

PRESERVAÇÃO E GERAÇÃO DE POROSIDADE EM RESERVATÓRIOS CLÁSTICOS PROFUNDOS: UMA REVISÃO

POROSITY PRESERVATION AND GENERATION IN DEEP CLASTIC RESERVOIRS: A REVIEW

Luiz Fernando De Ros

RESUMO – A preservação e a geração de porosidade em reservatórios clásticos profundos são controladas por diversos processos e situações geológicas específicas. Os principais fatores de preservação de porosidade são os seguintes: 1)- soterramento tardio do reservatório à sua atual profundidade; 2)- desenvolvimento de pressões anormais de fluidos; 3)- estabilidade composicional dos grãos do arcabouço; 4)- recobrimento dos grãos por cutículas ou franjas de argilas e/ou óxidos; 5)- cimentação precoce parcial por carbonatos ou sulfatos; e 6)- saturação precoce do reservatório por hidrocarbonetos. Os processos e solventes para a geração de porosidade em subsuperfície são estes: 1)- infiltração profunda de águas meteóricas; 2)- CO₂ da maturação térmica da matéria orgânica; 3)- solventes orgânicos (principalmente ácidos carboxílicos) liberados pela matéria orgânica; 4)- fluidos ácidos de reações inorgânicas com argilominerais; 5)- redução termogênica de sulfato por hidrocarbonetos, produzindo CO₂ e H₂S; 6)- convecção térmica de fluidos solventes; 7)- superposição de geradores associados ao mesmo reservatório; 8)- mistura de águas meteóricas com águas marinhas ou conatas; 9)- complexos inorgânicos com cloro; 10)- amônia; e 11)- águas "juvenis" com CO₂ de fontes hidrotermais, vulcânicas, ou do metamorfismo de calcários. Um balanço dos mecanismos de preservação indica que a saturação precoce do reservatório por hidrocarbonetos seja a mais eficiente, embora o soterramento tardio seja provavelmente o de mais ampla influência. Entre os processos de geração de porosidade, os solventes orgânicos ainda parecem ser os mais importantes na geração de porosidade em subsuperfície, mas diversos outros processos podem ser muito influentes, devendo ser também sistematicamente avaliados.

(Originais recebidos em 10.12.90.)

ABSTRACT – A number of processes and specific geological situations act to control the preservation and generation of porosity in deep clastic reservoirs. The main factors contributing to preservation are: (1) late burial of the reservoir at its current depth; (2) development of abnormal fluid pressures; (3) the compositional stability of framework grains; (4) covering of the grains by clay and/or oxide coatings or rims; (5) early partial cementation by carbonates or sulfates; (6) early hydrocarbon saturation of the reservoir. The processes and solvents that produce subsurface porosity are: (1) deep infiltration of meteoric waters; (2) CO₂ generated by the thermal maturation of organic matter; (3) organic solvents (mainly carboxylic acids) released by organic matter; (4) acidic fluids generated by inorganic reactions with clay-minerals; (5) thermogenic sulfate reduction by hydrocarbons, which produces CO₂ and H₂S; (6) thermal convection of solvent fluids; (7) overlapping of source rocks associated to the same reservoir; (8) mixture of meteoric waters with sea or saline connate waters; (9) inorganic chloride complexes; (10) ammonia; and (11) juvenile waters containing CO₂ from hydrothermal or volcanic sources or from the metamorphism of limestones. An assessment of preservation mechanisms indicates that early hydrocarbon saturation is the most efficient, although late burial probably has more widespread influence. Among the mechanisms that generate subsurface porosity, organic solvents seem to play the most important role, but a number of other processes can also be quite influential and should be systematically evaluated as well.

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



1 - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Departamento de Mineralogia e Petrologia, Av. Bento Gonçalves, 9500, Campus do Vale, CEP 91500, Porto Alegre, RS.

1 – INTRODUÇÃO: MERGULHANDO FUNDO

A partir dos dois choques do petróleo, a pesquisa e a prospecção de reservatórios profundos de hi-

drocarbonetos têm-se constituído em uma das tendências tecnológicas mais procuradas nas bacias do hemisfério norte. No Brasil, a atenção ao potencial exploratório dos reservatórios profundos veio mais

tarde, e os resultados, ainda incipientes, começam a ser mais amplamente discutidos nos diversos trabalhos que compõem este volume especial do "Boletim de Geociências da PETROBRÁS". O enorme potencial do gás como um recurso energético eficiente e pouco poluente, em especial, investe os reservatórios profundos de uma importância tecnológica e econômica que só tende a crescer na década de 90.

Este trabalho de síntese tem por objetivo básico apresentar e discutir brevemente os processos e as condições geológicas responsáveis pela preservação e geração de porosidade nos reservatórios clásticos, em especial, em arenitos, ocorrentes a grandes profundidades.

2 – POROSIDADE NOS RESERVATÓRIOS SILICICLÁSTICOS PROFUNDOS

Os arenitos geralmente mostram maior potencial de preservação de porosidade do que as rochas carbonáticas, em função da maior estabilidade e menor solubilidade que apresentam os constituintes do seu arcabouço. Por outro lado, as rochas carbonáticas apresentam comumente grande heterogeneidade de arranjo e de tamanho dos poros, o que favorece a sobrevivência de alguma porosidade mesmo após severa redução por compactação e cimentação. Os processos de preservação e de geração de porosidade em reservatórios carbonáticos profundos são especificamente discutidos por Spadini (1990, neste volume).

Para efeito de clareza e organização da discussão, os fatores e processos responsáveis pela ocorrência de boas porosidades em reservatórios siliciclásticos profundos serão divididos em duas categorias: os responsáveis pela preservação de porosidade, seja primária ou secundária, e os geradores de porosidade secundária em subsuperfície.

3 – FATORES DE PRESERVAÇÃO DA POROSIDADE

São seis os mecanismos principais de interrupção ou inibição dos processos de destruição da porosidade que serão discutidos: 1)- o soterramento tardio e/ou relativamente recente da unidade-reservatório; 2)- as pressões anormais de fluidos nos poros; 3)- a estabilidade composicional dos grãos do arcabouço; 4)- o recobrimento dos grãos por cutículas ou franjas de argilas e/ou óxidos; 5)- a cimentação precoce do arcabouço por cimentos capazes de sustentar sua compactação; 6)- a saturação precoce dos reservatórios por hidrocarbonetos, interrompendo a diagênese.

3.1 – Soterramento Tardio

De maneira geral, os processos de destruição da porosidade (basicamente compactação e cimentação) possuem um forte componente cinético, traduzido em essência por uma grande importância do fator tempo no seu desenvolvimento e na sua intensidade. Arenitos paleozóicos, independentemente da sua história de soterramento, tendem a apresentar porosidade menor do que arenitos mesozóicos ou terciários.

O tempo durante o qual os reservatórios estiveram soterrados a grandes profundidades (ou tempo de residência), parece ser, entretanto, o fator de maior importância. Dois reservatórios hipotéticos depositados nas mesmas condições no Jurássico e que hoje se encontram a 4 000 m de profundidade podem ter porosidades médias radicalmente diferentes, bastando para isso que o primeiro tenha alcançado sua profundidade atual já no Cretáceo e o segundo tenha permanecido a profundidades rasas até o Terciário Superior, quando, então, foi abruptamente soterrado. Neste caso, o segundo reservatório teria porosidade substancialmente maior.

Siever (1986) propõe avaliar a importância do fator tempo na diagênese e na história da porosidade através da utilização de "diagramas de sedimentação", onde seja plotada a profundidade do topo do reservatório analisado (em termos da distância interface água-sedimento até o nível do mar) *versus* o tempo em milhões de anos, bem como as principais fases e os processos da diagênese. Ainda que esta metodologia envolva uma dose de subjetividade e interpretação, ela representa uma interessante tentativa de definir mais exatamente a atuação do fator tempo na diagênese, mais especificamente na evolução da porosidade. Provavelmente, a melhor maneira de se avaliar quantitativamente o fator tempo de residência seja através da integração da área sobre a curva de subsidência do reservatório analisado, denominada "índice de tempo-profundidade", por Sombra (1990, neste volume). Esta metodologia com potencial de tornar-se sistematicamente operacional é a que aparentemente melhor atende às tendências exploratórias atuais

de construção de modelos preditivos de qualidade dos reservatórios.

Reservatórios com soterramento relativamente tardio têm, portanto, porosidades potencialmente melhores. Entretanto, os processos de redução do espaço poroso (em especial, a cimentação) podem atuar intensamente, mesmo a profundidades rasas. Isto é testemunhado por reservatórios que nunca foram profundamente soterrados, e que, no entanto, mostram baixas porosidades, como ocorre em algumas seqüências continentais. Outros processos de preservação devem, em muitos casos, somar-se ao soterramento tardio, para explicar as elevadas porosidades observadas em muitos reservatórios profundos.

3.2 – Pressões Anormais

A redução da porosidade primária, deposicional, é em grande parte promovida pela compactação, resultante das tensões de soterramento sobre o arcabouço formado pelos grãos detriticos, segundo Chilingarian (1983). A redução do volume de espaço intersticial aos grãos se dá pelo seu rearranjo espacial, pela sua deformação e pela dissolução por pressão ao longo de contatos intergranulares e de estírolitos, de acordo com Füchtbauer (1967) e Nagtegaal (1978). Entretanto, se os fluidos intersticiais não puderem comunicar a pressão gerada por esta redução de volume com as camadas adjacentes, desenvolvem-se pressões anormalmente altas nos poros. Essas condições ocorrem principalmente se areias com alta taxa de deposição são encerradas em meio a sedimentos argilosos virtualmente impermeáveis, como em alguns depósitos turbidíticos e deltaicos. Como os fluidos não podem dis-

persar a pressão resultante, eles passam a suportar todo incremento de pressão induzido pelo soterramento crescente e a compactação do arcabouço cessa, preservando-se altas porosidades (Selley, 1978 e Chilingarian, 1983).

Além da capacidade de preservar altas porosidades pela sustentação do arcabouço, as condições de geração de pressões de fluidos anormalmente altas também inibem o desenvolvimento da cimentação nos reservatórios pressurizados. Se não há condições de transmissão de pressão com unidades adjacentes, também não pode haver fluxo ativo de fluidos através dos poros. Sem fluxo ativo, podem ocorrer apenas reações envolvendo difusão iônica, bem mais lenta e com muito menor capacidade de transporte de íons que podem precipitar-se como cimentos nos poros.

