestone*, a unidade basal. Um ciclo completo consiste, da base para o topo, de *wackestone*, *packstone* e *grainstone*.

A análise da seqüência vertical de fácies nos mostra vários arranjos e relações. Na zona B1, onde predominam os calcarenitos oolíticos, a fácies *grainstone*, oolítico, grosso ((G)θ g) ocorre sempre no topo dos ciclos, caracterizando assim a fácies de mais alta energia. Nos intervalos onde as fácies oolítico/oncolítico estão presentes, a fácies *grainstone* oolítico/oncolítico, médio a muito grosso, bimodal ((G)θ/⊙ m/mgbim), também caracteriza topo de ciclos. Os *packstones* oolíticos e oolíticos/oncolíticos comumente sobrepõem os *packstones* peloidais.

Algumas relações laterais entre as fácies também podem ser tiradas,

mesmo com o grande espaçamento entre os poços e a deficiência na amostragem. A fácies *grainstone*, oolítico, grosso, grada lateralmente para *grainstone*, oolítico, fino a médio ou para *grainstone*, oolítico, fino a muito grosso, bimodal. A fácies *grainstone*, oolítico/oncolítico, médio a muito grosso, bimodal, migra para *packstones*. As relações laterais são basicamente as mesmas observadas nas seqüências verticais.

A interpretação da distribuição horizontal observada derivou principalmente das associações verticais, de acordo com as leis estratigráficas. A presença de *grainstone*, oolítico, grosso em vários níveis e em poços distintos evidencia a migração lateral, no tempo, da crista dos *shoals*.

Três subambientes deposicionais são identificados na vizinhança das barras oolíticas no Campo de Tubarão. São eles: crista das barras, flanco das barras e depressões que se situam em torno das barras. As fácies com textura *grainstone* ocorrem na crista das barras, onde alta energia atua em condições de infra e intermaré. Os *packstones* oolíticos e oolíticos/oncolíticos caracterizam sedimentos de ambientes de energia moderada a baixa, que se depositaram em condições de inframaré, nos flancos dos *shoals*.

Os *packstones* e *wackestones* peloidais, formados em condições de inframaré, provavelmente abaixo do nível-base das ondas, encontram-se em depressões situadas em torno das barras. A presença ou não de formas planctônicas nas fácies peloidais define a sua posição dentro do modelo. Formas planctônicas indicam condições mais abertas de circulação. Grãos pirritizados,

principalmente oolitos e oncolitos, presentes nos *wackestones*, indicam condições mais restritas e fundos pouco oxigenados nas depressões.

Nos *grainstones*, os oolitos são os grãos mais abundantes e, secundariamente, os oncolitos. O tamanho dos oolitos, que varia de 0,125 mm a 1 mm, pode refletir níveis crescentes de energia dentro do ambiente de alta energia. Os oncolitos são formados em condições de menor energia que os oolitos.

A associação de *grainstones* oolíticos e oolíticos/oncolíticos pode estar relacionada ao modelo deposicional de *shoals* oolíticos. Tomando-se como base os modelos já propostos para os calcários da Formação Macaé, da Bacia de Campos (Falkenhein *et al.* 1981 e Spadini e Paumer, 1983) e da Formação Smackover, na Bacia do Golfo do México (Sequeira e Ahr, 1987), postula-se que as fácies oolíticas ocorreriam na porção central dos *shoals*, onde o ambiente de alta energia atua continuamente, e as fácies oolíticas/oncolíticas ocorreriam nas porções marginais dos *shoals*, onde a deposição se dá em águas ligeiramente menos agitadas.

Os *grainstones* do Campo de Tubarão foram depositados em ambiente de contínua agitação sob a ação de ondas e correntes. A ausência de estruturas físicas primárias dificulta o detalhamento desta interpretação ambiental.

6 – DIAGÊNESE

Os calcários da Formação Guarujá Inferior, do Campo de Tubarão, sofreram significantes modificações

nas suas características deposicionais em função dos processos diagenéticos a que foram submetidos. A diagênese desempenhou um importante papel na definição das características permoporosas, atuando no sentido de preservar, destruir ou modificar a porosidade primária ou, ainda, de criar porosidade secundária.

A interpretação dos fenômenos diagenéticos foi baseada exclusivamente em observações de lâminas delgadas, levando-se em consideração principalmente a textura do cimento e os efeitos da compactação.

O resultado final da atuação dos processos diagenéticos nas fácies é função da textura e composição das rochas e do ambiente diagenético a que foram submetidas. Os *packstones* e os *wackestones* depositados sob condições de energia moderada a baixa mostram-se normalmente fechados, com porosidade da ordem de 1% a 2%, apresentando somente recristalizações e dissoluções locais. Os *grainstones* depositados sob condições de alta energia, com porosidade em torno de 20%, exibem feições diagnósticas de vários ambientes diagenéticos e constituem as principais rochas-reservatório do Campo de Tubarão (figs. 5, 6 e 7).

A diagênese dos *grainstones* se deu em duas zonas diagenéticas distintas: eogenética e mesogenética. A eodiagênese ocorre nas zonas freática marinha e freática meteórica, e a mesodiagênese é representada pelos fenômenos de compactação e cimentação em subsuperfície.

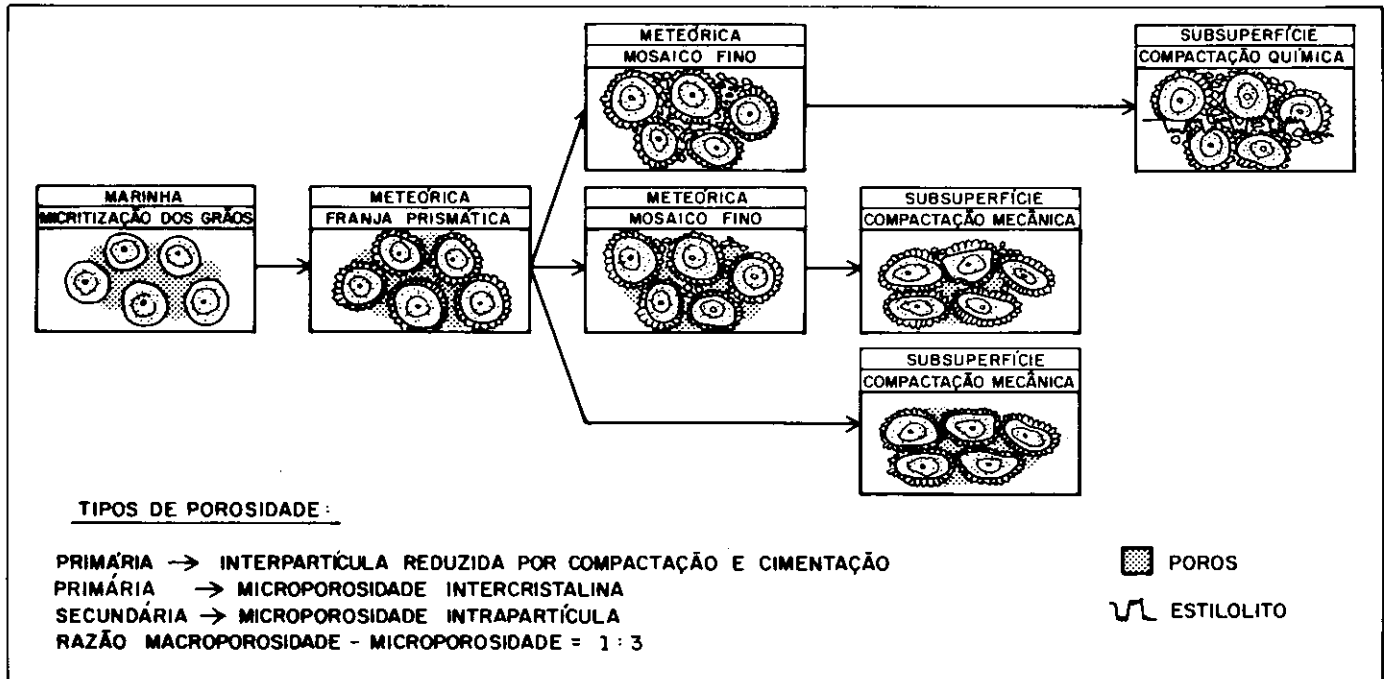


Fig. 5 - Sequência diagenética dos grainstones da zona B1, porção superior.
 Fig. 5 - Diagenetic sequence of zone B1 grainstones, upper part.

