

## Padrões Diagenéticos em Arenitos de Sistemas de Sabkha Costeiros-Eólicos: Um Estudo Comparativo dos Reservatórios Juruá da Área de Urucu, Bacia do Solimões, AM

ANDRÉIA REGINA DIAS ELIAS, LUIZ FERNANDO DE ROS  
& ANA MARIA PIMENTEL MIZUSAKI

Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul,  
Caixa Postal 15001, CEP 91501 970, Porto Alegre, RS. [andrea.elias@petrobras.com.br](mailto:andrea.elias@petrobras.com.br);

(Recebido em 03/04. Aceito para publicação em 06/04)

**Abstract** - Coastal-eolian sabkha sandstones from different ages and basins show similar diagenetic patterns, which understanding is important for their evaluation as geochemical systems and as hydrocarbon reservoirs. The Carboniferous sandstones of the Juruá Formation (Solimões Basin) are one of the most important gas reservoirs of Brazil. The sandstones and interbedded mudrocks, evaporites and dolostones were deposited within a coastal sabkha environment with pervasive eolian reworking, under increasing marine influence, and hot and dry climate. Four stacked drying/wetting upward cycles were identified, with sabkha facies in the base overlain by eolian deposits, followed again by sabkha deposits, commonly eroded by the next cycle. Eolian dune and sandsheet sandstones are the best reservoirs. The diagenetic evolution and the relationships among diagenesis, depositional facies and stratigraphic unit boundaries show similarities with other coastal-eolian sabkha sandstones. The eodiagenesis is characterized by mechanical compaction, hematite and infiltrated clay coatings, framboidal pyrite, microcrystalline and blocky dolomite. Mesodiagenesis comprises chemical compaction, K-feldspar and quartz overgrowths, poikilotopic anhydrite, feldspar dissolution and albitization, illite and chlorite authigenesis, and late quartz, Fe-dolomite/ankerite, calcite and siderite. Localized telogenetic effects include oxidation of ferroan constituents and kaolinite precipitation. Blocky dolomite and quartz cementation, and chemical compaction through intergranular and stylolitic pressure dissolution are more abundant in the non-eolian sandstones. Microcrystalline pore-filling and pore-lining dolomite, and patchy, poikilotopic, post-compactional anhydrite cementation, mostly close to the contacts with interbedded evaporites, are more abundant in the eolian sandstones. These diagenetic patterns are similar to those of the Rotliegend Group in northern Germany and in the North Sea, of the Norphlet and Tensleep Formations in USA, of the Muschelkalk Formation in Spain, and of the Monte Alegre Formation from the Amazonas Basin, northern Brazil. The similarities among the diagenetic histories of these coastal-eolian sabkha sandstones are ascribed to their similar patterns of stratigraphic organization (intercalated evaporite and carbonate beds) and of composition and circulation of pore fluids.

**Keywords** - diagenesis, coastal-eolian sabkha sandstones, paragenetic evolution, Carboniferous, Solimões Basin.

### INTRODUÇÃO

Arenitos depositados em sistemas de sabkha costeiros-eólicos são importantes reservatórios de hidrocarbonetos em muitas bacias do mundo. Este fato, somado ao grande dinamismo e complexidade dos sistemas geoquímicos envolvidos na sua evolução diagenética, fez com que diversos desses arenitos tenham merecido estudos detalhados (e.g., Mankiewicz e Steidtmann, 1979; McBride, 1981; Pye e Krinsley, 1986; Dixon *et al.*, 1989; Torres e Truckenbrodt, 1990; James, 1992; Gaupp, 1993; Morad *et al.*, 1995; Amthor e Okkerman, 1998).

Os arenitos carboníferos da Formação Juruá, Bacia do Solimões, Amazonas, são os mais

importantes reservatórios de petróleo onshore e um dos maiores reservatórios de gás do Brasil (Figueiredo e Milani, 2000), contendo mais de  $190 \times 10^9$  m<sup>3</sup> de gás *in place* e de  $110 \times 10^6$  m<sup>3</sup> de óleo associado. Um estudo integrado foi conduzido para caracterizar os tipos, a distribuição e a evolução dos processos diagenéticos responsáveis pela introdução de complexas heterogeneidades nos arenitos Juruá da área de Urucu (Fig. 1), com o objetivo de otimizar a produção e recuperação de hidrocarbonetos dos reservatórios. Dentro deste enfoque, foi conduzido um estudo comparativo com outros arenitos de sistemas de sabkha costeiro-eólico de diversas bacias do mundo, visando reconhecer padrões comuns de evolução e distribuição dos principais processos

diagenéticos que ajudem a compreender as características dos reservatórios Juruá. O reconhecimento de padrões diagenéticos e de seu impacto nos arenitos Juruá deverá contribuir para ampliar a eficiência de desenvolvimento e produção dos reservatórios da área de Urucu, bem como para a redução dos riscos da exploração por novos reservatórios Juruá.

### SITUAÇÃO GEOLÓGICA

A Bacia do Solimões é uma grande bacia intracratônica que cobre cerca de 600.000 Km<sup>2</sup> da Região Amazônica. Os limites da bacia são representados ao sul pelo Escudo Brasileiro, ao norte pelo Escudo das Guianas, a oeste pelo Arco de Iquitos, limite com a Bacia do Acre, e a leste pelo Arco de Purus, limite com a Bacia do Amazonas (Fig. 1; Caputo e Silva, 1990; Eiras *et al.*, 1994; Tassinari *et al.*, 2000).

As acumulações de hidrocarbonetos da Formação Juruá estão alinhadas segundo a mega-zona de cisalhamento do Solimões, relacionada a um sistema de dobras e falhas reversas de direção N70°-80°E, estruturada no Jurássico-Cretáceo por transcorrência dextral (Fig. 1; Caputo e Silva, 1990). A história tectono-sedimentar da área iniciou-se com

um evento extensional Eoherciniano, caracterizado por falhamentos normais e soerguimento das áreas-fonte, seguidos pelo tectonismo transpressional no Jurássico-Cretáceo, que conferiu à área sua presente configuração. Magmatismo básico, ocorrente durante o Triássico Superior e Jurássico Inferior na forma de diques e soleiras de diabásio, teve importante papel na história térmica da bacia, influenciando na geração de hidrocarbonetos a partir de folhelhos devonianos (Caputo e Silva, 1990; Fig. 2).

A Formação Juruá é constituída por arenitos, lutitos, evaporitos e dolomitos depositados em um padrão geral transgressivo. A descrição de testemunhos de 13 poços indicou a dominância de fácies depositadas em sistemas de sabkha costeiro com extenso retrabalhamento eólico, em concordância com interpretações prévias da unidade (Lanzarini, 1984, Cunha *et al.*, 1988, Becker, 1997, Milani e Zalán, 1998).

A base da unidade, depositada em um ambiente fluvio-deltaico, foi sobreposta por um ambiente de sabkha costeiro caracterizado por intenso retrabalhamento eólico e gradativo aumento de influência marinha. A associação de depósitos eólicos e evaporíticos permite inferir que o clima era quente e seco. Os arenitos eólicos constituem os melhores

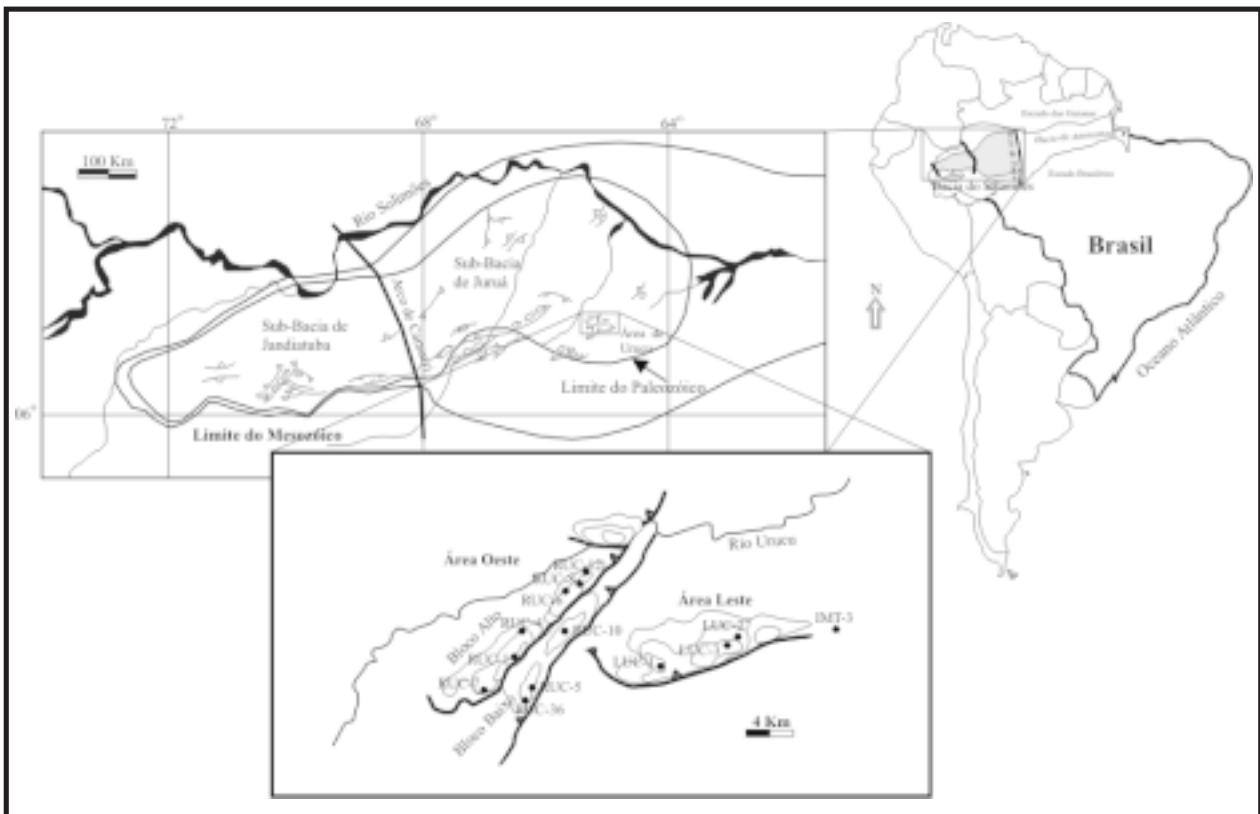


Figura 1 - Localização da área estudada na Bacia do Solimões, ilustrando as principais feições estruturais.