Pressões anormais podem potencialmente ser também desenvolvidas por reações diagenéticas de desidratação de argilominerais (Power, 1967, *In: Hower et al.* 1976). Neste caso, entretanto, normalmente encontram o arcabouço já compactado e porosidades mais reduzidas. Pressões anormais também ocorrem nos poros de reservatórios saturados por colunas de hidrocarbonetos com grande espessura, especialmente de gás, induzidas pelo empuxo dos fluidos menos densos ou pelo craqueamento térmico no interior dos reservatórios. Neste caso, a preservação da porosidade é um produto do somatório de pressões anormais com a saturação do espaço poroso por um fluido não-aquoso, mecanismo que será discutido adiante.

Pressões anormais não são, entretanto, indefinidamente estáveis, pois não existem folhelhos selan-

tes absolutamente impermeáveis, e pelo fato de que os movimentos tectônicos acabam por produzir fraturas que permitem a comunicação das pressões anormais e sua dispersão. Unidades com altas porosidades sustentadas por pressões anormais de fluidos são, conseqüentemente, características de seqüências terciárias que experimentaram rápido e recente soterramento, como deltas e leques turbidíticos de bacias com subsidência muito rápida.

3.3 – Estabilidade do Arcabouço

A importância da composição dos grãos do arcabouço na preservação da porosidade em arenitos é reconhecida já há bastante tempo. Füchtbauer (1967), Galloway (1974), Nagtegaal (1978) e Hayes (1979) mostraram qualitativamente que, de maneira geral, os quartzarenitos apresentam maior resistência aos processos mecânicos (compactação) e químicos (cimentação) de destruição da porosidade. Trabalhando quantitativamente com o banco de dados da Shell e selecionando apenas aqueles arenitos considerados com "teores mínimos de cimentos e porosidade secundária desprezível", Scherer (1987) calculou uma equação de regressão linear multivariada que destaca o teor de quartzo como um dos parâmetros mais importantes no controle da porosidade:

$$\text{Porosidade} = 18,60 + (4,73 \times \ln \text{Quartzo}) + (1,37 / \text{Seleção}) - (3,8 \times \text{Profundidade} \times 10^{-3}) - (4,65 \times \ln \text{Idade})$$

Este resultado, apesar das condições altamente idealizadas da amostragem, confirma as observações qualitativas.

Os arenitos feldspáticos (arcósios) podem mostrar resistência mecânica e química à redução de porosidade similar à dos quartzarenitos apenas se condições essencialmente alcalinas, com altas atividades de sódio, potássio e sílica, perdurarem desde a deposição e durante toda a diagênese. Segundo Nagtegaal (1978), tais condições podem ocorrer associadas a soluções salinas formadas em bacias evaporíticas ou que, durante a diagênese, sejam liberadas por depósitos evaporíticos em compactação. Numa evolução diagenética normal, entretanto, condições ácidas, ligadas geralmente à alteração térmica da matéria orgânica, acabam sempre dominando durante um ou mais dos estágios da diagênese. Sob baixo pH, os feldspatos são instabilizados, comumente com a geração de argilominerais. Os processos de alteração dos feldspatos são muitas vezes danosos à porosidade, tanto porque os grãos alterados tornam-se muito mais susceptíveis à deformação na compactação, quanto porque os argilominerais provenientes da dissolução incongruente dos grãos precipitam-se nos poros adjacentes. Havendo condições para mobilizar o alumínio, transportando-o em solução para longe do ambiente de dissolução, os arenitos feldspáticos apresentam, entretanto, potencial para a geração de grandes volumes de porosidade secundária, como será discutido adiante.

Paralelamente, diversos autores têm observado que os arenitos subfeldspáticos (subarcósios) apresentam algumas vezes potencial de preservação da porosidade maior do que o dos quartzarenitos. Segundo Bjørlykke *et al.* (1989), a presença de feldspatos inibe o desenvolvimento maciço de crescimentos secundários (*over-*

growths) sobre os grãos de quartzo, crescimentos esses que são os responsáveis pela obliteração de porosidade em muitos quartzarenitos. Parnell (1987), analisando arenitos paleozóicos de Gales, identificou os subarcósios como a composição de melhor potencial de preservação de porosidade. Neste caso específico, os quartzarenitos são maciçamente cimentados por crescimentos ou exibem espessas cutículas de argilominerais (clorita e illita) que restringem sua permeabilidade. Os arcósios experimentaram generalizada alteração e dissolução dos feldspatos, seguida do colapso do arcabouço. Os subarcósios mostram o melhor potencial como reservatório, abrigando porosidade primária em torno de grãos de feldspato e de glauconita, e porosidade secundária intragranular por dissolução de feldspatos e fragmentos líticos. Graças aos crescimentos secundários em torno dos grãos de quartzo, os subarcósios mantiveram suficiente estabilidade mecânica no arcabouço, a fim de preservar a porosidade secundária gerada.

Os arenitos líticos são classicamente reconhecidos como péssimos reservatórios, basicamente em função do seu baixo potencial de preservação de porosidade. Fragmentos de rochas "macias", facilmente deformáveis, como folhelhos, ardósias, filitos, xistos, rochas vulcânicas alteradas ou mesmo intraclastos argilosos, são deformados na compactação e espremidos entre os grãos adjacentes. Arenitos líticos perdem normalmente quase toda a sua porosidade intergranular no início da diagênese, que é abortada neste estágio. A cimentação precoce parcial por carbonatos ou sulfatos pode, entretanto, em alguns casos, estabilizar o arcabouço

o bastante para que esta intensa compactação seja evitada, preservando suficiente porosidade para que os arenitos líticos sejam reservatórios, como descrito por Souza (1989) para o Membro Carmópolis da Bacia de Sergipe-Alagoas. No entanto, é pouco provável que esta situação perdure em reservatórios profundos, onde as maiores pressões litostáticas tornam inevitável o colapso deste tipo de arcabouço. Os arenitos líticos de composição vulcanoclástica mostram ainda o agravante de que a alteração dos fragmentos de material vulcânico libera grande quantidade de cátions que acabam por precipitar abundantes cimentos autigênicos, como argilominerais esmectíticos e cloríticos, e zeolitas, obliterando a porosidade remanescente.

Em resumo, estudos desenvolvidos em diversos reservatórios parecem indicar que a composição ótima para a preservação de maiores volumes de porosidade a grandes profundidades é a subfeldspática (subarcósios), com os quartzarenitos vindo em segundo lugar.

3.4 – Recobrimento dos Grãos

Nos arenitos de arcabouço mais estável, particularmente nos quartzarenitos, a porosidade é comumente reduzida fortemente após as primeiras centenas de metros de soterramento pela combinação da compactação química pela dissolução por pressão intergranular com a cimentação por crescimentos secundários sobre os grãos. Se, no entanto, os grãos forem isolados uns dos outros e dos fluidos intersticiais através do seu recobrimento por algum constituinte diagenético, esses processos podem ser inibidos ou mesmo evitados. Descre-

vem-se diversos exemplos onde a preservação de porosidade em reservatórios profundos é atribuída à ação inibitória de cutículas (*coatings*; formadas por lamelas orientadas tangencialmente aos grãos) ou franjas (*rims*; formadas por lamelas orientadas perpendicularmente aos grãos). Estas coberturas são formadas por óxidos de ferro e, principalmente, por argilominerais.

A inibição da dissolução por pressão pelo recobrimento dos grãos ocorre aparentemente apenas nos casos em que os recobrimentos são espessos o bastante para evitar a concentração de esforços nos pontos de contato intergranular. Neste caso, as cutículas ou franjas funcionam como colchões onde as tensões são dispersadas. Diversos autores concluíram, entretanto, que a presença de recobrimentos finos pode até mesmo estimular a dissolução por pressão (Thomson, 1979 e Weyl, 1959). A explicação mais aceitável para este comportamento é a de que os recobrimentos atuam como filmes de difusão para o transporte mais eficiente dos cátions para fora da área de concentração de tensões.

A capacidade inibitória do recobrimento dos grãos sobre o desenvolvimento de crescimentos secundários é bastante reconhecida (Pittman e Lumsden, 1968; Cecil e Heald, 1971; Heald e Larese, 1974; Thomson, 1979; Moraes e De Ros, 1988; Dixon *et al.*, 1989). Este é um processo bastante previsível, uma vez que a precipitação de crescimentos secundários inicia-se pela nucleação de pequenos cristais sobre a superfície livre dos grãos, que depois coalescem como crescimento contínuos. Se as superfícies dos grãos estiverem recobertas por argilas ou óxidos, a nucleação é inibida.

De maneira geral, os recobrimentos capazes de isolar os grãos são de três tipos principais, descritos a seguir.

a) Cutículas ou franjas de óxido de ferro (hematita), gerados na diagênese precoce pela liberação de ferro por alteração de minerais ferrosos detriticos (Walker, 1967). Normalmente, cutículas de hematita não têm espessura nem continuidade suficientes para impedir o desenvolvimento dos crescimentos, que acabam por recobri-las mais tarde.

b) Cutículas de argilas detriticas mecanicamente infiltradas. Moraes e De Ros (1988) descreveram a capacidade das argilas infiltradas para preservar a porosidade primária em reservatórios fluviais da Bacia do Recôncavo. Argilas infiltradas comumente acumulam-se em cutículas suficientemente espessas para o isolamento efetivo dos grãos, podendo as mesmas ocorrer misturadas com óxidos de ferro e servir de base para o desenvolvimento de franjas de clorita autigênica na diagênese mais avançada (Dixon *et al.* 1989 e De Ros, 1987).

c) Franjas de argilas autigênicas, especialmente de clorita. São os recobrimentos mais citados como responsáveis pela preservação de porosidade (Thomson, 1979; Dixon *et al.* 1989). Franjas de clorita podem ser geradas por dois processos diferentes quais sejam: neoformação (precipitação direta) promovida na diagênese precoce pela alteração de constituintes ferromagnesianos detriticos, especialmente de litoclastos vulcânicos básicos (Thomson, 1979; Sombra *et al.* 1990, neste volume); ou substituição de cutículas de argilas mecanicamente infiltradas, associadas

ou não a óxidos de ferro (De Ros, 1987; Moraes e De Ros, 1988; Dixon *et al.* 1989).

Independentemente de sua origem, o recobrimento e o isolamento dos grãos detriticos por argilas e/ou óxidos de ferro mostram-se um processo eficiente para auxiliar na preservação de porosidade em reservatórios profundos, mas que é incapaz, por si só, de explicar toda a porosidade preservada. Sua atuação deve forçosamente somar-se à de outros processos para a sobrevivência de volumes importantes de porosidade (Dixon *et al.* 1989).