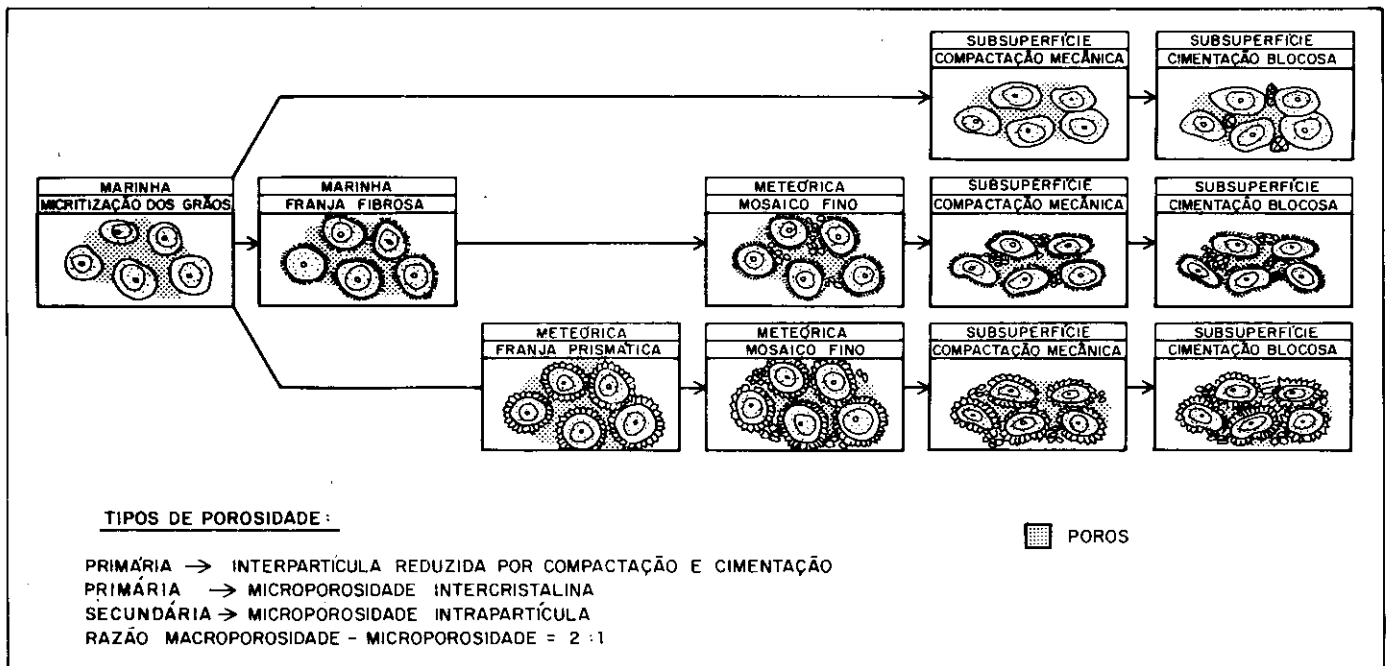


Fig. 6 - Sequência diagenética dos grainstones da zona B1, porção inferior.
 Fig. 6 - Diagenetic sequence of zone B1 grainstones, lower part.

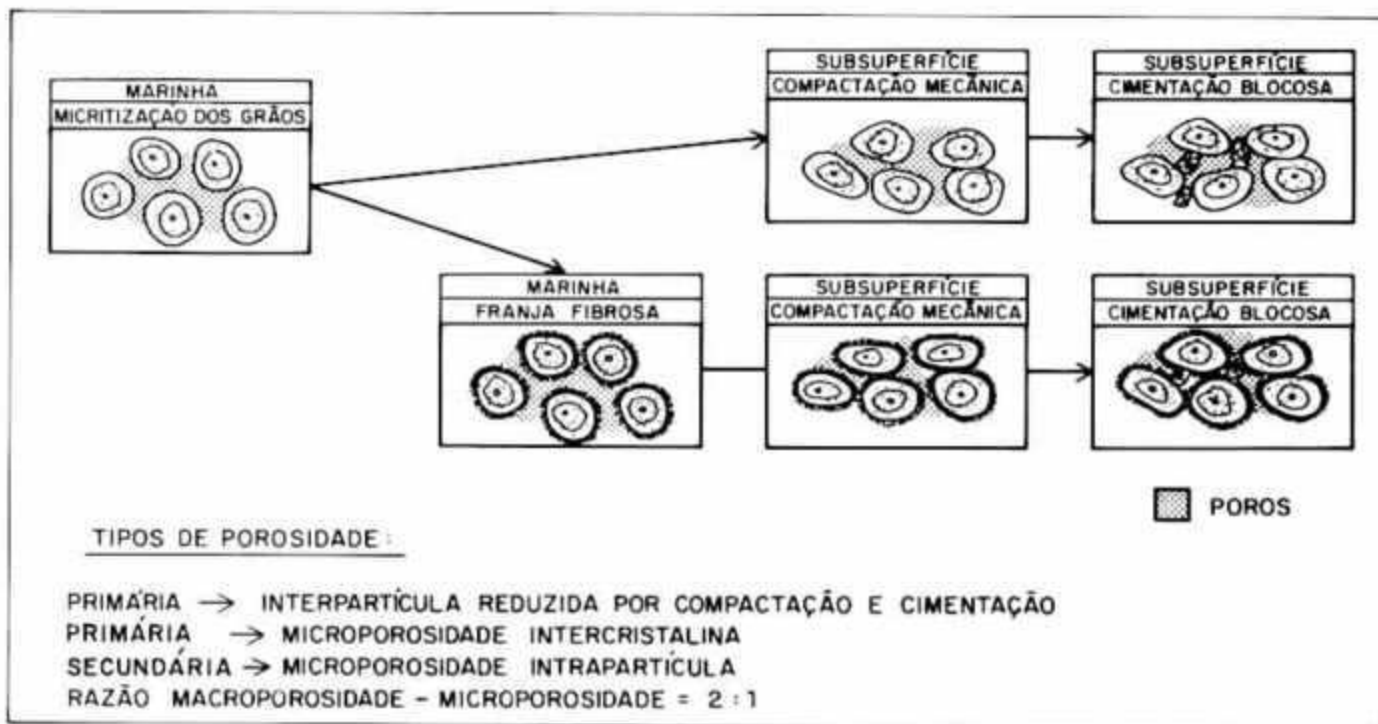


Fig. 7 Sequência diagenética dos grainstones da zona B2.
 Fig. 7 Diagenetic sequence of zone B2 grainstones.

Os grainstones da zona B1 mostram efeitos de diagênese freática marinha, freática meteórica e de subsuperfície (foto 1). Os grainstones da zona B2 mostram evidências de diagênese marinha e de subsuperfície (foto 2).

6.1 - Diagênese Eogenética

6.1.1 - Diagênese Freática Marinha

As alterações começaram a ocorrer logo após a deposição dos calcários Guarujá com a micritização,

pela ação de algas endolíticas e fungos, de oolitos e oncolitos (fotos 1 e 2). A micritização biogênica foi mais efetiva nos grainstones oolíticos/oncolíticos, onde oolitos e oncolitos encontram-se normalmente sem suas estruturas internas carac-



Foto 1 - Fácies (G)O/□ m/mgbim com grãos micritizados e três tipos de cimento calcífero. A franja (F) e o mosaico (M) são interpretados como de origem meteórica e o cimento blocoso, na forma de cristal único euédrico (B), como de subsuperfície (100X, nicóis paralelos).
 Photo 1 - Facies (G)O/□ m/mgbim, displaying micritized grains, with bladed rim and mosaic calcite from a meteoric phreatic environment and blocky calcite of subsurface diagenesis (100X, parallel nicols).

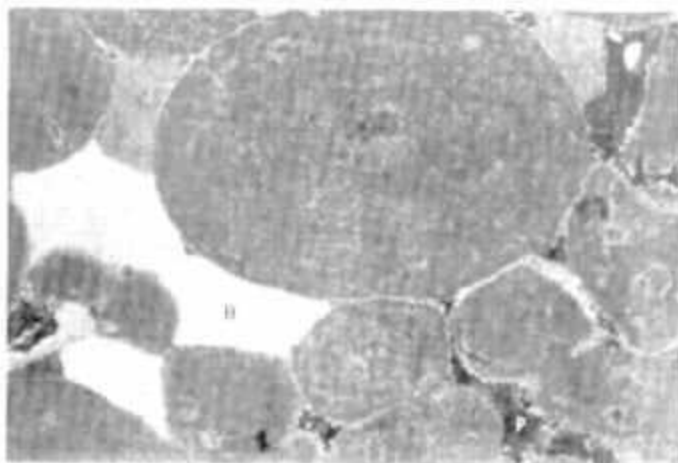


Foto 2 - Fácies (G)O f/mgbim com uma delgada franja de origem marinha, cimento blocoso de subsuperfície (B) e porosidade interpartícula (P) (100X, nicóis cruzados).
 Photo 2 - Facies (G)O f/mgbim, displaying a thin fringe of fibrous marine phreatic cement, blocky cement from a subsurface diagenetic environment, and primary interparticle porosity (100X, crossed nicols).

terísticas. Nas fácies constituídas somente de oolitos, a micritização dos grãos se dá de modo parcial. Benson (1985) atribui os diferentes níveis de micritização observados nos carbonatos da Formação Smackover à posição das fácies nas barras oolíticas. Para ele, a micritização mais efetiva ocorre nas margens dos corpos onde a deposição ocorre em águas ligeiramente menos agitadas e onde há menor abrasão dos grãos. Micritização cria quantidades significantes de microporosidade nos grãos e os faz mais susceptíveis à dissolução.