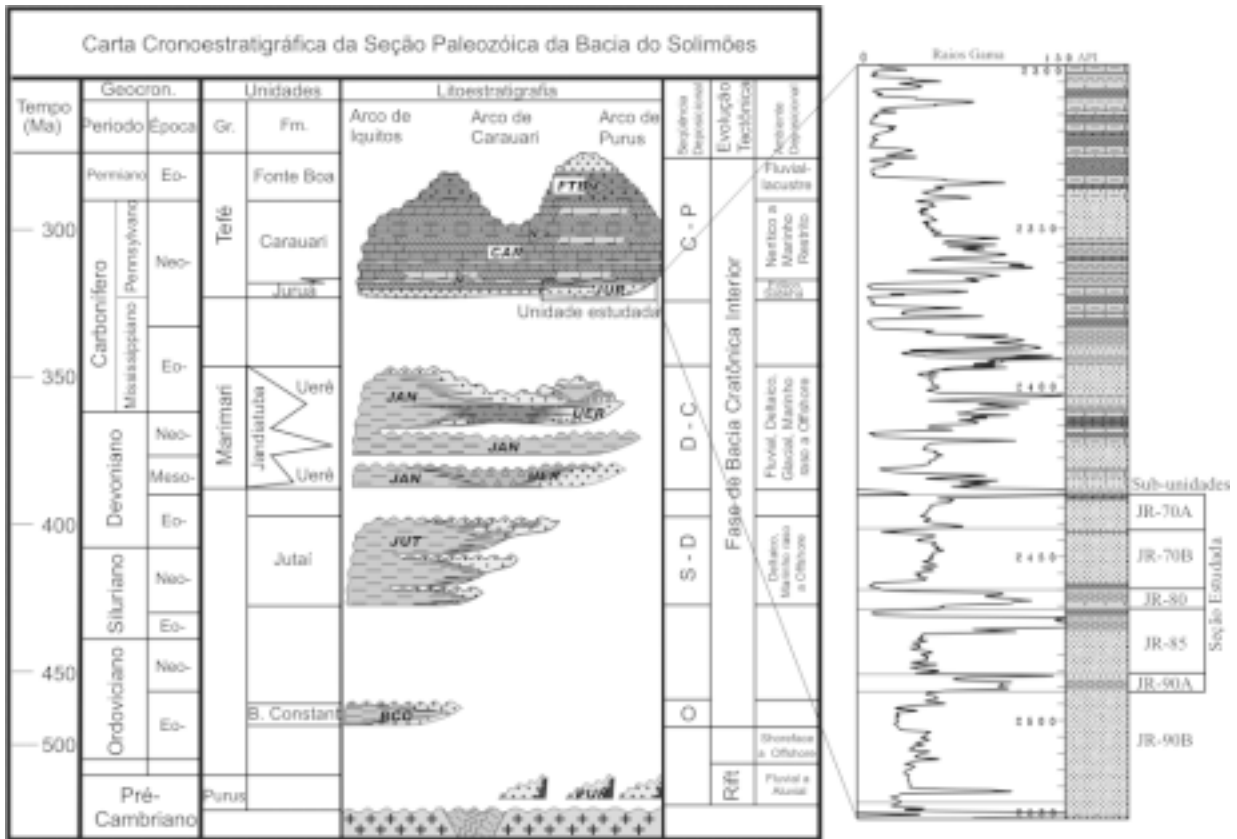


Figura 2 - Carta cronoestratigráfica da sucessão paleozóica da Bacia do Solimões. O detalhe mostra as sub-unidades estudadas da Formação Juruá.

reservatórios da Formação Juruá. A porção analisada da unidade contém os principais reservatórios e corresponde a cinco sub-unidades denominadas, da base para o topo, JR-90A, JR-85, JR-80, JR-70B e JR-70A (Fig. 2).

Os reservatórios são estruturados por falhas reversas em dois *trends* principais. A área oeste, que corresponde ao campo de Rio Urucu (RUC; Neto e Tsubone, 1988), é estruturada em blocos alto e baixo. A área leste corresponde aos campos de Leste de Urucu e Igarapé Marta (LUC; IMT; Fig. 1).

Seções estratigráficas através das áreas oeste e leste (Figs. 3a e 3b) mostram quatro ciclos drying/wetting upward com padrão de empilhamento similar ao observado nos arenitos Rotliegend na região do Mar do Norte (Howell e Mountney, 1997). Estes ciclos são constituídos na base por fácies de sabkha cobertas por depósitos de dunas e lençóis de areia, que são recobertos novamente por depósitos de sabkha. As porções wetting-up dos ciclos são comumente erodidas pelo próximo ciclo, sendo apenas localmente preservadas.

## AMOSTRAGEM E MÉTODOS ANALÍTICOS

Amostras retiradas de 13 poços entre 2420 a 2585 m de profundidade foram impregnadas com resina epoxy azul para a confecção de trezentas lâminas delgadas, e examinadas com microscópios petrográficos convencionais. Os volumes dos constituintes detríticos, diagenéticos e dos tipos de poros foram determinados pela contagem de 300 pontos em 122 lâminas delgadas representativas.

Vinte e seis lâminas delgadas foram cobertas por carbono e analisadas com uma microsonda eletrônica Cameca SX50 (EMP) equipada com quatro espectrômetros WDS e detector de elétrons retroespalhados (BSE). As condições de operação foram voltagem de 15 kV e corrente de 8 nA, com diâmetro do feixe de 5µm para carbonatos, e corrente de 10nA com diâmetro do feixe de 1µm para feldspatos. Os padrões usados foram anortita (Al, Si e Ca), olivina (Mg, Fe e Mn), estroncianita (Sr), jadeíta (Na) e microclínio (K).



Figura 3 - Seções estratigráficas simplificadas das áreas oeste e leste, mostrando quatro ciclos *drying/wetting-upward*. A porção *wetting-up* dos ciclos está usualmente erodida, aparecendo preservada apenas em alguns poços. Conseqüentemente, os ciclos são comumente caracterizados por fácies de sabkha cobertas por depósitos eólicos de lençóis arenosos e dunas, cortados por superfícies erosivas e recobertos por depósitos de sabkha do ciclo seguinte.

Os hábitos e relações paragenéticas de minerais diagenéticos foram examinados em nove amostras de arenito cobertas por ouro, com um microscópio eletrônico de varredura (SEM) JEOL JSM-5800 equipado com espectrômetro de energia dispersada (EDS), com voltagem de 20 kV e corrente de 69 nA.

Os resultados de análises petrofísicas de porosidade ao nitrogênio e de permeabilidade horizontal ao ar, executadas pela PETROBRAS em amostras equivalentes às lâminas delgadas analisadas, foram integrados aos resultados petrológicos.

### COMPOSIÇÃO DETRÍTICA

Os arenitos da Formação Juruá são principalmente subarcósios e arcósios (*sensu* Folk, 1968; Fig. 4) com sublarenitos e arcósios líticos ocorrendo secundariamente.

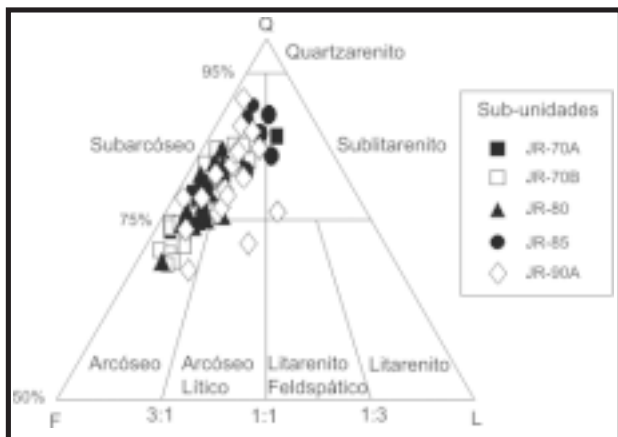


Figura 4 - Composição detrítica dos arenitos das sub-unidades estudadas da Formação Juruá, plotada na metade superior do diagrama de (Folk, 1968).

Os grãos de quartzo são essencialmente monocristalinos plutônicos, constituindo em média 51% do volume total dos arenitos e atingindo até 58,7% nos arenitos eólicos e 68,3% em arenitos não-eólicos (Tab. 1). Grãos de quartzo policristalinos são subordinados, aparecendo com uma média de 5,4% de volume nos arenitos eólicos e de 4% nos arenitos não-eólicos.

Os feldspatos detríticos são predominantemente microclínios (média de 4%) e ortoclásios (2,5%), subordinadamente plagioclásios (0,6%) e pertitas (0,5%). Os feldspatos potássicos mostram dissolução limitada (0,3% em média do volume total da rocha), substituição por ilita (0,1% em arenitos eólicos e 0,2% em arenitos não-eólicos) e albita (média de 1,2%; Tab. 1). Os plagioclásios estão algumas vezes parcialmente albitizados e ilitizados.

Os fragmentos de rocha incluem tipos plutônicos, vulcânicos, sedimentares e metamórficos. Fragmentos de rochas plutônicas granito-gnáissicas são os mais abundantes, com média de 4,8% (até 10,3%) em arenitos eólicos e 3,2% (até 11%) em arenitos não-eólicos (Tab. 1). Os fragmentos de rochas vulcânicas (média de 2%; até 4%) apresentam comumente textura afanítica e composição ácida. Os fragmentos de rochas sedimentares são principalmente argilitos, com média de 0,5% (até 8,4% em arenitos eólicos, e 5% em arenitos não-eólicos; Tab. 1).

Os constituintes detríticos acessórios incluem minerais pesados (média de 0,1%; até 0,3%; principalmente turmalina), micas (0,1%; até 0,3%), intraclastos lamosos (média de 0,1%; até 1,3% em arenitos eólicos e 5% em arenitos não-eólicos), intraclastos de dolomita (média de 0,1%; até 1% em arenitos eólicos e 2% em arenitos não-eólicos) e pelóides de argila (média de 0,2%; até 1,3% em arenitos eólicos e 1,7% em arenitos não-eólicos). Os intraclastos lamosos comumente mostram dissolução, compactação a pseudomatriz e ilitização. Os pelóides de argila são usualmente cobertos por franjas de dolomita microcristalina.

### CONSTITUINTES E PROCESSOS DIAGENÉTICOS

Na caracterização dos processos e constituintes diagenéticos que afetaram os arenitos da Formação Juruá da área de Urucu foram utilizadas as definições de estágios diagenéticos criadas por Choquette e Pray (1970), estendidas para arenitos por Schmidt e McDonald (1979). Segundo estas definições, a diagênese é dividida em três estágios: 1) *eodiagênese*: atuante após a deposição e normalmente a pequena profundidade, diretamente influenciada pelo ambiente deposicional e/ou pela circulação de água superficial (marinha, meteórica), e por baixas pressões e temperaturas; 2) *mesodiagênese*: atuante após o "soterramento efetivo", ou seja, subsequente ao efetivo isolamento da superfície, sob influência de fluidos diagenéticos intersticiais modificados pelas reações com os minerais e sob influência de pressões e temperaturas crescentes; 3) *telodiagênese*: provocada pela re-exposição de rochas que já estiveram soterradas às condições superficiais por soerguimento e erosão, ou por infiltração de águas meteóricas.

A dolomita é o constituinte diagenético mais abundante nos arenitos Juruá (7,5% em média; até 68%; Tab. 1), ocorrendo em todas as fácies

Tabela 1 - Teores médios e máximos dos principais constituintes e parâmetros dos arenitos Juruá da Área de Urucu.