3.5 – Cimentação Precoce

Desde que muito da destruição de porosidade na diagênese precoce pode ser atribuída à compactação, os processos capazes de estabilizar o arcabouço, impedindo o avanço do rearranjo e deformação dos grãos, possuem óbvia importância na preservação de porosidade. O modo mais direto de impedir a compactação é a cimentação precoce do arcabouço por um cimento rígido, como carbonato ou crescimentos de quartzo, fazendo com que as pressões de soterramento não sejam suportadas apenas pelos grãos, mas distribuídas e dispersadas pelo cimento.

Zonas com maciça cimentação precoce, como concreções, apresentam empacotamento frouxo dos grãos, correspondendo à fábrica deposicional, ou até mais afrouxada, devido ao deslocamento dos grãos pelas pressões de cristalização. A cimentação precoce possui, portanto, a capacidade de "congelar" um empacotamento frouxo (refletido em um grande volume de espaço intergranular), que pode

ser, então, soterrado a grandes profundidades, onde pode potencialmente ocorrer a dissolução do cimento "exumando" os altos valores de porosidade pré-cimentação.

O problema com este raciocínio é que zonas maciçamente cimentadas não mais possuem permeabilidade mínima suficiente para permitir a percolação das soluções solventes e, portanto, permanecem para sempre solidamente cimentadas e fechadas. Para que o espaço intersticial seja preservado da compactação e, mais tarde, desobstruído por dissolução, a cimentação deve ser apenas parcial. Além disso, o mineral cimentante deve ser relativamente solúvel e, por conseguinte, os crescimentos de quartzo podem preservar o arcaço eficientemente da compactação, mas não permitem recuperação posterior da porosidade. A quantidade de cimento deve ser suficiente para estabilizar mecanicamente o arcaço, mas escassa o bastante para deixar poros remanescentes onde as soluções solventes possam percolar. Unidades que experimentaram intensa compactação normalmente só mostram qualidade de reservatório a grandes profundidades onde a cimentação parcial impediu o colapso do arcaço (Souza, 1989; Anjos *et al.* 1990, neste volume).

3.6 – Saturação por Hidrocarbonetos

Praticamente todas as reações diagenéticas e, em especial, a destruição de porosidade por cimentação ocorrem em meio aquoso, através de soluções nas quais os íons são transportados para e a partir dos locais de reação. Embora a difusão simples possa transportar íons por pequenas distâncias e

permitir reações diagenéticas mesmo em condições de baixíssimas permeabilidades, a precipitação de volumes de cimento suficientes para reduzir substancialmente a porosidade demanda um fluxo ativo de fluidos através da rocha. Mesmo a compactação química por dissolução por pressão, apesar de se processar pela difusão dos íons dissolvidos ao longo dos contatos intergranulares, depende de um fluxo de fluidos suficiente para transportar a sílica para longe dos locais de dissolução. Caso contrário, a solução torna-se saturada no microambiente da reação e a dissolução por pressão cessa.

A dependência das reações diagenéticas de saturação por um meio aquoso suficiente para permitir um fluxo ativo dos fluidos torna evidente o motivo porque a ocupação dos reservatórios por hidrocarbonetos paralisa a diagênese. Apesar de num reservatório saturado por hidrocarbonetos existirem normalmente ainda filmes peliculares de água sobre as superfícies dos minerais, não há mobilidade da fase aquosa, e, por conseguinte, não existem condições para o desenvolvimento de reações diagenéticas com transferência de fases em solução (Nagtegaal, 1980; Dixon *et al.* 1989). A saturação por hidrocarbonetos é, portanto, um processo extremamente eficiente de preservação da porosidade. Isto pode ser verificado nos campos de petróleo, onde, muitas vezes, observa-se que o contato óleo-água coincide com um nível de declínio abrupto da porosidade, abaixo do qual o reservatório se encontra densamente cimentado e/ou compactado.

Em grande parte dos reservatórios clásticos profundos, o constituinte responsável pela destruição final da porosidade é o quartzo (Dixon

et al. 1989; Surdam *et al.* 1989; Bjørlykke *et al.* 1989; Garcia *et al.* 1990, neste volume). Esta fase tardia desenvolve-se sob a forma de espessos crescimentos secundários, que, muitas vezes, contêm inclusões fluidas de hidrocarbonetos, comprovando sua precipitação após a migração do óleo. O recobrimento dos grãos por argilas, discutido anteriormente, junto com a saturação por hidrocarbonetos são os processos mais eficientes para prevenir o desenvolvimento da cimentação por quartzo tardio e a obliteração da porosidade em reservatórios quartzosos profundos.

Nota importante: a ocupação precoce por hidrocarbonetos ocorre em especial em reservatórios associados a geradores consideravelmente mais profundos. Esta situação permitiu que o óleo produzido nos geradores termicamente mais evoluídos alcançasse reservatórios nos quais a diagênese, menos desenvolvida, ainda não teve tempo para reduzir consideravelmente a porosidade.

4 – POROSIDADE SECUNDÁRIA EM RESERVATÓRIOS PROFUNDOS

Até o final da década de 70, existia um dogma na exploração de petróleo que severamente limitava a prospecção de reservatórios profundos: o conceito de "embasamento econômico". Considerava-se que a porosidade de todos os reservatórios seria essencialmente primária, deposicional, e que os processos diagenéticos atuavam apenas no sentido de reduzir esta porosidade até um valor a partir do qual os reservatórios não seriam mais comercialmente exploráveis (Galloway, 1974). A profundidade deste "embasamento econômico" variava de uma a outra unidade, os mais profundos ficando em torno, habitualmente, de pouco mais de 3 000 m.

Apesar de diversos autores soviéticos haverem, já na década de 60, reconhecido a importância da porosidade secundária em reservatórios clásticos (Proshliakov, 1960; Chepikov *et al.* 1961; Savkevich, 1969), estes conceitos demoraram a penetrar no ocidente (Loucks *et al.* 1977; McBride, 1977), tornando-se finalmente conhecidos com os trabalhos de Schmidt *et al.* (1977); Schmidt e McDonald (1979). O reconhecimento de que a porosidade da maioria dos reservatórios clásticos seria secundária, desenvolvida durante a diagênese pela dissolução de constituintes detríticos e diagenéticos, promoveu uma verdadeira revolução nos dogmas exploratórios, abrindo espaço para a ousadia de prospectar reservatórios gradualmente mais profundos e para estudos detalhados dos aspectos genéticos da porosidade, em especial, dos processos geradores de soluções solventes. A importância dos processos diagenéticos no controle da qualidade dos reservatórios foi enfatizada em oposição à visão simplista e puramente deposicional ou granulométrica, dominante até então.

Como costuma acontecer em revoluções, passou-se por um período de radicalismo, no qual praticamente toda a porosidade de diversos reservatórios era considerada secundária, à exceção de uns 5% de porosidade primária "irreduzível" (Schmidt e McDonald, 1979; Hayes, 1979). Atualmente, domina uma posição mais cautelosa e realista, a qual argumenta que, mesmo em níveis com intensa dissolução, importantes teores de porosidade primária devem ter sido preservados para permitir a percolação das soluções solventes. Em diversos reservatórios, inclusive, a porosidade é predominantemente do tipo primária preservada.

5 – PROCESSOS DE GERAÇÃO DE POROSIDADE EM SUBSUPERFÍCIE

Giles e Marshall (1986) realizaram uma excelente discussão dos fatores de controle no desenvolvimento de porosidade e sumarizaram os pré-requisitos para a geração de volumes consideráveis de porosidade secundária em subsuperfície. De maneira geral, o que se necessita é de: uma fonte de fluido subsaturado e/ou agressivo aos minerais a serem dissolvidos; um suprimento de volumes consideráveis deste fluido; um método de transporte eficiente do fluido desde a sua fonte até o potencial reservatório a ser dissolvido; percolação eficiente do fluido pelo reservatório (o que implica preservação de volumes sensíveis de porosidade e permeabilidade primárias); a presença de um reservatório com composição adequada para a dissolução; e transporte dos íons provenientes da dissolução para fora da zona de reação, de modo que não ocorra precipitação significativa de subprodutos minerais autígenos nos poros secundários.

Mantendo estes pré-requisitos em mente, serão discutidos os principais mecanismos com potencial para produzir soluções solventes e facilitar sua atuação no sentido de gerar porosidade em reservatórios profundos. Onze mecanismos foram reconhecidos e serão discutidos a seguir, especificamente quais sejam: 1)- a infiltração profunda de águas meteóricas; 2)- CO₂ liberado pela maturação térmica da matéria orgânica; 3)- solventes orgânicos, principalmente ácidos carboxílicos, gerados pela matéria orgânica antes da produção de hidrocarbonetos líquidos; 4)- fluidos ácidos de reações inorgânicas com argilominerais; 5)- redução

termogênica de sulfato por hidrocarbonetos, produzindo CO₂ e H₂S; 6)- convecção térmica de fluidos e recirculação de soluções solventes; 7)- superposição estratigráfico-estrutural de dois ou mais geradores associados ao mesmo reservatório; 8)- mistura de águas meteóricas com águas marinhas ou conatas; 9)- complexos inorgânicos com cloreto ou fluoreto; 10)- amônia liberada pela matéria orgânica; e 11)- CO₂ de águas "juvenis" de fontes hidrotermais, vulcânicas, ou do metamorfismo de calcários.

5.1 – Água Meteórica

O fluido solvente mais conhecido é a água meteórica. Subsaturada em relação à maioria das espécies minerais, o seu poder solvente é aumentado quando incorpora CO₂ da atmosfera e, principalmente, das reações bacterianas que ocorrem no solo. A água meteórica das regiões tropicais úmidas são particularmente agressivas a muitos minerais. Na diagênese clástica, a influência meteórica se faz sentir tanto na diagênese precoce, sob influência deposicional (eodiagênese), quanto na telodiagênese promovida pelo soerguimento e erosão de seqüências que já tenham sido soterradas e sofrido diagênese em subsuperfície (mesodiagênese).

O incremento de porosidade relacionado com a formação de discordâncias foi reconhecido em diversos locais e situações (Land e Dutton, 1978; Bjørlykke, 1984; Longstaffe e Ayalon, 1987; Shanmugam, 1988; Shanmugam e Higgins, 1988; Garcia *et al.* 1990, neste volume).