Outro produto da diagênese marinha é o cimento freático, que é caracterizado somente em *grainstones* da base da zona B1 e na zona B2. Ele ocorre como delgada franja, isópaca e fibrosa, não envolvendo, em muitos casos, todos os grãos do arcabouço (foto 2). Comumente os grãos de textura mais fina encontram-se encobertos. Por ser ele um cimento delgado, não

se observa perda expressiva da porosidade.

6.1.2 – *Diagênese Freática Meteórica*

Dois tipos principais de cimento calcífero são observados neste ambiente: franja isópaca prismática (*bladed*) e mosaico fino a médio (foto 3).

A franja isópaca, observada em parte dos *grainstones* do Campo de Tubarão, é formada por cristais prismáticos que envolvem os grãos de maneira bastante uniforme. O mosaico é composto por cristais de até 100 micra, que preenchem a porosidade interpartícula restante.

A atuação da água meteórica foi particularmente importante na obliteração parcial a total do espaço intergranular dos *grainstones* da zona B1 e na geração de micropo-

rosidade intrapartícula. As características petrográficas aí observadas são as principais evidências para determinar a origem freática meteórica da cimentação. Nos intervalos onde o espaço intergranular encontra-se totalmente obliterado pela franja prismática e pelo mosaico de calcita (foto 4), o arcabouço da rocha é caracterizado pela predominância de contatos pontuais e retos (foto 4), indicando pouco efeito dos esforços de compactação. Isso implica que houve a formação de um arcabouço rígido precedendo o soterramento. Quando a franja prismática não é sucedida pelo mosaico, os grãos oolíticos mostram-se bastante amassados (foto 5), o arcabouço da rocha exhibe contatos côncavo-convexos e retos, sugerindo que a franja isoladamente não foi capaz de resistir aos esforços de soterramento. Estas características evidenciam a origem precoce destes cimentos.

Dissolução parcial de oolitos e oncolitos, com a conseqüente gera-

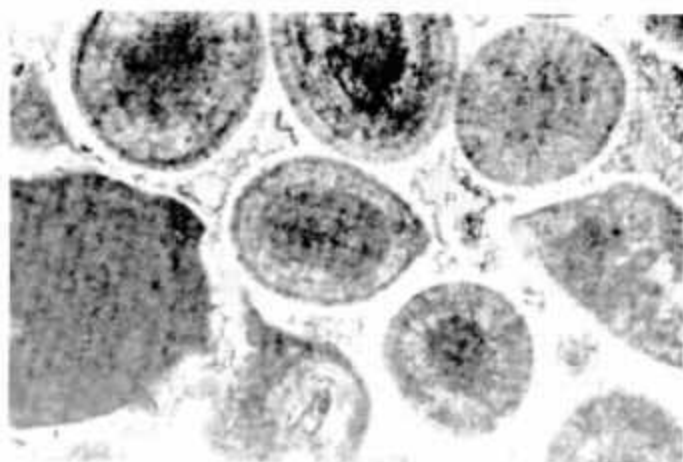


Foto 3 - Fácies (G10 f/m) com cimento calcífero nas formas franja isópaca e mosaico fino, formado em ambiente freático meteórico e porosidade interpartícula (P) reduzida por cimentação (100X, nicóis paralelos).
Photo 3 - Facies (G10 f/m), displaying bladed rim and mosaic calcite, diagnostic of a meteoric phreatic diagenetic environment. Note reduced porosity (100X, parallel nicols).

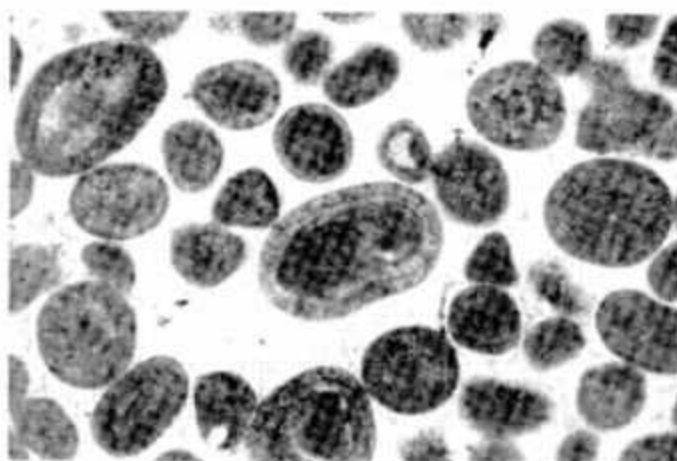


Foto 4 - Fácies (G10 f/m) totalmente cimentada por duas gerações de cimento meteórico e o arcabouço da rocha mostrando predominantemente contatos pontuais (63X, nicóis paralelos).
Photo 4 - Facies (G10 f/m), totally cemented by two generations of meteoric cement, showing punctual contacts between grains (63X, parallel nicols).

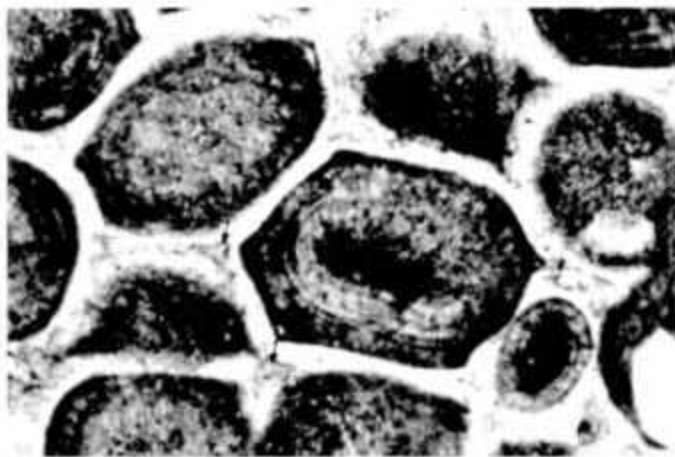


Foto 5 Facies (G10 g) com franja (isôpaca de origem meteórica, oolitos microporosos deformados por compactação e porosidade interpartícula residual (seta) (100X, nicóis paralelos).

Photo 5 Facies (G10 g), displaying a bladed calcite rim, deformed oolites, and reduced interparticle porosity (arrow) (100X, parallel nicols).

ção de microporosidade, é outra característica comum dos calcarenitos submetidos a este ambiente diagenético (foto 5). A dissolução de bioclastos (principalmente de moluscos) é normalmente sucedida por cimentação em mosaico, semelhante a que preenche o espaço intergranular.

Cimento sintaxial relacionado a equinóides é reconhecido como sendo bastante comum em ambiente freático meteórico, não se formando em ambiente marinho. Apesar da presença deste cimento nos calcários Guarujá ser localizada, em função dos equinóides não serem importantes formadores do arcabouço, ele é bastante característico.

Análise isotópica de rocha total, em amostras com as características petrográficas descritas acima, mostra valores de $\delta^{18}\text{O}$ negativos, variando entre $-5,26\text{‰}$ e $-6,01\text{‰}$. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ oscilam entre $+3,56\text{‰}$ e $+3,97\text{‰}$. Prezbindowsky (1985), estudando o Stuart City Trend, ao considerar um cimento como de origem meteórica salienta que os valores isotópicos de oxigênio variam entre $-5,9\text{‰}$ a $-4,2\text{‰}$, o que ele considera compatível com um sistema de água meteórica aberto, costeiro, à tempera-

tura próxima a da superfície. Os valores positivos de $\delta^{13}\text{C}$ e negativos de $\delta^{18}\text{O}$, obtidos por Carvalho (1990) para todos os calcários da Formação Guarujá Inferior, valores estes similares aos encontrados para estas amostras, indicam condições de deposição em águas

com salinidade elevada mornas a quentes. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$, entre 3 e 4‰ são compatíveis com os carbonatos marinhos albianos da margem continental brasileira (fig. 8).