Fácies Parâmetro	todos arenitos		eólicos		não-eólicos	
	Média	Máxima	Média	Máxima	Média	Máxima
<b>Quartzo detrítico total</b>	<b>59,7</b>	<b>72,3</b>	<b>60,3</b>	<b>70,0</b>	<b>58,9</b>	<b>72,3</b>
Quartzo monocristalino	51,5	68,3	51,0	58,7	52,4	68,3
Quartzo policristalino	4,9	14,3	5,4	12,7	3,9	10,7
Quartzo em fragmentos de r. plutônicas	3,3	10,7	4,0	9,7	2,5	10,7
<b>Feldspato detrítico total</b>	<b>8,3</b>	<b>15,3</b>	<b>8,3</b>	<b>15,0</b>	<b>8,5</b>	<b>15,3</b>
<b>K-feldspato detrítico total</b>	<b>7,7</b>	<b>14,7</b>	<b>7,7</b>	<b>13,7</b>	<b>7,8</b>	<b>14,7</b>
Ortoclásio	2,7	7,7	2,5	5,0	3,0	7,7
Microclínio	3,9	8,3	3,9	8,3	3,8	8,3
Pertita	0,5	2,0	0,5	2,0	0,5	1,7
K-feldspato em frag. r. plutônicas	0,6	2,0	0,7	2,0	0,5	1,3
<b>Plagiocásio detrítico total</b>	<b>0,6</b>	<b>3,7</b>	<b>0,6</b>	<b>3,7</b>	<b>0,6</b>	<b>1,7</b>
Plagioclásio monocristalino	0,6	3,7	0,6	3,7	0,6	1,7
Plagioclásio em frag. r. plutônicas	0,1	0,7	0,1	0,7	0,1	0,7
<b>Total frag. rochas plutônicas</b>	<b>4,0</b>	<b>11,0</b>	<b>4,8</b>	<b>10,3</b>	<b>3,2</b>	<b>11,0</b>
<b>Total de frag. rochas text. Fina</b>	<b>2,6</b>	<b>9,3</b>	<b>2,6</b>	<b>9,3</b>	<b>2,8</b>	<b>7,0</b>
Fragmentos de rochas vulcânicas	2,1	4,3	2,1	4,3	2,2	4,3
Fragmentos de lutitos	0,5	7,7	0,5	7,7	0,5	4,7
Frag. de outras rochas sedimentares	0,0	0,7	0,1	0,7	0,0	0,3
Fragmentos de rochas metamórficas	0,1	0,7	0,1	0,3	0,1	0,7
Mica frag. r. plutônicas	0,0	0,3	0,0	0,3	0,0	0,3
Minerais pesados	0,0	0,3	0,0	0,3	0,0	0,3
Intraclastos lamosos	0,1	5,0	0,0	1,3	0,1	5,0
Pelóides argilosos	0,2	1,7	0,1	1,3	0,2	1,7
Intraclastos de dolomita	0,0	2,0	0,0	1,0	0,1	2,0
Pseudomatriz lamosa	0,3	14,3	0,4	14,3	0,3	6,7
<b>Total de Diagenéticos</b>	<b>16,1</b>	<b>71,0</b>	<b>14,3</b>	<b>37,7</b>	<b>18,1</b>	<b>71,0</b>
Anidrita poiquilótópica intergranular	4,6	23,3	5,0	23,3	3,9	20,0
Anidrita poiquil. subst. grãos	0,0	1,3	0,0	0,7	0,1	1,3
Anidrita poiquil. subst. feldspato	0,0	1,0	0,0	0,3	0,0	1,0
Anidrita poiquil. subst. quartzo	0,1	1,7	0,1	1,7	0,1	1,7
Anidrita poiquil. subst. dolomita	0,1	8,7	0,2	8,7	0,1	0,7
Anidrita poiquil. subst. pseudomatriz	0,1	12,0	0,2	12,0	0,0	0,0
Dolomita microcristalina em franjas	0,3	11,3	0,4	11,3	0,2	2,3
Dolomita microcristalina disseminada	3,1	16,3	3,9	16,3	2,2	12,7
Dolomita blocosa deslocante	1,0	67,3	0,0	0,0	2,3	67,3

Continuação...

Dolomita blocosa intergranular	1,6	26,7	0,8	19,0	2,4	26,7
Dolomita substituindo grãos	0,1	1,3	0,1	0,7	0,1	1,3
Dolomita subst. grãos de feldspato	0,1	1,0	0,1	0,7	0,1	1,0
Dolomita subst. grãos de quartzo	0,2	2,0	0,1	1,3	0,2	2,0
Dolomita subst. pelóides argilosos	0,1	1,7	0,1	1,7	0,1	1,7
Dolomita poiquilotópica	0,1	3,7	0,1	3,7	0,1	2,7
Dolomita substituindo pseudomatriz	0,4	14,7	0,5	14,7	0,3	11,7
Crescimentos de quartzo	2,0	21,0	0,6	12,0	3,6	21,0
Crescimento de K-feldspato	0,0	0,7	0,0	0,0	0,1	0,7
Calcita poiquilotópica intergranular	0,0	4,0	0,0	0,0	0,1	4,0
Cutículas de argila	0,4	4,0	0,3	1,3	0,6	4,0
Ilita em grãos de feldspato	0,2	1,3	0,1	0,7	0,2	1,3
Ilita em frag. rocha vulcânica	0,0	0,7	0,0	0,3	0,0	0,7
Ilita intergranular fibrosa	0,0	1,7	0,0	0,0	0,1	1,7
TiO2 intergranular	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,3
Cutículas de óxido de ferro	0,0	1,3	0,0	0,3	0,0	1,3
Pirita framboidal em grãos	0,0	1,0	0,0	0,7	0,0	1,0
Pirita grossa intergranular	0,0	1,0	0,0	1,0	0,0	0,7
Albita substituindo plagioclásio	0,2	1,7	0,1	1,0	0,2	1,7
Albita substituindo K-feldspato	1,2	2,7	1,2	2,7	1,2	2,7
<b>Macroporosidade</b>	<b>12,6</b>	<b>24,3</b>	<b>13,9</b>	<b>24,3</b>	<b>11,1</b>	<b>23,7</b>
Intergranular	12,0	23,7	13,3	23,7	10,5	23,3
Intracristalina em anidrita	0,0	1,7	0,0	0,7	0,1	1,7
Intragranular em feldspato	0,3	1,7	0,3	1,3	0,3	1,7
Intragranular em quartzo	0,0	0,7	0,0	0,7	0,0	0,0
Intragranular em frag. rocha plutônica	0,0	0,7	0,0	0,7	0,0	0,3
Contração/dissolução de pseudomatriz	0,1	8,0	0,0	1,3	0,2	8,0
Móldica	0,0	0,3	0,0	0,3	0,0	0,3
Oversized	0,1	2,7	0,1	2,7	0,0	1,0
<b>Porosidade petrofísica</b>	<b>15,5</b>	<b>29,4</b>	<b>16,6</b>	<b>29,4</b>	<b>14,2</b>	<b>26,0</b>
<b>Permeabilidade petrofísica</b>	<b>370,7</b>	<b>2600,0</b>	<b>451,5</b>	<b>2600,0</b>	<b>255,2</b>	<b>1250,0</b>
<b>Microporosidade</b>	<b>2,3</b>	<b>12,1</b>	<b>2,4</b>	<b>12,1</b>	<b>2,3</b>	<b>8,5</b>
Volume intergranular	26,0	68,0	25,5	39,7	26,6	68,0
Volume de grãos	74,0	86,3	74,5	82,0	73,4	86,3
Carbonato total	7,0	68,7	6,2	24,7	8,0	68,7
Anidrita total	5,0	26,3	5,7	26,3	4,1	22,3
Dolomita/anquerita total	6,9	68,7	6,2	24,7	7,9	68,7
Ilita total	0,2	2,3	0,1	0,7	0,4	2,3
Total de substituição de grãos	2,2	5,0	2,1	4,3	2,2	5,0
<b>Índice de empacotamento (Pp)</b>	<b>39,9</b>	<b>59,0</b>	<b>40,0</b>	<b>56,0</b>	<b>40,5</b>	<b>59,0</b>

deposicionais e sub-unidades, principalmente como cimento microcristalino (10 até 50 mm) preenchendo poros (Fig. 5A). Neste hábito a dolomita compreende em média 3,1% do volume total (até 16%) e é mais comum nos arenitos eólicos (média de 3,9%; Tab. 1). A média em arenitos não-eólicos é de 2,2% (até 13%). A dolomita microcristalina ocorre às vezes como finas franjas (média geral de 0,3%; média de 0,4%, até 11% em arenitos eólicos, e de 0,2%, até 2% em arenitos não-eólicos; Tab. 1). A dolomita ocorre também como cristais blocosos euédricos (0,1 a 0,5 mm; Fig. 5B; média geral 1,6%; até 26%; Tab. 1), sendo mais abundante em arenitos não-eólicos (média 2,4%; até 26%; Tab. 1), e menos em arenitos eólicos (média 0,8%; até 19%). Localmente, intercalados aos arenitos não-eólicos, ocorrem dolocretes com grãos “flutuando” em até 67% de dolomita blocosa deslocante e microcristalina. A dolomita blocosa e a microcristalina são comumente cobertas e engolfadas por anidrita poiquilotópica e por crescimentos de quartzo (Fig. 5C). Outro hábito da dolomita é o poiquilotópico (Fig. 7B), que geralmente apresenta distribuição heterogênea (média 0,1%; até 3%; Tab. 1) e substitui marginalmente grãos detríticos e crescimentos de quartzo.

Outros carbonatos, como calcita e siderita, são raros (média inferior a 0,1%) nos arenitos Juruá, ocorrendo localmente com hábito poiquilotópico. A calcita alcança até 4%, e a siderita até 2% do volume dos arenitos onde ocorrem.

A anidrita é o segundo constituinte diagenético mais importante, ocorrendo em todas sub-unidades, fácies e áreas, alcançando em média 5% do volume total (até 26,3%; Tab. 1). O volume médio do cimento de anidrita é de 5,7% (até 24,7%) em arenitos eólicos, e de 4% (até 22%) nos arenitos não-eólicos (Tab. 1). A anidrita ocorre mais comumente preenchendo poros, como cimento poiquilotópico (Fig. 5C) de distribuição heterogênea, em manchas irregulares ou seletivamente cimentando as laminações de textura mais grossa. A anidrita recobre os crescimentos de quartzo e engolfa a dolomita (Fig. 5C). Localmente é observada alguma dissolução (média 0,1%; até 1,7%) e silicificação da anidrita para calcedônia ou microquartzo. A anidrita substitui grãos de quartzo (média 0,1%; até 1,7%) e de feldspato (0,1%; até 1%), bem como cristais de dolomita (0,1%; até 8,7%), e pseudomatriz (0,1%; até 12%). A distribuição da anidrita e da dolomita mostram covariância negativa, com maiores quantidades de anidrita nos arenitos com menos dolomita microcristalina ou blocosa.