O potencial de geração de porosidade por água meteórica é muito alto, uma vez que o seu fluxo, rea-

bastecido a partir da superfície, pode ser virtualmente ilimitado. A capacidade específica da água meteórica como solvente, no entanto, não é elevada, uma vez que são necessárias centenas de vezes o volume de um mineral em água meteórica para dissolvê-lo e devido ao fato de a neutralização da água meteórica pela dissolução de minerais ser muito rápida, particularmente quanto à dissolução de carbonatos. Em outras palavras, não se esperaria que a capacidade de a água meteórica dissolver carbonatos persista a distâncias muito grandes da faixa de infiltração. As taxas muito mais baixas das reações de dissolução de silicatos permitem teoricamente que um fluido meteórico continue subsaturado e com capacidade de dissolver a maioria dos silicatos a distâncias bastante substanciais da faixa de infiltração. Desta forma, é previsível que um fluido meteórico se encontre saturado com respeito a carbonatos, e subsaturado em relação aos silicatos, logo à distância de umas poucas centenas de metros da faixa de infiltração. Isto poderia explicar algumas texturas onde os grãos de feldspato mostram dissolução, mas o cimento carbonático circundante permanece incólume.

Limitações óbvias da atuação da água meteórica em grande escala são a necessidade de um gradiente hidráulico substancial, de boa continuidade lateral, e a de conexão com a superfície ao longo de uma faixa de afloramento ou de uma zona de fraturas. O gradiente hidráulico é necessário para permitir que a água meteórica, menos densa, desloque os fluidos conatos dos poros. Bordos de bacias *rift* ou marginais e *forelands* são particularmente adequados para o esta-

belecimento de grandes gradientes hidráulicos e, portanto, para a infiltração profunda de água meteórica.

Apesar de a água meteórica conseguir alcançar facilmente grandes distâncias horizontais, como em algumas plataformas continentais modernas, sua penetração em profundidade é limitada por sua menor densidade. É pouco provável que fluidos meteóricos consigam penetrar e gerar porosidade considerável em reservatórios profundos. Tamponadas rapidamente com relação à dissolução de carbonatos, as águas meteóricas são solventes pouco eficientes para os aluminossilicatos. A baixa capacidade de mobilização do alumínio promove a precipitação de argilominerais, em especial de caulinita, como subprodutos da dissolução incongruente dos grãos de feldspato. Com o alumínio permanecendo no sistema, não há geração importante de porosidade (Curtis, 1983 a, b).

Nas proximidades de superfícies de discordância, entretanto, as condições de fluxo muito intenso e a incorporação de solventes orgânicos (ácidos húmicos) mais eficientes do que o CO₂, do horizonte de solo, permitem que os reservatórios mostrem um acentuado incremento de porosidade. Apesar de a infiltração de água meteórica ser um mecanismo de incidência pouco provável na geração de porosidade em grandes profundidades, os grandes volumes de porosidade gerados nas proximidades das discordâncias apresentam excelente potencial de preservação em reservatórios profundos (Garcia *et al.* 1990, neste volume). Isto ocorre, seja pelos altos valores absolutos de porosidade existentes antes do novo soterramento, seja pela "focalização" de fluidos solventes ácidos, gerados em subsuperfície, ao longo

desses horizontes de permeabilidade mais alta.

5.2 – CO₂ da Maturação Térmica da Matéria Orgânica

A constatação de que a evolução térmica da matéria orgânica contida nos folhelhos (querogênio) promove a liberação de praticamente todos os seus radicais oxigenados antes da geração de hidrocarbonetos líquidos (Tissot *et al.* 1974) forneceu a base para que Schmidt, McDonald e Platt (1977); Schmidt e McDonald (1979) e Curtis (1978) propusessem modelos pelos quais a porosidade secundária dos reservatórios clásticos seria gerada essencialmente em subsuperfície, por fluidos carregados com CO₂ liberados da matéria orgânica. Esta "descarboxilação" da matéria orgânica seria um processo sistemático, termicamente controlado na evolução de seqüências clásticas, o que explicaria a história diagenética similar exibida pela maioria dos arenitos (De Ros e Moraes, 1984).

Este modelo de evolução da porosidade em reservatórios clásticos tornou-se extremamente popular e foi aplicado em boa parte dos reservatórios durante a primeira metade da década de 80 (Franks e Forester, 1984).

Apesar do sucesso da aplicação prática do modelo de geração de porosidade secundária por CO₂, suas bases teóricas começaram, entretanto, a ser questionadas seriamente a partir de 1984. Por um lado, cálculos geoquímicos mais precisos de balanço de materiais demonstraram que a quantidade de CO₂ potencialmente gerado pela diagênese térmica da matéria orgânica é insuficiente e poderia ter produzido apenas uma pequena

fração do total da porosidade secundária observada nos arenitos associados (Lundegard *et al.* 1984; Bjørlykke, 1984). A insuficiência do CO₂ como solvente é função do pequeno volume de oxigênio disponível na matéria orgânica da maioria dos folhelhos geradores, da baixa capacidade do ácido carbônico como solvente de carbonatos e da sua grande ineficiência na dissolução de aluminos-silicatos e na mobilização do alumínio. Por outro lado, estudos mais detalhados da diagênese da matéria orgânica e do quimismo das águas de formação de reservatórios mostraram que a liberação dos radicais oxigenados da matéria orgânica se faz não pela produção de CO₂ mas, sim, pela liberação de compostos orgânicos oxigenados, como ácidos carboxílicos e fenóis, cuja atuação na geração de porosidade será discutida a seguir. O CO₂ observado nos reservatórios profundos seria apenas o subproduto da destruição térmica destes compostos e de seus complexos durante a diagênese avançada (Surdam *et al.* 1989).

O CO₂ parece ter uma importância apenas secundária na geração de porosidade em reservatórios profundos. O CO₂ indiretamente gerado pela destruição dos compostos carboxílicos pode dissolver alguns carbonatos na diagênese avançada (Surdam *et al.* 1989), mas esta porosidade normalmente não deve ultrapassar uma pequena fração do volume total de porosidade secundária presente.

5.3 – Solventes Orgânicos

Carothers e Kharaka publicaram em 1978 dados surpreendentes sobre a composição das águas de formação em campos de petróleo

da Califórnia e do Texas. Utilizando novas técnicas analíticas, descobriram que, na faixa de temperatura de 80 a 120 °C, o pH destas águas não é governado pelo CO₂, como se supunha, mas por ácidos orgânicos carboxílicos. Compostos como o ácido acético ocorrem localmente com concentrações de mais de 10 000 ppm. A importância destes dados para a geração de porosidade em subsuperfície passou despercebida até que Surdam, Boese e Crossley (1984) propuseram um modelo das interações orgânico-inorgânicas ocorrentes durante a diagênese clástica.

Segundo este modelo, os grupos oxigenados presentes na matéria orgânica são termicamente liberados antes da geração de hidrocarbonetos líquidos, na forma de compostos de cadeia curta, como ácidos carboxílicos (monofuncionais, como os ácidos acético e propiônico, ou difuncionais, como o malônico e o oxálico) e fenóis. A concentração destes compostos é limitada abaixo de 80 °C pela atividade de bactérias anaeróbicas que os destroem e acima de 120 °C, pela quebra térmica das cadeias. Na faixa entre estas duas temperaturas, os compostos orgânicos controlam o pH das águas de formação e promovem a geração de porosidade secundária pela dissolução de silicatos, carbonatos e sulfatos.

Os solventes orgânicos possuem poder de solução algumas ordens de magnitude superior ao do CO₂, basicamente pela sua capacidade de formar complexos solúveis com metais como o alumínio. Assim, os grãos de feldspato podem ser dissolvidos sem a formação de subprodutos como a caulinita, normalmente precipitada sob condições de dissolução meteórica. É

muito provável, também, seu envolvimento com a precipitação dos carbonatos que cimentam a maioria dos arenitos. Na faixa de temperatura de 40 a 80 °C, a atividade de fermentação bacteriana geraria CO₂ pela destruição de parte dos compostos carboxílicos, mas deixaria o suficiente, em muitos casos, para tamponar o pH, permitindo a precipitação de carbonatos pelo aumento da pressão parcial de CO₂ em solução (Surdam *et al.* 1989), e para dissolver feldspatos, substituindo-os por carbonatos (De Ros, 1987).

A quantidade de solventes orgânicos é limitada pela quantidade de matéria orgânica e pelo teor de oxigênio presente originalmente nesta matéria orgânica. O querogênio do tipo III possui muito mais oxigênio (e, portanto, mais potencial de geração de ácidos), mas menor potencial de geração de hidrocarbonetos líquidos. Outra limitação diz respeito à reatividade dos solventes orgânicos. Sem a atuação de um mecanismo de expulsão rápida dos solventes a partir das rochas geradoras, grande parte da sua atividade seria neutralizada por reações com minerais dos próprios folhelhos. Mesmo que o mecanismo de expulsão seja bastante eficiente, é necessário que o percurso dos solventes até os reservatórios a serem dissolvidos seja o mais curto possível ou então focalizado por condutos de alto fluxo, como falhas ou níveis de alta permeabilidade, para evitar sua neutralização pelas reações ocorrentes ao longo deste trajeto.

Com estas limitações em mente, alguns autores argumentam que o volume de ácidos carboxílicos potencialmente gerados na diagênese seria ainda insuficiente para produzir o volume de porosidade secundária.

dária observada, apesar da sua maior capacidade de dissolução e de mobilização de metais em relação ao CO₂ (Giles e Marshall, 1986; Lundegard e Land, 1986). Alguns mecanismos têm sido invocados para tentar explicar esta disparidade. A produtividade de solventes orgânicos pode ser sensivelmente ampliada pela reação do querogênio com oxidantes minerais, em especial com o Fe⁺³ contido na estrutura dos argilominerais esmectíticos (Crossey *et al.* 1986). Por outro lado, comumente, menos da metade do carbono dissolvido total nas águas de subsuperfície corresponde a radicais carboxílicos. Outras espécies orgânicas de mais difícil detecção, algumas delas de maior poder de complexação do que os ácidos carboxílicos (fenóis), devem estar presentes, somando-se aos ácidos mais simples. Outra possibilidade é de que o potencial de dissolução dos solventes orgânicos seja otimizado pela recirculação dos fluidos em células de convecção, como será discutido logo adiante.