Tanto os grãos como os cimentos mostram enriquecimento em Mg (valores oscilando entre 0,52 a $0,85\text{‰}$ em peso) e Sr ($0,23$ a $0,30\text{‰}$ em peso). Fe e Mn estão ausentes, o que é de se esperar em uma zona meteórica ativa, já que as condições oxidantes precluem a incorporação desses elementos (Moore, 1989).

6.1.3 – Diagênese mesogenética

Dois processos mesogenéticos são identificados na Formação Guarujá.

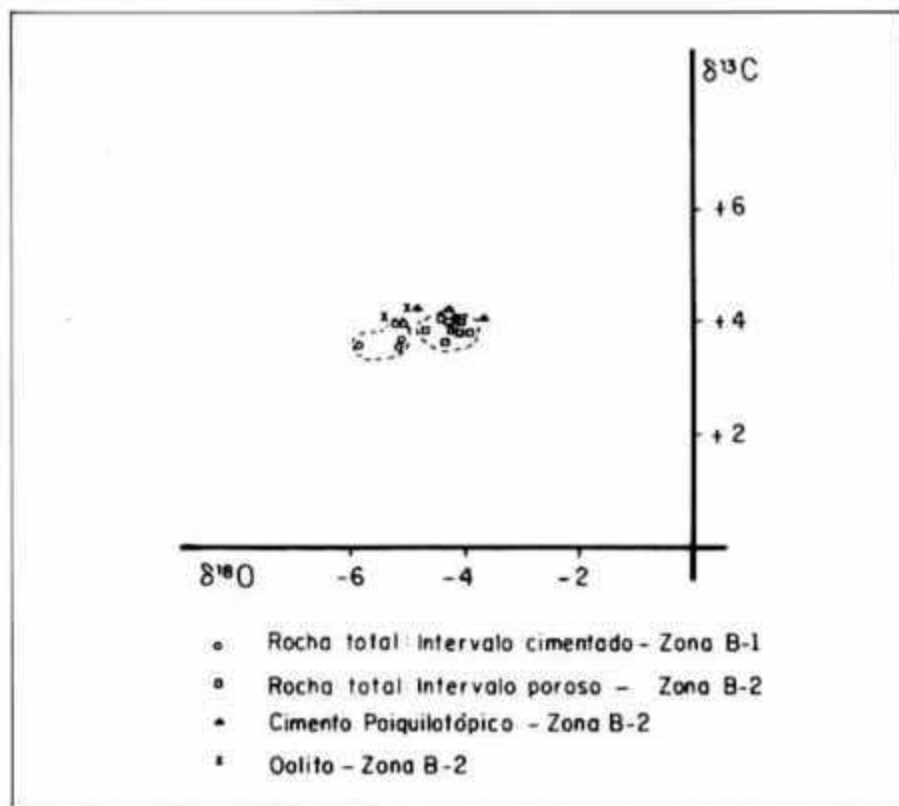


Fig. 8 Isótopos estáveis de carbono e oxigênio.
Fig. 8 Carbon and oxygen isotopic composition.

São eles: compactação da rocha e cimentação calcítica. A compactação da rocha, de origem mecânica ou química, apresenta feições diagnósticas. A compactação mecânica é responsável pelo reempacotamento e deformação de grãos (foto 5). Já a compactação química gera estilólitos (foto 6), filmes de dissolução (*seams*) e contatos interpenetrantes (foto 7).

O efeito da diagênese de subsuperfície nos reservatórios oolíticos do topo da zona B1 é observado em "manchas" que não foram cimentadas pelo mosaico equigranular de origem meteórica. Nessas "manchas", os oolitos e a franja que os circunda encontram-se amassados por efeito da compactação mecânica. Já as fácies de menor energia deposicional, que possuem quantidades variáveis de matriz, tiveram sua porosidade original totalmente destruída pela ação da diagênese meteórica e pelos esforços derivados do soterramento. As feições mais diagnós-

ticas do efeito das pressões de soterramento são os frequentes estilólitos, os quais mostram variações significativas de amplitude. *Solution seams* é outra feição característica, que reflete a diagênese de subsuperfície. Nestes casos, a ação da diagênese meteórica não conseguiu dar rigidez suficiente ao arcabouço para suportar os esforços de soterramento. É importante ressaltar que os baixos valores de porosidade encontrados nestas fácies são compatíveis com a profundidade de soterramento em que se encontram atualmente essas rochas (Scholle e Halley, 1985). Igualmente importante é observar que essas fácies não apresentam quase nenhuma saturação de hidrocarbonetos. Esse fato sugere que, à época da migração do petróleo, as mesmas já não mostravam porosidades significativas (fácies semelhantes na Bacia de Campos apresentam saturação de óleo de cerca de 90%, a profundidades variando de 1 900 a 3 000 m).

As rochas-reservatório da base das zonas B1 e B2 mostram diferenças marcantes em relação aos calcarenitos cimentados da zona B1. Essas rochas correspondem a calcarenitos oolíticos ou oolítico/oncolíticos diferentes dos calcarenitos oolíticos bem selecionados do topo da zona B1. Porém, mais importante que as características texturais-composicionais, a evolução diagenética distinta é que possibilitou a ocorrência de reservatórios permeáveis. Na evolução diagenética desses reservatórios a diferença fundamental, em relação aos calcarenitos de baixa permeabilidade da zona B1, é o fato de que as rochas permeáveis da zona B2 não foram submetidas à ação de água meteórica. Elas iniciaram o seu soterramento com as características herdadas do ambiente deposicional e da inexpressiva diagênese marinha.

Petrograficamente, o arcabouço da zona B2 é totalmente distinto daquele dos calcarenitos impermeáveis.

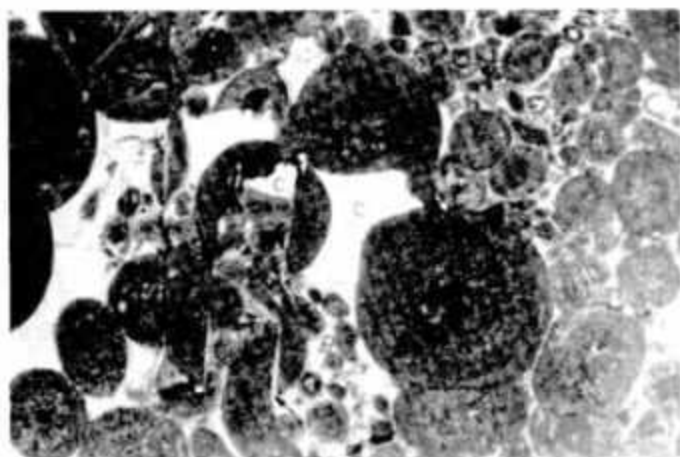


Foto 6 - Fácies (G10 f/mgbim) com estilólito (seta) posterior à cimentação calcítica (C) (25X, nicóis paralelos).
Photo 6 - Facies (G10 f/mgbim), displaying blocky calcite cement (C) and late stylolite (arrow) (25X, parallel nicols).

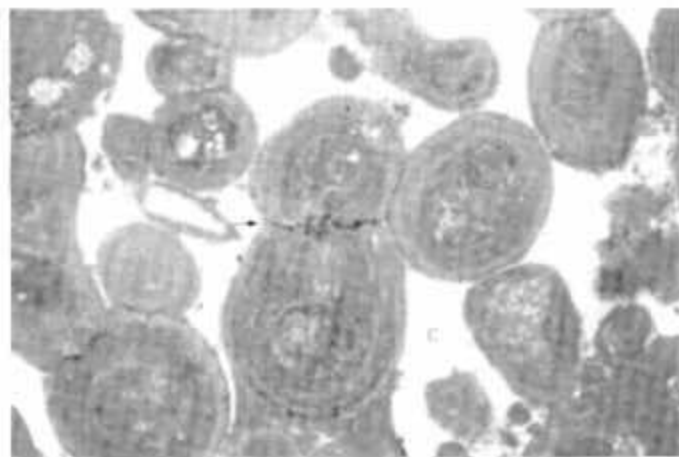


Foto 7 - Fácies (G10/C m/mgbim) com contatos microssuturados (seta) entre os grãos e cimento (C) posterior à compactação (25X, nicóis paralelos).
Photo 7 - Facies (G10/C m/mgbim), displaying grain to grain pressure solution (arrow) and late postcompaction cement (C) (25X, parallel nicols).