Crescimentos de quartzo são importantes constituintes diagenéticos dos arenitos Juruá (média

2%; até 21%; Fig. 5D), e muito mais abundantes em arenitos não-eólicos (média 3,2%; até 21%) do que em eólicos (média 1,6%; até 12%; Tab.1). Os crescimentos comumente cobrem cutículas de argilominerais, engolfam cristais de dolomita, e são cobertos por anidrita (Fig. 5C) e ilita. Mais raramente, o quartzo diagenético ocorre como cristais prismáticos isolados. O tamanho extremamente pequeno (< 20 mm) das inclusões fluidas nos crescimentos de quartzo impossibilitou a obtenção de indicações da temperatura e salinidade dos fluidos precipitantes. Crescimentos de K-feldspato são substancialmente menos comuns, e muito menos abundantes do que os crescimentos de quartzo (média 0,1%; até 0,7%, principalmente em arenitos não-eólicos; Tab. 1), sendo mais comuns sobre os grãos de microclínio do que sobre os de ortoclásio.

Finas cutículas de argilominerais cobrem descontinuamente os grãos detríticos, particularmente dos arenitos não-eólicos (média 0,4%, até 4%; Tab. 1). Análises pela técnica da difração de raios-X mostraram que estas cutículas são constituídas por camadas mistas regulares de ilita-esmectita, provavelmente evoluídas a partir de esmectitas detríticas infiltradas (Moraes e De Ros, 1990). Cutículas de argila são conspícuas ao longo de contatos intergranulares e estilolíticos de dissolução por pressão (Fig. 5E).

Ilita autigênica ocorre principalmente como agregados fibrosos, que preenchem parcialmente poros intergranulares e intragranulares (nos feldspatos dissolvidos) e forma pontes entre os grãos (Fig. 5F), algumas vezes substituindo os fragmentos de rochas vulcânicas e os grãos de feldspato. A ilita é mais comum em arenitos não-eólicos (média 0,4%; até 2,3%) do que em arenitos eólicos (média 0,1%; até 1%; Tab. 1). A datação K/Ar dessas ilitas forneceu idades de  $150 \pm 23$  Ma e  $210 \pm 23$  Ma na área oeste e de  $185 \pm 25$  Ma na área leste (Mizusaki *et al.*, 1990).

Clorita ocorre como traços na área leste, associada a ilita e camadas mistas de I/S, como franjas de cristais lamelares de bordas lobadas. Caulinita é muito rara, sendo observada somente como traços como agregados intergranulares de lamelas empilhadas. A albita substitui parcialmente grãos de K-feldspato (média 1,2%; até 2,7%) e plagioclásio (média 0,2%; até 1,7%), com composição pura  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ , típica de albita diagenética, como agregados paralelos de cristais prismáticos. Agregados de pirita framboidal (até 2%) preenchem poros e substituem grãos, e são engolfados pelos outros cimentos. Cutículas de óxidos de ferro são



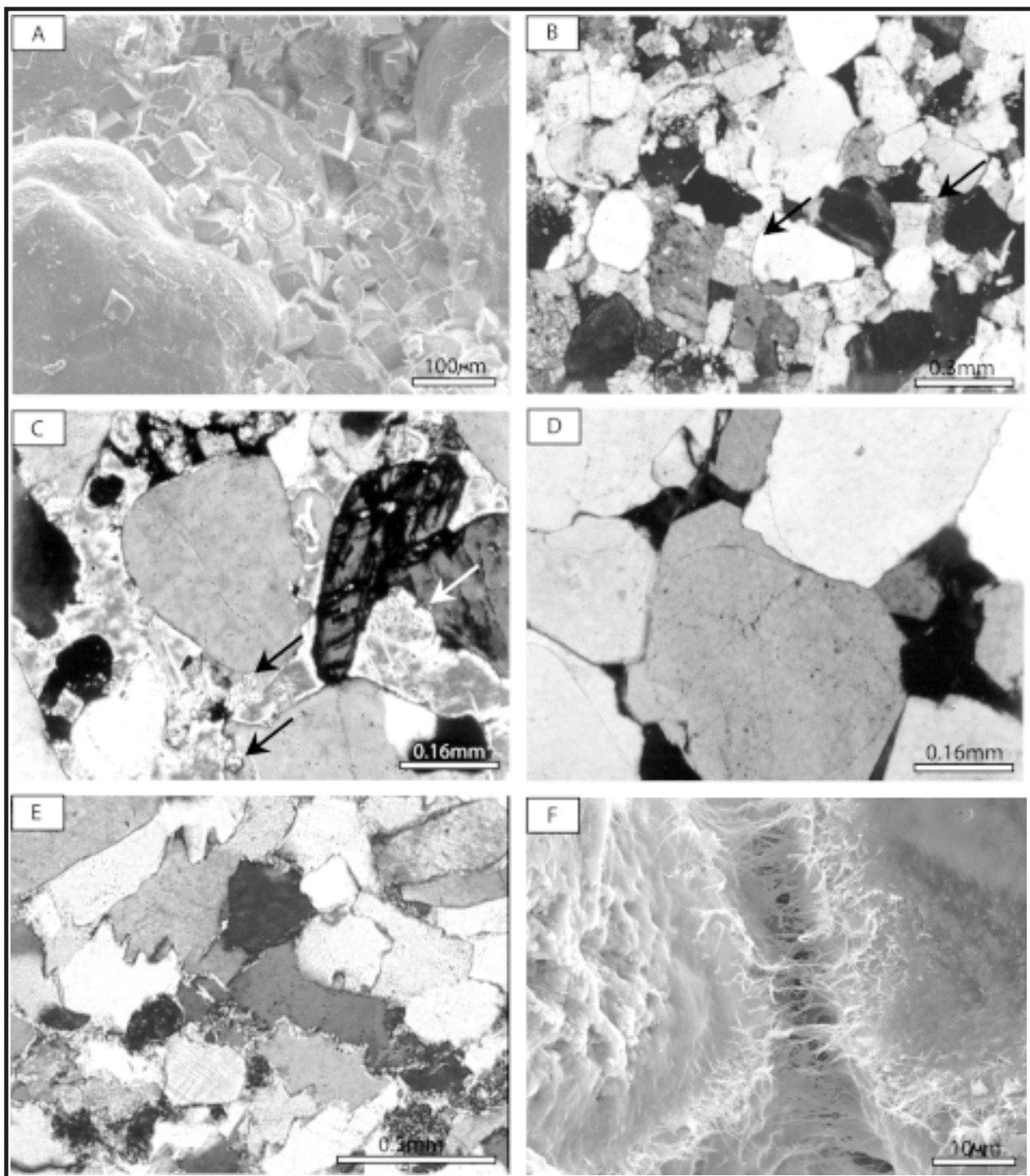


Figura 5 - A) Imagem de elétrons secundários (SEM) de cristais de dolomita microcristalina preenchendo parcialmente os poros de arenito eólico; B) imagem ótica com polarizadores cruzados de arenito cimentado por dolomita blocosa pré-compactacional (setas); C) imagem ótica com polarizadores cruzados de arenito com pequenos cristais de dolomita engolfados por crescimentos de quartzo (setas pretas) e por anidrita poiquilotópica (seta branca) que preencheu totalmente os poros; D) imagem ótica com polarizadores cruzados de arenito intensamente cimentado por crescimentos secundários de quartzo; E) imagem ótica com polarizadores cruzados de arenito com intensa compactação química por dissolução por pressão ao longo dos contatos intergranulares suturados e de superfícies estilolíticas com finas cutículas de argila; F) Imagem de elétrons secundários (SEM) de illita fibrosa desenvolvida sobre cutículas de illita-esmectita e formando pontes entre os grãos.

raras ocorrendo no extremo leste da área. Anatósio (média 0,1%; até 0,3%) ocorre como cristais esparsos preenchendo poros e substituindo grãos de minerais pesados. Barita poiquilótópica foi observada somente como traços, associada a siderita e dolomita poiquilótópica. Halita também ocorre como traços, associada a illita fibrosa.

### COMPACTAÇÃO, CIMENTAÇÃO, POROSIDADE E PERMEABILIDADE

Evidências petrográficas de processos de compactação, como a deformação dos intraclastos lamosos para pseudomatriz, contatos intergranulares suturados e superfícies estiolíticas são conspícuas nos arenitos Juruá (Fig. 5E). Um diagrama de volume intergranular total *versus* volume do cimento intergranular (cf. Houseknecht, 1987; Fig. 6) mostra que a compactação foi o principal fator de redução de porosidade nos arenitos eólicos, enquanto nos arenitos não-eólicos a redução da porosidade por cimentação foi mais importante.

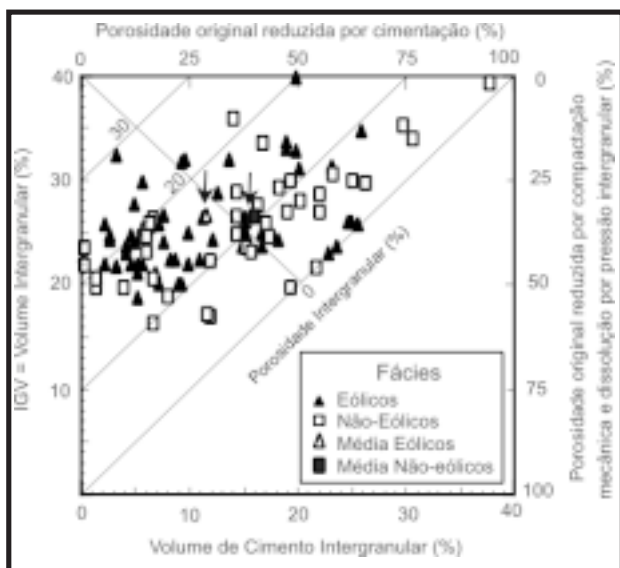


Figura 6 - Diagrama da percentagem de volume intergranular *versus* a percentagem de volume de cimento intergranular para os arenitos da Formação Juruá (Houseknecht, 1987), sugerindo que a redução de porosidade ocorreu predominantemente devido à compactação nos arenitos eólicos, e à cimentação, nos não-eólicos. As setas indicam as médias dos arenitos eólicos e dos não-eólicos.