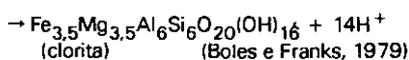
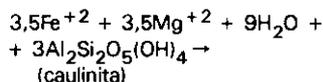
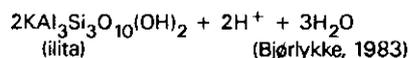
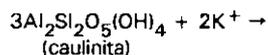
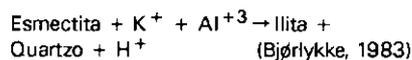
Apesar dos argumentos contrários, os solventes orgânicos oxigenados permanecem como o principal mecanismo proposto para a geração de porosidade em larga escala em subsuperfície, com base na sua ocorrência generalizada nas águas de formação e na sua capacidade de mobilizar metais.

5.4 – Fluidos Ácidos de Reações Inorgânicas com Argilominerais

Hower *et al.* (1976) e Segonzac (1970), entre muitos outros, analisaram as reações de transformação dos argilominerais durante a diagênese. Como regra geral, o so-

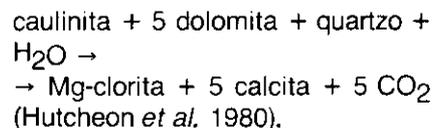
terramento crescente dos argilominerais promove a transformação ou substituição de argilas dos tipos caulinita e esmectita em ilitas e cloritas. Na sua maioria, estas reações envolvem a liberação de ânions hidrogênio em solução, conseqüentemente abaixando o pH dos fluidos e potencialmente contribuindo para a dissolução de minerais e a geração de porosidade em subsuperfície.

Alguns exemplos de reações inorgânicas liberadoras de ânions hidrogênio seriam:



Observa-se que a liberação de ânions hidrogênio, em especial na substituição de caulinita por clorita, pode ser bastante significativa. Tal constatação fez com que alguns autores invocassem este tipo de reação como responsável por ao menos parte da porosidade secundária observada em subsuperfície (Giles e Marshall, 1986; Bjørlykke, 1983).

Outras possibilidades de geração inorgânica de fluidos ácidos são reações envolvendo argilominerais e carbonatos, com liberação de CO₂, do tipo que podem ocorrer na diagênese avançada:



A importância real da ação de fluidos ácidos liberados por reações com argilominerais é, entretanto, de comprovação extremamente difícil. A composição mineralógica original das argilas é bastante variável, as tendências de evolução diagenética dos argilominerais são complexas e influenciadas por diversos fatores, como os minerais associados e, possivelmente, interações com compostos orgânicos, pouco conhecidos. A avaliação mais realista deste tipo de processo, presumivelmente através de simulações em laboratório, deve ser perseguida, haja vista a sua potencial importância na diagênese avançada.

5.5 – Redução Termogênica de Sulfato

No soterramento profundo (mais de 140 °C), existe potencial para o desenvolvimento de reações de redução termogênica do sulfato em solução por hidrocarbonetos (Siebert, 1985). Embora estas reações possam se iniciar a temperaturas tão baixas quanto 100 °C, sua cinética só se torna realmente favorável a temperaturas mais altas (Machel, 1987; Siebert, 1985). A redução termogênica de sulfato por hidrocarbonetos possui potencial de produção de quantidades importantes de CO₂, que podem gerar porosidade por dissolução de carbonatos em reservatórios profundos. No entanto, se houver excesso de sulfato em solução (como, por exemplo, em seqüências com evaporitos ou com carvões paleozóicos), além do CO₂, serão produzi-

dos volumes consideráveis de H₂S – ácido com grande poder de dissolução de minerais. Na disponibilidade de minerais com ferro, como óxidos férricos, cloritas ou carbonatos ferrosos, parte do H₂S pode ser consumida pela precipitação de pirita, fase diagenética tardia importante em alguns reservatórios profundos, onde tais reações devem ter ocorrido (Siebert, 1985).

A redução termogênica de sulfato por hidrocarbonetos na diagênese avançada pode ser um importante processo de geração tardia de porosidade em reservatórios profundos associados a seqüências evaporíticas.

5.6 – Convecção

A eficiência da dissolução pelos solventes gerados em subsuperfície pode ser incrementada se for possível recircular as soluções pelos reservatórios até sua total neutralização e/ou saturação. Wood e Surdam (1979) e Wood e Hewett (1982) estabeleceram que, em quaisquer corpos porosos saturados com fluidos e submetidos a gradientes de temperatura da ordem de 25 °C/km, correntes convectivas da escala de centenas a milhares de metros surgem espontaneamente e se mantêm indefinidamente ao persistirem estas condições. Grandes células de convecção foram igualmente invocadas por alguns autores (Cassan *et al.* 1981; Haszeldine *et al.* 1984) para explicar a circulação de fluidos necessária para dissolver e precipitar os volumes de minerais observados nos reservatórios analisados.

Bjorlykke *et al.* (1988) apresentam argumentos contrários à atuação de células convectivas em subsu-

perfície. Utilizando simulação matemática, estes autores procuram demonstrar que mesmo camadas de folhelho com menos de 1 m de espessura podem interromper o estabelecimento de células de convecção em camadas espessas de arenito. Segundo eles, uma camada horizontal de arenito com 1 D de permeabilidade teria de possuir uma espessura contínua de mais de 300 m para o estabelecimento de correntes convectivas estáveis. Argumentam ainda que a estratificação de salinidade das águas de formação observada na maioria das bacias sugere que não ocorrem fluxos convectivos em grande escala.

Na dificuldade de estabelecimento de células convectivas de grandes dimensões no interior de seqüências estratificadas subhorizontais, restam ainda as possibilidades de criação de células em camadas mergulhantes (Wood e Hewett, 1982). Entretanto, estas também necessitariam, segundo Bjorlykke *et al.* (1988), de espessuras consideráveis para a criação de correntes com velocidade significativa para processos diagenéticos de grandes transferências de massa.

Outra possibilidade de convecção envolve movimentos de fluidos por grandes distâncias ao longo de planos de falha. A atuação de falhas como condutos para fluidos durante a diagênese é bastante polêmica, desde que falhas são normalmente reconhecidas como elementos selantes nos reservatórios de hidrocarbonetos. Existem diversas situações, entretanto, nas quais as falhas são os únicos condutos exequíveis para a migração de hidrocarbonetos desde as rochas geradoras até os reservatórios. Se a migração secundária de

hidrocarbonetos – atualmente aceita como um processo que ocorre em fase discreta – é possível ao longo de superfícies de falha, então, sem dúvida, o transporte ativo de soluções diagenéticas também seria viável. Aparentemente, as falhas se comportam como condutos de maneira episódica, essencialmente durante os períodos de movimentação tectônica, de onde advém o termo “bombeamento tectônico” (“*tectonic-pumping*”), utilizado para descrever o movimento de fluidos sob tais condições. Na verdade, os movimentos tectônicos não atuam no sentido de “bombear” os fluidos através das falhas, mas sim, de permitir sua abertura e percolação de modo essencialmente passivo.

As evidências petrográficas a favor da importância das falhas como conduto de soluções diagenéticas para dissolver, transportar e precipitar materiais em subsuperfície são comuns. Normalmente, são observados gradientes composicionais lateralmente abruptos nas vizinhanças das grandes falhas que limitam os campos de petróleo.

Em suma, o movimento ativo de grandes volumes de fluidos (advecção) deve ocorrer em subsuperfície para explicar a transferência de massa observada na diagênese clástica. Uma vez que o volume de fluidos conatos é limitado e caracteristicamente insuficiente para a quantidade de material a ser transportado, algum tipo de recirculação convectiva deve realmente ocorrer. Na diagênese avançada, sob baixas permeabilidades, a difusão lenta dos íons sob gradientes de composição entre microambientes de reação deve ser muito mais importante do que a advecção ativa (Wood e Hewett, 1982). Na diagê-

nese avançada, os sistemas diagenéticos devem se comportar de maneira quase isoquímica.

5.7 – Superposição de Geradores

Bruhn, Cainelli e Matos (1988) e Moraes (1989) propuseram mecanismos bastante interessantes de otimização da geração de porosidade em subsuperfície. Segundo sua argumentação, os reservatórios que estiveram associados a dois ou mais geradores em diferentes posições estratigráfico-estruturais possuem a oportunidade de desenvolver e/ou preservar comparativamente mais porosidade do que os reservatórios associados a apenas um gerador. Isto ocorreria pela atuação combinada ou isolada das duas condições a seguir. A primeira seria de que reservatórios associados a dois geradores apresentam o potencial de desenvolverem dois estágios de dissolução e de geração de porosidade (como teria ocorrido para a Formação Serraria da Bacia de Sergipe-Alagoas, associada a geradores neocomianos da Formação Barra de Itiúba e aptianos, da Formação Muribeca (Bruhn *et al.* 1988; Garcia *et al.* 1990, neste volume). A outra dissolução, neste caso, eliminaria parte dos produtos diagenéticos tardios (carbonatos ferrosos, argilominerais) precipitados após o primeiro estágio de dissolução. A segunda condição seria de que os reservatórios associados a geradores com grande separação estratigráfico-estrutural têm chances de serem ocupados pelos hidrocarbonetos oriundos do gerador mais profundo, logo após o desenvolvimento de porosidade possibilitado pelos solventes liberados pelo gerador mais raso. Tal situação teria ocorrido nos turbiditos da Bacia de Campos, onde os reservatórios tur-

bidíticos adjacentes aos folhelhos do Cretáceo Superior e do Terciário (imaturos para a geração de hidrocarbonetos, mas já tendo gerado ou ainda gerando solventes orgânicos) receberam o óleo de geradores do Cretáceo Inferior (Moraes, 1989).

5.8 – Mistura de Águas

Uma série de trabalhos teóricos e de observações no campo, principalmente em aquíferos carbonáticos, tem identificado que a capacidade de dissolução de carbonatos por misturas de água meteórica com água do mar ou com fluidos conatos dela derivados é normalmente superior à da água meteórica pura (Bogli, 1964, *In*: Giles e Marshall, 1986; Hanshaw *et al.* 1971; Badiozamani, 1973; Plummer, 1975). Misturas com até 50% de água do mar são marcadamente subsaturadas com respeito à calcita, embora sejam saturadas em relação à dolomita, o que explica a dolomitização generalizada ocorrente comumente na lente de mistura dos aquíferos (Badiozamani, 1973).