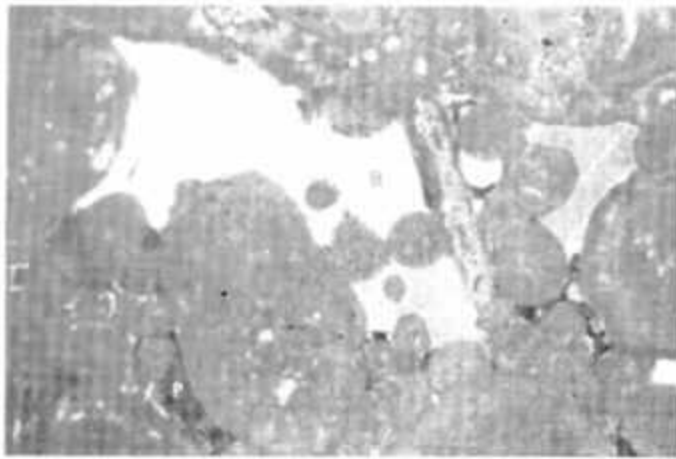


Foto 8 Fácies (G)0: m/mg/bm com cimento blocoso (B1, poiquilotópica e porosidade interpartícula (P) (25X, nicóis cruzados).
 Photo 8 Facies (G)0: m/mg/bm, displaying blocky poikilotopic calcite cement (B1) from a subsurface diagenetic environment; primary interparticle porosity (P) (25X, crossed nicols).

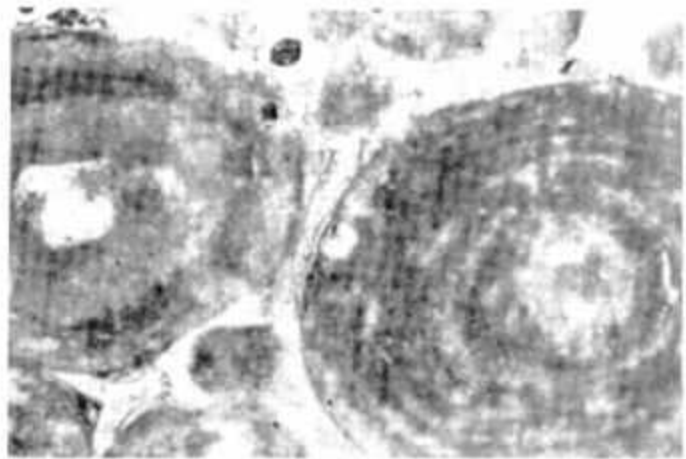


Foto 9 Fácies (G)0 g com oolitos micritizados e microporosos (manchas mais escuras) (100X, nicóis paralelos).
 Photo 9 Facies (G)0 g, displaying micritized and microporous oolites (100X, parallel nicols).

veis da zona B1. Os grãos apresentam predominância de contatos côncavo-convexos e retos, sendo bastante comum contatos microssaturados (foto 7). Sucedendo ou não à delgada franja marinha, cimento do tipo mosaico grosso (*blocky*) ou poiquilotópico (fotos 2 e 8) tem ocorrência localizada.

A principal evidência de que esse cimento mosaico é de subsuperfície decorre das relações texturais. O cimento sucede claramente a compactação química, caracterizada nos reservatórios permeáveis pela presença de contatos suturados. A fonte desse cimento é provavelmente derivada dos próprios grãos.

Os dados isotópicos desse cimento mostram valores de $\delta^{13}\text{C}$ próximos a $+4\text{‰}$ e de $\delta^{18}\text{O}$ variam entre -4‰ e -5‰ (fig. 8). Esses valores são semelhantes àqueles observados nos cimentos de subsuperfície na Formação Smackover, para temperaturas entre 40 °C e 100 °C (Moore, 1989). Os elementos-traços mostram um relativo empobrecimento de Mg e Sr no cimento e o concomitante enriquecimento em Fe (até 0,38% em peso). Isso é compatível com os dados de outras áreas.

7 - ESPAÇO POROSO

As rochas-reservatório da Formação Guarujá, no Campo de Tubarão, ostentam somente macroporosidades do tipo interpartícula (fotos 2, 3, 5 e 8) e microporosidades dos tipos intrapartícula e intercristalina (fotos 9 e 10). Considerou-se macro o espaço poroso visível macroscopicamente ou na escala de microscópio ótico ($> 0,062\text{ mm}$, segundo Choquette e Pray, 1972).

A macroporosidade do tipo interpartícula, essencialmente de origem primária, encontra-se, nas duas zonas de produção, reduzida, em alguns casos drasticamente, por cimentação e compactação. Na base da zona B1, em função da história diagenética a que as rochas foram submetidas, a redução da porosidade primária foi mais efetiva. Este tipo de porosidade mostra uma estreita relação com as fácies deposicionais, ocorrendo somente nos sedimentos de alta energia (*grainstones*).

A microporosidade, gerada secundariamente, ocorre pela dissolução parcial de oolitos e oncolitos, entre cristais de cimento espático e pela recristalização da matriz micrítica. Ela é amplamente distribuída no campo, encontrando-se presente em todas as fácies mas, apesar de

contribuir com boa parte da porosidade total, não colabora de maneira significativa para a melhoria da permeabilidade da rocha.

A relação macro-microporosidade observada nas fácies de *grainstone* serviu para caracterizar os reserva-



Foto 10 Microporosidade intrapartícula em oolitos (A) e intercristalina no cimento (B) (2 000 X).
 Photo 10 SEM photomicrograph of microporosity in oolites (A) and in calcite cement (B) (2 000 X).

tórios dentro das zonas. A microporosidade foi calculada usando como dados a porosidade de petrofísica, que é a soma das porosidades macro e micro, e a porosidade lida em lâminas delgadas, que é somente macroporosidade.

A porção superior da zona B1 mostra um predomínio de microporosidade, com relação macro-microporosidade de 1:3. A presença de macroporosidade é notada somente onde a porosidade petrofísica registra valores acima de 8%. A base das zonas B1 e B2 caracteriza-se por uma relação macro-microporosidade de 2:1, com a macroporosidade podendo ser observada somente quando a porosidade petrofísica situar-se acima de 6,5%.

As diversas fácies que compõem os reservatórios do Campo de Tubarão, ao serem analisadas em termos de porosidade e permeabilidade, foram agrupadas com base na textura deposicional (fig. 9). Os *wackestones* e os *packstones* apresentam-se, normalmente, com péssimas características permoporosas. Os *grainstones*, com boas características permoporosas e, portanto, com melhores condições de transmissibilidade dos fluidos, foram considerados as principais rochas-reservatório.

As relações entre porosidade (ϕ) e permeabilidade (K) refletem as características microporosas das rochas (fig. 9). Dois campos podem ser delimitados. Eles representam, separadamente, rochas onde predominam a macro ou a microporosidade. Onde a macro é predominante, há uma relação direta de dependência entre as duas variáveis, mas, onde a microporosidade prevalece, observa-se uma grande