A importância da compactação na redução da porosidade e sua relação temporal relativa à cimentação podem ser avaliadas através do índice de proximidade (Pp) de Kahn (1956), que mostra diferenças marcantes entre os arenitos eólicos e não-eólicos de algumas unidades, essencialmente devido à abundante cimentação por dolomita pré-compactacional, predominantemente nos arenitos não-

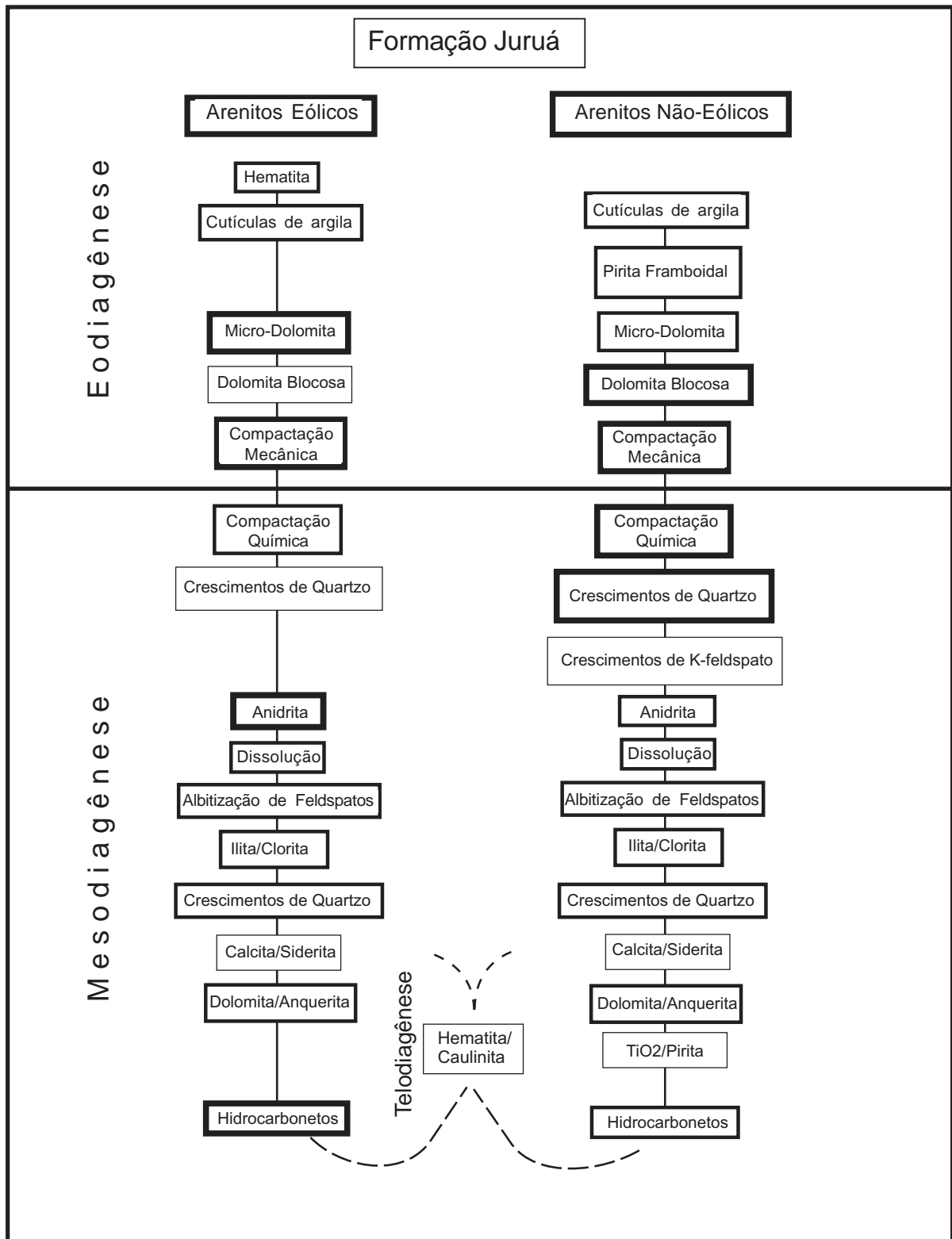
eólicos. Nas sub-unidades JR-70A e JR-70B, a porosidade petrofísica ao nitrogênio dos arenitos eólicos é substancialmente maior que a apresentada pelos arenitos não-eólicos. Semelhantemente, a média de porosidade petrofísica é de 16,6% nos arenitos eólicos e de 14,2% nos arenitos não-eólicos (Tab. 1), devido à abundante cimentação por dolomita eodiagenética que ocorre predominantemente em arenitos não-eólicos. Isto em combinação com sua granulometria mais grossa explica porque os arenitos eólicos são melhores reservatórios do que os arenitos não-eólicos (média de permeabilidade de 451,5 mD nos arenitos eólicos e de 255,2 mD nos arenitos não-eólicos).

### EVOLUÇÃO DIAGENÉTICA

A evolução diagenética dos arenitos Juruá foi definida com base em relações texturais de minerais diagenéticos caracterizadas em microscópio óptico e eletrônico, e na sua disposição relativa à compactação.

A seqüência diagenética dos arenitos eólicos e a dos não-eólicos mostra diferenças na incidência e intensidade de alguns processos diagenéticos (Fig. 7), porém uma trajetória evolutiva similar pode ser reconhecido para ambos, compreendendo: (1) eodiagênese, caracterizada por cutículas de hematita, cutículas de argila mecanicamente infiltradas, pirita framboidal, dolomita microcristalina e blocosa e compactação mecânica; (2) mesodiagênese, caracterizada por compactação química, crescimentos de quartzo e K-feldspato, anidrita poiquilótópica, dissolução e albitização de feldspatos, precipitação de illita fibrosa, Fe-dolomita/anquerita, clorita, quartzo prismático, calcita e siderita; (3) localmente, exposição a condições meteóricas e telodiagênese, caracterizada por hematita e caulinita, seguido por novo soterramento e mesodiagênese. Não ocorreu exposição direta da unidade no Mesozóico, mas sim percolação de águas meteóricas desde as margens da bacia ou através de grandes falhas.

O pequeno volume e espessura das cutículas de argilas mecanicamente infiltradas indicam um suprimento muito limitado de água meteórica, provavelmente devido à severa aridez do ambiente e à escassez de sistemas aluviais alimentados por fluxos episódicos (Moraes e De Ros, 1990). A pequena espessura destas cutículas limitou sua influência sobre a cimentação por quartzo, dolomita e anidrita. Durante o soterramento subsequente, as argilas



como pela ocorrência de dolocretes com fábrica suportada por dolomita fortemente deslocante em relação aos grãos. Todavia, alguns dos arenitos cimentados por dolomita blocosa e todos arenitos cimentados por dolomita poiquilotrópica mostram empacotamento apertado e contatos intergranulares côncavo-convexo suturados, indicando uma precipitação mesogenética de dolomita pós ou sincompactacional. Esta dolomita pós-compactacional é comumente ferrosa, e a última fase de cimentação de carbonato é comumente representada por anquerita, como zonas externas ou crescimentos sintaxiais sobre os cristais de dolomita.

A presença de piritas framboidais associada à dolomita microcristalina em algumas amostras está provavelmente relacionada à redução bacteriana de sulfato. Todavia, a escassez de piritas framboidais em um ambiente obviamente rico em sulfato dissolvido, como sugerido pela recorrente intercalação de camadas de evaporitos com os arenitos Juruá, indica a persistência de condições oxidantes durante a maior parte da eodiagênese.

A ocorrência de contatos intergranulares suturados e de estilólitos em arenitos sem abundante cimentação por dolomita ou anidrita sugere que a maior parte do Si requerido para a precipitação de crescimentos de quartzo possa ter sido derivada internamente. Entretanto, como a distribuição da compactação química por dissolução por pressão intergranular e em estilólitos é extremamente heterogênea, não é possível precisar se esta fonte interna é suficiente para explicar a quantidade de cimento de quartzo observada.

A convergência entre as idades radiométricas K-Ar das ilitas (Mizusaki *et al.*, 1990) e as do magmatismo intrabaciais (Caputo e Silva, 1990) sugere que a autigênese de ilita tenha ocorrido em conexão com a circulação episódica de fluidos intersticiais em resposta ao fluxo térmico acentuado promovido pelo magmatismo, e não como consequência do gradual soterramento crescente.

A oxidação marginal dos cimentos de dolomita poiquilotrópica e de siderita, localmente associada a caulinita, é interpretada como produto da telodiagênese que deve ter ocorrido durante o soerguimento Mesozóico (tectonismo Jurássico-Cretáceo). Como não houve exposição direta dos reservatórios na área de Urucu durante o Mesozóico, esta ação meteórica deve ter ocorrido pela infiltração de águas meteóricas desde as margens da bacia, ou mais provavelmente através de falhas regionais.

## EVOLUÇÃO DIAGENÉTICA DE OUTROS ARENITOS DE SABKHAS COSTEIROS-EÓLICOS

Com o objetivo de caracterizar a presença de padrões paragenéticos e de ampliar a compreensão da complexa e heterogênea evolução diagenética da Formação Juruá, foi realizado um estudo comparativo de arenitos de sabkhas costeiras-eólicas de diversas bacias do mundo. A análise comparada dos arenitos Muschelkalk na Espanha, das formações Norphlet e Tensleep nos EUA, do Grupo Rotliegend na Alemanha e Mar do Norte, e da Formação Monte Alegre na Bacia do Amazonas com a unidade estudada mostrou que arenitos de sabkhas costeiras-eólicas apresentam uma evolução diagenética bastante característica e similar (Tab. 2).

### Rotliegend

A eodiagênese dos arenitos eólicos, principais reservatórios de gás do Grupo Rotliegend, Permiano do Mar do Norte, Alemanha e Holanda, foi diretamente controlada pelo ambiente deposicional (Glennie *et al.*, 1978; Pye e Krinsley, 1986; Gaupp *et al.*, 1993; Amthor e Okkerman, 1998). Enquanto os cimentos carbonáticos precoces foram precipitados predominantemente nos arenitos aluviais marginais, anidrita, quartzo e calcita foram precipitados em mud-flats e lagos marginais, e a halita no centro da bacia. Os valores de  $\delta^{18}\text{O}$  sugerem que os carbonatos eogenéticos formaram-se a partir de fluidos derivados principalmente da seqüência Zechstein sobreposta (Purvis, 1992), embora alguns autores suponham que a água meteórica também teve importante papel na formação dos cimentos eogenéticos (Amthor e Okkerman, 1998). A mesodiagênese é caracterizada por crescimentos de quartzo, argilominerais (clorita e principalmente ilita), anidrita, halita, e carbonatos e foi influenciada pelos fluidos derivados dos carvões do Carbonífero, por fluidos marinhos relacionados aos evaporitos e formados quando da transgressão Zechstein, e pela tectônica (Glennie *et al.*, 1978; Gaupp *et al.*, 1993; Gluyas *et al.*, 1998). Fluidos contendo solventes derivados dos carvões geraram porosidade secundária através da dissolução dos carbonatos e sulfatos, e também contribuíram para a precipitação de barita (Pye e Krinsley, 1986; Purvis, 1992; Gluyas *et al.*, 1998). Se por um lado os dados isotópicos de dolomita e siderita sugerem importante influência do ambiente deposicional e da atuação de águas meteóricas, por outro os dados isotópicos da anidrita

sugerem precipitação sob soterramento profundo, e corroboram que a água meteórica teve importante papel na formação deste cimento (Purvis, 1992; Amthor e Okkerman, 1998). A datação K-Ar das ilitas autigênicas tardias reflete duas importantes fases de reativação tectônica (de 100 a 200 Ma – Orogenia Kimmeriana e a inversão do Cretáceo Superior-Terciário Inferior), que permitiram a percolação de fluídos provenientes dos carvões e a entrada de hidrocarbonetos nestes arenitos (Lee *et al.*, 1989; Gaupp *et al.*, 1993; Ziegler *et al.*, 1994). Os arenitos eólicos sofreram maior compactação do que os não-eólicos, que foram mais cimentados (Amthor e Okkerman, 1998). A evolução diagenética dos arenitos Rotliegend em diferentes áreas do Mar do Norte e da Alemanha está esquematicamente representada na Tabela 2.