Embora esta espécie de "corrosão por mistura" possa ser importante na dissolução rasa em aquíferos carbonáticos e mesmo em deltas e plataformas terrígenas, sua atuação em reservatórios clásticos profundos deve padecer das mesmas limitações que a infiltração de fluidos meteóricos "puros". O alcance da zona de mistura em profundidades é limitado pelo gradiente hidráulico disponível, e sua eficiência é limitada pela neutralização decorrente da dissolução de carbonatos em níveis mais rasos. Além disso, a corrosão por mistura afeta quase que exclusivamente os carbonatos e sulfatos, que têm curvas de solu-

bilidade marcadamente não-lineares, e não os silicatos. A mistura de águas pode ser a responsável, de qualquer maneira, pela ausência de calcita e pela dolomita precoce precipitada em alguns reservatórios clásticos transicionais, como deltas e *fan*-deltas. Seu potencial como gerador de porosidade em reservatórios clásticos profundos parece bastante remoto.

5.9 – Complexantes Inorgânicos

Na bibliografia de Geologia Econômica de jazidas sedimentares, diversos autores relacionam a migração de metais (em especial, Cu, Pb, Zn, Au e Ag), até sua concentração em mineralizações diagenéticas de sulfetos, com a complexação destes elementos por salmouras concentradas. Os metais seriam transportados na forma de complexos cloretados e precipitados como sulfetos sob condições fortemente redutoras.

Embora o potencial de formação de complexos similares com cloro e metais menos móveis, como o alumínio e o silício, pareça algo remoto, o comportamento geoquímico destes metais em soluções altamente concentradas, como as existentes nas proximidades de domos de sal, é ainda pouco conhecido.

Por outro lado, a capacidade do ácido fluorídrico (HF) de deslocar o silício da estrutura dos silicatos, dissolvendo-os intensa e rapidamente, é bem conhecida. Soluções contendo ácido fluorídrico, mesmo sob baixa atividade, teriam grande capacidade de geração de porosidade em subsuperfície. O HF, entretanto, reage prontamente em presença de cálcio, precipitando

fluorita. A alta atividade de cálcio e a extrema raridade de fluorita em arenitos indicam que é preciso que a atividade de fluoreto seja demasiadamente baixa em soluções diagenéticas para que este mecanismo tenha alguma importância na geração de porosidade em sub-superfície.

5.10 – Amônia

Já foram identificados e descritos diversos minerais diagenéticos contendo amônia (NH₃) na sua estrutura, em lugar de cátions como o cálcio e o potássio. Em especial, argilas autigênicas contendo amônia adsorvida ou interacamada já foram identificadas em diversos arenitos. A fonte óbvia desta amônia são os radicais nitrogenados associados ao querogênio dos folhelhos. Tal como ocorre para os solventes orgânicos oxigenados, os grupos heteroatômicos nitrogenados devem ser liberados do querogênio antes da geração dos hidrocarbonetos líquidos. A capacidade de dissolução e de complexação da amônia, bem como sua atividade em águas de formação, entretanto, permanece virtualmente sem análise específica, muito embora seu potencial de geração de porosidade pareça óbvio.

5.11 – CO₂ em Águas “Juvenis”

Embora estejam relacionadas com condições muito específicas, que devem ocorrer apenas localmente, o CO₂ dissolvido em águas “juvenis” merece ser considerado como um mecanismo potencialmente gerador de porosidade em alguns arenitos profundos. O CO₂ pode ser introduzido em reservatórios profundos a partir de fluidos hidro-

termais, ascendentes de intrusões magmáticas profundas através de grandes falhamentos. Outra possibilidade é sua introdução a partir de gases vulcânicos (fumarólicos), em seqüências vulcanoclásticas ou mesmo em seqüências sedimentares quaisquer cortadas por intrusões hipoabissais ou sub-vulcânicas. Uma terceira fonte potencial de CO₂ seria o metamorfismo de calcários (Bjørlykke, 1984), que geraria CO₂ em níveis crustais muito profundos, mas potencialmente disponível para migrar através de grandes falhamentos, para reservatórios mais rasos.

6 – BALANÇO DOS PROCESSOS

A tentativa de se avaliarem comparativamente a eficiência e a abrangência dos diversos processos e condições de geração e de preservação de porosidade em reservatórios profundos envolve forçosamente uma alta dose de subjetividade. Uma avaliação quantitativa da atuação de cada processo em separado é totalmente impossível, uma vez que análises com tal rigor são extremamente raras na literatura. Esta deficiência deve-se, em grande parte, ao fato de que comumente diversos processos atuaram combinados nos reservatórios e de a discriminação da parcela de porosidade devido a cada um deles ser inviável. Mesmo com a noção da dificuldade de se realizar um balanço mais exato dos processos, parece essencial que se procure hierarquizá-los, salientando aqueles que apresentam potencialmente as melhores condições de preservar e de gerar porosidade em grandes profundidades.

Entre os processos e as condições de preservação, aqueles motivados

por situações geológicas específicas (a ocupação precoce dos reservatórios por hidrocarbonetos, seu soterramento tardio e a construção de pressões anormais de fluidos) mostram-se claramente mais eficientes do que os processos relacionados com características petrográficas dos reservatórios (estabilidade composicional dos grãos do arcabouço, seu isolamento ou cimentação parcial). Com a possível exceção do recobrimento dos grãos por espessas cutículas ou franjas de argilas (capazes de efetivamente inibir qualquer cimentação posterior, mas bastante prejudiciais à permeabilidade), os processos ligados às características puramente petrográficas não possuem, por si só, a capacidade de preservar volumes de porosidade de significado comercial. Estes processos tornam-se eficientes, entretanto, se combinados uns com os outros e, principalmente, com condições geológicas de maior abrangência.

Entre estas condições geológicas de preservação de porosidade, sem dúvida a mais eficiente, em termos absolutos, é a ocupação precoce do reservatório por hidrocarbonetos. Esta condição deve ser a principal responsável pelos altos valores de porosidade encontrados em alguns reservatórios muito profundos (Thomson, 1979; Dixon *et al.* 1989), bem como a manutenção da excelente porosidade dos reservatórios turbidíticos da Bacia de Campos e de outros reservatórios relacionados com geradores consideravelmente mais profundos.

O mecanismo de ocupação precoce explica satisfatoriamente alguns reservatórios com grandes anomalias positivas de porosidade, mas a condição geológica de maior ocorrência e abrangência é, sem dúvi-

da, o soterramento tardio, que pode ser avaliado de maneira operacional e quantitativa pelo índice de tempo-profundidade de Sombra (1990, neste volume). A história de soterramento deve ser sistematicamente avaliada na prospecção de reservatórios profundos, desde que praticamente todos os processos de destruição de porosidade possuam um forte componente cinético.

Parece pouco provável que pressões anormais de fluidos tenham importância como mecanismo de preservação de porosidade em reservatórios profundos mais antigos do que o Terciário, dada a já discutida instabilidade desta situação. Devem-se prever, entretanto, as possíveis exceções de reservatórios de gás produzido por craqueamento termogênico interno de hidrocarbonetos líquidos, onde ocorreu, na verdade, uma combinação dos mecanismos de oxidação precoce por hidrocarbonetos e de pressões anormais. Outra possibilidade de pressões anormais em reservatórios profundos seria a gerada por desidratação tardia de argilominerais, mas, nesse caso, a construção de altas pressões já se dá em sistemas porosos normalmente muito reduzidos por compactação e cimentação.

Embora os mecanismos de preservação promovidos por características de cunho essencialmente petrográfico não possam normalmente responder sozinhos pela manutenção consistente de porosidade em larga escala, devem ser, sem dúvida, avaliados cuidadosamente na prospecção de reservatórios profundos. Além de sua já mencionada atuação combinada com as situações geológicas de maior abrangência, muitas vezes, são

eles os principais responsáveis por notáveis anomalias positivas de porosidade.

Parece evidente que diversos mecanismos devam atuar aditivamente na geração de porosidade em reservatórios profundos, por exemplo: dissolução por solventes orgânicos em subsuperfície ao longo de níveis tornados mais permeáveis pela infiltração meteórica em profundidades mais rasas; ou atuação aditiva de solventes orgânicos, águas ácidas de reações com argilominerais e/ou CO₂, com possibilidade de recirculação por células convectivas. De qualquer maneira, e apesar das objeções dos simpatizantes da atuação de água meteórica como principal fluido solvente, os solventes orgânicos oxigenados (em especial, ácidos carboxílicos) permanecem como os solventes mais adequados para explicar não apenas a geração sistemática de porosidade em subsuperfície, mas também a consistente evolução diagenética básica observada em muitos dos reservatórios (De Ros e Moraes, 1984; Surdam *et al.* 1989). Deve-se ter em mente, entretanto, que os modelos até o momento propostos necessitam de considerável refinamento petrológico (na situação geoquímica e evolução dos cimentos carbonáticos, por exemplo) e que possivelmente os compostos solventes até o momento não identificados ou não avaliados quantitativamente devem estar desempenhando um papel igualmente importante na geração de porosidade em subsuperfície. A atuação de fluidos meteóricos, ainda que possa ser importante em situações específicas e locais, como no Mar do Norte (Bjørlykke *et al.* diversos trabalhos), não pode ser aceita como o processo responsável pela porosidade da maior parte dos reservató-

rios profundos, haja vista as limitações já discutidas. A busca de situações estratigráfico-estruturais favoráveis para a penetração profunda de água meteórica pode ser um raciocínio exploratório valioso em determinadas bacias (Garcia *et al.* 1990, neste volume).

A análise desenvolvida no presente trabalho procurou, sem ambicionar ser profunda ou completa, discutir a complexidade e multiplicidade dos fatores responsáveis pela presença de porosidade em reservatórios profundos. Desta avaliação rápida, emerge claramente a constatação de que a prospecção de reservatórios profundos, tendência exploratória inevitável na próxima década, irá demandar um grande esforço de pesquisa científica e tecnológica. O desenvolvimento de um programa próprio de pesquisa específica que se ocupe da caracterização dos processos de incremento e manutenção de porosidade em subsuperfície e da construção de modelos com consistência petrológica será, sem dúvida, essencial para que se viabilize a exploração sistemática de reservatórios profundos no Brasil.