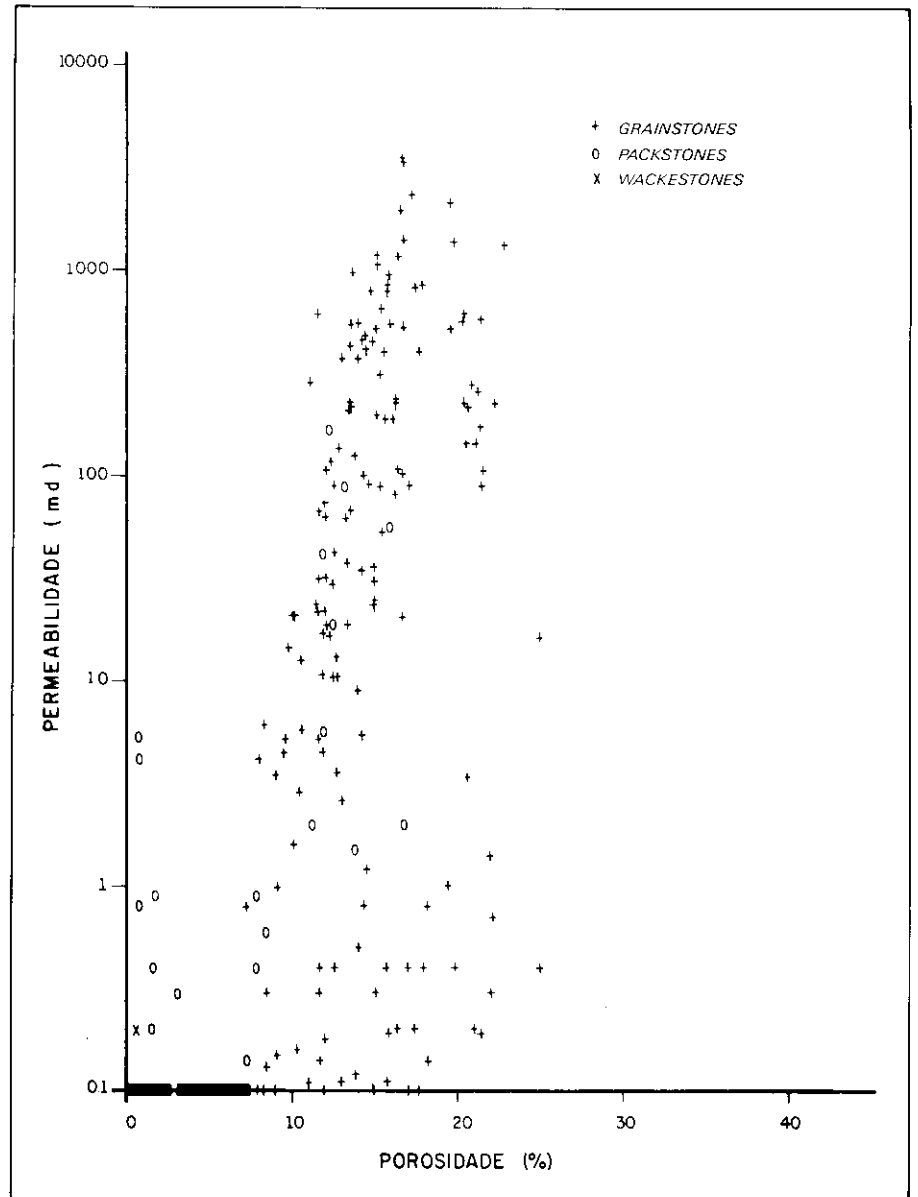


Fig. 9 - Gráfico de permeabilidade versus porosidade.
Fig. 9 - Permeability as a function of porosity.

dispersão dos valores de porosidade para um determinado valor de permeabilidade.

8 - METODOLOGIA PREDITIVA

Paralelamente ao avanço do conhecimento das variáveis envolvidas na análise estratigráfica na definição faciológica e diagenética do pacote sedimentar e na caracterização petrofísica dos reservatórios, buscava-se na sísmica - ferramenta imprescindível na elaboração de um programa exploratório coerente

- uma resposta às variações reconhecidas pelos métodos diretos de investigação. Com o processamento do programa 3D executado na área, identificou-se a presença de importantes anomalias de amplitude relacionadas ao incremento na espessura porosa total em cada uma das principais zonas produtoras (B1 e B2) (fig. 10). Dessa forma, um maior empilhamento de fácies potencialmente reservatórias produz uma resposta característica do sinal sísmico, que pode ser qualitativamente analisada e hierarquizada. Definem-se, assim, áreas que representam o universo

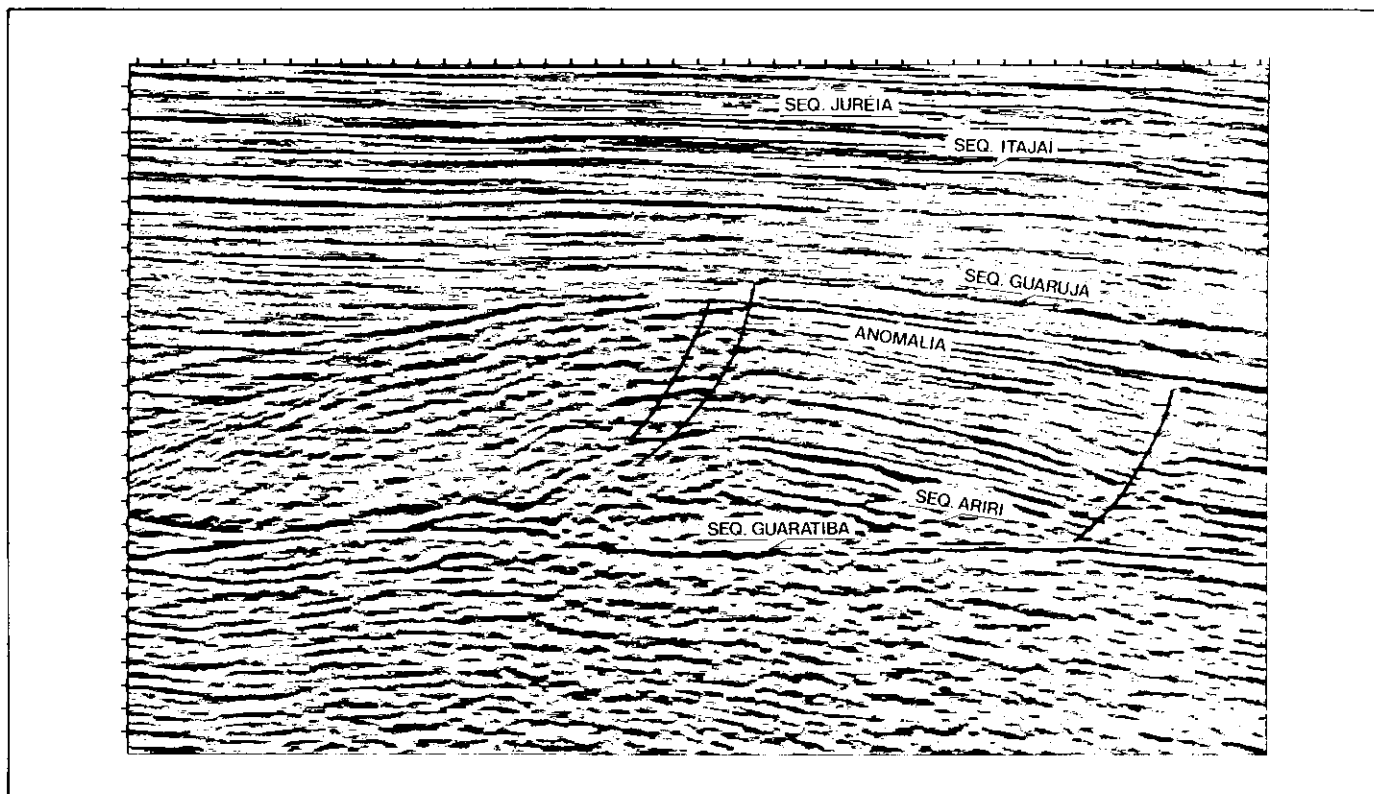


Fig. 10 - Seção sísmica sobre o Campo de Tubarão, definindo as anomalias de amplitude nos horizontes produtores.
 Fig. 10 - Seismic cross-section, Tubarão Field, defining amplitude anomalies in producing horizons.

de ocorrência de rochas com maior poder de estoque de fluidos (fig. 11). É importante ressaltar, no entanto, que essa ferramenta, apesar do seu alto potencial preditivo, não está apta a discriminar tipos diferenciados de porosidade, englobando no mesmo contexto macro e microporosidades. A resolução desta limitação se dá com a aplicação do modelo diagenético proposto, que preconiza forte influência de cimentação meteórica até a aproximadamente 60 m abaixo do topo da Seqüência Guarujá Inferior. Neste intervalo, a relação macro-microporosidade é de 1:3. Os flancos da estrutura onde o espessamento das fácies-reservatório é significativo, com anomalias de amplitude bem desenvolvidas, tor-

nam-se alvos atraentes, visto que as rochas aí sofreram menor influência dessa cimentação. Nestas condições, a relação macro-microporosidade é 2:1.

9 – EVOLUÇÃO TERMOMECÂNICA E PRESERVAÇÃO DE POROSIDADE

Os valores anômalos de porosidade observados nos *grainstones* produtores de hidrocarbonetos no Campo de Tubarão possuem toda uma história herdada das características dos ambientes deposicional e diagenético. Aos sedimentos de mais alta energia associam-se, in-

variavelmente, porosidades mais elevadas, dos tipos intergranular e microcristalina, de origem primária, e intrapartícula, de origem secundária.