### Muschelkalk

Os arenitos Muschelkalk, do Triássico Médio da Catalunha (NE da Espanha), mostram um controle direto de fácies deposicionais nos padrões diagenéticos e na evolução dos fluídos (Morad *et al.*, 1995). Nas fácies de sabkha/mudflat, durante a eodiagênese, foram precipitadas microdolomita, anidrita, barita, magnesita, K-feldspato e clorita-esmectita, enquanto calcita, hematita, ilita-esmectita e quartzo precipitaram nas fácies aluviais (Tab. 2). Os valores isotópicos de  $^{18}\text{O}$  sugerem que a precipitação eogenética de dolomita nestes arenitos ocorreu a partir de uma mistura entre água meteórica e água marinha, uma vez que os valores isotópicos são mais baixos do que os esperados para fluidos puramente marinhos. A maior abundância de feldspato potássico diagenético na fácies de sabkha é atribuída à maior disponibilidade de  $\text{K}^+$  derivado de fluidos marinhos. A mesodiagênese foi influenciada indiretamente pelos sistemas deposicionais, através da distribuição dos constituintes eogenéticos. Enquanto crescimentos de quartzo e dolomita grossa precipitaram-se nas fácies aluviais, processos de recristalização da microdolomita foram dominantes nas fácies de sabkha-mudflat. As composições isotópicas das fases mesodiagenéticas refletem o aumento da temperatura durante o soterramento, conduzindo à recristalização de dolomita a  $45^\circ\text{C}$ , precipitação de dolomita grossa a  $\pm 65^\circ\text{C}$  e de crescimentos de quartzo a  $\pm 80^\circ\text{C}$  (Morad *et al.*, 1995).

### Norphlet

A Formação Norphlet foi depositada na fase rifte (Jurássico Superior) do Golfo de México

(McBride, 1981; Dixon *et al.*, 1989). A seqüência diagenética é caracterizada por cutículas de hematita e de argila (posteriormente ilitizada), crescimentos de K-feldspato e de quartzo, seguidos ou precedidos por calcita, anidrita e halita, sucedidos pela geração de porosidade secundária devido à dissolução de halita, plagioclásio e carbonatos, e finalmente pela entrada de hidrocarbonetos, pirita, dolomita, ilita e quartzo tardios (Tab. 2). Os arenitos eólicos são os melhores reservatórios por não terem sido pervasivamente cimentados por calcita e anidrita e pela formação de franjas de clorita. A clorita formou-se possivelmente entre  $\pm 80$  e  $120^\circ\text{C}$  a partir de cutículas eodiagenéticas de argilas e óxidos de ferro, o que inibiu a cimentação por quartzo. Outros fatores que teriam contribuído para a boa qualidade dos reservatórios eólicos da Formação Norphlet incluem a preservação de porosidade pela migração de hidrocarbonetos a  $\pm 110^\circ\text{C}$ , a geração de porosidade por ácidos orgânicos provenientes da descarboxilação da matéria orgânica e de reações de hidrocarbonetos com anidrita, o que resultou na remoção local de anidrita nodular, e a redução termoquímica dos sulfatos entre  $\pm 135$  e  $180^\circ\text{C}$ ; produzindo  $\text{H}_2\text{S}$  e pirita, e o craqueamento térmico dos hidrocarbonetos nos reservatórios, gerando pressões anormais (Dixon *et al.*, 1989).

### Tensleep

A diagênese da Formação Tensleep, Pensilvaniano da Bacia de Big Horn, USA, teve sua diagênese influenciada tanto pelo ambiente deposicional quanto pela história tectônica. Os cimentos eogenéticos mais importantes de anidrita e dolomita foram precipitados sob controle do ambiente deposicional de sabkhas costeiras. O início da mesodiagênese é marcado, como em muitos outros arenitos, por crescimentos de quartzo e K-feldspato (Tab. 2). Cimentos tardios de anidrita e dolomita (pré- e pós-entrada de hidrocarbonetos) parecem estar relacionados a episódios de tectonismo (Mankiewicz e Steidtmann, 1979; James, 1992). Outro fator que parece controlar a distribuição dos principais cimentos é a posição em relação aos limites estratigráficos. Enquanto a anidrita e dolomita são preferencialmente encontradas próximas aos contatos dos arenitos com os lutitos, dolomitos e evaporitos intercalados, o quartzo ocorre concentrado no centro dos corpos de arenitos. Assim, enquanto o quartzo é dominante a mais de 1m de distância dos contatos, observa-se em intervalo inferior a 1m que a anidrita e a dolomita são mais abundantes (James, 1992).

Tabela 2. Seqüências diagnósticas de diversos arenitos de sabiá costeiro/órfico em relação à da Formação Juná da área de Urucú e à sua freqüência de ocorrência na seqüência síntica geral.

Unidade	Gr. Ratiagense	Gr. Ratiagense	Gr. Ratiagense	Fm. Murchikabi - oliviat	Fm. Murchikabi - sabiá	Fm. Nopitet
Composição Detrítica		Filarenitos	Literenitos	Ardiosos/Subardiosos	Ardiosos/Subardiosos	Ardiosos/Subardiosos
Idade	Permiano	Permiano	Permiano	Triássico	Triássico	Jurássico
Autores	Glennie et al., 1975	Punta, 1982	Gaupp et al., 1985	Morad et al., 1985	Morad et al., 1985	McBird, 1981
<b>Eodiagénesis</b>	Henallita	Henallita	Henallita	Henallita		Henallita
	Esmeralda	Esmeralda	Esmeralda		Esmeralda	
		Dolomita		Calcita		Calcita
			Gipsita-Ardita		Ardita	
		Magnesita	Halla		Magnesita	
				Dolomita		
	Cutículas de argila		Cutículas de argila			Cutículas de argila
				Earita		
			Quartzo	Esmeralda		
			Calcita			
	Dissolução	Dissolução				
	Caolinita	Caolinita				
	Dolomita	Fe-Dolomita-anquerta	Dolomita-Siderita		Dolomita	
<b>Eodiagénesis</b>	Ardita		Sabiá-Gipsita-Ardita			
	K-feldspato		K-feldspato-Abita	K-feldspato	K-feldspato	K-feldspato
<b>Mesodiagénesis</b>	Quartzo	Quartzo		Quartzo	Quartzo	Quartzo
		Siderita	Clorita			
		Pirita	Dolomita-Siderita			Calcita
	Ilita	Ilita	Ilita	Clorita, I-S	Clorita	
				Dolomita	Dolomita	Dolomita
			Quartzo			
		Ardita				Ardita e Halla
		Dissolução	Dissolução			Dissolução
		Caolinita	Caolinita			Hidrocarbonetos
			Hidrocarbonetos			Pirita
		K-feldspato-Abita			Fe-Dolomita	
		Ilita			Ilita	
	Clorita		Clorita	Clorita		
			Calcita			
			Ardita-Sabiá			
	Quartzo	Quartzo			Quartzo	
	Dolomita		Anquerta			
			Halla			
	Ardita		Ardita-Sabiá			
<b>Mesodiagénesis</b>						
<b>Teliagénesis</b>						
				Henallita		
				Calcita		
<b>Teliagénesis</b>						
				Caolinita		

Tabela 2: Continuação

Unidade	Fm. Noyriat	Fm. Tarshep	Fm. Tarshep	Fm. Monte Alegre	Fm. Jurat	Seqüência sintética	Freqüência de ocorrência (%)	
Composição Química	Arcozeos/Subarcozeos	Arcozeos/Subarcozeos	Quartzarenitos	Arcozeos/Subarcozeos	Arcozeos/Subarcozeos			
Idade	Jurássico	Carbonífero	Carbonífero	Carbonífero	Carbonífero			
Autores	Oliver et al., 1988	Merlewick & Steinmann, 1979	James, 1991	Torres & Truckenbrodt, 1990	Este trabalho	Este trabalho		
Eodiagéneses	Hamatita				Hamatita	Hamatita	58,3	
						Esmeralda	33,3	
		Asidrita	Asidrita			Asidrita-Gipsita	41,6	
		Gipsita			Pirita			
		Pirita						
		Dolomita						
	Culiculas de argila			Culiculas de argila	Culiculas de argila	Culiculas de argila	50,0	
	Calcita			Calcita				
		Dissolução	Dissolução		Dissolução	Dissolução	41,6	
		Caulinita						
Eodiagéneses		Dolomita	Dolomita	Dolomita	Dolomita	Dolomita	58,3	
	Asidrita			Gipsita	Berita	Asidrita-Gipsita-Berita	41,6	
	K-feldspato			K-feldspato	K-feldspato	K-feldspato	86,6	
	Mesodiagéneses	Quartzo	Quartzo	Quartzo	Quartzo	Quartzo	Quartzo	83,3
			K-feldspato					
				Hidrocarbonetos				
					Ilta, Clorita		Ilta, Clorita	90,9
			Dolomita	Calcita	Fe-Calcita		Dolomita-Calcita	90,9
			Hidrocarbonetos	Hidrocarbonetos				
			Asidrita-Gipsita	Asidrita	Asidrita	Asidrita	Asidrita	90,9
Dissolução			Dissolução	Dissolução	Dissolução	Dissolução	98,3	
				Caulinita				
Mesodiagéneses		Ilta			Ilta	Ilta	Ilta	41,6
	Clorita			Clorita	Clorita	Clorita	90,9	
	Dolomita				Halita			
	Quartzo			K-feldspato				
			Quartzo	Quartzo	Quartzo	Quartzo	58,3	
			Calcita		Calcita			
			Dolomita-Angarita	Dolomita-Angarita	Dolomita-Angarita	Dolomita-Angarita	33,3	
				Siderita				
	Dissolução		Ilta					
	Pirita			TIO <sub>2</sub> , Pirita	TIO <sub>2</sub> , Pirita			
Telodiagéneses		Quartzo			Hamatita			
		Pirita						
		Calcita		Calcita				
Telodiagéneses				Dissolução				
					Caulinita			

## Monte Alegre

A história diagenética da Formação Monte Alegre, equivalente à Formação Juruá na Bacia do Amazonas, foi fortemente influenciada pelas condições ambientais (Torres e Truckenbrodt, 1990). Os processos eogenéticos da Formação Monte Alegre são caracterizados pela infiltração mecânica de argilas, precipitação de calcita, dolomita e gipsita. Na mesodiagenese, por sua vez, predominaram os processos que envolveram compactação química por dissolução por pressão, crescimentos de quartzo e K-feldspato, cimentação por calcita ferrosa, substituição de K-feldspato e gipsita por anidrita, e geração de porosidade secundária por dissolução dos carbonatos e feldspatos, seguida da precipitação de caulinita, illita, clorita, dolomita-anquerita, quartzo, pirita e anatásio tardios (Tab. 2). Os melhores reservatórios desta formação são os depósitos eólicos (Torres e Truckenbrodt, 1990), como ocorre com a Formação Juruá.