AGRADECIMENTOS

Este trabalho tornou-se possível graças aos nove anos de experiências extremamente enriquecedoras do autor na PETROBRÁS e pelas proveitosas discussões com muitos colegas daquela empresa, dentre os quais caberia citar: Sylvia M.C. Anjos, Marco A.S. Moraes, Cristiano L. Sombra, Rogério S. de Souza, Pedro de Cesero e Carlos H.L. Bruhn. Discussões com Dr. Sadoon Morad, da Universidade de Uppsala, Suécia; Dr. Ronald C. Surdam, da Universidade de Wyoming, EUA; e Dr. Knut Bjørlykke, da Uni-

versidade de Oslo, Noruega, foram também de grande valor para a ampliação dos conhecimentos e da visão do autor sobre este complexo assunto. A criteriosa revisão realizada por S.M.C. Anjos, C.H.L. Bruhn, P. de Cesero e F. Falke-nhein permitiu substanciais melhorias no manuscrito original.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANJOS, S.M.C., SOMBRA, C.L., SOUZA, R.S., WAICK, R.N. Potencial de Reservatórios Profundos da Formação Pendência, Bacia Potiguar Emersa. *Boletim de Geociências da PETROBRÁS*, v.4, n.4, p.509-530, 1990.
- BADIOZAMANI, K. The Dorag dolomitization model: application to the Middle Ordovician of Wisconsin. *Jour. Sediment. Petrol.*, n.43, p.965-984, 1973.
- BJØRLYKKE, K. Diagenetic reactions in sandstones. In: PARKER, A., SELLWOOD, B.W. *Sediment diagenesis*. Dordrecht: D. Reidel Pub., p. 169-213, 1983.
- _____. Formation of secondary porosity. How important is it? In: McDONALD, D.A., SURDAM, R.C. *Clastic diagenesis*. [s.l.]: AAPG, 1984. p.277-286. (AAPG Memoir, 37)
- BJØRLYKKE, K., MO, A., PALM, E. Modelling of thermal convection in sedimentary basins and its relevance to diagenetic reactions. *Marine and Petrol. Geology*, n.5, p.338-351, 1988.
- BJØRLYKKE, K., RAMM, M., SAIGAL, G.C. Sandstone diagenesis and porosity modification during basin evolution. *Geologische Rundschau*, v.78, n.1, p.243-268, 1989.
- BOLES, J.R., FRANKS, S.G. Clay diagenesis in Wilcox sandstones of southwest Texas: implications of smectite diagenesis on sandstone cementation. *Jour. Sediment. Petrol.*, v.49, n.1, p.65-70, 1979.
- BRUHN, C.H.L., CAINELLI, C., MATOS, R.M.D. Habitat do petróleo e fronteiras exploratórias nos rifts brasileiros. *Boletim de Geociências da PETROBRÁS*, v.2, n.2/4, p.217-253, 1988.
- CASSAN, J.P., PALACIOS, M.C.G., FRITZ, B., TARDY, Y. Diagenesis of sandstone reservoirs as shown by petrographical analysis of oil bearing formations in the Gabon basin. *Bull. Cent. Rech. Explo. -Prod. Elf/Aquitaine*, v.5, n.1, p.113-135, 1981.
- CECIL, C.B., HEALD, M.T. Experimental investigation of the effects of grain coatings on quartz growth. *Jour. Sediment. Petrol.*, v.41, p.582-584, 1971.
- CHEPIKOV, K.P., YERMOLOVA, Y.P., ORLOVA, N.A. Corrosion of the quartz grains and examples of the possible effect of oil on the reservoir properties of sandy rocks. *Doklady of Academy of Sciences of the USSR, Earth Sciences Sections*, n.140, p.1111-1113, 1961.
- CHILINGARIAN, G.V. Compactional diagenesis. In: PARKER, A., SELLWOOD, B.W. *Sediment Diagenesis*. Dordrecht: D. Reidel Pub., p.57-168, 1983.
- CROSSEY, L.J., SURDAM, R.C., LAHANN, R. Application of organic/inorganic diagenesis to porosity prediction. In: GAUTIER, D.L. *Roles of organic matter in sediment diagenesis*. Tulsa: Soc. Econ. Paleontol. Mineral., 1986. p.147-155. (SEPM Special Publication, 38)
- CURITS, C.D. Possible links between sandstone diagenesis and depth-related geochemical reactions occurring in enclosing mudstones. *Jour. Geol. Soc. London*, n.135, p.107-117, 1978.
- _____. Geochemistry of porosity enhancement and reduction in clastic sediments. In: BROOKS, J. *Petroleum geochemistry and exploration of Europe*. Oxford: Blackwell Scientific Pub., p.113-125, 1983a.
- _____. The link between aluminum mobility and destruction of porosity. *AAPG Bulletin*, n.67, p.380-384, 1983b.
- DE ROS, L.F. *Petrologia e características de reservatório da Formação Sergi (Jurássico) no Campo de Sesmaria, Bacia do Recôncavo, Brasil*. Rio de Janeiro: PETROBRÁS / CENPES, 1987. 107p. (Ciência Técnica Petróleo, Seção exploração de petróleo, 19)
- DE ROS, L.F., MORAES, M.A.S. Sequência diagenética em arenitos: uma discussão inicial. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, 1984, Rio de Janeiro. *Anais*. . . Rio de Janeiro: SBG, 1984. p.894-904.
- DIXON, S.A., SUMMERS, D.M., SURDAM, R.C. Diagenesis and preservation of porosity in Nophlet Formation (Upper Jurassic), Southern Alabama. *AAPG Bulletin*, v.76, n.6, p.707-728, 1989.

- FRANKS, S.G., FORESTER, R.W. Relationships among secondary porosity, pore fluid chemistry and carbon dioxide, Texas Gulf Coast. *In: McDONALD, D.A., SURDAM, R.C. Clastic diagenesis*. [s.l.]: AAPG, 1984. p.63-79. (AAPG Memoir, 37).
- FÜCHTBAUER, H. Influence of different types of diagenesis on sandstone porosity. WORLD PETROLEUM CONGRESS, 7, 1967, London. *Proceedings*. ... London: Elsevier, 1967. v.2, p.353-369.
- GALLOWAY, W.E. Deposition and diagenetic alteration of sandstone in a northeast Pacific arc-related basin: implications for graywacke genesis. *Geol. Soc. Amer. Bulletin*, n.85, p.379-390, 1974.
- GARCIA, A.J.V., DE ROS, L.F., SOUZA, R.S., BRUHN C.H.L. Potencial de reservatórios profundos na Formação Serraria, Bacia de Sergipe-Alagoas. *Boletim de Geociências da PETROBRÁS*, v.4, n.4, p.467-488, 1990.
- GILES, M.R., MARSHALL, J.D. Constraints on the development of secondary porosity in the subsurface: re-evaluation of processes. *Marine and Petroleum Geology*, n.3, p.243-255, 1986.
- HANSHAW, B.B., BACK, W., DEICKE, R.G. A geochemical hypothesis for dolomitization by ground water. *Econ. Geol.*, n.66, p.710-724, 1971.
- HASZELDINE, R.S., SAMSON, I.M., CORNFORD, C. Quartz diagenesis and convective fluid movement: Beatrice Field, UK North Sea. *Clay Minerals*, n.19, p.391-402, 1984.
- HAYES, J.B. Sandstone diagenesis: the hole truth. *In: SCHOLLE, P.A., SCHLUGER, P.R. Aspects of diagenesis*. Tulsa: SEPM, 1979. p.127-139. (SEPM special publication, 26)
- HEALD, M.T., LARESE, R.E. Influence of coatings on quartz cementation. *Journal Sediment. Petrol.*, n.44, p.1267-1274, 1974.
- HOWER, J., ESLINGER, E.V., HOWER, M.E., PERRY, E.A. Mechanisms of burial metamorphism of argillaceous sediments, I. Mineral and chemical evidence. *Geol. Soc. Amer. Bulletin*, n.87, p.725-737, 1976.
- HUTCHEON, I.E., OLDERSHAW, A., GHENT, E.D. Diagenesis of Cretaceous sandstones of the Kootenay Formation at Elk Valley (southeastern British Columbia) and Mt. Allan (southwestern Alberta). *Geochim. Cosmochim. Acta*, n.44, p.1425-1435, 1980.
- LAND, L.S. DUTTON, S.P. Cementation of a Pennsylvanian deltaic sandstone: isotopic data. *Jour. Sediment. Petrol.*, n.48, p.1167-1176, 1978.
- LONGSTAFFE, F.J., AYALON, A. Oxygen-isotope studies of clastic diagenesis in the Lower Cretaceous Vicking Formation, Alberta: implications for the role of meteoric water. *In: MARSHALL, J.D., Diagenesis of sedimentary sequences*. [s.l.]:[s.n.], 1987. p.277-296. (Geol. Soc. Special Publication, n.36)
- LOUCKS, R.G., BEBOUT, D.G., GALLOWAY, W.E. Relationship of porosity formation and preservation to sandstone consolidation history: Gulf Coast Tertiary Frio Formation. *Trans. Gulf Coast Assoc. Geol. Soc.*, n.27, p.109-120, 1977.
- LUNDEGARD, P.D., LAND, L.S. Carbon dioxide and organic acids: their role in porosity enhancement and cementation, Paleogene of Texas Gulf Coast. *In: GAUTIER, D.L. Roles of organic matter in sediment diagenesis*. Tulsa: SEPM, 1986. p.129-146. (SEPM Special Publication, 38).
- LUNDEGARD, P.D., LAND, L.S., GALLOWAY, W.E. Problem of secondary porosity: Frio Formation (Oligocene), Texas Gulf Coast. *Geology*, n.12, p.399-402, 1984.
- MACHEL, H.G. Some aspects of sulphate-hydrocarbon redox reactions. *In: MARSHALL, J.D. Diagenesis of sedimentary sequences*. [s.l.]:[s.n.], 1987. p.15-28. (Geol. Soc. Special Publication, 36).
- McBRIDE, E.F. Secondary porosity: importance in sandstone reservoirs in Texas. *Trans. Gulf Coast Assoc. Geol. Soc.*, n.27, p.121-122, 1977.
- MORAES, M.A.S. Diagenetic evolution of Cretaceous-Tertiary turbidite reservoirs, Campos Basin, Brazil. *AAPG Bulletin*, v.73, n.5, p.598-612, 1989.
- MORAES, M.A.S., DE ROS, L.F. Caracterização e influência das argilas de infiltração mecânica em reservatórios fluviais da Bacia do Recôncavo, nordeste do Brasil. *Boletim de Geociências da PETROBRÁS*, v.2, n.1, p.13-26, 1988.
- NAGTEGAAL, P.J.C. Sandstone-framework instability as a func-