A presença de fácies de alta energia é condição necessária mas não suficiente para a ocorrência de rochas com capacidade de armazenamento de hidrocarbonetos. A diagênese pode preservar ou destruir o espaço poroso original. A preservação de porosidade primária ocorre normalmente sob circunstâncias excepcionais e pode estar relacionada à diagênese de superfície. Essa fase diagenética precoce transforma a aragonita em calcita estável, litifica os grãos e favo-

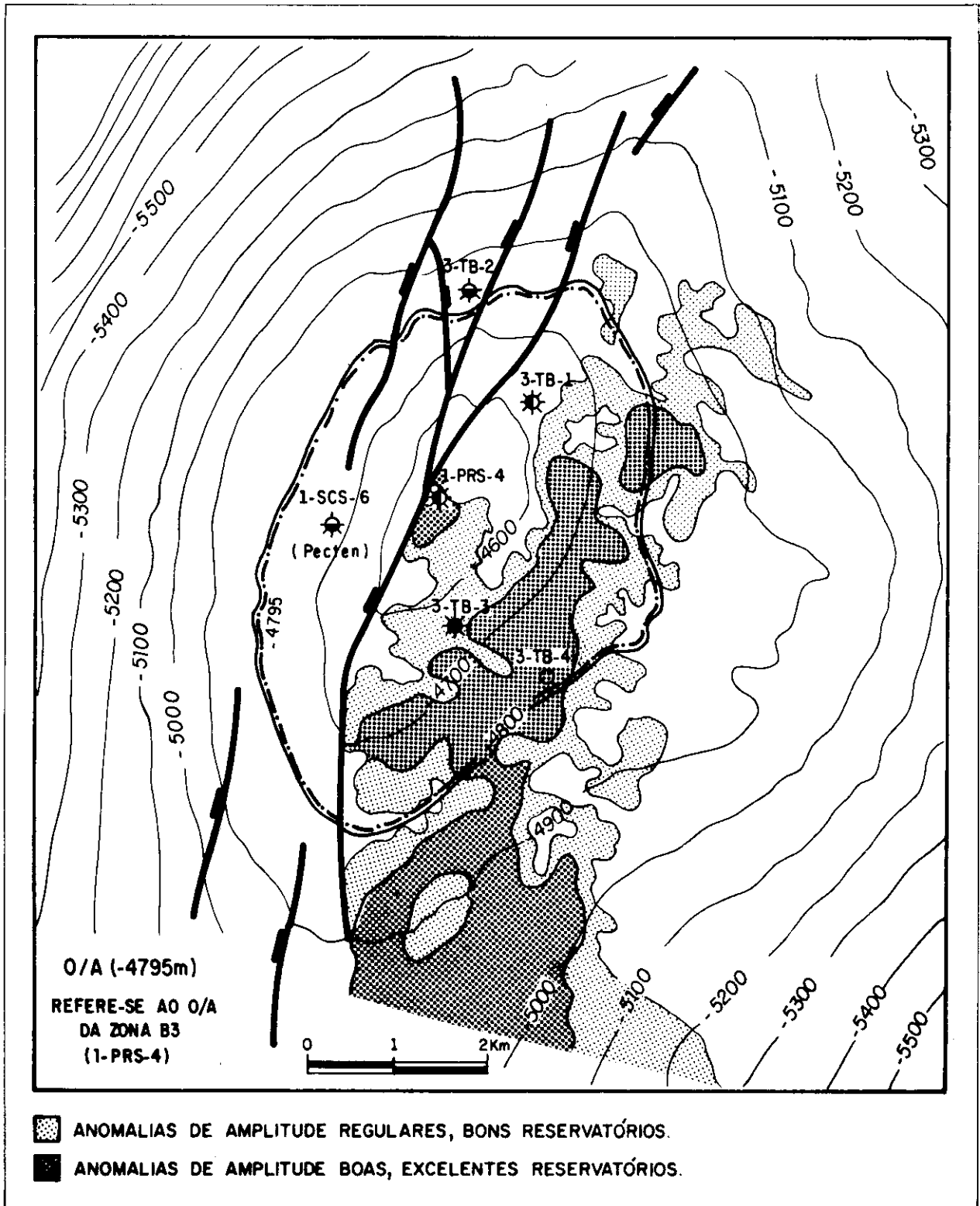


Fig. 11 - Análise qualitativa das anomalias de amplitude.
 Fig. 11 - Qualitative analysis of amplitude anomalies.

rece o equilíbrio químico, tendendo a retardar a compactação por pressão.

O rearranjo espacial imposto pela compactação mecânica reduz ainda mais a porosidade original já reduzida pela cimentação de superfície. A atuação da compactação fica minimizada a partir do momento em que o contato entre os grãos tornar-se mais íntimo, favorecendo a compactação química, com dissoluções e recimentação, que podem obliterar o espaço poroso intergranular restante.

A compactação mecânica e química, observada no Campo de Tubarão, afeta de maneira irregular o arcabouço dos *grainstones*. Seus efeitos na redução de porosidade são mais efetivos na zona de produção B1.

A migração precoce de hidrocarbonetos para a estrutura inibiu a diagênese de subsuperfície, preservando a capacidade de estoque mesmo com a continuidade do soterramento. A análise da história de soterramento do pacote sedimentar e da evolução termal dos geradores, baseada no método de Lopatin (Waples, 1980), sugere que a Sequência Guaratiba apresentava vocação para geração de hidrocarbonetos líquidos até o Mesoturoniano (90 M.a.), quando a profundidade prevista para os *grainstones* oolíticos do topo da Sequência Guarujá era de 1 500 m (fig. 12). A porosidade prevista para esses níveis, segundo Schmoker e Halley (1982), seria de 23%. Já os hidrocarbonetos gasosos, potencialmente produzidos até o Eoceno (56 M.a.), poderiam acomodar-se na estrutura em pulsos posteriores, justificando

sua presença nos reservatórios inferiores do Campo de Tubarão.

O perfeito ajuste entre a diagênese e a geração e migração precoce de hidrocarbonetos permitiu a configuração de um prospecto de alta potencialidade, que começa a trazer resultados promissores em áreas vizinhas ao Campo de Tubarão, ampliando significativamente as perspectivas exploratórias na Bacia de Santos.

10 - CONCLUSÕES

Os calcários do Campo de Tubarão compõem-se de *grainstones*, *packstones* e *wackestones*, depositados na crista, flancos e depressões entre barras, respectivamente, que se organizam em pequenos ciclos oolíticos *shoaling-upward*.

Os valores anômalos de porosidade observados nas rochas produtoras de hidrocarbonetos possuem toda uma história herdada das características dos ambientes deposicional e diagenético. Aos sedimentos de mais alta energia (*grainstones*), associam-se, invariavelmente, porosidades mais elevadas, dos tipos intergranular e intercrystalina, de origem primária, e intrapartícula, de origem secundária. As fácies que compõem a zona B1 foram submetidas à ação de diagênese meteórica que, associada ao soterramento, deu origem a rochas com altas porosidades e baixas permeabilidades. Neste intervalo, a relação macro-microporosidade é de 1:3. Na zona B2, os reservatórios passaram diretamente da diagênese marinha para a de subsuperfície, resultando em rochas com altas porosidades e permeabilida-

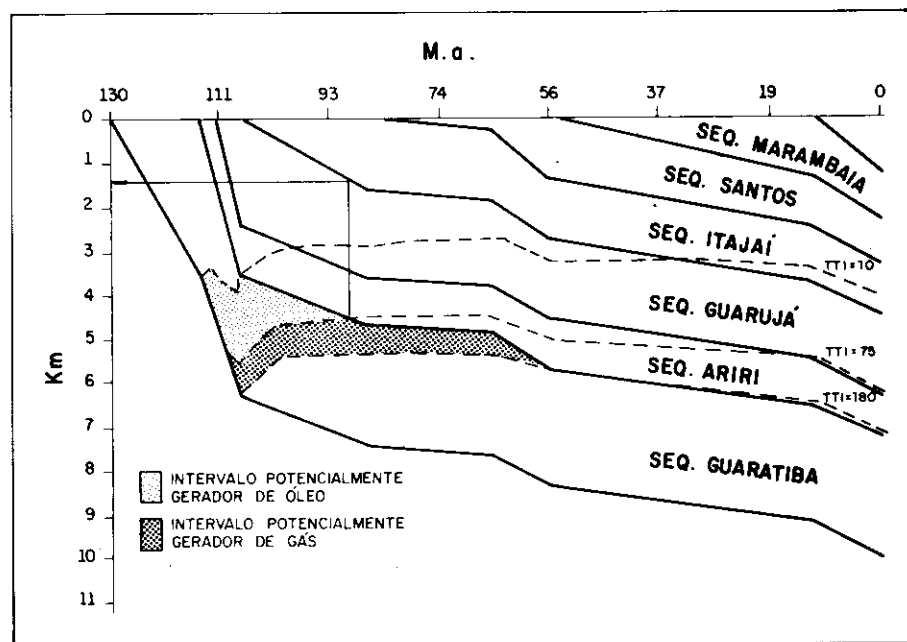


Fig. 12 - História de soterramento e evolução termal dos geradores da Formação Guarujá inferior.
Fig. 12 - Burial history and thermal evolution of hydrocarbon source rock, lower Guarujá Formation.

des. Aí, a relação macro-microporosidade é 2:1.