## DISCUSSÃO

A comparação das características de diversos arenitos depositados em ambientes de sabkhas costeiros-eólicos revela um padrão comum na evolução e na distribuição dos processos diagenéticos. A observação comparativa dos padrões diagenéticos individuais das unidades permite o reconhecimento de uma seqüência diagenética sintética significativa para todos os casos analisados. Esta seqüência é representada por aqueles processos ou constituintes que aparecem na mesma ordem paragenética em mais do que um terço dos casos, cuja freqüência de ocorrência está disposta na última coluna da Tabela 2.

A eodiagenese em geral é caracterizada por hematita, esmectita, anidrita-gipsita, cutículas de argila infiltrada, dissolução e dolomita microcristalina, seguida por sulfatos (anidrita-gipsita-barita), sob forte influência do ambiente deposicional e do clima. Apesar das cutículas de hematita serem bastante características da eodiagenese sob clima seco, elas foram removidas por redução e/ou substituição por fases mesogenéticas como a clorita em algumas unidades, como a Formação Norphlet (Dixon *et al.*, 1989), e a própria Formação Juruá. A grande abundância de dolomita microcristalina eogenética em todas as unidades é interpretada por alguns como produto da mistura de fluidos marinhos e meteóricos, mas é em muitos casos produto da modificação da água do mar pela precipitação de sulfatos e consequente aumento da razão Mg/Ca nos fluidos residuais.

A presença de sulfatos eogenéticos, geralmente em forma nodular, em algumas das unidades discutidas está aparentemente condicionada pela distribuição faciológica e fisiográfica dos arenitos em relação ao nível freático no sabkha.

A passagem à mesodiagenese é em general caracterizada por crescimentos de feldspato potássico e quartzo. A precipitação de K-feldspatos é interpretada por alguns como relacionada à disponibilidade de K<sup>+</sup> de fluidos marinhos modificados, mas pode também estar relacionada à dissolução em subsuperfície de evaporitos de sabkha associados. Por outro lado, a presença conspícua de crescimentos de quartzo é função da sílica liberada pela compactação química através da dissolução por pressão intergranular, e pela dissolução e substituição de feldspatos detríticos. A autigênese de illita e clorita é extremamente importante nos arenitos de sistemas de sabkhas costeiros-eólicos, comumente pela transformação de cutículas eogenéticas de esmectita e hematita. Sua precipitação recorrente em muitas das unidades é interpretada como produto da circulação episódica de fluidos provenientes de unidades de lutitos ou evaporitos sob influência de eventos tectônicos e/ou magmáticos. Da mesma forma, a precipitação mesogenética de dolomita ou calcita e de anidrita é interpretada como relacionada à dissolução das litologias carbonáticas e evaporíticas de sabkha subaquoso durante o soterramento, potencialmente por fluidos solventes gerados pela evolução térmica da matéria orgânica em lutitos ou carvões associados.

A telodiagenese é pouco atuante ou mesmo ausente em diversos dos casos analisados, mas quando presente é caracterizada pela precipitação de hematita da oxidação de constituintes mesogenéticos ferrosos, e de calcita ou caulinita.

De maneira simplificada, a história diagenética da Formação Juruá na área de Urucu é bastante similar ao padrão de evolução diagenética reconhecido para os demais arenitos de ambientes de sabkhas costeiros-eólicos (Tab. 2). A eodiagenese dos arenitos Juruá é caracterizada por cutículas de hematita e de argilas mecanicamente infiltradas, pirita framboidal, dolomita microcristalina e blocosa e compactação mecânica. A mesodiagenese caracteriza-se por compactação química, crescimentos de K-feldspato e quartzo, seguidos por anidrita poiquilotópica, dissolução e albitização de feldspatos, autigênese de illita fibrosa e clorita, e precipitação tardia de quartzo, Fe-dolomita/anquerita, calcita e siderita. Localmente a telodiagenese é formada por hematita e caulinita.



Algumas diferenças entre a evolução diagenética dos reservatórios Juruá em Urucu e a de outros arenitos de sabkhas costeiros-eólicos podem ser creditadas aos aspectos particulares da sua história de soterramento.

Os arenitos eólicos da Formação Norphlet são os melhores reservatórios da unidade devido a sua cimentação parcial por calcita e a anidrita, em contraste com a cimentação pervasiva dos arenitos não-eólicos (Dixon *et al.*, 1989). Nos arenitos eólicos da Formação Juruá, a anidrita é um cimento volumetricamente importante, contudo sua distribuição em manchas descontínuas não afetou de forma significativa sua permeabilidade. Já nos arenitos não-eólicos a dolomita blocosa e os crescimentos de quartzo, bem como compactação mais intensa, contribuíram para um maior decréscimo da porosidade e permeabilidade. No Grupo Rotliegend, os arenitos eólicos sofreram maior compactação do que os não-eólicos, que foram mais cimentados (Amthor e Okkerman, 1998).

Na Formação Juruá a cimentação por anidrita é essencialmente pós-compactacional, diferentemente dos arenitos das formações Tensleep, Norphlet e Muschelkalk, que apresentam anidrita eogenética. Por outro lado, a cimentação mais importante da Formação Tensleep, bem como da Formação Juruá, na forma de anidrita, dolomita e quartzo também parece estar relacionada a limites estratigráficos com camadas de dolomitos e evaporitos. Na Formação Tensleep, a cimentação por dolomita ocorre próximo aos contatos entre as unidades, enquanto o quartzo é mais abundante a mais de 1 metro dos contatos (James, 1992). Na Formação Juruá, a anidrita é o cimento mais importante perto dos limites estratigráficos. Existe uma relação próxima entre os contatos com camadas de dolomitos e a cimentação de dolomita, com camadas de evaporitos e a cimentação de anidrita, e com camadas de lutitos e a cimentação de quartzo. Dolomita e a anidrita apresentam uma correlação negativa, com aumento da anidrita mesodiagenética nos níveis com menor cimentação de dolomita precoce. As similaridades da história diagenética das formações Monte Alegre e Juruá indicam as semelhanças dos ambientes deposicionais, estratigrafia e história de soterramento entre estas duas unidades.

Por outro lado, a presente ocorrência de cutículas de hematita é muito menos comum nos arenitos Juruá que em outros arenitos com ambiente deposicional similar (e.g., Pye e Krinsley, 1986, Dixon *et al.*, 1989; Purvis, 1992), restrito somente a

amostras na zona de água do extremo leste da área (IMT). Isto pode estar relacionado à dissolução dos óxidos de ferro durante o soterramento por redução promovida por fluidos associados à migração dos hidrocarbonetos.

A autigênese mesogenética de ilita nos arenitos Juruá foi episódica, como indicado pelas idades radiogênicas K-Ar das ilitas, concentradas em uma faixa relativamente estreita, aproximadamente correspondente ao período da atividade magmática intrusiva intrabacia (Triássico Superior-Jurássico Inferior). Similar controle episódico sobre a autigênese de ilita, relacionado ao magmatismo e/ou tectonismo, é atribuído para muitas das unidades analisadas (e.g., Gaupp *et al.*, 1993).

### IMPLICAÇÕES NA QUALIDADE DOS RESERVATÓRIOS

A diagênese exerceu forte influência na qualidade dos reservatórios Juruá. Os controles diagenéticos são superimpostos aos controles deposicionais da geometria, estrutura e textura dos arenitos. Os arenitos eólicos são originalmente mais porosos e permeáveis que os arenitos não-eólicos de sabkha costeiro, praia ou de shoreface, em função da granulometria mais grossa e grande continuidade lateral dos depósitos eólicos. Somando-se a este controle original, a maior quantidade de cimentação por dolomita blocosa e crescimentos de quartzo e a forte compactação dos arenitos não-eólicos também contribuem para maior redução de porosidade e permeabilidade relativamente aos arenitos eólicos. A porosidade é essencialmente primária, reduzida por cimentação e compactação.

A distribuição espacial da dolomita, principal constituinte eodiagenético nos arenitos não-eólicos como dolomita blocosa grossa, e nos arenitos eólicos como dolomita microcristalina em franjas e preenchimento de poros, não mostra relação aparente com os limites de ciclos deposicionais e das sub-unidades.

Apesar da cimentação por anidrita poiquilotópica pós compactacional ser mais abundante nos arenitos eólicos, sua distribuição descontínua, manchada, teve pouco efeito na redução de permeabilidade. A cimentação de anidrita é abundante somente próximo aos contatos com os evaporitos de sabkha intercalados, o que não contribui substancialmente para o aumento da heterogeneidade interna dos reservatórios. Por outro lado, a cimentação da dolomita em níveis sem relação com os contatos afetou subs-

tancialmente a heterogeneidade interna dos intervalos de arenito, e pode constituir barreiras para o fluxo de fluídos com até centenas de metros de extensão lateral.

A cimentação por crescimentos de quartzo é mais abundante nos arenitos não-eólicos, particularmente próximo aos contatos com os lutitos. Compactação química através de dissolução por pressão intergranular e ao longo de estilólitos é também mais intensa em arenitos não-eólicos.

## CONCLUSÕES

A porção analisada da Formação Juruá contém os principais reservatórios e corresponde às sub-unidades JR-90A, JR-85, JR-80, JR-70B e JR-70A, compreendendo arenitos, lutitos, evaporitos e dolomitos que foram depositados em quatro ciclos *drying/wetting upward* constituídos por fácies de sabkha na base cobertas por lençóis de areia e depósitos de duna, que foram novamente cobertos por depósitos de sabkha. A deposição ocorreu em um ambiente de sabkha costeiro com pervasivo retrabalhamento eólico, sob gradual aumento da influência marinha e clima quente e seco. Os arenitos eólicos constituem os melhores reservatórios da Formação Juruá.

Os arenitos Juruá são principalmente subarcósios e arcósios, e subordinadamente sublitarenitos e arcósios líticos. Quartzo plutônico monocristalino, microclínio, ortoclásio, fragmentos de rochas plutônicas graníticas e gnáissicas e vulcânicas ácidas e de fragmentos de lutitos e pelóides de argila são os principais constituintes detríticos. Arenitos eólicos possuem granulometria mais grossa que os arenitos não-eólicos, e localmente distribuição bimodal e laminação granulométrica de areia grossa e fina.