- tion of burial diagenesis. *Jour. Geol. Soc. London*, n.135, p.101-105, 1978.
- _____. Diagenetic models for predicting clastic reservoir quality. *Revista del Instituto de Investigaciones Geológicas*, n.34, p.5-19, 1980.
- PARNELL, J. Secondary porosity in hydrocarbon-bearing transgressive sandstones on an unstable Lower Palaeozoic continental shelf, Welsh Borderland. In: MARSHALL, J.D. *Diagenesis of sedimentary sequences*. [s.l.]: [s.n.], 1987. p.297-312. (Geol. Soc. Special Publication, 36)
- PITTMAN, E.D., LUMSDEN, D.N. Relationship between chlorite coatings on quartz grains and porosity: Spiro Sand, Oklahoma. *Journal Sediment. Petrol.*, v.38, n.2, p.668-670, 1968.
- PLUMMER, L.N. *Mixing of sea water with calcium carbonate ground water*, [s.l.]: GSA; p.219-236. 1975. (GSA memoir, 142).
- PROSHLYAKOV, B.K. Reservoir rocks as a function of their depth and lithology. *Geol. Nefti i Gaza*, v.4, n.12, p.24-29, 1960.
- SAVKEVICH, S.S. Variation in sandstone porosity in lithogenesis (as related to the prediction of secondary porous oil and gas reservoirs). *Doklady of the Academy of Sciences of the USSR, Earth Science Sections*, n.184, p.161-163, 1969.
- SCHERER, M. Parameters influencing porosity in sandstones: a model for sandstone porosity prediction. *AAPG Bulletin*, v.71, n.5, p.485-491, 1987.
- SCHMIDT, V., McDONALD, D.A., PLATT, R.L. Pore geometry and reservoir aspects of secondary porosity in sandstones. *Bull. Canadian Petrol. Geol.*, v.25, n.2, p.271-290, 1977.
- 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*. Tulsa: SEPM, 1979. p.209-225. (SEPM Special Publication, 26)
- SEGONZAC, G.D. The transformation of clay minerals during diagenesis and low grade metamorphism: a review. *Sedimentology*, n.15, p.281-396, 1970.
- SELLEY, R.C. Porosity gradients in North Sea oil-bearing sandstones. *Jour. Geol. Soc. London*, n.135, p.119-132, 1978.
- SHANMUGAM, G. Porosity prediction in sandstones using erosional unconformities. *AAPG Bulletin*, v.72, n.2, p.247, 1988.
- SHANMUGAM, G., HIGGINS, J.B. Porosity enhancement from chert dissolution beneath Neocomian Unconformity: Ivishak Formation, North Slope, Alaska. *AAPG Bulletin*, v.72, n.5, p.523-535, 1988.
- SIEBERT, R.M. The origin of hydrogen sulphide, elemental sulphur, carbon dioxide and nitrogen in reservoirs. *Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Gulf Coast Sect.*, v.6, p.30-31, 1985.
- SIEVER, R. Burial diagenesis of sandstones. In: MUMPTON, P.A. *Studies in diagenesis*. [s.l.]: U.S. Geological Survey, 1986. p.237-248. (U.S. Geological Survey Bulletin, 1578).
- SOMBRA, C.L. O papel da história de soterramento na evolução da porosidade (arenitos das bacias marginais brasileiras). *Boletim de Geociências da PETROBRÁS*, v.4, n.4, p.413-428. 1990.
- SOMBRA, C.L., ARIENTI, L.M., PEREIRA, M.J., MACEDO, J.M. Parâmetros controladores da porosidade e da permeabilidade nos reservatórios clásticos profundos do Campo de Merluza, Bacia de Santos, Brasil. *Boletim de Geociências da PETROBRÁS*, v.4, n.4, p.451-466. 1990.
- SOUZA, R.S. *Litofácies e diagênese do Membro Carmópolis, Formação Muribeca (Cretáceo), Bacia de Sergipe-Alagoas, Brasil*. Rio de Janeiro: Universidade Federal do Rio de Janeiro, 1989. (Tese de Mestrado)
- SPADINI, A.R. Ocorrência de reservatórios carbonáticos a grandes profundidades: algumas considerações. *Boletim de Geociências da PETROBRÁS*, v.4, n.4, p.405-412. 1990.
- 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.127-149. (AAPG Memoir, 37).
- SURDAM, R.C., DUNN, T.L., HEASLER, H.P., MacGOWAN, D.B. Porosity evolution in sandstone/shale systems. In: HUTCHEON, I.E. *Short course on burial diagenesis, Montreal, mineral*. Canada: Assoc. Canada, 1989. p.61-133.

THOMSON, A. Preservation of porosity in deep Woodbine/Tuscaloosa trend, Louisiana. *Trans. Gulf. Coast Assoc. Geol. Soc.*, n.29, p.396-403, 1979.

TISSOT, B., DURAND, B., ESPITALIE, J., COMBAY, A. Influence of nature and diagenesis of organic matter in formation of petroleum. *AAPG Bulletin*, n.58, p.499-506, 1974.

WALKER, T.R. Formation of red beds in modern and ancient deserts. *Geol. Soc. Amer. Bulletin*, n.78, p.353-368, 1967.

WEYL, P.K. Pressure solution and the force of crystallization – a phenomenological theory. *J. Geophys. Res.*, n.64, p.2001-2025, 1959.

WOOD, J.R., HEWETT, T.A. Fluid convection and mass transfer in

porous sandstones: a theoretical model. *Geochim. Cosmochim. Acta*, n.46, p.1707-1713, 1982.

WOOD, J.R., SURDAM, R.C. Application of convective-diffusion models to diagenetic processes. In: SCHOLLE, P.A., SCHLUGER, P.R. *Aspects of diagenesis*. [s.l.]: SEPM, 1979. p.243-250. (SEPM Special Publication, 26).

EXPANDED ABSTRACT

The preservation and generation of porosity in deep clastic reservoirs are controlled by several processes and specific geological situations.

The genetic conditions, effects, and limitations of six preservation mechanisms and eleven generation mechanisms are discussed, and their hypothetical role in deep clastic reservoirs is evaluated. The main factors recognized in porosity preservation are: (1) Late burial. The later the burial of the reservoir, the greater the preservation potential. The processes of porosity destruction have strong kinetic controls (very slow reaction rates). (2) Abnormal pressures. The compaction of the framework – a major process in porosity destruction – is inhibited or suspended if lithostatic pressure is sustained by abnormally high pore fluid pressures, as in rapidly deposited delta fronts and some turbidites. (3) Framework stability. The mechanical and chemical stability of framework grains directly controls porosity losses. Quartzarenites and subarkoses display the best potential for preserving porosity. (4) Covering of the grains. Clay and/or oxide coatings or rims can preserve porosity by inhibiting the development both of pressure dissolution and, chiefly, of cementation by authigenic overgrowths. (5) Early cementation. Early partial cementation by soluble carbonates or sulfates can prevent most compaction. This preserves loose packing as well as a high intergranular volume that can later be opened up by dissolution at greater depths. (6) Early hydrocarbon saturation. Most diagenetic processes occur only in aqueous solutions. Early hydrocarbon migration and saturation of pore space can interrupt diagenesis when porosity is still high.

The generation of porosity in deep clastic reservoirs depends on the availability of a solvent solution and on efficient mechanisms for transporting this solution to a reservoir whose composition is suitable for dissolution. The main processes and solvents that generate porosity are: (1) Deep infiltration of meteoric waters, as in tilted, uplifted blocks. A virtually unlimited supply of meteoric waters may be

available from the surface, but the penetration of these waters into deep reservoirs is nevertheless limited by their low solvent capacity, by rapid neutralization, and by their need for very high hydraulic gradients in order to penetrate more deeply. (2) CO₂ generated by the thermal maturation of organic matter.

This process is of secondary importance given its low dissolution capacity, as demonstrated by mass-balance calculations. The CO₂ is mostly a by-product of the thermal or bacterial degradation of primary organic solvents. (3) Organic solvents, especially carboxylic acids, released from kerogen prior to the generation of liquid hydrocarbons. These solvents are presently considered to be the main producers of porosity in the 80-120 °C interval, in light of their greater capacity to dissolve carbonates and feldspars. Their influence on the evolution of clastic diagenesis is still not well understood.

(4) Acid fluids produced by clay mineral reactions. The reactions of smectite and kaolinite clays transforming into or replacing chlorites and illites release hydrogen anions, whose relative importance in subsurface porosity generation has not yet been properly evaluated. (5) Thermogenic sulfate reduction by hydrocarbons. This reaction is kinetically favorable above 140 °C and may be important in generating CO₂ and H₂S in deep reservoirs associated with evaporites. (6) Convection. Thermally driven convection cells are expected to develop in thick, vertically permeable reservoir bodies, allowing the recirculation and optimization of the solvent capability of the fluids. (7) Source-rock overlapping. The association of the reservoir with two or more source-rocks located in different stratigraphic-structural positions makes two or more stages possible in the development of secondary porosity and also makes possible saturation by the oil generated in the deeper source soon after the dissolution prompted by the shallow source interval. (8) Mixture of waters. The mixture of meteoric with sea or saline connate waters in some situations has an increased capacity to dissolve calcite or sulfates, although this mixture presents the

same limitations as pure meteoric infiltration. (9) Inorganic complexes. Chloride complexes are proposed to be the principal mechanism for transporting Cu, Pb, Zn, Au, and Ag and concentrating these in sedimentary sulfide ores. Their exact role in siliciclastic diagenesis is still unknown, as is the role of fluorine on subsurface silicate dissolution. (10) Ammonia. Several diagenetic minerals present ammonia in the lattice, in the interlayer space, or adsorbed onto the surface. Despite ammonia's potential as a solvent and the reported occurrence of this compound in formation waters, its precise role in clastic diagenesis is still unknown. (11) CO₂ in juvenile waters. Specific geological conditions can favor migration to clastic reservoirs by the CO₂ charged fluids produced by hydrothermal, volcanic, or limestone metamorphism.

Despite the difficulties encountered in conducting a realistic and objective evaluation of the importance of each process individually, a tentative evaluation has been made. Among preservation mechanisms, those related to specific geological situations are relatively more efficient than those related to petrographic characteristics. In absolute terms, early hydrocarbon migration and saturation is the most efficient preservation process, although the mechanism that occurs most broadly is late burial. Abnormal pore pressures are not expected to be either common or important in reservoirs older than the Tertiary. Among petrographically controlled processes, the stability of framework composition seems to have the broadest influence, while it would appear that the most efficient in absolute terms is the covering of grains by clay/oxide coatings or rims. Despite some discussion in the recent literature, organic solvents – mostly carboxylic acids – are still the most likely cause of systematic dissolution and porosity generation below the surface. Several other processes need to be properly analyzed and evaluated, however, as they may also play major roles in generating porosity in deep clastic reservoirs.