O controle da acumulação é, portanto, função da ocorrência de fácies de alta energia e da atuação da diagênese que, junto com a migração precoce de hidrocarbonetos para a estrutura, propiciaram a preservação da porosidade primária.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AHR, W.M., HULL, H.B. Burial diagenesis and reservoir development in the north Haynesville (Smackover) field Louisiana. *Transactions Gulf Coast Association of Geological Societies*, n.33, p.1-9. 1983.
- ANDRADE, V., SAITO, M. *Estimativas preliminares das reservas das acumulações de hidrocarbonetos da estrutura do 1-PRS-4, Bacia de Santos*. Rio de Janeiro: PETROBRÁS/DEPEX, 1988. (Relatório interno)
- BENSON, D.J. Diagenetic controls on reservoir development and quality Smackover Formation of Southwest Alabama. *Transactions Gulf Coast Association of Geological Societies*, n.35, p.317-326. 1985.
- BISHOP, W.P. Petrology of Upper Smackover Limestone in North Haynesville field, Calnibone Parish, Louisiana. *AAPG Bulletin*, v.52, n.1, p.261-272. 1968.
- CARVALHO, M.D. *Microfácies, modelo deposicional e evolução da plataforma carbonática do Eo/Mesoalbio da Bacia de Santos*. Rio de Janeiro: Universidade Federal do Rio de Janeiro, 1990. (Tese de mestrado)
- CARVALHO, M.D., PRAÇA, U.M. *Os reservatórios Guarujá do Campo de Tubarão, Bacia de Santos*. Rio de Janeiro: PETROBRÁS/CENPES, 1990 [s.d.]. (Relatório interno).
- CHANG, H.K., KOWSMANN, R.O. Subsidência térmica e espessura crustal na Bacia de Santos. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 33, 1984, Rio de Janeiro: SBG, 1984. v.1, p.1602-1614.
- CHOQUETTE, P.W., PRAY, L.C. *Geologic nomenclature and classification of porosity in carbonate rocks II: porosity and classification of reservoir rocks*. [s.l.]: AAPG, 1972. (AAPG reprint series, 5)
- DUNHAM, R.J. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *In: Classification of Carbonate Rocks: a symposium*. Tulsa: AAPG, 1962. (AAPG memoir, 1)
- FALKENHEIN, F.U.H., FRANKE, M.R., CAROZZI, A.V. *Petroleum geology of the Macaé Formation (Albian/Cenomanian), Campos Basin, Brazil (Carbonate microfacies – depositional and diagenetic models – natural and experimental porosity)*. Rio de Janeiro: PETROBRÁS / CENPES, 1981. (Série Ciência – Técnica – Petróleo, seção: exploração de petróleo, 11)
- HUDSON, J.D. Stable isotopes and limestone lithification *J. Geol. Soc. London*, n.133, p.637-660. 1977.
- McLIMANS, R.K., VIDETICH, P.E. Diagenesis and burial history of Great Oolite Limestone, Southeastern England. *AAPG Bull.*, v.73, n.10, p.1195-1205. 1989.
- MOORE, C.H. *Carbonate diagenesis and porosity*. [s.l.]: [s.n.], 1989. (Developments in sedimentology, 46).
- MOORE, C.H., DRUCKMANN, Y. Burial diagenesis and porosity evolution, Upper Jurassic Smackover, Arkansas and Louisiana. *AAPG Bulletin*, n.65, p.597-628. 1981.
- PEREIRA, M.J. BARBOSA, C.M., AGRA, J., GOMES, J.B., ARANHA, L.G.F., SAITO, M., RAMOS, M.A., CARVALHO, M.D. DE, STAMATO, M., BAGNI, O. *Estratigrafia da Bacia de Santos: análise das seqüências, sistemas deposicionais e revisão litoestratigráfica*. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 34, 1986, Goiania. *Anais...* Goiania: SBG, 1986. v.1, p.65-79.
- PEREIRA, M.J. Revisão da coluna estratigráfica da Bacia de Santos. *Boletim de Geociências da PETROBRÁS*, (em edição), 1990.
- PREZBINDOWISKY, D.R. Burial cementation – is it important? a case study, Stuart City Trend, south – central Texas. *In: SCHNEIDERMANN, N., HARRIS, P.M. Carbonate Cements*. [s.l.]: [s.n.], 1985. (SEPM Special pub., 36)
- SCHMOCKER, J.W., HALLEY, R.B. Carbonate porosity versus depth: a predictable relation for South Florida. *AAPG Bulletin*, v.66, n.12, p.2651-2670. 1982.

- SCHOLLE, P.A., HALLEY, R.B. Burial diagenesis: out of sight, out of mind. In: SCHNEIDERMAN, N., HARRIS, P.M. *Carbonate Cements*. [s.l.]: [s.n.], 1985. (SEPM Special Pub., 36)
- SEQUEIRA JUNIOR, J.J., AHR, W.M. The depositional environments, diagenetic history, and porosity development of the Upper Smackover at Eustace field Henderson County, Texas. *Transactions Gulf Coast Association of Geological Societies*, n.37, p.225-238. 1987.
- SPADINI, A.R., PAUMER, L. *Os reservatórios Macaé no Campo de Pampo: o meio poroso e a sua relação com as fácies deposicionais e a diagênese*. Rio de Janeiro: PETROBRÁS/CENPES, 1983. (Relatório interno)
- STEFFENSEN, C.K. AHR, W.M. Diagenetic history of the Cotton Valley Limestone at Teague Townside Field, Freestone County, Texas. *Transactions Gulf Coast Association of Geological Societies*, n.33, p.209-220. 1983.
- WAGNER, P.D., MATTEWS, R.K. Porosity preservation in the Upper Smackover (Jurassic) carbonate grainstone, Walker Creek field, Arkansas: response of paleophreatic lenses to burial processes. *Journal Sed. Petrology*, n.49, p.3-18. 1982.
- WAPLES, D. Time and temperature in petroleum formation: application of Lopatin's method to petroleum exploration. *AAPG Bulletin*, n.64, p.916-926. 1980.

EXPANDED ABSTRACT

The Tubarão Field was the first commercial hydrocarbon accumulation discovered in the Eo/Mesoalbian lower Guarujá Formation of the Santos Basin, Brazil. The reservoir rocks are found at the top of the carbonate sequence, below 4,500 m, and consist of three stratigraphic horizons whose porosities range from 12% to 24%. These three porous horizons form producing zones B1, B2, and B3, representing the upper, medium, and lower part of the accumulation; they are separated by zones of low permeability.

The reservoir rocks are composed of eight main lithological types, including grainstones, packstones, and wackestones. The four types of grainstones include three kinds of oolitic and one kind of oolitic/oncolitic facies and represent a shoal crest marine environment. The two packstone facies – oolitic and oolitic/oncolitic – were deposited on the shoal flanks. The peloidal packstones and wackestones constitute facies that were deposited in the depressions around the shoals.

The best reservoir rocks (grainstones) display high porosity and low permeability in zone B1 and high porosity and high permeability in zone B2. Zone B3 was not characterized in this study.

Diagenesis altered the original depositional texture of the grainstones, preserving, modifying, or destroying primary porosity and creating secondary porosity.

Two diagenetic sequences were responsible for the quality of the reservoirs. First, in zone B1, meteoric phreatic activity partially occluded the original porosity of the grainstones through the precipitation of two separate generations of calcite cement. An early generation consists of a well-developed isopach crust of calcite around the grains, followed by later generation of fine to medium mosaic cement. Meteoric phreatic diagenesis also created microporosity through partial dissolution of micritized grains. Micritization occurred earlier in the marine phreatic diagenetic environment. Residual primary porosity and high rock compaction are responsible for the high porosity and low

permeability of this zone, whose macro – to microporosity ratio is 1:3.

Second, in contrast to zone B1, reservoir diagenesis in zone B2 moved from a marine to a subsurface environment. Marine phreatic diagenesis was responsible for extensive grain micritization and the precipitation of minor amounts of fibrous calcite cement. In the subsurface, burial cement is represented by a very coarsely crystalline, poikilotopic, blocky calcite cement. Together with rock compaction, these two kinds of cement produced only a small reduction in primary porosity, maintaining permeability high. In this zone the ratio of macro – to microporosity is 2:1.

Associated with the modifications in depositional facies and diagenesis, the early migration of hydrocarbons to the reservoir preserved good porosity even below 4 500 m.

Zone B1 contains volatile oil with a low H₂S content, whereas zone B2 contains gas condensates with a high H₂S content.