A eodiagênese dos arenitos Juruá é caracterizada por cutículas de hematita e de argilas mecanicamente infiltradas, pirita framboidal, dolomita microcristalina e blocosa, e compactação mecânica. A mesodiagênese caracteriza-se por compactação química, crescimentos de K-feldspato e quartzo, seguidos por anidrita poiquilotópica, dissolução e albitização de feldspatos, autigênese de ilita fibrosa e clorita, e precipitação tardia de quartzo, dolomita ferrosa-anquerita, calcita e siderita. Telodiagênese local é representada por hematita e caulinita.

Dolomita blocosa é o constituinte diagenético mais abundante nos arenitos não-eólicos. Dolomita microcristalina em franjas e preenchimento de poros é mais abundante em arenitos eólicos. Compactação química por dissolução por pressão intergranular é mais intensa nos arenitos não-eólicos. A cimentação

descontínua por manchas de anidrita pós-compactacional poiquilotópica é mais abundante nos arenitos eólicos, particularmente próximo aos contatos com evaporitos de sabkha intercalados.

A abundante cimentação de quartzo e anidrita ao longo dos contatos dos arenitos Juruá respectivamente com lutitos e evaporitos contribuiu para o aumento da forte compartimentalização das sub-unidades de reservatório, mas não para introdução de heterogeneidades internas aos reservatórios. Em contraste, a cimentação por dolomita afetou substancialmente a heterogeneidade interna dos intervalos de arenito, podendo constituir extensivas barreiras internas para o fluxo de fluidos.

De maneira simplificada, a história diagenética da Formação Juruá na área de Urucu é bastante similar ao padrão de evolução diagenética reconhecido para outros arenitos de ambientes de sabkhas costeiros-eólicos, como os do Grupo Rotliegend no Mar do Norte, Alemanha e Holanda, as formações Norphlet e Tensleep nos EUA, a Formação Muschelkalk na Espanha, e a Formação Monte Alegre, equivalente da Formação Juruá na Bacia do Amazonas. As similaridades na evolução diagenética dessas unidades de sabkha costeiro/eólico são atribuídas aos seus padrões estratigráficos semelhantes (camadas intercaladas de evaporitos e carbonatos), e à semelhança nos padrões de composição e circulação de fluidos na eodiagênese e mesodiagênese.

O reconhecimento, por este estudo comparativo, da existência de padrões diagenéticos entre arenitos de sabkhas costeiros-eólicos de diferentes bacias e idades pode ter implicações importantes na produção e exploração dos reservatórios Juruá da área de Urucu, assim como de outras unidades e áreas similares. Esses padrões podem ser utilizados no desenvolvimento de modelos da distribuição temporal e espacial dos processos diagenéticos de controle da qualidade de reservatórios, que podem ser poderosos instrumentos para a caracterização de heterogeneidades e otimização do desenvolvimento e produção, assim como da previsão da qualidade de novos reservatórios na exploração.

**Agradecimentos** - Os autores agradecem à PETROBRAS pelo acesso a amostras, dados, informações, e pela licença para publicar este trabalho. Agradecimentos especiais ao suporte do CNPq, na forma de bolsas e recursos de pesquisa, e ao Instituto de Geociências da UFRGS, pelo acesso a facilidades analíticas.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Amthor, J.E. & Okkerman, J. 1998. Influence of early diagenesis on reservoir quality of Rotliegend Sandstones, Northern

- Netherlands. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, 82: 2246-2265.
- Becker, C.R. 1997. **Estratigrafia de Sequências Aplicada ao Permo-Carbonífero da Bacia do Solimões do Norte do Brasil**. 363p. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.
- Caputo, M.V. & Silva, O.B. 1990. Sedimentação e tectônica da Bacia do Solimões. In: G.P. Raja Gabaglia and E.J. Milani (Editors), **Origem e Evolução das Bacias Sedimentares**. PETROBRAS, Rio de Janeiro, p. 169-193.
- Choquette, P.W. & Pray, L.C. 1970. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, 54: 207-250.
- Cunha, P.R.C., Silva, O.B. & Eiras, J.F. 1988. Interpretação faciológica e ambiental do principal reservatório de hidrocarbonetos da Bacia do Solimões - Área do Urucu, 35 Congresso Brasileiro de Geologia. SBG, Belém, **Anais...**, p. 2439-2456.
- Dixon, S.A., Summers, D.M. & Surdam, R.C. 1989. Diagenesis and preservation of porosity in Norphlet formation (Upper Jurassic), southern Alabama. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, 73(6): 707-728.
- Eiras, J.F., Becker, C.R., Souza, E.M., Gonzaga, F.G., Silva, J.G.F., Daniel, L.M.F., Matsuda, N.S. & Feijó, F.J. 1994. Bacia do Solimões. **Boletim de Geociências da PETROBRAS**, 8(1): 17-45.
- Figueiredo, A.M. & Milani, E.J. 2000. Petroleum Systems of South America Basins. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Tomaz Filho and D.A. Campos (Editors), **Tectonic Evolution of South America**. UERJ, Rio de Janeiro, p. 689- 718.
- Folk, R.L., 1968. **Petrology of Sedimentary Rocks**. Hemphill's Pub., Austin, Texas, 107p.
- Gaupp, R., Matter, A., Platt, J., Ramseyer, K. & Walzebeck, J. 1993. Diagenesis and fluid evolution of deeply buried Permian (Rotliegende) gas reservoirs, northwest Germany. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, 77(7): 1111-1128.
- Glennie, K.W., Mudd, G.C. & Nagtegaal, P.J.C. 1978. Depositional environment and diagenesis of Permian Rotliegende sandstones in Leman Bank and Sole Pit areas of the UK southern North Sea. **Journal of the Geological Society**, 135: 24-34.
- Gluyas, J., Jolley, L. & Primmer, T.J. 1997. Element mobility during diagenesis; sulfate cementation of Rotliegend sandstones, southern North Sea. **Marine and Petroleum Geology**, 14: 1001-1011.
- Houseknecht, D.W. 1987. Assessing the relative importance of compaction processes and cementation to reduction of porosity in sandstones. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, 71(6): 633-642.
- Howell, J. & Mountney, N. 1997. Climatic cyclicity and accommodation space in arid to semi-arid depositional systems: an example from the Rotliegend Group of the UK southern North Sea. In: K. Ziegler, P. Turner and S.R. Daines (Editors), **Petroleum Geology of the Southern North Sea: Future Potential**. Geological Society Special Publication 123. Blackwell, London, p. 63-86.
- James, W.C. 1992. Sandstone diagenesis in mixed siliciclastic-carbonate sequences: Quadrant and Tensleep formations (Pennsylvanian), northern Rocky Mountains. **Journal of Sedimentary Petrology**, 62(5): 810-824.
- Kahn, J.S. 1956. The analysis and distribution of the properties of packing in sand-size sediments: 1. On the measurement of packing in sandstones. **Journal of Geology**, 64: 385-395.
- Lanzarini, W.L. 1984. **Fácies Sedimentares e Ambiente Depositional da Formação Monte Alegre na área do Juruá, Bacia do alto Amazonas - Diagênese e Permoporosidade dos Arenitos Reservatórios**. 215p. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto.
- Lee, M., Aronson, J.L. & Savin, S.M. 1989. Timing and conditions of Permian Rotliegende Sandstone diagenesis, southern North Sea. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, 73: 195-215.
- Mankiewicz, D. & Steidtmann, J.R. 1979. Depositional environments and diagenesis of the Tensleep Sandstone, Eastern Big Horn Basin, Wyoming. In: P.A. Scholle and P.R. Schluger (Editors), **Aspects of Diagenesis**. SEPM Special Publication. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, Ok., p. 319-336.
- McBride, E.F. 1981. Diagenetic history of Norphlet formation (Upper Jurassic), Rankin County, Mississippi. **Transactions of Gulf Coast Association of Geological Societies**, 31: 347-351.
- Milani, E.J. & Zalán, P.V. 1998. Solimões Basin, **The Geology of Paleozoic Cratonic Basins and Mesozoic Interior Rifts of Brazil**. AAPG/ABGP, Rio de Janeiro, p. 67-90.
- Mizusaki, A.M.P., Anjos, S.M.C., Wanderley Filho, J.W., Silva, O.B., Costa, M.G.F., Lima, M.P., & Kawashita, K. 1990. Datação K/Ar de ilitas diagenéticas. **Boletim de Geociências da PETROBRAS**, 4(3): 237-252.
- Morad, S., Al-Aasm, I. S., Longstaffe, F. J., Marfil, R., De Ros, L. F., Johansen, H. & Marzo, M. 1995. Diagenesis of a mixed siliciclastic/evaporitic sequence of the Middle Muschelkalk (Middle Triassic), the Catalan Coastal Range, NE Spain. **Sedimentology**, 42: 749-768.
- Moraes, M.A.S. & De Ros, L.F. 1990. Infiltrated clays in fluvial Jurassic sandstones of Recôncavo Basin, northeastern Brazil. **Journal of Sedimentary Petrology**, 60(6): 809-819.
- Neto, A.F.A. & Tsubone, K. 1988. A descoberta de petróleo do Rio Urucu, Bacia do Solimões, 35º Congresso Brasileiro de Geologia. **Anais...** SBG, Belém, p.2416-2426.
- Purvis, K., 1992. Lower Permian Rotliegend sandstones, southern North Sea: a case study of sandstone diagenesis in evaporite-associated sequences. **Sedimentary Geology**, 77: 155-171.
- Pye, K. & Krinsley, D.H. 1986. Diagenetic carbonate and evaporite minerals in Rotliegend aeolian sandstones of the southern North Sea: their nature and relationship to secondary porosity development. **Clay Minerals**, 21: 443-457.
- Schmidt, V. & McDonald, D.A. 1979. The role of secondary porosity in the course of sandstone diagenesis. In: P.A. Scholle and P.R. Schluger (Editors), **Aspects of Diagenesis**. SEPM Special Publication. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, Ok, p. 175-207.
- Tassinari, C.C.G., Bettencourt, J.S., Gerales, M., Macambira, M. & Lafon, J. 2000. The Amazonian Craton. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Tomaz Filho and D.A. Campos (Editors), **Tectonic Evolution of South America**. UERJ, Rio de Janeiro, p. 41- 99.
- Torres, A.M. & Truckenbrodt, W. 1990. Características petrográficas e diagenéticas dos arenitos da Formação Monte Alegre na Região do Rio Tapajós, Bacia do Amazonas, 36 Congresso Brasileiro de Geologia. **Anais...** Sociedade Brasileira de Geologia, Natal, RN, pp. 360-373.
- Ziegler, K., Sellwood, B.W. & Fallick, A.E. 1994. Radiogenic and stable isotope evidence for age and origin of authigenic illites in the Rotliegend, southern North Sea. **Clay Minerals**, 29(4): 555-565.

